

Memorias

VIII Jornadas en Ciencias de la Tierra

Editores científicos

A. Cabero • M. A. Zúñiga • J.-L. Le Pennec • D. Narváez
M.J. Hernández • J. M. Nocquet • F. V. Gómez S.

Memorias
VIII Jornadas en Ciencias de la Tierra

Escuela Politécnica Nacional

Memorias

VIII Jornadas en Ciencias de la Tierra

Editores científicos

A. Cabero · M. A. Zúñiga · J.-L. Le Pennec · D. Narváez
M.J. Hernández · J. M. Nocquet · F. V. Gómez S.

Primera edición, 2017

Editores científicos

Ana Cabero del Río, Mayra Alejandra Zúñiga, Jean-Luc Le Pennec, Diego Narváez, María José Hernández Salazar, Jean Matthieu Nocquet, Franklin Vinicio Gómez Soto.

Comité Científico: Alvarado Alexandra, Andrade Daniel, Arturo Egüez, Audin Laurence, Baby Patrice, Barragán Roberto, Beate Bernardo, Bernal Carolina, Bowman Luke, Cabero Ana, Cadena Edwin, Carrasco Isabel, Cerón Gonzalo, Cornejo Renán, Gómez Franklin, Hall Minard, Hernández María José, Hidalgo Juan Carlos, Hidalgo Silvana, Hinojosa Dayanara, Hirata Ricardo, Horton Brian, Izurieta Álvaro, Jiménez Eliana, Kondolf M., Larrea Patricia, Lascano Mariana, Le Pennec Jean-Luc, Martillo Carlos, Mendoza Benito, Michaud Fracois, Mokhtari Ali, Molina Armando, Mora Sergio, Noquet Jean-Matieu, Paz Francisco, Plaza Galo, Procel Sandra, Proust Jean-Noël, Ramírez María Fernanda, Rivadeneira Marco, Román José Luis, Samaniego Pablo, Segovia Mónica, Vallejo Cristian, Valverde J., Villares Fabián, Villegas Juan Carlos, Yugsi Freddy

Comité organizador: Cabero del Río, Ana; Zúñiga, Mayra; Narváez, Diego; Le Pennec, Jean-Luc; Aráuz, María de los Ángeles; Hernández, María José; Bernal, Carolina; Gómez, Franklin; Rivadeneira, Marco; Plaza, Galo; Cornejo, Renan.

Diseño de cubiertas: EPN Editorial (ECJ)

Diagramación: EPN Editorial (ECJ)

Fotografía de cubierta y divisiones: «Cuicocha», de Marco Almeida

ISBN (digital): 978-9978-383-43-8.

EPN Editorial | Ingeniería en Geología y Petróleos

© De los autores

© Escuela Politécnica Nacional, 2016

Facultad de Ingeniería en Geología y Petróleos

Ladrón de Guevara E11-253

PO-Box 17-01-2759

(+593) 2 2976 300

Quito, Ecuador

Quito, Ecuador

2017

ADVERTENCIA: Los contenidos de esta publicación, así como el uso de gráficos, de nombres registrados y de otros materiales son responsabilidad única de los autores. Esta publicación no constituye una comunicación oficial de la Escuela Politécnica Nacional.

Queda prohibida la reproducción total o parcial de esta obra, por medios conocidos o por conocer, sin la autorización escrita de la Escuela Politécnica Nacional. Se autoriza su uso académico, debidamente citado.



FACULTAD DE INGENIERÍA
EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS



ESCUELA
POLITÉCNICA
NACIONAL

Las VIII Jornadas en Ciencias de la Tierra fueron organizadas con el apoyo de:



Instituto Nacional de
Investigación Geológica
Minero Metalúrgica



Coco Liso
EXPLORATION



mingo
servicio

Contenidos

xvii Presentación

SESIÓN 1-2

Geodinámica, Geología Regional y Tectónica

Conferencia magistral

- 3 The Drainage History of Large River Systems During Growth of The Northern Andes
Horton, B.K.

Presentaciones orales

- 7 Palinspastic Reconstruction of NW South America During Cenozoic Times
Montes C., Rodríguez A.F.
- 9 Fallas Transversas Extensivas en la Cuenca Sur-pirenaica (N España)
Carrillo E.
- 11 Variación de las Estructuras Corticales a lo Largo de los Andes Venezolanos Obtenidas por Investigaciones Sísmicas Profundas
Schmitz M., Mazuera F., Yegres L., Medina P., Ávila J., Sánchez J., Audemard F.A., Gil E., Bolívar M., Roa E., grupo de sísmica profunda del proyecto GIAME.
- 17 Caso de Estudio: Cambio de Esfuerzos Coulomb Causado por el Sismo de Burica Mw 6.6 del 08 de Diciembre de 2014, Península de Burica, Panama
Altamirano M.A., Ruíz A.G.
- 23 Provenance of Miocene Hinterland Basins in Ecuador: Implications for the Growth of Topographic Barriers Linking the central and Northern Andes
George S.W.M., Horton B.K.
- 25 Caracterización Petrográfica y Geoquímica de la Unidad Quebrada el Volcán
Ortíz D.
- 31 Estudio Petrográfico y Geoquímico del Arco Alao (Cretácico Inferior) al Este de Chambo, Provincia de Chimborazo: Implicaciones Geodinámicas
Yáñez E., Quilachamín V., Reyes P.
- 37 Arquitectura Estructural y Estratigrafía de la Secuencia Pre-Aptiense de la Cuenca Oriente Ecuatoriana
Angulo A., Baby P., Rivadeneira M., Rosero J., Bustos J.

- 43 Evolución Tectónica de la Sección Pre-cretácica, Cuenca Oriente-Marañon
Barragán R., Baby P.
- 49 Progradación del Abanico Submarino Cretácico Superior (Grupo Zapotillo) en el Perfil Tipo Chaquino-Bolaspamba Cuenca Alamor Lancones
Núñez C., Romero C., Navarrete L.
- 55 Una Cuenca de Antearco Pre-acrecionaria del Cretácico Tardío: Cuenca Río Playas, Sur del Ecuador
Valarezo M., Vallejo C., Horton B., Jackson L., Esteban J., Winkler W.
- 61 Caracterización Petrográfica, Geoquímica y Petrogenética de los Gabros Hornbléndicos Expuestos en la Carolina (Guallupe). Implicaciones Regionales en la Configuración de la Cordillera Occidental Septentrional del Ecuador
Chulde E.

Póster

- 67 Modelo de Facies para Arco Alao en la Zona de Gualaceo, Ecuador
Navarrete L., Beate B.

SESIÓN 3

Geotecnia y Fenómenos de Remoción en masa

Conferencia magistral

- 75 Macrozonificación de la Amenaza de la Inestabilidad de laderas, aplicada a la Gestión del Riesgo en los Corredores Viales
Sergio Mora Castro

Presentaciones orales

- 79 Ajuste de Modelos Estadísticos Multivariados para la Estimación de Volúmenes de Detritos Depositados por Aludes Torrenciales
Méndez W., Córdova J., Bravo de Guenni L., Pacheco H.
- 85 Deslizamiento del Yacupungo
Hall M., Mothes P., Vallance J., Alvarado A.
- 89 Síntesis de Resultados de los Ensayos Metodológicos para la Zonificación de Susceptibilidad a Movimiento en Masa, Hoja Riobamba Escala 1:50 000
Otavalo C., Pulupa A., Plaza R.

Póster

- 95 Construction of a Three-Dimensional geological Model of Portoviejo to Serve as a Base for Understanding Building Damage and Micro-Seismic Hazard Assessment
Hynd Z., Toy V., Marrero J., Palacios P., Yepes H.

SESIÓN 4

Hidrología superficial y subterránea: una visión general a los procesos y a la gestión del recurso hídrico

Presentaciones orales

- 103 Validación de los Productos de Precipitación Satelital IMERG/TMPA a Diferentes Escalas Espacio-Temporales en los Andes Tropicales
Manz B., Páez-Bimos S., Homa N., Buytaert W., Ochoa-Toachi B., Lavado-Casimirio W., Willems B.
- 109 Análisis de Vulnerabilidad a la Intrusión Marina en la Unidad Hidrogeológica Huaqui-llas-Método Alda
López Vera S., Alulema del Salto R.

SESIÓN 5

Cuencas Sedimentarias y Paleontología

Presentaciones orales

- 119 Tortugas Fósiles del Pleistoceno de la Provincia de Santa Elena, Ecuador
E. Cadena, J. Abella
- 123 Reconstrucción Paleoambiental del Pleistoceno de Quebrada Chalán – Chimborazo en Base a la Presencia de Micro Vertebrados
J.L. Román-Carrión, A. Mesías, P. Moreno Cárdenas.
- 127 Actualización y Análisis de los Moluscos Plio-Cuaternarios del Ecuador, de la Colección del Museo Petrográfico de la Escuela Politécnica Nacional
Mantilla, G., Cabero A.
- 133 Preliminary results of calcareous nannofossil assemblages of some Ecuadorian marine sequences
A. Mejía-Molina
- 137 The Proposed Trans-Amazon Drilling Project: Origins and Evolution of the Forests, Climate, and Hydrology of the South American Tropics
P.A. Baker, S.C. Fritz, C.G. Silva, C.A. Rigsby
- 141 Estratigrafía de la Cuenca Cauto-Guacanabayo, Cuba
Y. Vázquez-Taset.
- 145 Estudio Preliminar de los Depósitos Plio-Cuaternarios del Valle del Río Seco (Ambuqui, Imbabura)
I.Casado, M. R. Strecker.

- 151 Arquitectura Estratigráfica de una Terraza Fluvial del Río Tahuando: Depósitos Fluviales y Flujos Piroclásticos (Ibarra, N Ecuador)
G. Martín-Merino
- 157 La Formación Hollín en la Cordillera del Cóndor: Eestudio de la Transición Fluvio-Marina, en la Transgresión del Albiano. Datos Preliminares
C. Romero, C. Vallejo, G. Cerón

Póster

- 163 A review of the calcareous nannofossil biochronology of onshore and offshore Miocene Colombian sequences
A. Mejía-Molina, J-A. Flores, F.J. Sierro
- 167 Fósiles y microfacies de la Formación Macuma (Carbonífero-Pérmico) en el suroriente de Ecuador
R. Lasluisa, K. Moreno, A. Cabero, J.L. Román-Carrión, B. Vela, F. Villares, M. Zúñiga
- 173 Registro de Amonites de la Formación Santiago (Jurásico Inf.) en el suroriente de Ecuador
K. Moreno, R. Lasluisa, J.L. Román-Carrión, A. Cabero, B. Vela, F. Villares, M. Zúñiga
- 179 Regreso de material fósil a las colecciones paleontológicas de la Escuela Politécnica Nacional
J.L. Román-Carrión, R. Cornejo, A. Cabero

SESIÓN 6

Sismos: desde sus mecanismos hasta los efectos e impactos en la sociedad

Presentaciones orales

- 187 Geometría del Contacto Interplaca de Subducción en Base a Datos de Sísmica Activa
Barros J.G., Font Y.
- 191 Campo de Velocidad GPS y Acoplamiento Intersísmico en la Subducción del Perú
Villegas-Lanza J., Chlieh M., Cavalier O., Tavera H., Baby P., Chire J., Nocquet J-M.
- 195 Evento de Deslizamiento Lento del Año 2005 en la Zona Central de la Subducción de Ecuador
Jarrín P., Nocquet J.M., Alvarado A., Rolandone F., Mothes P., Cisneros D.
- 201 El Nido Sísmico de Pisayambo
Troncoso L.
- 207 Intensidad Macrosísmica ESI-07 y Efectos Geológicos del Terremoto de Pedernales del 16.04.2016 (Mw 7.8)
Chunga K., Michetti A.M., Mulas M., Besenzon D., Livio F., Ferrario M.F., Garcés D., Ochoa F.

- 213 Espectros de Respuesta Sísmica: Una Breve Revisión de Conceptos
Palacios P.B., Yepes H., Marrero J.M.
- 219 El Sismo 7.8 Mw del 16 de Abril de 2016: Efectos de Sitio y Respuestas Espectrales en Portoviejo, Ecuador
Palacios P.B., Yepes H., Marrero J.M., Ramón P., Vascónez F., Macías C., Telenchana E., Viracucha C., Vera M., Celorio J., García J., Loor G.
- 225 Metodología para la Evaluación del Impacto Producido por el Terremoto de 7.8 Mw del 16 de Abril de 2016
Marrero J.M., Pastor-Paz J., Erazo C., Yepes H., Palacios P., Ramón P., Estrella C.
- 229 Avances en la Implementación de los Resultados de la Microzonificación Sísmica de Quito
Schmitz M., Yepes H., Ordoñez J., Jiménez E., Zapata C., Barros J.G., Laurendeau A., Calahorrano A., Flores F., Pozo M., Sosa D., Cárdenas D., y el grupo de microzonificación sísmica de Quito

SESIÓN 7

Geología del petróleo: desde los sistemas petrolíferos hasta la geología aplicada a la producción

Conferencia magistral

- 237 Límites y Correlaciones entre Cuencas Petroleras Peruanas y Ecuatorianas: Estado del Arte
P. Baby

Presentaciones orales

- 241 Mapa Estructural del Marcador Caliza A: Cuenca Oriente del Ecuador
Barba D., Naranjo F., Chiriboga V., Cunduri J., Lamiña F., Jiménez L.
- 247 Caracterización Geológica de la Arenisca Basal Tena en la Parte Occidental de la Cuenca Oriente
Gaibor J., Vallejo C., Pila P.
- 251 Resultados Preliminares de la Interpretación de Sísmica de Reflexión de la Parte Norte del Corredor Sacha-Shushufindi: Aporte a la Evolución de la Cuenca Oriente entre el Cretácico Tardío y el Reciente
Barba D., Chiriboga V.
- 257 Geología del Reservorio Arenisca M1 de la Parte Este de la Cuenca Oriente, Bloque 31: Un Estudio Sedimentológico, Sismo - Estratigráfico y de Proveniencia
Vallejo C., Tapia D., Gaibor J., Steel R., Cárdenas M., Winkler W., Valdez A., Esteban J.J.
- 261 Gradiente Geotermal de las Cuencas de Ante-arco del Ecuador
Barba D.

- 267 El Origen del Petróleo en las Cuencas Marañon- Oriente - Putumayo
Barragán R., Baby P., Niño C.
- 273 Zonificación de los Crudos Oriente con Apuntes de las Cuencas Marañon y Putumayo
Rivadeneira M. V.

SESIÓN 8

Yacimientos: Geología y sus aplicaciones en la búsqueda de recursos minerales

Presentaciones orales

- 281 Yamana Area: Gold Mineralization Related to a Shear Zone and Porphyry Stock Intrusion
Dávila F., Barrionuevo C.
- 287 Estudio de la Relación entre las Anomalías Magnetométricas Terrestres y los Tipos de Alteraciones Hidrotermales Presentes en la Concesión Minera «Caña Brava», Provincias de Loja y el Oro (Ecuador)
Merino W., Poma O., Ordóñez F., Beate B.
- 293 Evaluación Geoestadística del Potencial para Litio en la Cordillera Occidental del Ecuador
Gonzaga M., Egüez A., Villares F., Cerón G.
- 299 Fuentes Termales, Descarga de Calor y Concentración de Arsénico en Chacana
Pilicita B., Beate B.
- 305 Modelamiento en 3D del Sistema Geotérmico Chachimbiro, Ecuador, Usando el Software Petrel
Pilicita B.

SESIÓN 9

Geociencias Marinas y Costeras

Presentaciones orales

- 315 Mermaid Floating Seismometer Imaging the Galapagos Plume
Bonnieux D., Nolet G., Hello Y.
- 317 Análisis de los Registros Mareográficos del Tsunami del 16 de Abril de 2016 en Pedernales- Ecuador
Ioualalen M., Pazmiño N., Rentería W., Charvis P., Nath J., Solis G., Gómez H., Córdova J., Burbano L.

- 323 Segmentación de la Plataforma Continental Ecuatoriana (0°40'N/2°20'S) a Partir de la Interpretación de Altimetría Satelital y Datos MCS
Hernández MJ., Michaud F., Collor J-Y., Proust J-N.
- 327 Estratigrafía Secuencial de Depósitos Cuaternarios Alrededor del Cañón Submarino de Guayaquil
Lucas-Nicola V., Loayza G., Michaud F., Proust F., Martillo C., Pazmiño A.
- 331 Morfo-tectónica de la Península de Manta e Isla de la Plata y su Relación con los Procesos de Subducción
Cisneros A., Alvarado A., Saillard M.
- 337 Evolución Geodinámica de la Plataforma Continental del Ecuador entre Punta Galera y Cabo Pasado desde el Pleistoceno Medio hasta el Presente
Muthre M., Martillo C., Proust JP., Michaud F., Loayza G., Collot JY.
- 341 Modelo Estratigráfico Marino y Costero de los Cambios Glacioesustáticos Cuaternario en la Zona entre Esmeraldas y Galera
Suárez A., Martillo C., Loayza G.

SESIÓN 10

Magmatismo y volcanología: procesos y peligros asociados

Conferencia magistral

- 349 Variaciones geoquímicas espaciales y temporales en el Arco Volcánico Ecuatoriano
P. Samaniego, M.-A. Ancellin, S. Hidalgo, I. Vlastelic, F. Nauret, D. Narvaez, J.-L. Le Pennec, C. Liorzou, M. Gannoun

Presentaciones orales

- 355 Escenarios Eruptivos en el Volcán Cayambe Y Construcción de un Árbol de Eventos
Bernard B., Samaniego P.
- 361 Delimitación De Zonas Amenazadas Por Lahares En El Drenaje Occidental Del Nevado Cayambe
Vasconez F., Andrade D., Bernard B., Hidalgo S.
- 367 Evidencias de la Destrucción de Poblados Prehispánicos por Lahares del Volcán Cayambe en la Sierra Norte
Simbaña E., Vasconez F., Vazconez A.
- 373 Production and Loss of Ash During Emplacement of Pyroclastic Density Currents (PDC), with Implication for their Mobility: Observations and Analyses in Ecuador and Peru
Le Pennec J-L., Bernard J., Rivera M., Eychenne J., Soncco Y., Narváez D.

- 379 Deformación Registrada Por Inclínómetros en el Volcán Tungurahua Desde 2014 Hasta 2016
Aguaiza S., Mothes P., Neuberg J., Battaglia M.
- 385 Geología Del Complejo Volcánico Cotacachi –Cuicocha
Almeida M., Andrade D., Hidalgo S.
- 391 Modelo Evolutivo Del Volcán Chiles
Telenchana E., Bernard B., Hidalgo S., Beate.
- 397 Tephra Fall Accumulation And Eruptive-Style Transitions: Tungurahua Volcano (Ecuador) - 1999-2013 Long-Lasting Eruptions
Bustillos J., Romero J., Guevara A., Diaz J., Cuenca E.
- 403 Landsat and Insar 2005-2009 Overview Of Sierra Negra And Cerro Azul Volcanoes, Galapagos, Ecuador
Ruiz G.A., Meier N.
- 409 Eruptive Activity Of Cotopaxi Volcano Between 14 And 24 August 2015: Magmatic-Epithermal Processes Inferred From Tefra Fall Deposits
Troncoso L., Bustillos J., Romero J., Guevara A., Carrillo J., Montalvo M., Izquierdo T.
- 415 Una Metodología Simple Y General De Calibración De Instrumentos Sísmicos Para Cuantificación De Lahares (Flujos De Escombros)
Andrade D., Almeida S.
- 421 “Secondary Rain-Triggered Lahar” En La Costa Central De Ecuador
Mulas M., Chunga K., Pena G.E., Garcés D.O.
- 427 Estudio De Las Inclusiones Magmáticas Contenidas En Olivinos Del Volcán Sangay Y Puñalica Para La Determinación De La Fuente Mantélica Y Del Agente Metasomático
Narvaez D., Rose-Koga E., Samaniego P., Koga K., Hidalgo S.
- 433 Investigating The Relationship Between Δd In Hydrated Volcanic Glass And Meteoric Water: A Case Study Using A Single Late Pleistocene (~200 Ka) Rhyolitic Deposit Exposed Along A 4000 Meter Elevation Transect In Ecuador
Jackson L.J., Beate B.O., Horton B.K., Mothes P.A.
- 437 Estudio Multi-Isotópico de los Productos Volcánicos del Volcán Parícutin (México)
Larrea P., Widom E., Siebe C., Salinas S.
- 441 Eruptive Chronology of Tungurahua Volcano Based on New K-Ar Ages and Geomorphological Reconstructions
Bablon M., Quidelleur X., Samaniego P., Le Pennec J-L., Lahitte P., Liorzou C., Bustillos J.E., Hidalgo, S.
- 447 Geomorphology, Tephra Stratigraphy & Geochronology Of The Northeast Sector Of The Chalupas Caldera
Mothes P., Hall M.L., Cordova M.
- 453 Volcan Antisana: Un Volcan Andesítico Representativo De La Cordillera Oriental Del Ecuador: Petrografía, Geoquímica, Tefra Y Estratigrafía Glacial
Hall M.L., Mothes P., Samaniego P., Militzer A., Beate B., Ramón P., Robin C.

Póster

- 457 El Aluvión de Tanhuarín del 4 de Abril de 2011, volcán Imbabura
G.A. Ruiz
- 463 Reconstrucción de los flujos de lodo del volcán Carihuairazo originados por el terremoto de 1698 utilizando el código volcflow
F. Vasconez, R Vasconez, P. Mothes
- 469 Mapa preliminar de amenazas por lahares primarios para la zona oriental del volcán Cayambe
P. Espin, S. Almeida, P. Mothes, D. Andrade, F. Vasconez, P. Ramon
- 475 Química y flujos de Gas en Fuentes Termales del Complejo Volcánico de Cushnirumi y su relación con la Estructura Tectónica (Sector Tangalí-Pataquí, Oeste Otavalo, Norte Ecuador)
G. Martín-Merino, B. Beate
- 481 Evidencias de un Maar-Diatrema en la Caldera Chacana, Provincias De Napo Y Pichincha, Ecuador
Y. Enríquez, K. Morales, B. Beate
- 487 Análisis de la Frecuencia de Erupciones Explosivas en el Arco Volcánico Ecuatoriano durante El Holoceno
S. Santamaría, B. Bernard, S. Hidalgo, K. Morales
- 493 Volcanismo Andesítico Tardo-Paleoproterozoico en el Cratón Brasileño
Roverato Matteo
- 497 Sensores remotos para el monitoreo de volcanes
P. Arellano, P. Bally, A. Baumann

SESIÓN 11

Reservorios (Yacimientos Petroleros)

Conferencia magistral

- 505 Application of numerical modelling in well testing – gas condensate case
A. Mokhtari

Presentaciones orales

- 509 Metodología para Análisis de Productividad y Selección de Pozos Candidatos a Reacondicionamiento en Campos Maduros
Vásconez N., Bravo L., Rosero J.
- 513 Las Nanopartículas y sus Potenciales Aplicaciones en la Recuperación Mejorada de Petróleo en Ecuador
Cerón B., Paucar M., Rivera G.

- 519 Modelo de Permeabilidad Basado en la Generación de Tipo de Roca de la Arenisca T Inferior de un Bloque de la Cuenca Oriente
García J., Cerón G., Paz F.
- 525 Análisis Multicriterio de la Mejor Opción de Recuperación Mejorada del Campo Lago Agrio
Trejo P., Vásquez H., Andrade M., Burbano R.
- 529 Análisis de la Respuesta Acústica de la Arenisca Hollín del Campo Pungarayacu
Palacios D.

Póster

- 535 Alternativas de Intervención para Incrementar la Producción de Pozos de Gas del Campo Amistad
Chico C., Cuaces H., Gómez F.
- 541 Optimización de la Producción de Petróleo Mediante la Aplicación de Trabajos de Estimulación Matricial en Pozos Pertenecientes al «Activo Orellana»
Gualancañay C.
- 547 Screening de Métodos de Recuperación Mejorada de Petróleo con Potencial de Aplicarse en el Campo Pungarayacu- Bloque 20
Michelena J., Regalado E., Cóndor J.

SESIÓN 12

Sesión abierta. Ciencias de la Tierra: Investigación, Educación y Vinculación con la Sociedad

Presentaciones orales

- 561 Vinculando la Volcanología con la Sociedad en el Ecuador: Tres Proyectos Inter-Institucionales Para Las Comunidades
Le Pennec J-L., Hidalgo S., Mothes P., Espín P., Vega R., Merlhiot G., Encalada M., Stephane V., Phelinas P., Sean S.
- 567 Proyecto Vinculación Social «Conociendo La Tierra»
Aguado M., Cabero A., González M.J., Hernández M.J., Procel S., Regalado J., Rivera J-L., Villares F., Zúñiga M.
- 573 Exposición Virtual del Museo Petrográfico de la Escuela Politécnica Nacional
M.J. Hernández, M. Zúñiga, H. Lachowicz, MA. Aráuz, E. Romero, G. Mantilla, K. Alvarado, C. Castillo, A. Vaca, D. Pérez
- 577 El Antropoceno: ¿Una Nueva Época Geológica?
Aguado M.

- 581 New Zealand Archeomagnetic Record
Piispa E.J., Turner G., Kinger R., McFadgen B.
- 585 Estudio de la Geología Superficial Mediante Ondas Electromagnéticas
Ramírez M., Arteaga A.
- 591 Estudio del Meteorito Recuperado en La Hacienda Clementina Daule-Ecuador
Ramírez M., Reyes P., Cartagena R., Rojas J., Vera E.
- 597 Disaster Risk Reduction And Development
Bowman L.
- 599 Importancia Del Fortalecimiento De La Memoria Colectiva Respecto A La Ocurrencia De Fenómenos Geológicos: Caso Sismos Y Erupciones Volcánica
Naranjo F., Ramón P., Pino G.
- 605 Iniciativa Europe Aid Volunteers In Humanitarian Action en Ecuador Prevención y Sensibilización para la Mitigación de los Impactos Negativos por Riesgos Naturales
Pestana R., Garcia N., Pinza P., Poutignat R., Boada A., Gaudeul P., Fontaine A.
- 609 Reducción del Riesgo en Barrios en Situación de Emergencia en el Distrito Metropolitano de Quito
Jiménez E., Cárdenas D., Zapata C.

WORKSHOP

Perspectivas y retos del manejo sostenible de sedimentos en represas: Estrategias de manejo y mitigación de impactos

Presentaciones orales

- 617 Sedimentación en los Embalses del Proyecto Paute
L. Jerves
- 623 Sustainable Reservoir Sediment Management. An Overview From Where we are to Where we were Heading
V. Tinoco
- 625 Respuesta Hidrogeomorfológica de la Cuenca del Río Guapo (Estado Miranda, Venezuela) ante las Lluvias Extraordinarias de Diciembre de 1999 y el Colapso de la Presa El Guamito
W. Méndez
- 635 Respuesta Hidrológica y Erosión Hídrica Laminar en Suelos Degradados de Páramo
E. Quinteros, K. Vaca, P. Fuentes

- 641 Evaluation of Sediment Yield Estimation Methods in an Amazon Head Catchment with Scarce Data: Case Study Coca River Basin
Páez-Bimos S., Tamayo-García G., Narváez M., Horna N., López-Fabara C., Bernal C.
- 643 Análisis Hidrosedimentológico y Morfodinámico en el Río Coca. Caso de Estudio: Impactos Fluviales del Proyecto Coca Codo Sinclair – PHCCS
C. Bernal, A. Molina, S. Páez, G. Tamayo, N. Horna, L. Andrade, D. Maldonado
- 647 La Estación Científica Agua y Páramos: Reuniendo actores y conocimiento para promover la Investigación y la Gestión Integrada del Páramo
J. Delerue, T. Calle, B. De Bievre, R. Osorio, T. Muñoz, H. Castanier, X. Riofrio.

Excursión

- 653 Geotravesía Quito – Papallacta
B. Beate, M. Hall, F. Villares

Presentación

Las Jornadas en Ciencias de la Tierra han sido organizadas periódicamente desde 1990 por el Departamento de Geología de la Escuela Politécnica Nacional (EPN), con el fin de debatir los avances en investigación y tecnología de las diferentes ramas concernientes a Ciencias de la Tierra.

Ecuador es un país con alta actividad geológica susceptible de generar riesgo para la población, y con disponibilidad de recursos geológicos, cuya exploración y adecuada explotación requiere de estudios e investigación de alto nivel. En todos estos aspectos la Academia en general y la EPN en particular, ha estado y estará siempre presente, colaborando en el desarrollo de proyectos, investigaciones, y en la formación de futuros expertos que puedan mejorar la calidad de vida de la población en todos los aspectos vinculados a riesgos y recursos geológicos.

En estas Memorias, se presentan los trabajos de las VIII Jornadas en Ciencias de la Tierra, organizadas de forma conjunta por la Facultad de Geología y Petróleos, el Instituto Geofísico (IGEPN) y el Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) del Gobierno Francés. Las Jornadas se celebraron en Quito, entre el 8 y el 12 de mayo de 2017.

Este evento fue posible gracias al esfuerzo de los autores de los trabajos presentados, al entusiasmo de los miembros del comité organizador y al apoyo económico solidario de los Auspiciantes, de la Escuela Politécnica Nacional y del Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD).



SESIÓN 1-2

*Geodinámica, Geología Regional y
Tectónica*



THE DRAINAGE HISTORY OF LARGE RIVER SYSTEMS DURING GROWTH OF THE NORTHERN ANDES

B.K. Horton (1)

(1) Jackson School of Geosciences, University of Texas at Austin, Austin, Texas, USA, horton@jsg.utexas.edu

Abstract. *En los márgenes convergentes del tipo andino, la geocronología U-Pb de zircones detríticos puede ayudar a reconstruir la historia del paleo-drenaje de los sistemas fluviales principales y la evolución topográfica del arco magmático, el cinturón de empuje, y las regiones cratónicas. La zona retroarco del norte de América del Sur contiene sistemas fluviales de escala continental, incluyendo los ríos Amazonas, Orinoco, y Magdalena. Los precursores de estos ríos, aunque rara vez identificados, deben ser preservados en los registros estratigráficos de las cuencas de antepaís ("foreland"), las cuencas andinas ("hinterland"), y las cuencas en wedge-top (piggyback). Los estudios de procedencias integrados con las poblaciones de edades U-Pb y las reconstrucciones sedimentológicas / estratigráficas de los sistemas de depositación proporcionan los medios más directos para identificar tales proto-ríos en el registro geológico.*

Palabras clave: cuenca de antepaís, procedencia, río, geocronología U-Pb

Key words: foreland basin, provenance, river, U-Pb geochronology

INTRODUCTION

Along Andean-type convergent plate boundaries, detrital zircon U-Pb geochronology can help constrain the paleodrainage history of major river systems and the relative topographic evolution of magmatic arc, fold-thrust belt, and cratonic source regions. The retroarc zone of northern South America contains major continental-scale fluvial systems, including the Amazon, Orinoco, and Magdalena rivers (Fig. 1). The geological precursors of these rivers, although rarely identified, must be preserved in the stratigraphic records of foreland basins and associated Andean hinterland and wedge-top (piggyback) basins. Provenance studies integrated with U-Pb age populations and sedimentologic/stratigraphic reconstructions of depositional systems provide the most direct means of identifying such proto-rivers in the geologic record.

SEDIMENT PROVENANCE

Accurately reconstructing Cenozoic paleodrainage is essential for understanding construction of the northern Andes, evolution of major deltas and submarine fans (potential hydrocarbon targets), timing and pathways of the American biotic interchange, and biodiversification in the Amazon/Andean rainforest. This presentation synthesizes geologic records for two regions that address how the north-flowing Magdalena river evolved into its present form, and how the shared Magdalena-Orinoco-Amazon drainage divide was established. Crucial to this effort is the existence of diagnostic sources represented in magmatic arc, fold-thrust belt, and cratonic source regions. U-Pb age distributions from modern river sands of 7 representative drainage networks in Colombia highlight the distinctive signatures of competing sources, including the Guyana shield, Eastern Cordillera, Central Cordillera, and several block uplifts (San Lucas block, Santander massif, and Garzón massif). U-Pb results from Jurassic through Neogene stratigraphic units, including several type sections, enable comparisons of provenance shifts within key stratigraphic intervals across multiple sites within the north-trending Magdalena Valley hinterland basin.

RESULTS

In the Middle Magdalena Valley of Colombia, U-Pb ages from 3 wells and 6 exposed successions (111 samples) along the narrow intermontane basin show upsection changes in age spectra consistent with (a) Jurassic growth of extensional subbasins fed by local igneous sources, (b) Cretaceous deposition in an extensive postrift setting, and (c) protracted Cenozoic growth of basin-bounding ranges during Andean shortening. Provenance shifts of mid-Paleocene and latest Eocene–earliest Oligocene age are consistent with incipient uplift of the flanking Central Cordillera and Eastern Cordillera, respectively. U-Pb age spectra for Oligocene through Pliocene basin fill reveal complex along-strike (N-S) and cross-strike (E-W) variations reflective of compartmentalized transverse rivers demarcated by point-source contributions from the Central and Eastern Cordilleras. The late Miocene appearance of <100 Ma grains and a regional switch to broad, multimodal age distributions suggest the initial integration of the longitudinal proto-Magdalena River, linking the Middle and Upper Magdalena Valleys, and driving increased sedimentation rates farther north in the offshore Magdalena submarine fan of the southern Caribbean margin.

In the Upper Magdalena Valley of Colombia, detrital zircon U-Pb ages combined with sandstone petrographic, stable isotopic, and bedrock apatite fission track data define the Neogene exhumation history of the Garzón basement massif, which forms the Magdalena-Orinoco-Amazon drainage divide. The results indicate basement exhumation by ~12.5 Ma, with full establishment of a substantial orographic barrier by 6–3 Ma, when >1 km/Myr (>1mm/yr) of material was exhumed. This drainage history is consistent with paleontological data suggesting late Miocene divergence of the three major river systems, with associated establishment of transcontinental drainage for the Amazon River.

FURTHER APPLICATIONS

Several recent studies have suggested that the Amazon River originally flowed westward and underwent abrupt continental-scale drainage reversal during late Cenozoic growth of the Andes. The expected sedimentary deposits of this proposed west-flowing proto-Amazon river should be exposed over a restricted latitudinal range (about 1°N to 6°S) along the narrowest segment of the Andes and would be dominated by a distinctive assemblage of sedimentary materials derived almost exclusively from the South American craton rather than the Andes. Ongoing provenance studies of Upper Cretaceous-Cenozoic stratigraphic sections and modern rivers in hinterland basins (Interandean Valley) and foreland basins (Oriente and Santiago basins) of Ecuador and northernmost Peru provide opportunities to assess Andean versus craton sources, and identify the age, location, and scale of a possible proto-Amazon river system. These efforts will help pinpoint the original sediment sources, provide a platform for modern provenance records of the Amazon and its tributaries, and constrain the establishment of the contiguous topographic barrier that forms the modern Andes—a critical piece of evidence required to improve continental-scale reconstructions of past climate, plant and animal speciation, and sediment mass balance.

References

- Anderson, V.J., Horton, B.K., Saylor, J.E., Mora, A., Tesón, E., Brecker, D.O., & Ketcham, R.A. (2016) Andean topographic growth and basement uplift in southern Colombia: Implications for the evolution of the Magdalena, Orinoco, and Amazon river systems. *Geosphere*, 12 (4), 1235-1256, doi:10.1130/GES01294.1.
- Horton, B.K., Anderson, V.J., Caballero, V., Saylor, J.E., Nie, J., Parra, M., & Mora, A., 2015, Application of detrital zircon U-Pb geochronology to surface and subsurface correlations of provenance, paleodrainage, and tectonics of the Middle Magdalena Valley Basin of Colombia. *Geosphere*, 11 (6), 1790-1811, doi:10.1130/GES01251.1.

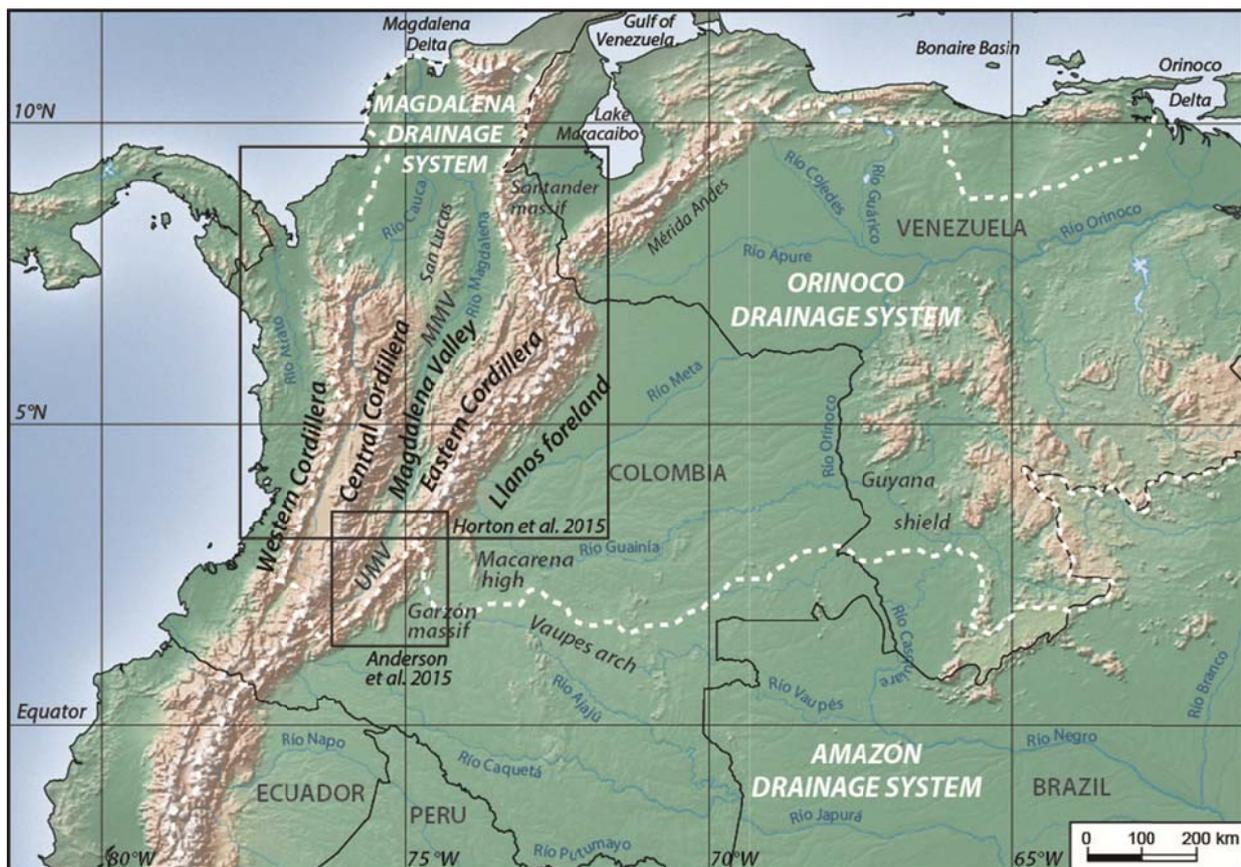


Fig. 1: Map of northwestern South America showing major river systems (Amazon, Orinoco, Magdalena), tectonic elements of the northern Andes, and study regions in the Middle Magdalena Valley (MMV) and Upper Magdalena Valley (UMV) (after Anderson et al., 2016).

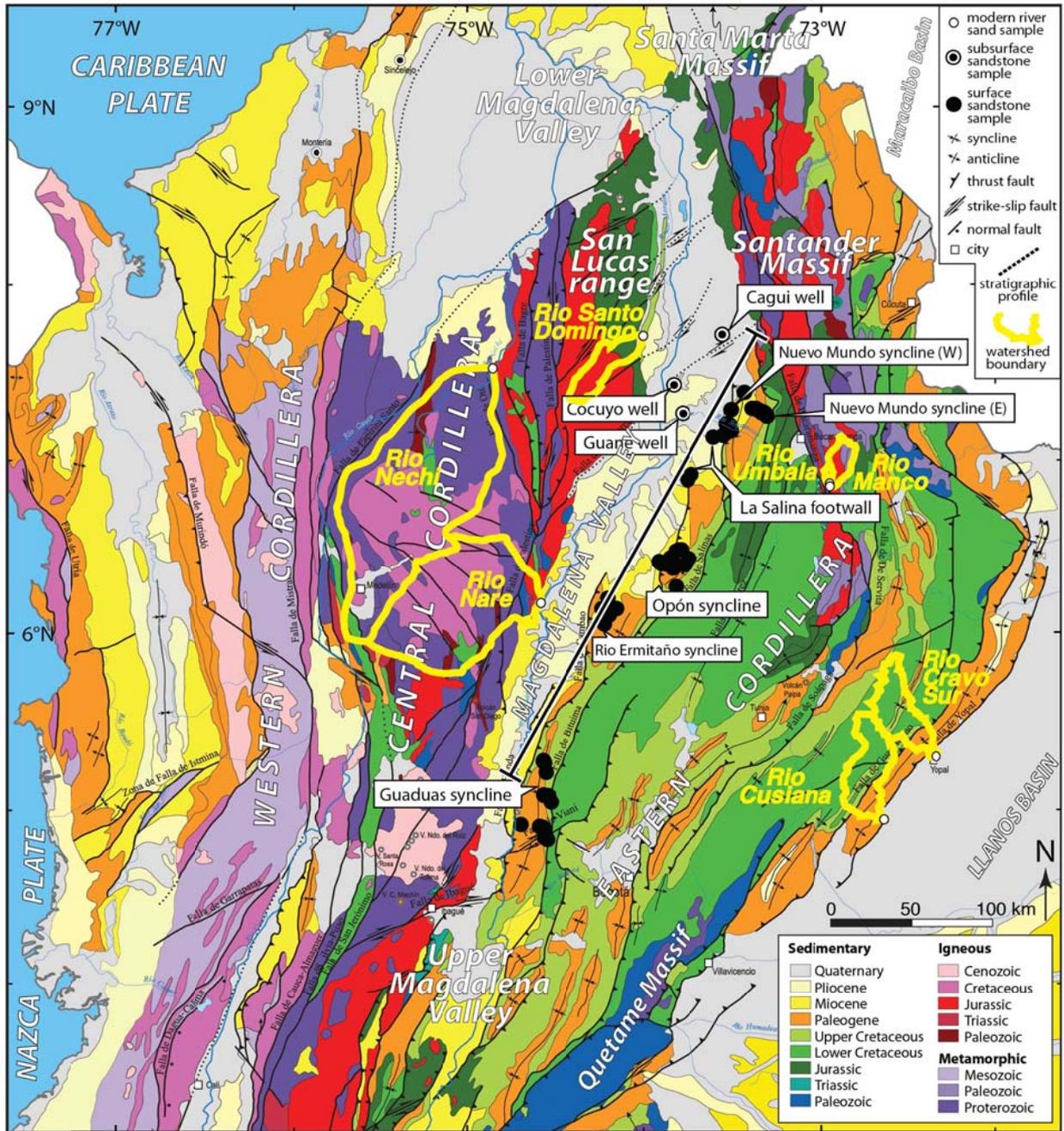


Fig. 2: Map of the northern Andes of Colombia showing geologic units, tectonic provinces, selected drainage networks (7 modern river sand samples), and study localities within the Middle Magdalena Valley (111 sandstone samples from 6 surface and 3 subsurface localities) (after Horton et al., 2015).

PALINSPASTIC RECONSTRUCTION OF NW SOUTH AMERICA DURING CENOZOIC TIMES

C. Montes (1), A.F. Rodriguez-Corcho (2)

- (1) Geological Sciences, Yachay Tech University, San Miguel de Urcuquí, Ecuador. cmontes@yachaytech.edu.ec
(2) Departamento de Geociencias, Universidad de Los Andes, Bogotá, Colombia.

Abstract (Palinspastic reconstruction of northwestern South America during Cenozoic times): *In this contribution we put forward a Cenozoic kinematic reconstruction that honors known piercing points, reliable kinematic markers, and strain datasets for the northern Andes and the southern Caribbean margin. This reconstruction is presented in static palinspastic maps, and also as a dynamic reconstruction every 1 Ma. This database should allow researchers interested in the paleogeographic evolution of northeastern Andes and southern Caribbean to place the subjects of their research in a paleogeographic palinspastic space.*

Palabras clave: tectonica, paleogeografía, reconstrucción, Andes

Key words: tectonics, paleogeography, reconstructio, Andes

INTRODUCTION

The kinematics of rigid plates with narrow boundaries is mathematically treated by defining polygons—representing plates—and poles around which they rotate in a spheric space (Euler poles). Rotation poles fully defining the kinematics of rigid-plate motion are simply defined by their latitude, longitude, and magnitude of rotation (Cox and Hart, 2009). Wide areas of distributed intraplate deformation, or wide plate margins, however, pose a challenge, as these traditional kinematic reconstruction techniques cannot accommodate changes in shapes and areas through time. The northern Andes is one such area, with a nearly 300 km-wide area of distributed deformation (Restrepo-Pace et al., 2004) characterized by northeast-trending belts that turn eastwardly to define the sharp southern Caribbean plate boundary to the east (Clark et al., 2008). Regardless of kinematic model preferences, or reconstruction methodologies, any attempt to map deformation in the northern Andes and the southern Caribbean plate should honor known strain datasets and chronology of deformation in a way that allows quantification of wide-area deformation (Gurnis et al., 2012).

RESULTS

Available strain datasets in the northern Andes and southern Caribbean include shortening estimates, paleomagnetic declination data, and discrete kinematic markers. Estimation of shortening in the northern Andes has traditionally been estimated by constructing cross-sections perpendicular to the main structural trends, therefore missing any along-strike deformation by the inherent assumption of plane strain. GPS data (Mora et al., 2016) confirms that modern convergence vectors are oblique to main structural trends, not orthogonal. Nonetheless, and despite differences in interpretation and structural style, cross-sections across the Eastern cordillera of Colombia show roughly consistent shortening values (Teson et al., 2013, and references therein). A growing paleomagnetic dataset shows that large vertical-axis clockwise rotations are dominant in the northwestern corner of South America and southern Caribbean margin (Montes et al., 2010), but absent in the Eastern cordillera (Jimenez et al., 2014). This dataset also documents large vertical-axis rotations in the Central American arc (Montes et al., 2012, Rodriguez-parra et al., 2016). Finally, paleogeographic piercing points such as stranded high-grade clasts (Zapata et al., 2014), displaced metamorphic belts (Feininger, 1970), and provenance analyses, constrain strike-slip faulting, where often several hundreds of kilometers of displacement can be inferred. Combining all of these datasets into a single kinematic reconstruction, that additionally respects known timing of deformation, such as basin opening or fault activity, produces a more complete picture of deformation in the diffuse boundary of northern Andes and the southern Caribbean.

CONCLUSIONS

A palinspastic paleogeographic reconstruction of the northern Andes and southern Caribbean plate margin integrates all available strain datasets. This palinspastic reconstruction shows that dextral oblique convergence is dominant along the northeast-trending orogens of the northern Andes, and clock-wise vertical-axis rotations are dominant in the northernmost tectonic blocks and southernmost Caribbean margin.

Referencias bibliográficas

- Cox, A., & Hart, R. B. (2009). Plate tectonics: how it works. John Wiley & Sons. Chicago
Clark, S. A., Zelt, C. A., Magnani, M. B., & Levander, A. (2008). Characterizing the Caribbean–South American plate boundary at 64° W using wide-angle seismic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B7).
Feininger, T. (1970). The Palestina Fault, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 81(4), 1201-1216.

- Gurnis, M., Turner, M., Zahirovic, S., DiCaprio, L., Spasojevic, S., Müller, R. D., ... & Bower, D. J. (2012). Plate tectonic reconstructions with continuously closing plates. *Computers & Geosciences*, 38(1), 35-42.
- Jiménez, G., F. Speranza, C. Faccenna, G. Bayona, and A. Mora (2014), Paleomagnetism and magnetic fabric of the Eastern Cordillera of Colombia: Evidence for oblique convergence and nonrotational reactivation of a Mesozoic intracontinental rift, *Tectonics*, 33.
- Montes, C., Guzmán, G., Bayona, G., Cardona, A., Valencia, V., 2010, Clockwise Rotation of the Santa Marta Massif and Simultaneous Neogene Deformation of the Plato-San Jorge and Cesar-Ranchería Basins: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, pp. 832-848.
- Montes, C., Bayona, G., Cardona, A., Buchs, D. M., Silva, C. A., Morón, S., ... & Valencia, V. (2012). Arc-continent collision and orocline formation: Closing of the Central American seaway. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B4).
- Mora-Páez, H., Mencin, D. J., Molnar, P., Diederix, H., Cardona-Piedrahita, L., Peláez-Gaviria, J. R., & Corchuelo-Cuervo, Y. (2016). GPS velocities and the construction of the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. *Geophysical Research Letters*, 43(16), 8407-8416.
- Restrepo-Pace, P. A., Colmenares, F., Higuera, C., & Mayorga, M. (2004). A fold-and-thrust belt along the western flank of the Eastern Cordillera of Colombia—style, kinematics, and timing constraints derived from seismic data and detailed surface mapping. *AAPG Memoir*, v. 82, pp 958-613.
- Rodríguez-Parra, L. A., Gaitan, C., Montes, C., Bayona, G., Rapalini, A. (2017). Arc-seamount collision: driver for vertical-axis rotations in Azuero, Panama. *Stud. Geophys. Geod.*, vol. 61.
- Tesón, A. Mora, A. Silva, J. Namson, A. Teixell, J. Castellanos, W. Casallas, M. Julivert, M. Taylor, M. Ibáñez-Mejía and V. A. Valencia (2013). Relationship of Mesozoic graben development, stress, shortening magnitude, and structural style in the Eastern Cordillera of the Colombian Andes, in: Nemcok, M., Mora, A. & Cosgrove, J. W. (eds) *Thick-Skin-Dominated Orogens: From Initial Inversion to Full Accretion*. Geological Society, London, Special Publications, v. 377.
- Zapata, S., Cardona, A., Montes, C., Valencia, V., Vervoort, J., & Reiners, P. (2014). Provenance of the Eocene soebi blanco formation, Bonaire, Leeward Antilles: Correlations with post-Eocene tectonic evolution of northern South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 52, 179-193.

FALLAS TRANSVERSAS EXTENSIVAS EN LA CUENCA SUR-PIRENAICA (N ESPAÑA)

E. Carrillo (1)

(1) School of Geological Sciences and Engineering, Yachay Tech University, Hacienda San José s/n, San Miguel de Urcoquí, Ecuador. ecarrillo@yachaytech.edu.ec

Abstract: In the eastern part of the South Pyrenean basin (NE Spain), based on the integration of surface and subsurface data, a re-activation of Paleozoic fractures as extensive faults during the Lower and Middle Eocene was interpreted. These faults, with NW-SE and NNW-SSE direction, are affecting the Basement. Also, they controlled the Eocene sedimentation being synchronous and transverse to the regional compression related to the convergence between the Iberia and European plates. The results and interpretations obtained in this work suggest that in the easternmost part of the South Pyrenean basin, a loading effect occurred during the Eocene producing flexure and re-activating the Paleozoic fractures. The present work has relations with the paleogeographic evolution of the Western Mediterranean region.

Palabras clave: fallas transversas extensivas; Pirineos; cuenca de antepaís
Key words: extensive transverse faults; Pyrenees; foreland basin

INTRODUCCIÓN

En cuencas de antepaís, además de pliegues, fallas inversas e invertidas y cabalgamientos, es común la generación de fallas normales paralelas al frente de deformación (Fig. 1). Estas fallas, localizadas entre el *foredeep* y el *forebulge*, se asocian a flexión litosférica (e.j., Martínez et al., 1989; Scisciani et al., 2001; Hayman y Kidd, 2002). Pocos trabajos han puesto atención a la activación de estructuras extensionales transversales en cuencas de antepaís. El porqué de la generación de estas fallas queda clara en pocos trabajos, siendo asociadas a los siguientes dos procesos: 1) curvatura en el bloque superior de una falla normal (Destro, 1995; Medwedeff y Krantz, 2002); o 2) forebulges no cilíndricos (Billi et al., 2006). Además, existen muy pocos trabajos donde se reconozcan fallas extensionales transversales actuando en cuencas de antepaís (Doglioni, 1995; Billi et al., 2006; Whitaker y Engelder, 2006; Tavani et al., 2015; Yang et al., 2016). Reconocer e interpretar este tipo de estructuras es importante para entender la evolución geodinámica de cualquier cuenca de antepaís y, por lo tanto, relevante en el desarrollo de nuevos conceptos aplicables a la exploración de hidrocarburos.

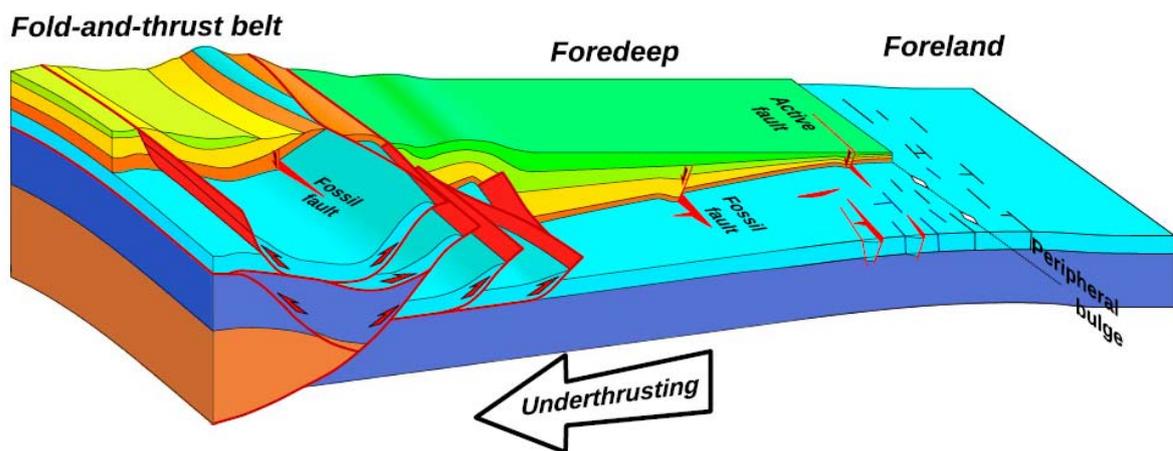


Fig. 1: Estructuras principales generadas en una cuenca de antepaís (Tavani et al., 2015).

La Cuenca Sur-pirenaica (CSP, Norte de España), formada por la colisión continental entre las placas de Iberia y Europa durante el Cretácico Superior y Mioceno (Puigdefàbregas y Souquet, 1986), presenta en su rama oriental lineaciones NNW-SSE transversales a la dirección de máximo esfuerzo. Santisteban y Taberner (1979) han reconocido que dichas lineaciones tuvieron su generación como fracturas durante el Paleozoico y que fueron re-activadas durante el Eoceno Inferior controlando la sedimentación sincrónica. Sin embargo, no se ha podido reconocer el tipo de estructuras generadas, ni obtener un análisis tectono-sedimentario completo desde el Eoceno Inferior al Medio.

El presente trabajo tiene dos propósitos: 1) interpretar la evolución tectónica de las lineaciones mencionadas anteriormente y entender qué papel jugaron sobre la sedimentación durante el Eoceno Inferior y Medio en la parte oriental de la CSP; y 2) mejorar el conocimiento sobre la generación de fallas transversales en cuencas de antepaís y su relación con aspectos paleogeográficos.

METODOLOGÍA-RESULTADOS

Se tomaron datos de campo en un área de estudio localizada en la parte oriental de la CSP con el fin de realizar cartografías geológicas detalladas, cortes geológicos y columnas estratigráficas. Estos datos fueron integrados a líneas de sísmica de reflexión y pozos de exploración petrolífera.

En el presente trabajo, en la parte autóctona del área de estudio, se reconoce un conjunto de fallas normales de dirección NW-SE y NNW-SSE afectando rocas del basamento, y su relleno de edad Eoceno Inferior y Medio. Estas fallas están generando *half-grabens* donde existen depocentros del conjunto de reflectores del Eoceno Inferior y Medio. En la parte alóctona de la cuenca, la distribución de espesores estratigráficos del Eoceno Medio tiene ejes de dirección NW-SE, siendo sub-paralelas a las fallas que afectan al Basamento reconocidas en la parte autóctona.

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN

El conjunto de fallas normales, reconocidas en la parte autóctona del área de estudio afectando al basamento, fueron activas como fallas extensivas transversas durante el Eoceno Inferior y Medio. Estas fallas actuaron sincrónicamente al contexto compresivo regional. Al igual que Santisteban y Taberner (1979), interpretó que estas fallas fueron generadas inicialmente como fracturas durante el Paleozoico. Durante el Eoceno Inferior y Medio, tuvo que existir una gran carga litoestática en la parte más oriental de la CSP para generar un *forebulge* con muy poca cilíndricidad, generando fallas extensivas transversas. Este hecho se relaciona con la evolución paleogeográfica del Mediterráneo Occidental propuesta recientemente por Advokaat et al (2014).

CONCLUSIONES

- 1) Las lineaciones de dirección NNW-SSE presentes en la parte oriental de la CSP fueron activas como fallas extensivas transversas durante el Eoceno Inferior y Medio controlando la sedimentación sincrónica de dichas épocas.
- 2) El reconocimiento e interpretación de fallas extensivas transversas son útiles para inferir reconstrucciones paleogeográficas regionales.

Referencias bibliográficas

- Advokaat, E. L., van Hinsbergen, D. J. J., Maffione, M., Langereis, C. G., Vissers, R., L., M., Cherchi, A., Schroeder, R., Madani, H. y Columbu, S. (2014), Eocene rotation of Sardinia, and the paleogeography of the western Mediterranean region. *Earth and Planetary Science Letters*, 401, 183-195.
- Billi, A., Porreca, M., Faccenna, C. y Mattei, M. (2006), Magnetic and structural constraints for the noncylindrical evolution of a continental forebulge (Hyblea, Italy), *Tectonics*, 25, TC3011.
- Destro, N. (1995), Release fault: A variety of cross fault in linked extensional fault systems, in the Sergipe-Alagoas Basin, NEBrazil, *J. Struct. Geol.*, 17, 615-629.
- Dogliani, C. (1995), Geological remarks on the relationships between extension and convergent geodynamic settings, *Tectonophysics*, 252, 253-267.
- Hayman, N. W. y Kidd, W. S. F. (2002), Reactivation of prethrusting, synconvergence normal faults as ramps within the Ordovician Champlain-Taconic thrust system. *Geol. Soc. America. Bull.*, 114 (4), 476-489.
- Martínez, A., Vergés, J., Clavell, E. y Kennedy, J. (1989), Stratigraphic framework of the thrust geometry and structural inversion in the southeastern Pyrenees: La Garrotxa Area. *Geodinamica Acta*, 3(3), 185-194.
- Medwedeff, D. A. y Krantz, R. W. (2002), Kinematic and analog modeling of 3-D extensional ramps: Observations and a new 3-D deformation model, *J. Struct. Geol.*, 24, 763-772.
- Puigdefàbregas, C. y Souquet, P. (1986). Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 173-203.
- Santisteban, C. y Taberner, C. (1979). Facies y control tectónico de la cuenca Eocena Subpirenaica Catalana. *Acta Geológica Hispánica*, 14, 237-241.
- Scisciani, V., Calamita, F., Tavarnelli, E., Rusciadelli, G., Ori, G. G. y Paltrinieri, W (2001), Foreland-dipping normal faults in the inner edges of syn-orogenic basins: A case from the Central Apennines, Italy, *Tectonophysics*, 330, 211-224.
- Tavani, S., Vignaroli, G. y Parente, M. (2015). Transverse versus longitudinal extension in the foredeeperipheral bulge system: Role of Cretaceous structural inheritances during early Miocene extensional faulting in inner central Apennines belt. *Tectonics*, 34, 1412-1430.
- Whitaker, A. E. y Engelder, T. (2006), Plate-scale stress fields driving the tectonic evolution of the central Ouachita salient, Oklahoma and Arkansas, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 118, 710-723.
- Yang, K-M, Rau, R-J., Chang, H-Y, Hsieh, C-Y., Ting, H-H., Huang, S-T., Wu, J-C., Tang, Y-J. (2016). The role of basement-involved normal faults in the recent tectonics of western Taiwan. *Geological Magazine*, 153, 1166-1191.

VARIACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS CORTICALES A LO LARGO DE LOS ANDES VENEZOLANOS OBTENIDAS POR INVESTIGACIONES SÍSMICAS PROFUNDAS

M. Schmitz (1,2,3), F. Mazuera (1), L. Yegres (1), P. Medina (1), J. Ávila (1,3), J. Sánchez (1), F.A. Audemard (1,2), E. Gil (4), M. Bolívar (4), E. Roa (4) y el grupo de sismica profunda del proyecto GIAME

- 1) Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), Caracas, Venezuela, schmitzschutt@gmail.com
- 2) Universidad Central de Venezuela (UCV), Caracas, Venezuela
- 3) Universidad Simón Bolívar (USB), Caracas, Venezuela
- 4) Petróleos de Venezuela, S.A., Puerto La Cruz

Abstract (Variation of crustal structure along strike of the Venezuelan Andes derived from deep seismic investigations): In the scope of the GIAME project, interdisciplinary geophysical measurements are carried out since 2013 in the Venezuelan Andes. Geophysical measurements are focused along three profiles perpendicular to the strike of the Andes, crossing the orogen in Barquisimeto, Valera and Mérida. Along deep seismic profiles between 350 and 550 km length signals of 40 shots with explosive charges between 110 and 1600 kg were measured by 1050 instruments. A clear crustal root with about 50 to 55 km depth is visible along the southern profiles, whereas in the north, no crustal root can be observed.

Palabras clave: Andes de Mérida, sismica de gran ángulo, modelo de velocidades, estructuras corticales.

Key words: Merida Andes, wide angle seismic, velocity models, crustal structures.

INTRODUCCIÓN

La interacción de las placas del Caribe, Nazca y Suramérica ha creado una compleja zona de deformación dentro y alrededor del occidente de Venezuela, especialmente en la Cuenca invertida de Falcón, Andes de Mérida, Cuenca de Maracaibo, Macizo de El Baúl y las cuencas antepaís. Durante los últimos 60 años se han propuesto diversos modelos de la estructura somera y profunda de esta región, sin embargo, la mayoría de estos estudios están basados en ventanas de observación muy localizadas y no representan la configuración de la estructura profunda. Hospers y Van Wijnen (1959) estiman un espesor cortical entre 30 y 40 km por debajo de Los Andes mediante un perfil gravimétrico, con el mínimo gravimétrico desplazado hacia el noroeste respecto a la cadena montañosa. Follinsbee (1972) interpreta este desplazamiento del mínimo gravimétrico hacia el noroeste como efecto a los grandes espesores de sedimentos de la cuenca de Maracaibo. Kellogg y Bonini (1982) relacionan la estructuración general de cadenas montañosas de Colombia y Venezuela con la subducción de la Placa Caribe. Otros trabajos se basaron principalmente en el procesamiento e interpretación de datos gravimétricos y modelado flexural (Escobar y Rodríguez, 1995; Chacín et al., 2005; Arnaiz-Rodríguez et al., 2011). La información que permita tener una idea clara, precisa y convincente sobre las características estructurales, y en lo particular, utilizando métodos sísmicos, está limitada esencialmente a los primeros 8-10 km, por lo cual los estudios sobre el origen, evolución y configuración actual de Los Andes de Mérida (e.g. De Toni y Kellogg, 1993, Audemard y Audemard, 2002, Duerto et al., 2006) quedan ambiguos a niveles profundos de la corteza.

Interpretaciones alternativas de las estructuras de Los Andes de Mérida fueron presentadas por Yoris y Ostos (1997), Colletta et al. (1997) y Cediél et al. (2003), sin embargo, la expresión cortical de dichas estructuras no están realmente amarradas a datos estructurales profundos. Monod et al. (2010) comparan secciones balanceadas a escala cortical que atraviesan Los Andes de Mérida, que permiten ver la evolución en el tiempo desde el Cretáceo. Taboada et al. (2000), proponen un modelo estructural para el Nido de Bucaramanga, basado en el análisis de la sismicidad, asociándolo a la actividad de una placa "Paleo-Caribe". Esto destaca la importancia de considerar la configuración litosférica para poder entender la dinámica de la región, y en específico la geometría de la losa de subducción que se ubica debajo del Bloque de Maracaibo, la cual podría actuar como un cuerpo rígido entre las zonas deformadas de la Serranía de Perijá y Los Andes de Mérida. Información sobre la posición de la losa de subducción deriva de estudios tomográficos (Van der Hilst y Mann, 1994), localización de sismos (Malavé y Suárez, 1995) y modelado de probabilidades de localización utilizando información gravimétrica, magnética y geológica (Blanco et al. 2014). Basado en un estudio tomográfico, Bezada et al. (2010), proponen un modelo de cambio de inclinación en el ángulo de subducción de la placa del Caribe debajo de Los Andes de Mérida. Sin embargo, reportan importantes restricciones de resolución debido a la escasa información sismológica y las grandes distancias entre los equipos de registro en la región.

Como parte de las investigaciones litosféricas de Los Andes de Mérida y sus regiones vecinas, se desarrolla el Proyecto *Geociencia Integral de Los Andes de Mérida* (GIAME). En los años 2014 y 2015 se llevaron a cabo la adquisición de tres perfiles sísmicos de gran ángulo, perpendiculares al rumbo del orógeno, y algunos perfiles complementarios a lo largo del eje de la cadena (Figura 1), cuyos resultados se reportan en este trabajo, para una longitud total de ~2500 km de datos sísmicos de refracción 2-D. El principal objetivo de este proyecto, es el de determinar la estructura litosférica del occidente de Venezuela con la finalidad de refinar los modelos geodinámicos de la región, y con ello mejorar el cálculo de la amenaza sísmica (Schmitz et al., 2015).

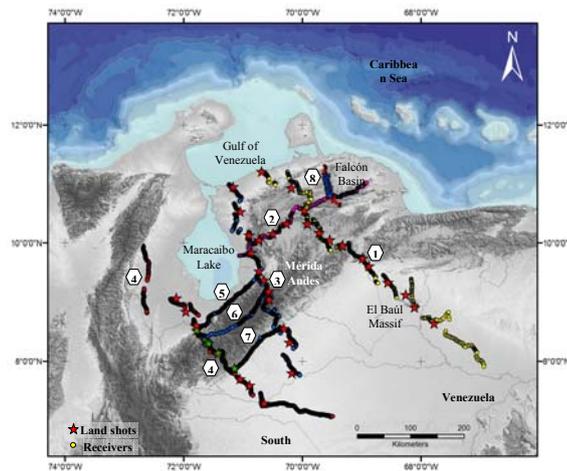


Figura 1. Mapa de localización de los perfiles sísmicos del Proyecto GIAME. (1) Perfil Andes Norte; (2) Perfil Burro Negro; (3) Perfil Andes Central; (4) Perfil Andes Sur; (5) Perfil Lago Sur; (6) Perfil de Mérida; (7) Perfil de Piedemonte.

Registro de campo y procesamiento

Se contó con un total de 1050 equipos de registro REFTEK-125 (*Texan*), que grabaron los disparos a lo largo de los diferentes perfiles en 4 instalaciones en el año 2014 y 2 en el año 2015. En este trabajo nos enfocamos en las instalaciones a lo largo de los tres perfiles principales que cruzan la cordillera.

En el perfil Andes Norte de 550 km de longitud, 545 estaciones sismológicas portátiles grabaron las voladuras de 13 sitios con cargas explosivas de Pentolita+Anfo (200-1600 kg), emplazadas en pozos de 60 m de profundidad. Los *texans* fueron instalados en distancias de entre 0,5 a 1 km, con un intervalo de muestreo de 10 ms (Figura 2).

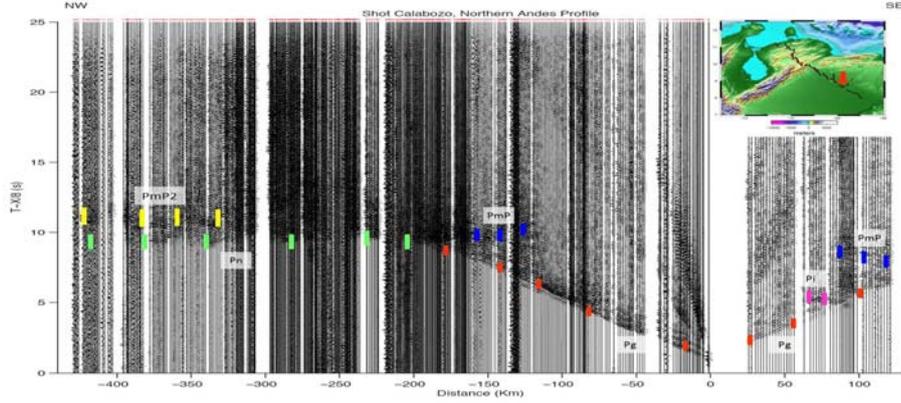


Figura 2. Ejemplo de sección sísmica del Perfil Andes Norte, disparo Calabozo, Vred=8km/s.

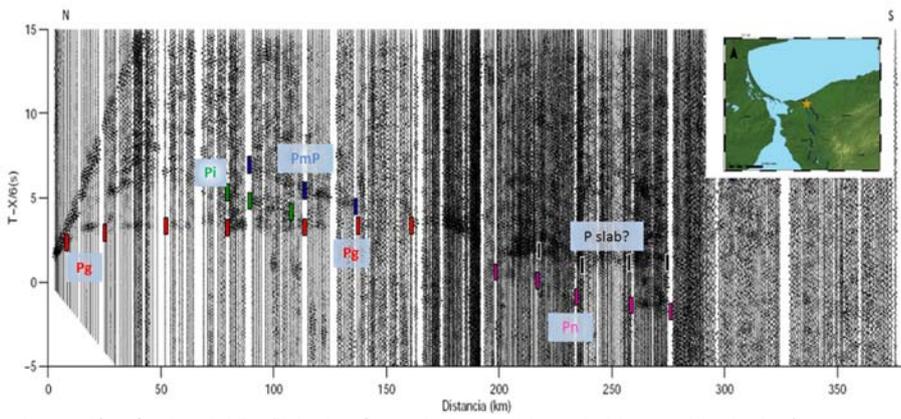


Figura 3. Ejemplo de sección sísmica del Perfil Andes Central, disparo Mene de Mauroa, Vred=6km/s.

El perfil Andes Central, tiene una longitud de 380 km y se extiende desde la costa del estado Falcón, cerca de la población de Mene de Mauroa (Figura 3), en su límite noroeste y atraviesa de forma perpendicular la cordillera de los Andes meridionales hasta su extremo sureste cercano a la población de Guasualito con 10 puntos de disparo.

El perfil Andes Sur tiene una longitud de 450 km, dispuesto en un rumbo noroeste - sureste, desde la zona del Vigía, hasta la población de Elorza. Se utilizaron dos tipos de fuentes: explosivas para los disparos de mayor alcance y 3 camiones Vibradores, obteniendo el total 255 puntos de Vibración (PV) en El Vigía y 134 PV para Santa Bárbara de Barinas, donde cada PV posee de 8 a 22 barridos. En este trabajo nos enfocamos en el análisis de las fuentes de vibración a lo largo de este perfil (Figura 4). Se desplegaron en total 1050 receptores, equidistados 100m. Como refuerzo a los datos de la adquisición de 2015, se realizó el mismo procedimiento para los datos del perfil de reflexión obtenidos en 2014, teniendo así 5 disparos provenientes de fuentes explosivas, con mayor alcance en profundidad.

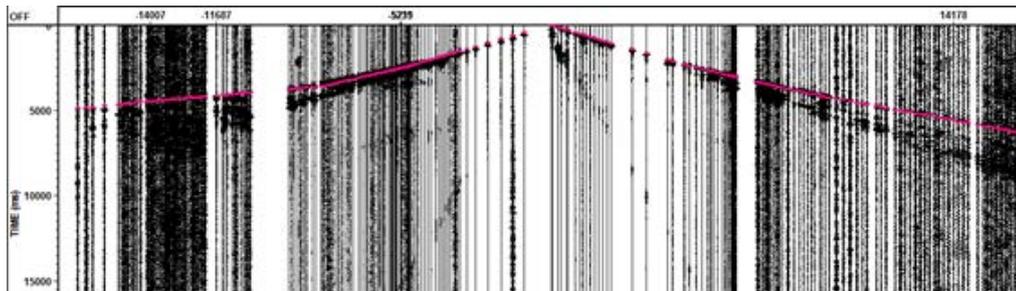


Figura 4. Ejemplo de sección sísmica del Perfil Andes Sur (Reflexión), punto de vibración 364 en Santa Bárbara de Barinas, $V_{red}=6\text{km/s}$.

Los datos fueron filtrados empleando una variedad de bandas de frecuencias entre 1 y 10 Hz. Los tiempos de arribo fueron seleccionados manualmente, empleando la rutina Seisplot (Arnaiz *et al.*, 2014); las primeras llegadas, correspondían a las fases sísmicas P_g y P_n ; y las llegadas posteriores, correspondían principalmente a la fase P_mP . Los datos sísmicos fueron empleados para generar un modelo 2-D de velocidades de ondas P , para toda la corteza y la parte superior del manto, a partir de la aplicación de métodos de inversión de los tiempos de viaje (perfil Andes Norte solamente). Con la finalidad de obtener un modelo 2-D de velocidad, usando solo las primeras llegadas, se aplicó el algoritmo regularizado de la tomografía de las primeras llegadas de Zelt y Barton (1998). Una vez aplicado este método, se invirtió la estructura del Moho, las velocidades de la corteza inferior y del manto superior, a partir de los algoritmos de inversión por trazado de rayos y mínimos cuadrados de Zelt y Smith (1992).

MODELADO DE LAS ESTRUCTURAS CORTICALES

Perfil Andes Norte: La inversión sísmica de las primeras llegadas permite apreciar características distintivas, iluminando estructuras asociadas a los sedimentos de la Cuenca de Falcón en el norte con espesores entre 3 a 7 km. En el centro del perfil se evidencia la estructura de alta velocidad de Los Andes de Mérida. Los sedimentos de antifosa (*foredeep*) de la sub-cuenca de Guarúmen alcanzan una profundidad de ~ 7 km, para luego visualizar las rocas de alta velocidad Pre-Cámbricas y Paleozoicas del Macizo El Baúl. Finalmente, en el sur se puede apreciar la estructura de velocidades de la Cuenca de Guárico (Figura 5, izquierda). Una de las características más importantes visualizadas por la inversión de las primeras llegadas, se refiere a la posible influencia cortical del sistema de Fallas de Boconó (extendiéndose hasta 40 km de profundidad), partiendo de la identificación de un plano sub-vertical y la heterogeneidad lateral significativa de las velocidades en esta región. El enfoque de inversión por capas permitió seleccionar tiempos de viaje para definir la corteza superior (con sus correspondientes capas de sedimentos someros), la discontinuidad de Conrad, la corteza inferior, la discontinuidad de Moho, y algunas características destacadas del manto superior, e incluso de una estructura mucho más profunda asociada con el posible tope de la losa de subducción de la Placa Caribe, por debajo de Suramérica. El modelo de velocidades de ondas P (V_p) de la corteza muestra velocidades en el rango de 3,2 a 5,7 km/s para la cobertura sedimentaria; 6,1 a 6,5 km/s para la corteza superior; 6,7 a 7,2 km/s para la corteza inferior, y de 7,8 a 8,4 km/s para el manto superior.

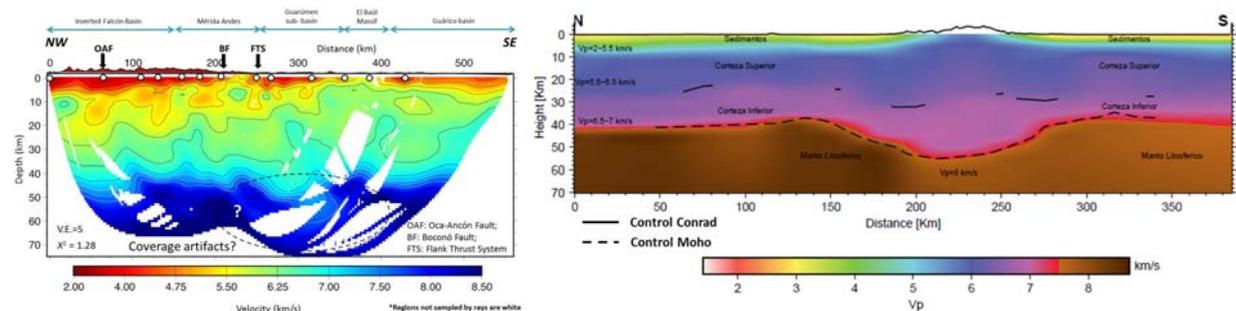


Figura 5. Modelo 2-D final de velocidades de ondas P a lo largo del perfil Andes Norte, a partir de la inversión tomográfica de las primeras llegadas (izquierda) y modelo 2-D final de velocidades de ondas P a lo largo del perfil Andes Central, a partir de trazado de rayos (derecha).

Como principal resultado para el perfil Andes Central se obtuvo un modelo 2-D de velocidades a escala cortical (Figura 5, derecha), con una cobertura satisfactoria en la mayoría de las interfaces de la corteza, a partir del análisis de las principales fases corticales observadas en las secciones sísmicas. Dicho modelo consistió de 5 capas, la primera de ellas representativo de los sedimentos cenozoicos, con un rango de velocidad promedio de 2 a 4 km/s, una segunda capa definida como sedimentos cretácicos, con velocidades entre 4 y 5 km/s, infrayace el basamento cristalino por debajo de las cuencas y que aflora en la cordillera andina, con velocidades promedio entre 5,5 y 6,3. La cuarta capa es la corteza inferior por encima de la discontinuidad de Moho, presentando un rango de velocidades promedio de 6,5 a 7 km/s y finalmente una capa correspondiente al manto superior litosférico, con velocidades superiores a los 7,7 km/s. Se observa una raíz cortical con una profundidad máxima de 53 km, la cual se encuentra desfasada con la mayor altitud de la cadena andina, aproximadamente 10 km hacia el Noroeste.

En los registros de las fuentes Vibroseis en el perfil Andes Sur solo se pudo observar las fases Pg sedimentaria y Pg cristalina, logrando una profundidad máxima en el modelo de 10 km (Figura 7, izquierda); las llegadas correspondientes a la refracción en el basamento aprueban el espesor sedimentario de la Cuenca de Maracaibo en el noroeste del perfil alcanzando una profundidad máxima de 9 km; hacia el sureste la Cuenca Barinas - Apure alcanza un espesor de 5 km. Al integrar las fuentes explosivas fue posible observar las fases PmP, lo que permitió ubicar la base de la corteza a 45 km de profundidad (Figura 7, derecha).

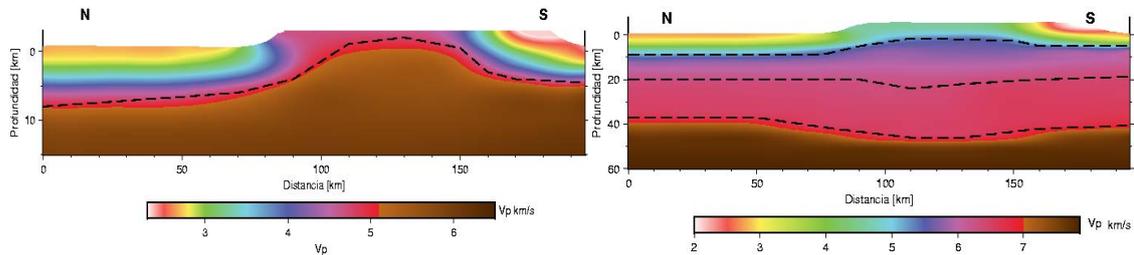


Figura 7. Detalle (izquierda) y modelo cortical 2-D (derecha) de velocidades de ondas P a lo largo del perfil Andes Sur, a partir de trazado de rayos, integrando fuentes vibratoras con explosivas.

CONCLUSIONES

Para el perfil Andes Norte se obtuvo un modelo de la geometría de la Cuenca de Falcón, con espesores que varían de 7 km (NO) a 3 km (SE), así mismo, variaciones de V_p entre 3,2 y 5,74 km/s. Una de las características más prominentes visualizadas en este trabajo fue el adelgazamiento cortical por debajo de la Cuenca de Falcón, identificado previamente por Sousa et al. (2005) y Bezada et al. (2008), el cual se relaciona con el origen distensivo de esta cuenca invertida durante el Jurásico. Se iluminó una fase reflejada profunda ($PmP2$) interpretada como la losa subductante del Caribe en posición plana por debajo de Suramérica, alcanzando al menos 120 km de profundidad, y extendiéndose unos ~600 km al SE, a partir del Cinturón de Deformación Sur-Caribeño. En el centro del modelo, en pleno núcleo del orógeno, se tiene una estructura de velocidades cónsona con el tipo de litología ígnea-metamórfica presente, con V_p de ~5,5 a 6,4 km/s, sin embargo, para esta zona el modelado sísmico no muestra una raíz cortical. Finalmente, hacia el extremo SE, el Macizo El Baúl muestra una estructura homogénea de velocidades en un rango de ~6 a 6,25 km/s (rocas del Pre-Cámbrico y Paleozoico), con características similares a Los Andes de Mérida, en contraposición del cratón de Guayana

En el modelo del perfil Andes Central se distinguen los sedimentos recientes y terciarios, sedimentos cretácicos, el basamento cristalino de la corteza superior y la corteza inferior por encima de la discontinuidad de Moho y finalmente el manto superior. En la corteza media y superior se presentan los mayores cambios laterales de velocidad, debido a la complejidad geológica que se presenta por la interacción tectónica que ha ocurrido en el área a causa del levantamiento andino y la consecuente sedimentación asociada, hacia ambos flancos de la cordillera. Se evidencia la raíz cortical de los andes de Mérida, con una profundidad máxima de 52 km y que se encuentra desfasada con respecto a la mayor altitud de la cadena andina, ~10 km hacia el Noroeste.

En el perfil Andes Sur, las llegadas correspondientes a la refracción en el basamento aprueban el espesor sedimentario de la Cuenca de Maracaibo en el NO del perfil con una profundidad máxima de 9 km; hacia el SE el espesor de la Cuenca Barinas - Apure alcanza los 5 km. Se observa una variación de la discontinuidad de Moho, encontrándose ésta a una profundidad mayor (45 km) en la zona bajo la cadena montañosa y disminuyendo hacia el piedemonte. Análisis de registros sobre perfiles perpendiculares entre los perfiles Andes Central y Andes Sur (Saavedra et al., 2015; Jiménez, 2015) identifican un espesor sedimentario mayor hacia la cadena montañosa en la zona del perfil Andes Sur, pudiendo atribuirse a corrimientos, debidos a los esfuerzos compresivos y a la carga de la raíz cortical (Audemard y Audemard, 2002). Se observa una variación importante de la profundidad de la discontinuidad de Moho, encontrándose ésta a una profundidad mayor en la zona al noroeste la cadena montañosa (aproximadamente 51 km) y disminuyendo hacia el piedemonte (máximo 37 km). Se aprecia una disminución de 14 km de profundidad en aproximadamente 40 km de distancia hacia el NO. Este cambio corrobora el estilo formacional de Los Andes, al cual se le atribuye una raíz cortical asimétrica desacoplada de un plano de despegue (Audemard y Audemard, 2002; Arnaiz et al., 2011, Monod et al., 2010).

Se evidencia la transición de dominios tectónicos entre los perfiles sísmicos modelados, lo cual se establece por la presencia de la raíz cortical, diferencia principal entre ellos. El perfil Andes Norte al no presentar una raíz cortical pronunciada, característica de la orogenia de dominio andino, resulta representar al dominio alóctono Caribe, pese a que topográficamente parezca ser la continuidad de la cadena andina. En consecuencia, se confirma que el dominio de Los Andes de Mérida culmina en la sutura peri-Caribe, al sur de la ciudad de Carora, tal como había sido planteado por Stéphan (1985). Finalmente, hacia el SO, el modelado de los perfiles sísmicos Andes Central y Andes Sur, si muestran una raíz cortical bien definida, lo cual evidencia la presencia del dominio andino para esta zona.

AGRADECIMIENTOS

Aporte al proyecto Geociencia Integral de Los Andes de Mérida (GIAME) (FONACIT 2012002202) y al Convenio específico PDVSA – FUNVISIS (12/09/2012). Las mediciones sísmicas fueron realizadas con equipos de FUNVISIS y del IRIS/PASSCAL Instrument Centre (Socorro, NM, EEUU).

Referencias.

- Arnaiz-Rodríguez, M.S., Rodríguez-Millán, I. & Audemard, F. (2011) Análisis gravimétrico y flexural del occidente de Venezuela. *Rev. Mex. Cienc. Geol.*, 28 (3), 420-438.
- Arnaiz, M., Bezada, M., & Schmitz, M. (2014) SEISPLOT: un código interactivo para mostrar y seleccionar las primeras llegadas en sísmica de gran ángulo. JIFI-2014, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Audemard, F.E. & Audemard, F.A. (2002) Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America–Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345, 299–327.
- Bezada, M., Schmitz, M., Jácome, M.I., Rodríguez, J., Audemard, F., Izarra, C. and the BOLIVAR Active Seismic Working Group, 2008. Crustal structure in the Falcón Basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence. *J. Geodyn.*, 45 (4-5), 191-200. doi:10.1016/j.jog.2007.11.002.
- Bezada M.J., Levander, A. & Schmandt, B. (2010) Subduction in the Southern Caribbean: Images from finite-frequency P-wave tomography. *J. Geophys. Res.*, 115, B12333. doi: 10.1029/2010JB007682.
- Blanco, R., Bosch, M., Merchan, J. & Díaz, E. (2014) Inversion conjunta de datos de gravedad y magnetismo: Zona de interacción Caribe-Sur América. En: *El Límite Noreste de la Placa Sudamericana - estructuras litosféricas de la superficie al manto*, M. Schmitz, F. Audemard, F. Urbani (Eds.), Comité Editor Libros y Monografías, Fac. Ing. UCV, Capítulo 13, p. 295-304.
- Chacín, L., Jácome, M. & Izarra, C. (2005) Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas–Apure Basin, Western Venezuela. *Tectonophysics*, 405, 155–167.
- Cediél, F., Shaw, R.P. & Cáceres, C. (2003) Tectonic assembly of the Northern Andean Block, en C. Bartolini, R. T. Buffler, y J. Blickwede (eds.). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. AAPG Memoir, 79, 815-848.
- Colletta, B., Roure, F., De Toni, B., Loureiro, D. & Passalacqua, H. (1997) Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuelan Andes. *Tectonics*, 16 (5), 777-794.
- De Toni, B. & Kellogg, J. (1993) Seismic evidence for blind thrusting of the northwestern flank of the Venezuelan Andes. *Tectonics*, 12 (6), 1393– 1409.
- Dueto L., Escalona, A. & Mann, P. (2006) Deep structure of the Mérida Andes and Sierra de Perijá mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela. *AAPG Bulletin*, 90, 505-528.
- Escobar, I.A. & Rodríguez, I. (1995) Interpretación geofísica integrada de un transecto NW-SE a través de Los Andes venezolanos. I Latinoamerican Geophysical Congress, Rio de Janeiro, Brazil, pp.273-276.
- Folinsbee, R.A. (1972) The gravity field and plate boundaries in Venezuela. Tesis doctoral no publicada. Mass. Inst. Techn. y Wodds Hole Oceanog. Inst., USA.
- Hospers, J. & Van Wijnen, J. (1959) The gravity field of the Venezuelan Andes and adjacent basins. *Verslag van de Gewone Vergadering van de Afdeling Natuurkunde, Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, 23 (1), 1 – 95.
- Jiménez, C. (2015) Estudio de sísmica de gran ángulo a lo largo del perfil Sur del Lago, segmentos Valera – El Vigía. TEG, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, UCV, 87 pp.
- Kellogg, J. & Bonini, N. (1982) Subduction of the Caribbean Plate and Basement Uplifts in the overriding South-American Plate. *Tectonics*, 1 (3), 251–276.
- Malavé, G. & Suárez, G. (1995) Intermediate-depth seismicity in northern Colombia and western Venezuela and its relationship to Caribbean plate subduction. *Tectonics*, 14 (3), 617–628.
- Monod, B., Dhont, D. & Hervouët, Y. (2010) Orogenic float of the Venezuelan Andes. *Tectonophysics*, 490, 123–135.
- Saavedra, M., Schmitz, M. & Ávila, J. (2015) Modelos corticales de velocidades en la región occidental de Venezuela, zona centro-sur de Los Andes. X CONVESIS, Cumaná, trabajo in extenso, 11 pp, en CD.
- Schmitz, M., Orihuela, N., Choy, J., Gil, E., Mazuera, F., Sánchez, J., Audemard, F., Arnaiz-Podríguez, M., Reinoza, C., Araujo, F., Ritter, O., Levander, A., Niu, F., Ávila, J., García, K., Yegres, L., Cruces, J., Cerrada, M., González, J., Barreto, G., Rendón, H., Bolívar, M., Molero, Y. & Lara, J. 2015. Investigaciones geofísicas integradas para estudiar la estructura litosférica de Los Andes de Mérida. X CONVESIS, Cumaná, trabajo in extenso, 12 pp, en CD.
- Sousa, J., Rodríguez, J., Giraldo, C., Rodríguez, I., Audemard, F.A. & Alezones, R. (2005) An integrated geological–geophysical profile across northwestern Venezuela. *Sixth International Symposium on Andean Geodynamics*, Barcelona, Spain.
- Stéphan, J.F. (1985) Andes et Chaîne Caraïbes sur la Transversale de Barquisimeto, Venezuela. *Evolution géodynamique: Symposium Géodynamique des Caraïbes*, Paris. Ed. Technip, Paris, 505-529.
- Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijward, H., Olaya, J. & Rivera, C. (2000) Geodynamics of the northern Andes: subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19, 787-813.
- Van der Hilst, R. & Mann, P. (1994) Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology*, 451-454.
- Yoris, F. & Ostos, M. (1997) Geología de Venezuela: Geología general y cuencas petrolíferas. WEC Conferencia de Evaluación de Pozos, Schlumberger - Surencó C.A., Jolley Printing, Texas, 1; pp.1 – 17; 24 - 44.
- Zelt, C.A., & Smith, R.B. (1992) Seismic traveltimes inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophys. J. Int.*, 108, 16-34.
- Zelt, C.A., & Barton, P.J. (1998) Three-dimensional seismic refraction tomography: a comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin. *J. Geophys. Res.*, 103, 7187-7210.

CASO DE ESTUDIO: CAMBIO DE ESFUERZOS COULOMB CAUSADO POR EL SISMO DE BURICA Mw 6.6 DEL 08 DE DICIEMBRE DE 2014, PENINSULA DE BURICA, PANAMA.

M., A, Altamirano (1), A., G, Ruiz (1), (2), (3)

- (1) Escuela de Geología, Universidad Central del Ecuador, Ciudadela Universitaria, calle Jerónimo Leiton y Av. La Gasca, Quito, Ecuador, agruizp@uce.edu.ec
- (2) Escuela de Ciencias Geográficas, Pontificia Universidad Católica del Ecuador, Av. 12 de Octubre 1076 y Roca, Quito, Ecuador
- (3) Department of Geosciences, The Pennsylvania State University, University Park, USA, 503 Deike Building, PA 16802

Abstract: Case Study: Coulomb Stress Change due the Dec. 08th 2014 Mw 6.6 Burica earthquake, Burica Peninsula, Panama. The oblique subduction of Nazca plate below the southwestern Panama block, and the dextral motion of Nazca plate relative to Cocos plate along the Panama Fracture Zone (PFZ) have caused earthquakes Mw >6 during instrumental times. The Coulomb stress change generated by big earthquakes could trigger damage earthquakes into surrounding active faults. The Mw 6.6 Burica earthquake, from a thrust fault, resulted into Coulomb stress change in a range of -5.6 to 29 Bar. Our best fit model suggests an increment of stress towards westward and northeastward from the foci, and closely normal to the main fault plane. The aftershocks locations coincided with our model and the Mw 5.2 PFZ earthquake likely appeared to be triggered by the Mw 6.6 Burica earthquake. Our results could be addressed to hazard earthquakes studies in this region.

Palabras clave: Cambio de esfuerzos Coulomb, sismo de Burica, Panamá, Zona de Fractura Panamá
Key words: Coulomb stress change, Burica earthquake, Panama, Panama Fracture Zone

INTRODUCCIÓN

La región de Centro América es una zona tectónica compleja donde interactúan las placas Caribe, Nazca y Cocos (Fig.1). Esta interacción resulta en actividad sísmica, tectónica y volcánica en el suroeste de la placa Caribe. La placa de Cocos converge a 80 mm/a con dirección NE con respecto a la placa Caribe en el segmento de las penínsulas Burica-Osa (Kobayashi et al., 2014). En este segmento, el Ridge de Cocos colisiona con el bloque de Panamá (Trenkam et al., 2002; Kobayashi et al., 2014) y genera el fallamiento y acortamiento del fore arc a lo largo del sistema de fallas de Fila Costeña, desde el suroeste de Panamá hasta la zona central de Costa Rica (Fisher et al., 2004, Morell et al., 2016).

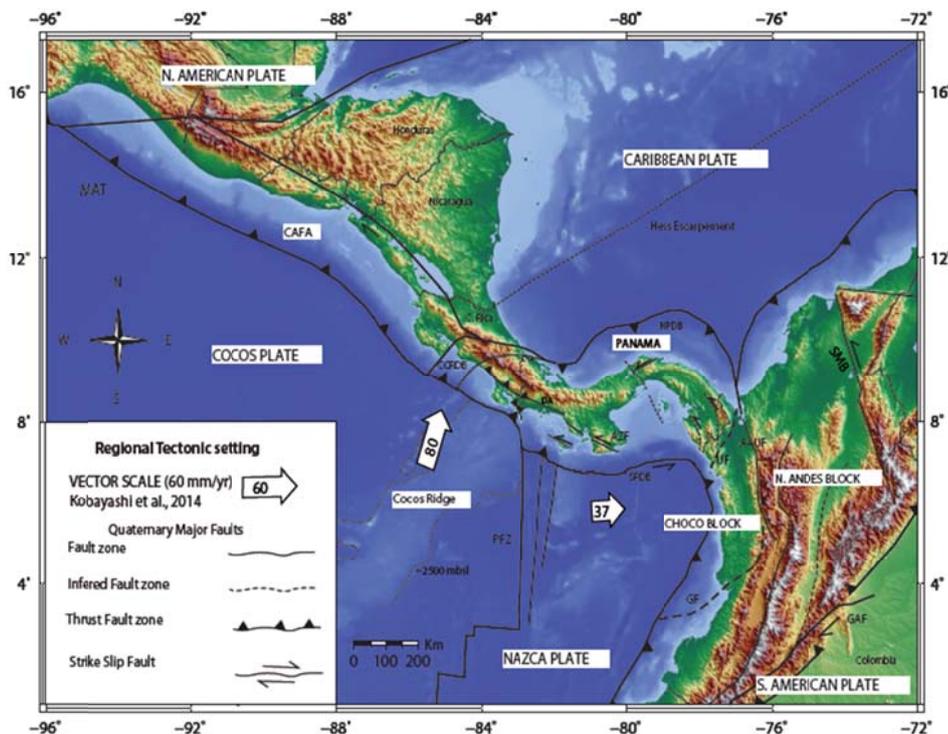


Fig. 1: Mapa Regional de la zona de Centro América- Panamá, mostrando los límites de placa y las principales fallas activas de la región. El recuadro blanco indica la zona de estudio. Tomado de Ruiz A.G. et al, 2016

Por otra parte, la placa de Nazca converge lateralmente a 30 mm/a con respecto al bloque de Panamá (Mann and Corrigan 1990, Trenkam et al., 2002, Kobayashi et al., 2014). Esta convergencia es interpretada como la subducción oblicua de la placa Nazca bajo el suroeste de Panamá (Mann and Corrigan 1990). Las placas de Nazca y Cocos limitan a lo largo de la Zona de Fractura de Panamá (PFZ), zona sísmica muy activa en la que las placas

se mueven a 59 mm/a, a lo largo de la falla lateral derecha y rumbo N-S (Kobayashi et al., 2014). En esta zona han ocurrido sismos históricos de magnitudes mayores a 6 que han causado daños en esta región (Camacho E., 2003). Recientemente, el 08 de Diciembre de 2014 ocurrió un sismo de magnitud Mw 6.6 en el Golfo de Chiriqui (Fig.2), y es objeto de estudio para identificar el cambio de esfuerzos Coulomb y su relación con los sismos de la Zona de Fractura de Panamá. Nuestros resultados pueden ser direccionados a investigaciones del peligro sísmico en la zona suroeste de Panamá.

METODOLOGÍA Y RESULTADOS

Un sismo principal puede modificar el campo de esfuerzos en la corteza, pudiendo aumentar o disminuir los esfuerzos tectónicos en fallas cercanas a dicho sismo, generando réplicas o a su vez desencadenando un nuevo sismo después de algún periodo de tiempo. Este aumento o disminución de los esfuerzos está en función de la ubicación, geometría y dirección de deslizamiento para las fallas cercanas (Wu et al., 2017). El campo de esfuerzos producido por el sismo principal puede cambiar, y a esta variación se la conoce como el cambio de esfuerzos de Coulomb (ΔC). La ecuación que describe el cambio de esfuerzos fue definida por King et al., 1994, y se expresa a continuación:

$$\Delta C = \Delta \sigma_s + \mu'(-\Delta \sigma_n)$$

Dónde: $\Delta \sigma_s$ es el cambio de esfuerzos, valores positivos en la dirección de deslizamiento de la falla; μ' es el coeficiente efectivo de fricción, en un rango entre 0.0 a 0.8 (Shinji et al., 2011). Aquí utilizamos un coeficiente de 0.4 para fallas no conocidas, y $\Delta \sigma_n$ es el cambio del esfuerzo normal generado en el plano de falla. Los valores positivos derivados de la ecuación del cambio de esfuerzos indican el área y dirección de mayor probabilidad donde puede ocurrir un nuevo evento, mientras que para los valores negativos del ΔC inhibe la posibilidad de un nuevo evento.

En nuestro caso de estudio, el sismo del 08 de Diciembre de 2014 Mw6.6, ocurrió a poca distancia al oeste de la Península de Burica, ubicada entre las regiones de Panamá y Costa Rica. Este evento tuvo una profundidad de 20 km, según el catálogo GCMT (Dziewonski et al., 1981; Ekström, G., et al., 2012) y fue sentido en la zona limítrofe de Panamá - Costa Rica (Fig.2). Al sismo principal le siguieron varias réplicas, la mayor fue de Mw 5.4, y un sismo de magnitud Mw 5.2 en la zona de PFZ. Aquí, utilizamos la solución del mecanismo focal de GCMT del sismo de Burica de los dos planos nodales (1) y (2), strike, dip y rake (307/29/86 y 132/61/92 respectivamente). Adicionalmente, la ubicación y profundidad del sismo, y las réplicas sugieren una longitud de ruptura de ~ 39 km (Ruiz A., G., et al., 2016). Estos datos nos permiten construir los planos de falla como datos de entrada en el software Coulomb 3.3 (Toda et al., 2011) y calcular la distribución del cambio de esfuerzos para los dos planos.

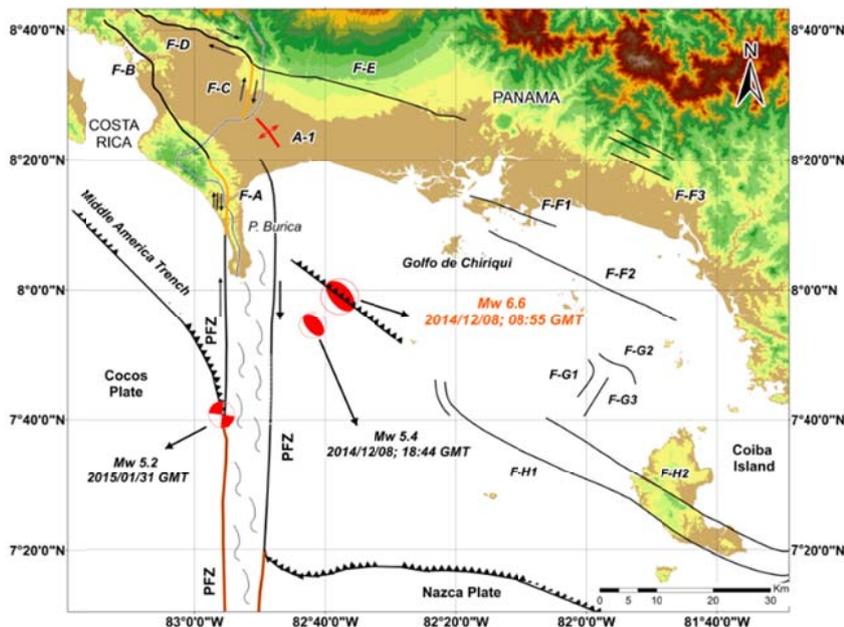


Fig. 2: Sismicidad del Golfo de Chiriqui, se indica el epicentro del sismo de Burica del 08/12/2014 Mw 6.6. Mecanismos focales GCMT. Los círculos verdes corresponden a las réplicas del mes de Diciembre del 2014 a Enero 2015 (Ruiz A., G., et al., 2016). F-A (Medial Fault Zone), F-B (Golfito Fault), F-C (Canoas Fault Zone), F-D (Longitudinal Fault), F-E (Longitudinal Fault Zone-Panamá), F-F1, F2, F3 (Fault Section of Gulf Chiriqui), F-G1, G2, G3 (Fault Section of Coiba Island), F-H1 (Central Coiba Fault Zone), F-H2 (South Coiba Fault Zone), Modificado de Cowan, H et al., 1998.

En la Fig.3 se muestra el cambio de esfuerzos de Coulomb para los dos planos nodales del sismo de Burica. Las zonas de acumulación positiva del esfuerzo (zona roja) se concentran en la sección oeste-suroeste a nor-noreste, para el plano nodal 1 (307/29/86). En esta zona se encuentra el 78 % de las réplicas, la mayoría con magnitudes $M_w > 4$ (círculos verdes – Fig.2 y Fig. 3).

Los valores obtenidos del cambio de esfuerzos están en el rango de -4.5 a 14.6 (Bar). La solución del cambio de esfuerzos para el plano nodal 2 (132/61/92), indican acumulación de esfuerzos en la parte oeste del epicentro, hacia la península de Burica y hacia el norte y este-sureste del epicentro (Fig.3b). En este caso, el 53% de las réplicas se encuentran en la región de mayor incremento de esfuerzos, en donde el 54% de sismos $M_w > 4$ ocupan dicha área. Así, el plano nodal 1 se ajusten con el criterio de falla de Coulomb en las fallas cercanas. Los valores del cálculo del cambio de esfuerzos están entre los rangos de -5.6 a 29.0 (Bar).

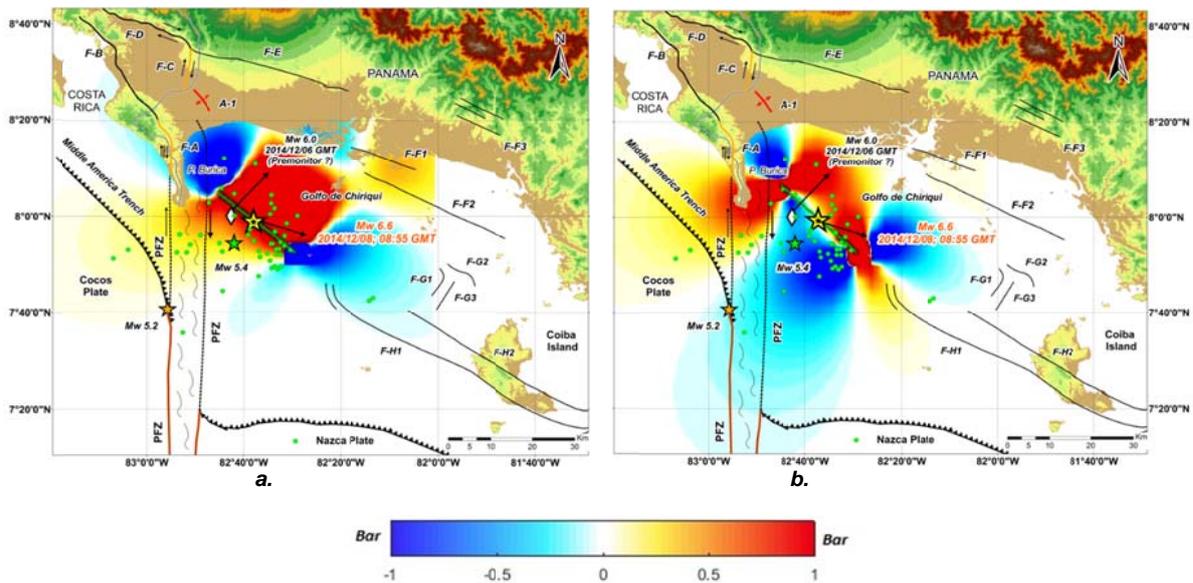


Fig. 3: a). Cambio de esfuerzos de coulomb para el plano nodal 1 (307/29/86) del sismo M_w 6.6 del 2014. b) Cambio de esfuerzos de coulomb para el plano nodal 2 (132/61/92) del sismo M_w 6.6 del 2014. Los colores rojos muestran los valores positivos del cálculo de cambio de esfuerzos de coulomb realizado en el Software Coulomb 3.3.

La réplica de mayor magnitud, M_w 5.4, coincide con el área de mayor acumulación de esfuerzos para el modelo del plano nodal 1. El sismo de PFZ, M_w 5.2 del 31 de Enero de 2015 se encuentra en la zona periférica del área de mayor acumulación de esfuerzos, como se indica en la fig., 3a, sugiriendo que existe una relación entre el cambio de esfuerzos del sismo de Burica M_w 6.6 y el sismo de PFZ M_w 5.2.

En la solución del cambio de esfuerzos del plano nodal 2 se evidencia notoriamente que los dos eventos, réplica M_w 5.4 y sismo de PFZ M_w 5.2 están en la región de menor concentración de esfuerzos (zona negativa del cambio de esfuerzo de coulomb) y se relaciona con el bajo porcentaje de ubicación de las réplicas en las zonas positivas de tensión. De esta manera, el plano nodal 2 del sismo de Burica M_w 6.6 del 2014 no cumple con la teoría de cambio de tensión sísmica de coulomb.

La mayor parte de la sismicidad de la zona de estudio, entre 2015 y 2016, se encuentra a lo largo de la PFZ, en la Península de Burica y sus alrededores (Adamek et al., 1988, Cowan et al., 1998), además se evidencia que en la parte norte de la PFZ y parte del área de estudio presenta una sismicidad somera (0 a 30 km de profundidad), ligada a las fallas activas (Morell, et al., 2016), donde los eventos sísmicos se encuentra en una región negativa de acumulación de tensión sísmica, y posiblemente estén más relacionados al proceso de colisión de Cocos Ridge con el bloque de Panamá (Fig.4).

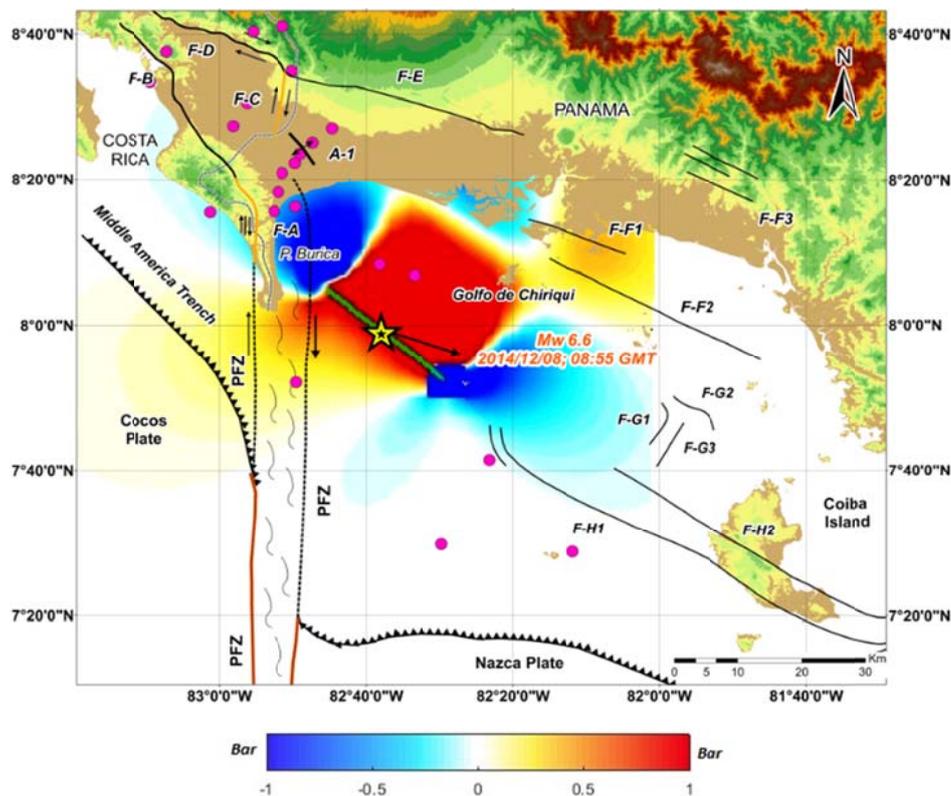


Fig. 4: Cambio de esfuerzo de Coulomb para el plano nodal 1, y la ubicación de los sismos para el periodo 2015-2016 (círculos violetas), filtrados a <30 km de profundidad, soluciones del catálogo de la USGS.

CONCLUSIONES

Nuestros resultados indican que el cambio de esfuerzo de Coulomb generado por el sismo de Burica Mw6.6 para el plano nodal 1 (307/29/86) otorgan una mayor relación respecto a las zonas de mayor concentración de la tensión sísmica con el número de réplicas y los eventos Mw 5.4 del 2014 y Mw 5.2 de la PFZ del 31 de Enero de 2015.

Los valores del cálculo del cambio de esfuerzos para el plano nodal 1 está entre -5.6 a 29.0 Bar., sugiriendo que el sismo Mw5.2 de PFZ del 31 de Enero de 2015 está relacionado con la zona de acumulación de esfuerzos en la zona oeste del plano de falla. También se observa que en las zonas frágiles, como la Zona de Fractura de Panamá y fallas aledañas, muestran un valor positivo de tensión sísmica, lo cual aumenta la probabilidad de que en estas regiones ocurran futuros eventos.

La zona de estudio, es una región sísmicamente muy activa, que a pesar de su complicada geodinámica se puede diferenciar la actividad sísmica provocada por un evento principal y las réplicas, así como los sismos generados en la corteza a causa de la colisión de Cocos Ridge en el bloque de Panamá y/o la subducción oblicua de la placa de Nazca bajo el suroeste de Panamá.

Nuestros resultados preliminares pueden ser direccionados a investigaciones del peligro sísmico en el oeste de Panamá, especialmente en identificar potenciales zonas donde puedan ocurrir sismos de magnitudes mayores a Mw 6.

Referencias bibliográficas

- Adamek, S., & Tajima, F. (1988). Seismic Rupture Associated with Subduction of the Cocos Ridge. *Tectonics*, 6 (757-774).
- Camacho, E. (2003). Sismotectónica del Extremo Norte de la zona de Fractura de Panamá. *Tectonics*, 5 (139-152).
- Cowan, H., Dart, R.L., & Machette, M.N. (1998). *Map of Quaternary Faults and Folds of Panama and Its Offshore Regions*. Ed. U.S. Geological Survey.
- Dziewonski, A., Chou, T., & Woodhouse, J. H. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Geophysics*, 86, 2825-2852.
- Ekström, G., Nettles, G., & Dziewonski, A. (2012). The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics*, 200-201, 1-9.

- Kobayashi, D., LaFemina, P., Geirsson, H., Chichaco, E., Abrego, A.A., Mora, H., & Camacho, E. (2014). Kinematics of the western Caribbean: Collision of the Cocos Ridge and upper plate deformation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1671-1683.
- Mann, P., & Corrigan, J. (1990). Model for Late Neogene Deformation in Panama. *Geology*, 558-562.
- Morell, K. D. (2016). Seamount, ridge and transform subduction in southern Central America. *Tectonics*, 357-385.
- Ruiz, A.G., LaFemina, P., Camacho, E., Tapia, A., Mora, H., Cornejo, J., & Espinoza, O (2016). Crustal kinematics driven by aseismic ridge collision: Cocos Ridge. Asamblea Regional Comisión Latinoamericana y del Caribe de Sismología. San José (Costa Rica).
- Toda, S., Stein, R.S., Sevilgen, V., & Lin, J. (2011). *Coulomb 3.3 Graphic-Rich Deformation and Stress-Change Software for Earthquake, Tectonic and Volcano Research and Teaching- User Guide*. Ed. U.S. Geological Survey, Virginia, 39-55 pp.
- Trenkamp, R., Kellogg, H.N., Freymueller, J.T., & Mora, H.P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 157-171.
- Wu, J., Cai, Y., Li, W., & Feng, Q. (2017). Strong Aftershock Study Based on Coulomb Stress Triggering – A Case Study on the 2016 Ecuador Mw 7.8 Earthquake. *Gangbing Song*, 1-10.

PROVENANCE OF MIOCENE HINTERLAND BASINS IN ECUADOR: IMPLICATIONS FOR THE GROWTH OF TOPOGRAPHIC BARRIERS LINKING THE CENTRAL AND NORTHERN ANDES

S.W.M. George (1), B.K. Horton (1)

(1) Jackson School of Geosciences, University of Texas at Austin, Austin, Texas, USA, swmgeorge@utexas.edu

Abstracto.

El establecimiento de la Cordillera Real del Ecuador como una barrera topográfica durante el Neógeno causó una significativa reorganización de redes de drenaje, que inclusive puede haber causado la inversión de dirección de flujo del Río Amazonas. Entre las Cordilleras Oriental y Occidental del Ecuador, se encuentran localizadas secuencias sedimentarias bien preservadas como cuencas intra-montañosas miocénicas (Cuenca de Cuenca, Girón-Santa Isabel, Nabón, Loja y Vilcabamba) que ofrecen una oportunidad única para delimitar el desarrollo de la Cordillera Oriental como una división de drenaje a lo largo de su rumbo para los Andes Norte. Mediante geocronología de zircones detríticos en 17 muestras a lo largo de cuencas intramontaña ecuatorianas proveemos nueva información acerca del desarrollo orogénico de la Cordillera Real y la Cordillera Occidental durante el Mioceno.

Palabras clave: cuencas andinas ("hinterland"), procedencia, geocronología U-Pb

Key words: hinterland basins, provenance, U-Pb geochronology

INTRODUCTION

Establishment of the Cordillera Real of Ecuador as a topographic barrier during the Neogene caused significant drainage reorganization, perhaps even as dramatic as the reversal of the Amazon River. Coincident with the growth of this barrier came substantial increases in speciation rates in Andean and Amazonian environments (e.g. Hoorn et al., 2010). Unfortunately, the low preservation potential in lowland Amazonia makes it difficult to pinpoint when major changes occurred in the Andean system. Situated between the Eastern and Western Cordilleras of Ecuador, a series of well-preserved Miocene intermontane basins (Cuenca, Giron-Santa Isabel, Nabón, Loja, and Vilcabamba) offer a unique opportunity to constrain the along-strike development of the Eastern Cordillera as a contiguous drainage divide in the Northern Andes.

METHODS

U-Pb detrital zircon geochronology has become a ubiquitous method used to identify provenance shifts in the sedimentary record, which can be linked back to tectonic or climatic changes. Here we provide detrital zircon geochronology on 17 samples from Ecuadorian hinterland basins (Cuenca, Giron-Santa Isabel, Nabón, Loja, and Vilcabamba) to provide insights on orogenic development of the Cordillera Real and Cordillera Occidental during the Miocene. In addition, we characterize basement units using U-Pb geochronology to more precisely determine sediment routing patterns through time.

RESULTS

Detrital zircon geochronology yields regional up-section trends throughout Miocene sections marked by: (1) Middle Miocene samples containing a strong syndepositional age peak, with a complementary Eocene-Oligocene peak in varying abundances, and subsidiary low intensity Paleozoic-Proterozoic age peaks, and (2a) Late Miocene samples either maintaining similar trends to that of the Middle Miocene, or (2b) Late Miocene samples showing a dramatic shutoff of most Cenozoic populations and a switch to Paleozoic-Proterozoic sources as seen in Nabon and Loja basins.

INTERPRETATION

We interpret the syndepositional signatures to reflect derivation from the magmatic arc, with varying inputs from Eocene-Oligocene volcanics that compose the effective basement of several of the basins. The low abundance Paleozoic-Proterozoic blips in Middle Miocene samples likely correspond to local, low-relief, crystalline basement exposures. The Late Miocene shift to Paleozoic-Proterozoic sources observed in Loja, Nabon, and Bagua, likely reflects rapid exhumation of crystalline sources associated with exhumation of the Eastern Cordillera, which is supported by coeval fast exhumation observed in thermochronology datasets, and a switch to alluvial facies. The lack of dominant Paleozoic-Proterozoic sources in the Late Miocene in Cuenca, Giron-Santa Isabel, and Vilcabamba may reflect (1) a need for sampling higher in the section, or (2) diachronous shortening along strike.

References

Hoorn, C., Wesselingh, F. P., Steege, H. T., Bermudez, M. A., Mora, A., Sevink, J., . . . Antonelli, A. (2010). Amazonia Through Time: Andean Uplift, Climate Change, Landscape Evolution, and Biodiversity. *Science*, 330 (6006), 927-931. doi:10.1126/science.1194585

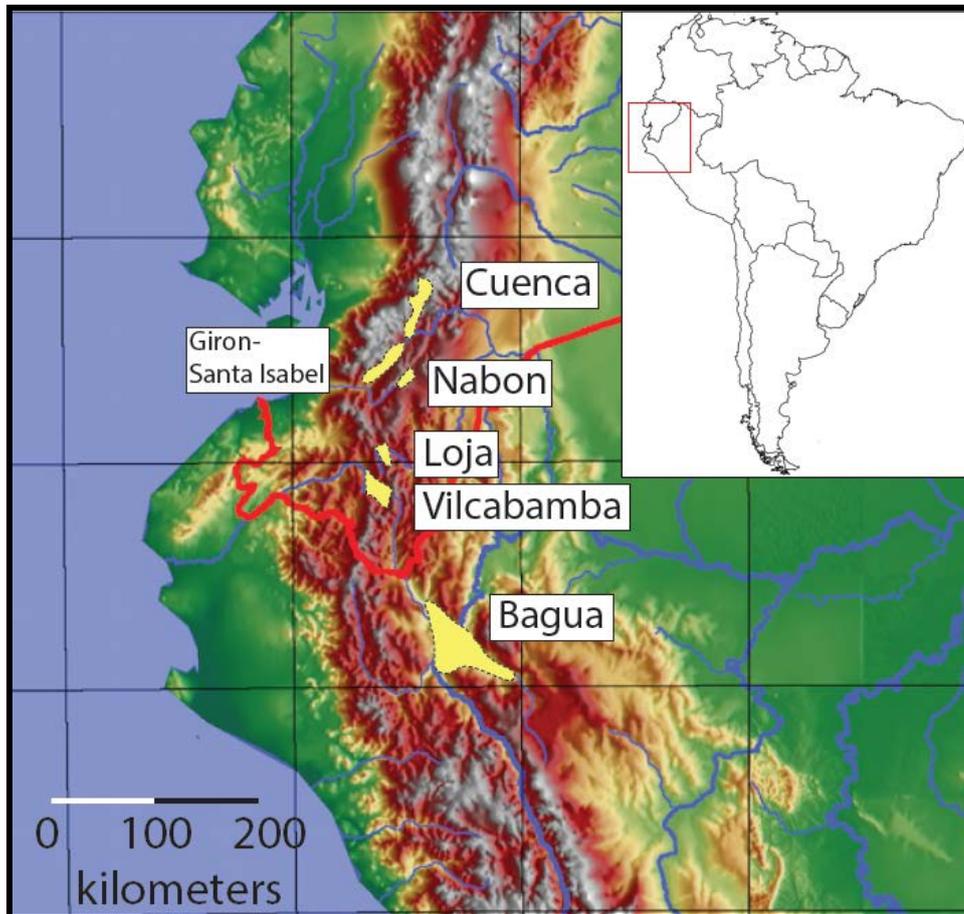


Fig. 1: DEM of Ecuador and northern Peru with hinterland basins of interest highlighted in yellow polygons (DEM modified after Sadalmelik (2007)).

CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DE LA UNIDAD QUEBRADA EL VOLCÁN

D. Ortiz

Dpto. Geología, Instituto Nacional de Investigación Geológico, Minero, Metalúrgico. De las Malvas E 15-142 y Los Perales. Quito. diego.ortiz@geoinvestigacion.gob.ec

PETROGRAPHIC AND GEOCHEMICAL CHARACTERIZATION OF THE QUEBRADA EL VOLCAN UNIT. This research aims to analyze the petrographic and geochemical characteristics of the Quebrada El Volcán Unit, reported by INIGEMM (2016), which will allow to establish a hypothesis about the genesis of the same. The study area is located in the province of Loja, south of Ecuador. Geologically it constitutes a belt of metamorphic rocks that are framed within the Cordillera Real. The Quebrada El Volcán Unit consists of a sequence of meta-volcanic and meta-volcanoclastic rocks, in which facies with low metamorphic grade are evidenced. The geochemistry of the volcanic sequences shows characteristics of sub-alkaline basalts formed in an island arc with an important contribution of sediments during the subduction process.

Palabras clave: Geoquímica/ Petrografía/ Cartografía/ Loja
Key words: Geochemistry/ Petrography/ Mapping/ Loja

INTRODUCCIÓN

Esta investigación tiene por objetivo analizar las características petrográficas y geoquímicas de la Unidad Quebrada El Volcán reportada por INIGEMM (2016), lo cual permitirá establecer una hipótesis sobre la génesis de la misma. La zona de estudio se localiza en la provincia de Loja, al sur de Ecuador. Geológicamente constituye un cinturón de rocas metamórficas que se enmarcan dentro de la Cordillera Real. La Unidad Quebrada El Volcán consiste de una secuencia de rocas meta-volcánicas y meta-volcanocásticas, en las cuales se evidencia facies con bajo grado metamórfico. La geoquímica realizada a las secuencias volcánicas muestra características de basaltos subalcalinos formadas en un arco de islas con un importante aporte de sedimentos durante el proceso de subducción.

METODOLOGÍA

El proyecto fue planteado con base en la observación de campo realizada durante el levantamiento geológico de la Hoja Geológica Loja Norte (1:50 000) durante el año 2015 (Fig. 1).

Estas observaciones permitieron identificar y recolectar información en campo, relacionadas a secuencias litológicas que no habían sido reportadas en proyectos anteriores.

En el marco del proyecto Investigación Geológica y Disponibilidad de Ocurrencias Minerales en el Territorio Ecuatoriano, ejecutado por INIGEMM, se iniciaron los trabajos de campo en el año 2015, durante los cuales se realizó el levantamiento y cartografía geológica; incluyendo los análisis de láminas delgadas y geoquímica de roca total.

Para los análisis de laboratorio se recolectaron 17 muestras de roca, de las cuales 7 presentan análisis de geoquímica de roca total y, 17 presentan análisis de láminas delgadas.

GEOLOGÍA

En Ecuador se han desarrollado varias investigaciones geológicas de carácter regional en las que se describe de manera general las estructuras y la litología de la Cordillera Real.

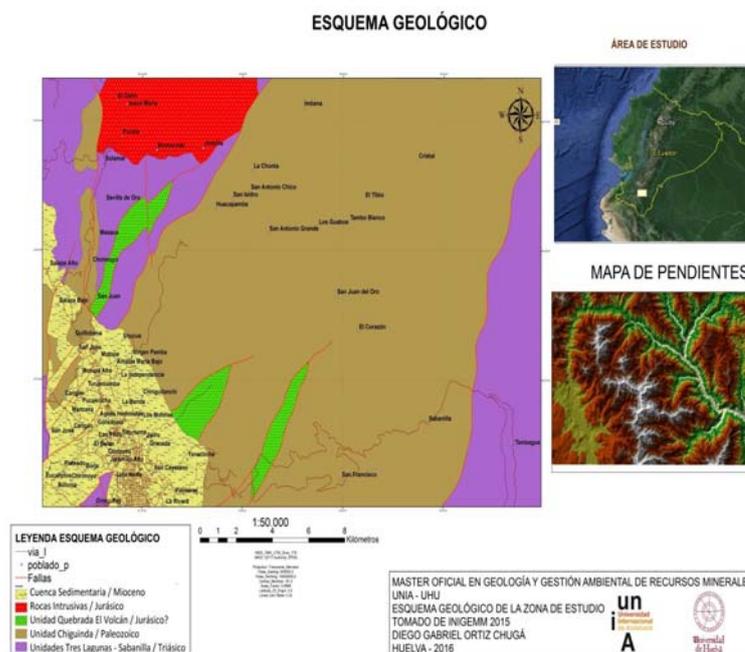


Fig. 1: Esquema geológico de la zona de estudio.

El estudio que ha caracterizado a la Cordillera Real fue el realizado por Litherland et al., (1994), en el que se describe el basamento de la Cordillera Real como un conjunto de rocas metamórficas enmarcadas dentro de cinco terrenos metamórficos que difieren de edad y origen entre sí.

En la zona de estudio, el basamento de la Cordillera Real está formado por el Terreno Loja (Litherland et al., 1994) que incluye las unidades litotectónicas de Chigüinda, Agoyán, Monte Olivo, Tres Lagunas y Sabanilla. Sin embargo, durante el levantamiento geológico fueron identificadas varias secuencias litológicas que discrepan con la conceptualización del Terreno Loja, las cuales fueron caracterizadas en la Unidad Quebrada El Volcán (INIGEMM, 2016).

La Unidad Quebrada El Volcán consiste de una secuencia de rocas que varían desde facies volcánicas a facies detríticas y volcanoclásticas, en las cuales se evidencia un bajo grado de metamorfismo. Los principales afloramientos se observan en las quebradas Mamanuma (UTM: 698 200 E; 9 569 000N), El Volcán (UTM: 702 500E; 9 562 500N) y un tramo de la vía Loja – Zamora (UTM: 706 000E; 9 559 000N).

Litológicamente se observan alternancias métricas de filitas negras localmente grafitosas (Fig. 2A), meta-tobas de color verde ligeramente foliadas (Fig. 2D) y meta-aglomerados de color gris oscuro, con matriz filítica negra localmente grafitosa, cuyos líticos varían en tamaño desde guijarros a cantos (Fig. 2C) y puntualmente bloques principalmente de cuarzo y cuarcitas, cuya morfología va de subredondeada a angular. En estas rocas se evidencia un clivaje de foliación no penetrativo. Además, ocurren meta-basaltos de color verde grisáceo (Fig. 2B), textura subporfirítica con clivaje de foliación ligeramente desarrollado y no penetrativo, macroscópicamente presentan cristales de plagioclasa, anfíbol y minerales de alteración como epidota, clorita y sericita.



Fig. 2: A) Filitas negras localmente grafitosas. B) Meta-basaltos con textura subporfirítica con segregación de clorita, epidota \pm carbonatos. C) Meta aglomerados con guijarros y cantos subredondeados de cuarcita en una matriz filítica negra. D) Alternancias de meta-tobas de grano fino a muy fino de color gris verdoso.

Hacia la vía Loja – Zamora afloran facies volcanoclásticas caracterizadas por meta-brechas de composición andesítica, textura clástica con clivaje de foliación subpenetrativo, con guijarros de cuarcitas y filitas, cuya morfología varía desde subangulares hasta angulares, englobados en una matriz microcristalina de plagioclasa. Se intercalan facies volcánicas de color gris verdoso con textura subporfirítica, cristales subhedrales de plagioclasa, clorita y epidota; además, afloran meta-tobas de color café grisáceo que presentan clivaje de foliación penetrativo.

El análisis microscópico sugiere que las filitas negras (Fig. 3A) presentan textura lepidoporfidoblástica, matriz de cuarzo y cristales de grafito tabulares, incluyéndose en las facies de subesquistos verdes con un protolito pelítico, con el desarrollo de un clivaje de foliación. Los meta-aglomerados (Fig. 3B) tienen matriz con segregación cuarzo moscovítica, textura lepidogranoblástica con moscovita, cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino; los líticos son predominantemente cuarcitas con textura granoblástica con cuarzo y moscovita; estas rocas estarían asociadas a facies de subesquistos verdes con protolito psamítico; además, se observa el desarrollo del clivaje de foliación que es afectado por un clivaje de crenulación.

Las meta-tobas (Fig. 3D) microscópicamente exhiben tamaño desde pelítico a psamítico, textura granoblástica con cristales de cuarzo, feldespato, plagioclasa y anfíbol englobados en una matriz clastosoportada de cuarzo \pm sericita. Los meta-basaltos (Fig. 3C) exhiben textura subporfírica y localmente lepidoblástica con matriz microcristalina de plagioclasa y piroxeno, cristales pseudomorfos de piroxeno y olivino cuyas coronas de alteración presentan clorita, epidota y tremolita-actinolita. Esta paragénesis mineral se asocia a un protolito volcánico básico en facies de subesquistos verde. La deformación en estas rocas es incipiente ya que no se observa el desarrollo de clivaje; sin embargo, se evidencia cristales de plagioclasa ligeramente rotados.

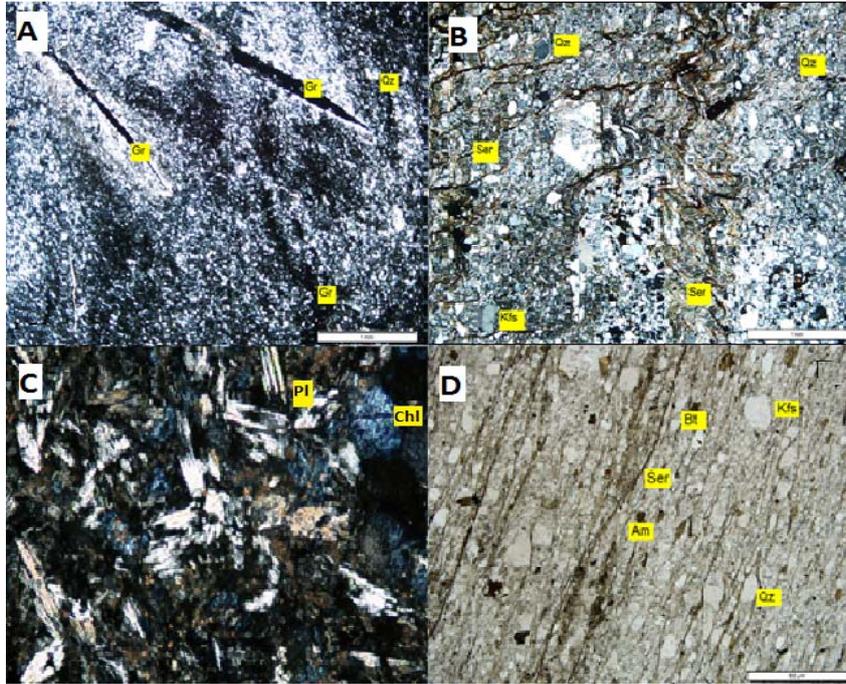


Fig. 3: A) Filita grafitosa con cristales de grafito englobados en una matriz de cuarzo. B) Meta-aglomerado con matriz cuarzo micácea gránulos de cuarcitas, en el cual se desarrolla clivaje de crenulación. C) Matriz microcristalina del metabasalto con entre-crecimiento radial de plagioclasa. D) Facies detríticas con líticos subredondeados con sorteo moderado, con clivaje de esquistosidad no penetrativo.

En la Unidad Quebrada El Volcán la deformación está caracterizada por el comportamiento reológico de las diferentes facies que se exhiben; por ejemplo, en las facies volcánicas se observó una fase de deformación que genera un clivaje S1 caracterizado por una esquistosidad subpenetrativa en dirección NE – SO y buzamientos subverticales; en tanto que las facies volcanoclásticas presentan hasta 2 fases de deformación, la S1 representa un clivaje de foliación subpenetrativa y la deformación S2 desarrolla un clivaje de microcrenulación subpenetrativo; microscópicamente se observan estructuras sigma y delta con una componente de cizalla dextral.

Geoquímicamente la Unidad Quebrada El Volcán exhibe características de basaltos subalcalinos (Fig. 4A) formadas en un arco de islas (Fig. 4B), presentan un enriquecimiento de elementos incompatibles LILE (Rb, Ba y Th) con una anomalía positiva bien marcada en Pb lo que sugiere un importante aporte de sedimentos en el proceso de subducción (Fig. 4C). En relación a los elementos incompatibles HFSE se observa una marcada anomalía negativa de Nb y una ligera anomalía de Ti, lo que es una característica típica de rocas resultantes de magmatismo en zonas de subducción y, una ligera anomalía de Eu que indicaría el fraccionamiento de plagioclasa durante su génesis.

En el diagrama de incompatibilidad de Tierras Raras normalizado a condrita de Nakamura (1974) (Fig. 4D), el patrón no es plano, se observa que las concentraciones de LREE (Tierras Raras Ligeras) son enriquecidas en La, Ce, Pr y Nd, entre el orden de 8x a 80x condrita y la anomalía de Ce presenta una ligera tendencia negativa, lo cual sugiere la incorporación de sedimentos durante el proceso de subducción. En relación a las HREE (Tierras Raras Pesadas) son empobrecidas respecto a las Tierras Raras Ligeras (LREE) como se observa en los elementos Ho, Dy, Yb y Lu; los restantes elementos HREE presentan espectros semiplanos en valores en torno a 8x y 20x condrita, este patrón que indica el diagrama de Nakamura (1974) muestra un fraccionamiento de LREE a HREE que es propio de procesos de diferenciación magmática.

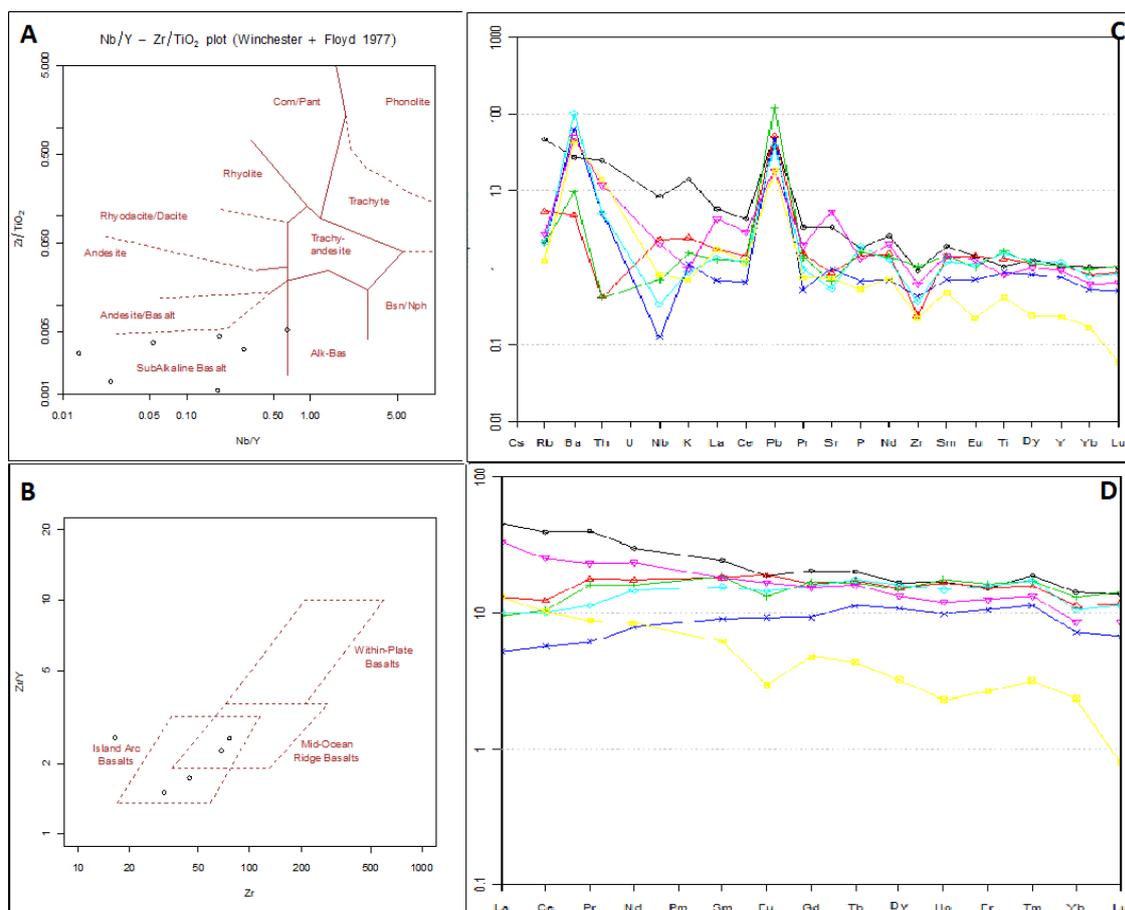


Fig. 4: A) Diagrama de clasificación de rocas volcánicas (Winchester y Floyd, 1977). B) Ambiente geotectónico (Pearce y Norry, 1979). C) Diagrama de Sun y McDonough (1989) normalizado a N-MORB. D) Diagrama de incompatibilidad de tierras raras normalizado a condrita (Nakamura, 1974).

DISCUSIÓN

Durante el desarrollo del proyecto Cordillera Real, Litherland et al., (1994) identificaron secuencias litológicas constituidas por basaltos y, en menor cantidad andesitas basálticas y andesitas. Geoquímicamente presentan características de basaltos de piso oceánico con una mínima contaminación de elementos LILE y fraccionamiento de las fases minerales máficas, mismas que fueron definidas dentro de la Unidad Alao-Paute, la cual fue considerada como un arco de islas oceánico alóctono desarrollado en el Jurásico medio que posteriormente se acrecionó al continente.

Por otra parte, los estudios geoquímicos y geocronológicos dentro de la Unidad Alao-Paute, realizados por Cochrane (2013) y Spikings et al., (2015), señalan la existencia de un arco autóctono formado sobre una zona de subducción que buza al este, a lo largo de un margen continental adelgazado, ya que las secuencias de esta unidad presentan características de enriquecimiento en Tierras Raras Ligeras, lo que es más característico de las rocas de subducción.

Durante esta investigación se observa que la Unidad Quebrada El Volcán exhibe secuencias volcánicas y volcanoclásticas, correlacionables a los datos reportados por Litherland et al., (1994); las mismas que geoquímicamente exhiben características similares a la Unidad Alao-Paute. Por lo tanto, la problemática evidenciada, se basa en la ocurrencia de un volcanismo de arco de islas dentro del Terreno Loja, lo cual indicaría que posiblemente el límite entre los terrenos Loja y Alao, planteado por Litherland et al., (1994) se genera hacia el este de donde actualmente es cartografiado; o la ocurrencia de esta unidad en la zona de estudio, justificaría el desarrollo de un arco de islas en una corteza continental adelgazada, que en este caso sería el Terreno Loja, hipótesis planteada por Cochrane (2013) y Spikings et al., (2015).

CONCLUSIONES

La litoestratigrafía de la Unidad Quebrada El Volcán exhibe secuencias volcánicas y volcanoclásticas, caracterizadas por meta-basaltos, meta-tobas y filitas negras asociadas a facies de subesquistos verdes, que podrían ser correlacionables con las litologías reportadas en el Terreno Alao.

Mediante el análisis e interpretación de los datos geoquímicos proporcionados por el Instituto de Investigación Geológico, Minero y Metalúrgico de Ecuador, se plantea como resultados que las rocas de la Unidad Quebrada El Volcán, exhiben características de basaltos subalcalinos formadas en un arco de islas, que presentan un enriquecimiento de elementos incompatibles LILE (Rb, Ba y Th) con una anomalía positiva bien marcada en Pb lo que sugiere un importante aporte de sedimentos en el proceso de subducción. En relación a los elementos incompatibles HFSE se observa una marcada anomalía negativa de Nb y una ligera anomalía de Ti, lo que es una característica típica de rocas resultantes de magmatismo en zonas de subducción. Además, la ocurrencia de una ligera anomalía de Eu, indicaría el fraccionamiento de plagioclasa durante su génesis.

Agradecimientos: este proyecto de investigación fue parte de la consecución del Trabajo de Fin de Máster, el cual fue posible gracias a la Fundación Carolina quien expidió la beca para la realización de los estudios de cuarto nivel. Al Instituto de Investigación Geológico, Minero y Metalúrgico, el que a través de sus autoridades, permitió el uso de los datos obtenidos durante el levantamiento geológico; así como a mis familiares y amigos que siempre han estado presentes en cada etapa de mi vida. Por otra parte al Dr. Arturo Egúez, quien ha sabido transmitir sus conocimientos teóricos y prácticos de una manera cordial y genuina.

Referencias bibliográficas

- Cochrane, R. (2013). U-Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: Rift to drift transition, active margin dynamics and implications for the volume balance of continents. Tesis Doctoral, UNIVERSITÉ DE GENÈVE, Faculté des sciences de l'Université de Genève, Cap (Sudáfrica), 184pp.
- INIGEMM. (2016). Memoria Técnica Mapa Geológico Loja 1:100 000. Proyecto Investigación Geológica y disponibilidad de ocurrencias de recursos minerales en el Territorio Ecuatoriano. Memoria no publicada. Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico. Quito.
- Litherland, M., Aspden, J., y Jemielita, R. (1994). The metamorphic belts of Ecuador. Nottingham, Inglaterra: British Geological Survey. 147p.
- Nakamura N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, 757-775.
- Pearce, J.A., y Norry, M.J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, y Nb. *Variations in volcanic rocks: Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 69, 33-37.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Ielij, R., Vallejo, C., Winkler, W. y Beate B. (2015). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75Ma). *Gondwana Research*, 45p.
- Sun, S., y McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Saunders, Norry (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol. Soc. London Spec.*, 313-345.
- Winchester, J. y Floyd, P. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20: 325-343.

ESTUDIO PETROGRÁFICO Y GEOQUÍMICO DEL ARCO ALAO (CRETÁCICO INFERIOR) AL ESTE DE CHAMBO, PROVINCIA DE CHIMBORAZO: IMPLICACIONES GEODINÁMICAS

E. Yáñez (1), V. Quilachamín (2), P. Reyes (3)

- (1) Dirección de Geología, Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico, De las Malvas E15-142, Quito. miguel.yanez@geoinvestigacion.gob.ec
- (2) Compañía Minera La Plata, Whymper 404 y Ernesto Noboa, Quito. valeria.quilachamin@yahoo.es
- (3) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. pedro.reyes@epn.edu.ec

Abstract (Petrographic and geochemical study of the Alao arc (early Cretaceous) to the east of Chambo, province of Chimborazo: geodynamic implications): The basement of the Alao arc to the east of Chambo in the Chimborazo province, has been defined by petrographic and geochemical analysis which shows a sequence of volcanic rocks with calco-alkaline affinity. On other hand, overlying San Pablo de Sali unit has calco-alkaline affinity which is generated in a more developed stage of the Alao arc and, it was deposited simultaneously with Rio Daldal unit, whereas rocks of the Pelitetec unit has T-MORB affinity that it is related to an ocean floor basalts. Petrographic analysis in sediments of the Guamote unit suggest a Triassic-Paleozoic detrital material.

Palabras clave: geoquímica, esquistos, toleítico, alóctono.
Key words: geochemistry, schists, tholeiitic, allochthon.

INTRODUCCIÓN

La Cordillera Real es la segunda cadena montañosa ubicada al este de los Andes cuya estructura principal se ha definido en forma de fajas litotectónicas con rumbo preferencial NNE de edades jurásicas y paleozoicas (Litherland et al., 1994), donde varias de las secuencias involucradas se encuentran metamorizadas o simplemente afectadas por eventos regionales de deformación. En la última década se han planteado nuevos modelos geológicos para esta región, como los propuestos por Pratt et al. (2005), Cochrane (2013) y Spikings et al. (2015), quienes mediante cortes geológicos de campo a través de la cordillera, análisis geoquímicos y dataciones, plantean nuevas interpretaciones sobre la evolución geológica, por un modelo de terrenos autóctonos. El presente estudio contribuye con relevante información petrográfica y geoquímica de las unidades geológicas relacionadas con rocas del arco Alao ubicadas en las estribaciones occidentales de la Cordillera Real al este de Chambo en la Provincia de Chimborazo (Fig. 1), caracterizándolas para entender de mejor manera los procesos geodinámicos regionales involucrados en la evolución de este cinturón metamórfico, complementando así la información ya existente.

MARCO REGIONAL

La geología de la Cordillera Real tiene como soporte principal los estudios realizados durante la Misión Británica en el Proyecto Cordillera Real (1986-1994), los mismos que establecieron cinco divisiones litotectónicas, constituidas por cinturones metamórficos informales denominados Guamote, Alao, Loja, Salado y Zamora, separados por límites estructurales representados por varios sistemas de fallas regionales que poseen rumbos preferenciales NNE. El terreno metamórfico Alao objeto del presente estudio, comprende una secuencia de rocas metavolcánicas y metasedimentarias pertenecientes a las unidades

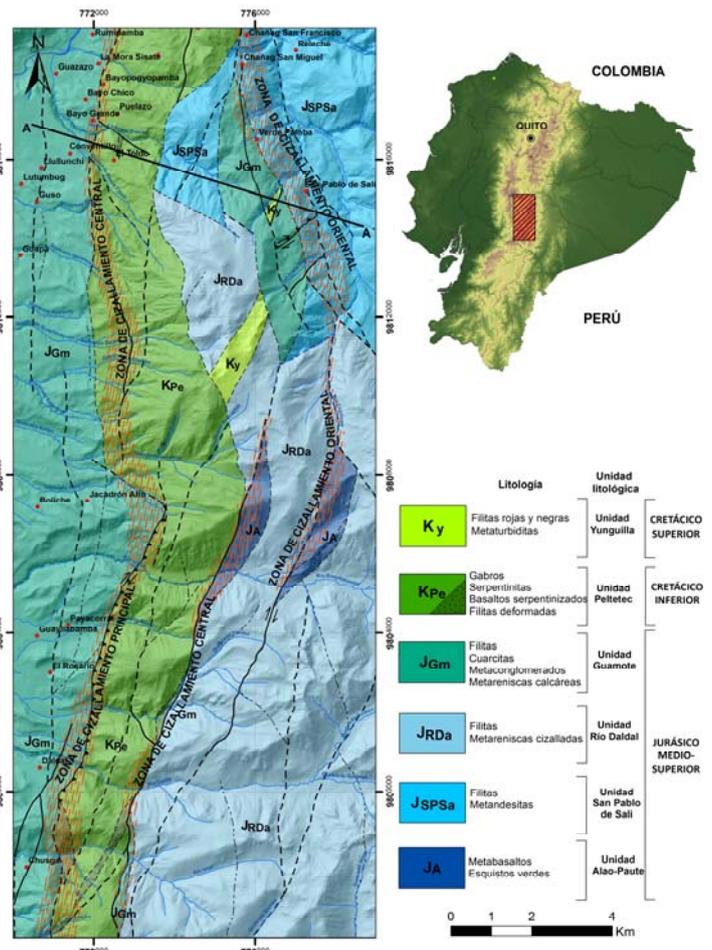


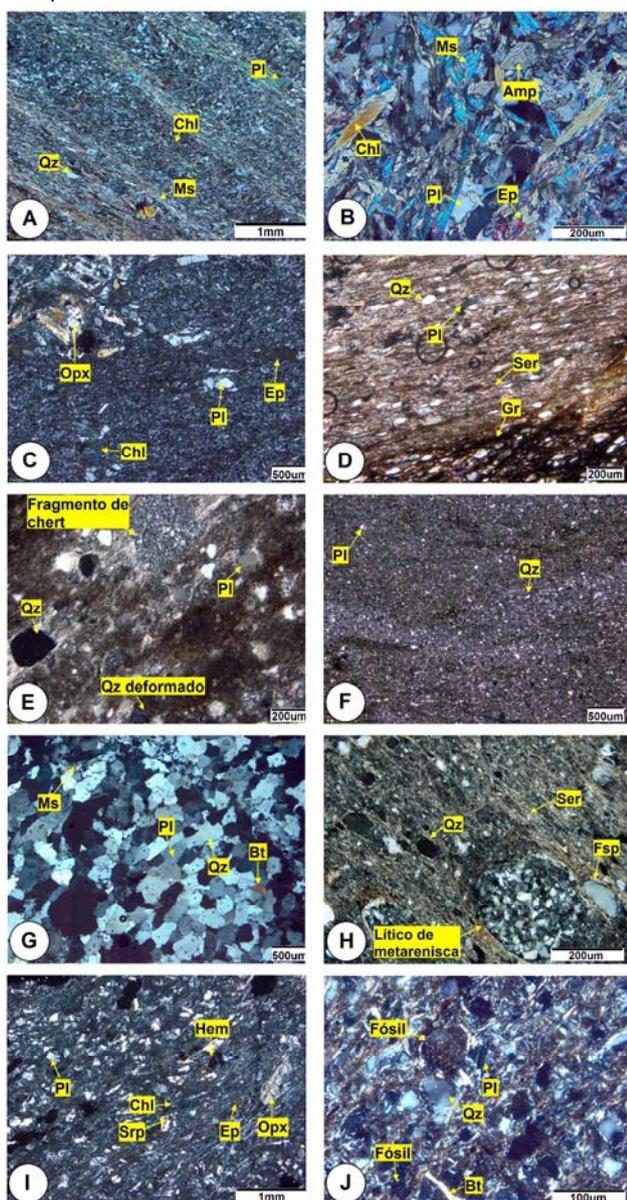
Fig. 1: Mapa de ubicación del área de estudio en la Cordillera Real.

metamórficas Peltetec, Alao-Paute, El Pan y Maguazo de edad Jurásica, donde a diferencia de terrenos adyacentes, la fase plutónica y subvolcánica no ha sido reportada, siendo el terreno Alao esencialmente un cinturón de rocas verdes de protolito volcánico, aflorante en las estribaciones occidentales de la cordillera y ocasionalmente dentro del valle Interandino (Litherland et al., 1994).

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

• *Unidad Alao-Paute*

La Unidad Alao-Paute se exhibe a ambos márgenes del río Uldán, constituida por litologías de origen basáltica y con metamorfismo de bajo grado en facies de esquistos verdes (clorita ± albita ± cuarzo ± epidota ± actinolita), representados por esquistos verdes y localmente metabasaltos, dispuestos a lo largo de una importante zona de cizallamiento central formando dos escamas tectónicas casi paralelas con dirección NNE alineadas con estructuras de rumbo andino que evidencian varios eventos de deformación y acreción (Fig. 1), desarrollando un primer clivaje de cizalla S1 que posteriormente genera microplegamiento (D1) originado por un segundo clivaje S2 y finalmente un tercer clivaje S3 que causa crenulación (D2). El análisis petrográfico muestra que los esquistos verdes presentan microtextura lepidoblástica y microestructura de esquistosidad de crenulación, constituida por cristales subhedrales y porfiroblastos de plagioclasa, clinopiroxeno, anfíboles cloritizados posiblemente de actinolita-tremolita, acompañados de cuarzo, fibras de muscovita-sericita, además de gran cantidad de clorita como producto de alteración (Fig. 2A). Localmente se han observado metabasaltos ligeramente silicificados, cloritizados y con muy bajo grado metamórfico, exhibiendo un reacomodamiento de cristales de plagioclasa y presencia de clinozoitita como parte de la alteración de la plagioclasa o epidota por un metamorfismo regional o alteración hidrotermal, presentando además leve alteración propilitica y preservando aún relictos de la textura volcánica original (Fig. 2B), donde los piroxenos se alteran convirtiéndose en anfíboles (actinolita) por uralitización, indicando un estado temprano de metamorfismo.



Dentro de la geoquímica realizada a basaltos se establece que poseen ligero enriquecimiento de LREE con respecto a las condritas y relaciones $(La/Yb)_{CN}$ de 4.16 a 6.0 relacionadas con rocas calco-alcálicas (Fig. 3A), mientras con respecto al manto primitivo, importantes anomalías negativas de Nb, Ta y levemente marcadas de Ti son visibles (Fig. 3B), siendo características de magmas derivados por subducción relacionadas con la fusión de la cuña del manto (Gill, 2010) o a su vez podrían tratarse de contaminación de una corteza continental antigua constituida por magmas de arco (Best, 2003). A su vez existen significativas anomalías positivas en Pb que pueden ser derivadas de un protolito dentro de la corteza continental Spikings et al. (2015) o posiblemente la mezcla del plomo del sedimento local y del manto superior local (White, 2003). Dichas anomalías pueden ser indicios de que esta unidad litológica es parte de un arco autóctono formado sobre una corteza continental, en parte similar a lo propuesto por Cochrane (2013) y Spikings et al. (2015) y cuyo basamento basáltico se derivaría de una etapa inicial temprana de formación del arco Alao que evolucionó a un arco continental calco-alcálico.

• *Unidad San Pablo De Sali*

La presente unidad se sitúa al margen izquierdo del río Blanco aledaño al poblado San Pablo de Sali, constituyendo una sucesión volcanoclástica-andesítica del terreno Alao y discriminada de la unidad Alao-Paute de Litherland et al. (1994). Consiste de rocas andesíticas metamorfizadas de color verde pálido y raramente azuladas, generalmente intercaladas entre sí con filitas verdes de origen volcanosedimentario relacionadas a facies volcanoclásticas cuya pseudoestratificación coincide con el clivaje de cizalla S1/S0, presentándose a lo largo de la zona cizallamiento oriental con deformación dúctil (Fig. 4), asociada al desarrollo de una estructura planar inicial

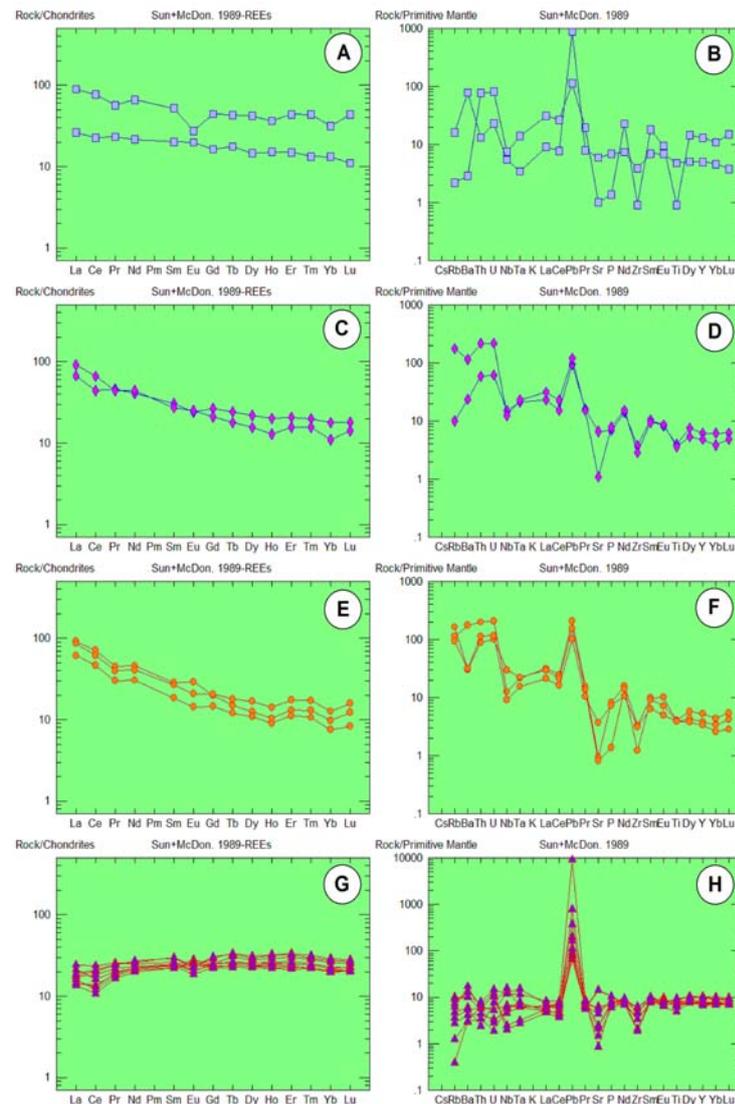
Fig. 2: Esquistos de la unidad Alao-Paute (A y B); metandesita y filita de la unidad San Pablo de Sali (C y D); filitas de la unidad Río Daldal (E y F); cuarcita y filita de la unidad Guamote (G y H); metabasalto serpentizado de la unidad Peltetec (I) y metasedimentos de la unidad Yunguilla (J).

S1 cuya foliación posee rumbo NE y dirección de buzamiento al SE, afectada por un clivaje posterior S2 que ha generado microplegamiento (D1) y finalmente un buzamiento penetrativo S3 que ha desarrollado crenulación (D2). Petrográficamente las metandesitas poseen microtextura intergranular, compuesta por cristales orientados de plagioclasa, muchos de estos formando porfiroblastos o sigmoides debido a cizallamiento, cristales de ortopiroxeno y una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa y vidrio volcánico epidotizado, seguidos de minerales de alteración como epidota, clorita y calcita, generados por una baja propilitización en la roca (Fig. 2C). Las filitas por su parte poseen microtextura filítica con microestructura laminada-cizallada, formadas por cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita, fibras de clorita y gran cantidad de sericita como producto de alteración de arcillas y vidrio volcánico, junto con material grafitoso generado en zonas de contacto tectónico (Fig. 2D).

Geoquímicamente las metandesitas exhiben petrogénesis común y evidente enriquecimiento en LREE con respecto a las condritas normalizadas, mostrando relaciones $(La/Yb)_{CN}$ de 6.05 a 14.66, asociadas con rocas de un arco calco-alkalino (Fig. 3C) y evidenciando con respecto al manto primitivo la presencia de anomalías importantes de Nb y moderadas en Ta y Ti (Fig. 3D), probablemente derivadas de magmas de arco (Best, 2003). Bajo estos parámetros se puede considerar a la unidad San Pablo de Sali como parte de una sucesión de varios episodios volcánicos dentro del arco Alao, constituido por rocas calco-alkalinas más diferenciadas de un arco continental totalmente desarrollado. Además la presencia de fragmentos sedimentarios como chert y areniscas encontrados en varios niveles estratificados, pueden estar relacionados a una fuente de aporte continental, corroborando la interpretación del origen autóctono del arco Alao desarrollado sobre una corteza continental conformada posiblemente por las unidades Chigüinda y Tres Lagunas.

• Unidad Río Daldal

Definida en el presente estudio, esta unidad se ubica al límite oriental de la unidad Peltetec, siendo incierta su continuidad tanto al este como al norte, constituida por rocas metamórficas de bajo grado, principalmente filitas de color gris azuladas y verdosas con poca deformación y foliación casi constante, además de pequeños niveles metasedimentarios y volcanoclásticos. Las filitas petrográficamente poseen microtextura filítica con sorteo moderado y empaquetamiento puntual de los componentes minerales orientados por efectos de cizalla, compuestas por cristales subredondeados de plagioclasa, fragmentos detríticos cizallados y deformados de chert y cuarzo recristalizado formando pequeños mosaicos, seguidos en menor cantidad por ortopiroxeno, circón y esporádicos cristales subredondeados de turmalina? (Fig. 2E).



Los principales componentes minerales se encuentran soportados por una matriz limosa y en varias ocasiones una matriz arenosa cuyos componentes empiezan a transformarse en sericita, preservando aún relictos del protolito sedimentario heredado posiblemente de una grauvaca feldespática debido a su alto contenido de feldespatos y líticos (Fig. 2F). El análisis geoquímico realizado a niveles volcanoclásticos locales de esta unidad, normalizado con respecto a las condritas exhiben afinidad calco-alkalina y enriquecimiento en LREE con relaciones $(La/Yb)_{CN}$ de 11.91 a 17.77, distintivas de rocas calco-alkalinas más diferenciadas (Fig. 3E) y anomalías negativas de Nb, Ta y Ti con respecto al manto primitivo similar a las estudiadas en la unidad San Pablo de Sali (Fig. 3F). Aunque la unidad Río Daldal pertenece a un ambiente sedimentario y la mineralogía muestra un gran aporte continental, se podría interpretar junto con la geoquímica que esta secuencia fue generada cuando el arco Alao se desarrolló completamente como arco continental, depositándose en una cuenca intra-arco o sobre la plataforma cerca al talud

Fig. 3: Diagrama de tierras raras normalizado a condritas y diagrama multielementos normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) de las unidades Alao-Paute (A-B), San Pablo de Sali (C-D), Río Daldal (E-F) y Peltetec (G-H).

continental, pudiendo a su vez estar relacionada o ser una facie sedimentaria más somera de la unidad Maguazo, la cual fue interpretada por Litherland et al. (1994) como una secuencia esencialmente turbidítica depositada sobre el talud continental.

• **Unidad Guamote**

La unidad Guamote forma una faja continua en las estribaciones occidentales de la cordillera, prolongándose al oeste hasta el poblado de Punín formando parte del basamento del callejón interandino, observada a su vez al borde oriental de la unidad Peltetec formando pequeñas escamas tectónicas de rumbo andino no mayor a 1,5 kilómetros de ancho con foliación preferencial NNE e inclinación al SE, presentándose moderadamente plegada formando anticlinales con presencia de boudines por efecto de esfuerzos tensionales y acompañados de clivajes de cizalla (S1 y S2) en zonas de contacto con las unidades Peltetec y Yunguilla (Fig. 4). Se la ha cartografiado como una secuencia semipelítica con bajo grado metamórfico, constituida de cuarcitas blanquecinas a pardas o amarillentas, intercaladas con filitas sericiticas-grafitosas, pizarras negras, metaconglomerados y metasedimentos calcáreos cuya fuente principal es de aporte continental, destacando entre los paquetes de cuarcitas la presencia de granos de cuarzo lechoso, cuarzo ahumado y en menor proporción la presencia de cuarzo azul. El análisis petrográfico muestra que las cuarcitas poseen microtextura granoblástica con empaquetamiento suturado de los minerales y varios contactos poligonales dada por cristales de cuarzo, feldespatos y en menor cantidad biotita, muscovita y fragmentos líticos de chert deformados (Fig. 2G). Por su parte las filitas se encuentran intercaladas entre las cuarcitas, con espesores no mayores a 10 centímetros, petrográficamente formando microtextura lepidoblástica con microestructura de laminación, predominando cristales subhedrales de feldespato potásico y plagioclasa, cuarzo, clorita y óxidos, asimismo es común encontrar líticos de areniscas y chert como parte de un claro aporte continental y su alto porcentaje de sericita formada por la alteración de arcillas contenidas en la matriz del protolito el cual puede tratarse de una grauvaca (Fig. 2H). Dentro de las características mineralógicas más destacadas es la presencia de fragmentos de chert, similar a los reportados por Reyes P. (2006), quien interpreta que estos detritos pueden proceder de la unidad paleozoica Chigüinda y si bien la presencia de cuarzo azul no es una evidencia concluyente, pueden ser indicios para interpretar que la fuente de estos aportes provienen de un basamento continental formado por las unidades Chigüinda y Tres Lagunas, descartando la posibilidad de que la unidad Guamote sea parte de un terreno alóctono como lo proponen Litherland et al. (1994), acoplándose parcialmente estos datos a las interpretaciones realizadas por Pratt et al. (2005), Cochrane (2013) y Spikings et al. (2015).

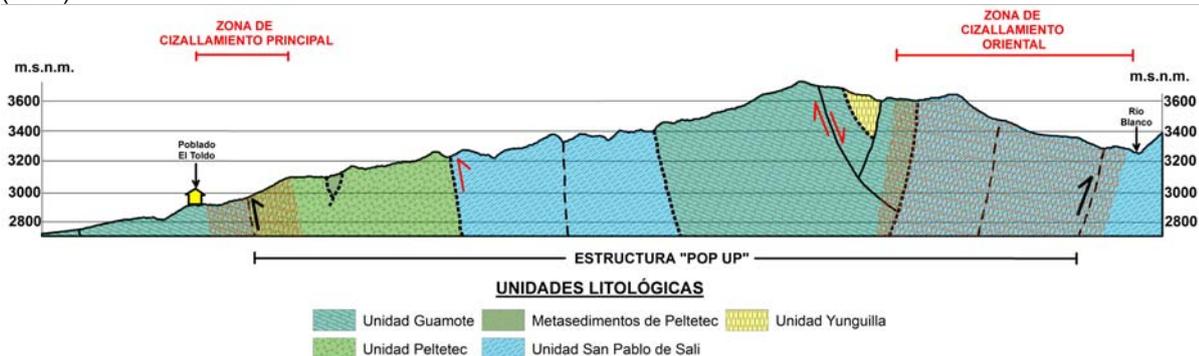


Fig. 4: Esquema A-A' de la disposición litológica de las unidades junto con las principales estructuras N-S y zonas de cizallamiento que atraviesan la zona de estudio.

• **Unidad Peltetec**

La Unidad Peltetec se ubica a lo largo del borde occidental de la Cordillera Real, formando un cinturón continuo de rocas no mayor a 3 km de ancho y dirección NNE que se correlaciona hasta el valle del río Alao al sur (Fig. 1). Las principales características de esta secuencia es su bajo grado metamórfico, alto grado de meteorización, oxidación y fracturamiento, evidenciando zonas de cizalla y destacando la presencia de vetillas con asbesto (crisotilo) de hasta 2 centímetros de ancho y vetas de cuarzo lechoso que cortan a las rocas, acompañadas de serpentinización, silicificación y oxidación como alteraciones. Se encuentra compuesta especialmente por serpentinitas, gabros, basaltos serpentinizados, rocas verdes y esporádicos metasedimentos deformados, componentes litológicos relacionados a una sucesión ofiolítica como la descrita por Wilson M. (1989), exceptuando la presencia de peridotitas y diques basálticos, correlacionándose de esta manera con los datos de Reyes P. (2006) obtenidos más al sur. Los metabasaltos presentan microtextura intergranular y microestructura vesicular con relleno de cristales anhedral de cuarzo hidrotermal y desarrollo de cristales aciculares con hábito radial de Phrenita-Pumpellyita, minerales indicativos de metamorfismo de muy bajo grado generados posiblemente por hidrotermalismo. Minerales primarios como plagioclasa y ortopiroxeno se encuentran presentes, acompañados de alteraciones como serpentinización, epidotización y cloritización, generando minerales secundarios como epidota, clorita, serpentina y cuarzo recristalizado, además de óxidos de Fe en menor cantidad que se ubican a lo largo del clivaje de cizallamiento (Fig. 2I). La presencia de olivino no supera el 5-8% del total de la roca o no se encuentra presente, ya que gran parte de los mismos han sido transformados a serpentina, clorita o agregados de iddingsita. Geoquímica de roca total realizada a varios basaltos poseen con respecto a las condritas ligero empobrecimiento en LREE especialmente en La, Ce, Pr y Nd, mostrando espectro ligeramente fraccionada en MREE, evidenciando relaciones

condríticas $(La/Yb)_{CN}$ de 1.33 a 2.21 asociadas con rocas menos diferenciadas y relaciones $(La/Sm)_{CN}$ de 1.21 a 2.25 en su mayoría asociadas a rocas de piso oceánico con afinidad T-MORB (transicionales) y en menor cantidad con afinidad E-MORB (Fig. 3G), como también marcadas anomalías positivas en Pb con respecto al manto primitivo provenientes de la mezcla del plomo del sedimento local y del manto superior (White, 2003) (Fig. 3H).

• **Unidad Yunguilla**

La unidad aflora únicamente al margen izquierdo del río Blanco en la vía que conduce a Verde Pamba, pudiendo extenderse al SSE hacia las partes elevadas de la cordillera, evidenciado filitas rojizas y negras arrastradas a través de la quebrada Boliche y limitada tectónicamente con la unidad Guamote. Litológicamente exhibe una secuencia turbidítica de color gris oscura, estructura poco bandeada, meteorización media y textura psamítica, preservando su estratificación inicial a pesar de estar afectada tectónicamente y colocada casi en forma vertical. Las metaturbiditas poseen microtextura blastolítica arenosa y con leve orientación, conformada por cristales de cuarzo, cristales subhedrales maclados de plagioclasa cálcica de aporte volcánico, fibras de biotita, cristales subredondeados de circón y fragmentos de roca volcánica?, acompañadas de restos fósiles, probablemente foraminíferos y/o equinodermos que poseen estructura y simetría concéntricas (Fig. 2J), sostenidos en gran parte por la matriz compuesta de material sericítico producto de alteración de arcillas y limos, identificando además en menor cantidad grafito disperso por entre los intersticios de los minerales. Los microfósiles estudiados son placas de equinodermos, específicamente fragmentos de placas poligonales de crinoideos, cuyo contorno no presenta ninguna arista por lo que se asume existe transporte, pero la biofacies indica que el protolito (lutitas) se depositó en un ambiente con salinidad normal posiblemente cercano a la línea de playa (plataformas), además de que se observa una leve orientación de clastos por lo que precisar en qué lugar de la plataforma se formó es difícil al perder el componente paleontológico por el metamorfismo (Comunicación personal Tania García).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

- La unidad Alao-Paute es una secuencia de composición basáltica de afinidad calco-alcalina característicos de magmas de arco continental, manteniendo firmas espectrales del basamento original y que a su vez ha desarrollado significativo metamorfismo vinculado principalmente a posteriores eventos regionales de acreción y deformación, exhumando o arrancando escamas tectónicas del basamento volcánico constituido por el arco continental Alao al borde oriental de la secuencia ofiolítica de Peltetec, dejando de lado la idea de su origen alóctono y de que aflora únicamente al este de la falla San Antonio, la cual según Litherland et al. (1994) es una estructura N-S que delimita tectónicamente la unidad Maguazo al oeste y a la unidad Alao-Paute al este.
- La unidad San Pablo de Sali forma una sucesión de varios episodios volcánicos volcanoclásticos-andesíticos de bajo grado metamórfico, cuya génesis muestra su afinidad con rocas calco-alcalinas representando una etapa más evolucionada del arco Alao y que se depositarían simultáneamente con sedimentos de la unidad Río Daldal.
- La unidad Peltetec forma parte de un fragmento de piso oceánico con afinidad T-MORB y en esporádicamente E-MORB, que posee una distribución caótica de los niveles que componen su estructura probablemente producida por obducción de la corteza oceánica, generando una zona de sutura debido a su acreción al continente y confinando segmentos de la unidad Guamote al este de la sutura de Peltetec, descartando que la misma sea un límite de terreno como lo manifiesta Litherland et al. (1994).

Agradecimientos: El presente trabajo se llevó a cabo como parte del proyecto de titulación de Ernesto Yáñez, razón por lo cual damos nuestro más sincero agradecimiento al Instituto de Investigación Geológico Minero Metalúrgico-INIGEMM por toda su generosa ayuda prestada en bien de la investigación, facilitando las herramientas necesarias para su concepción.

Referencias bibliográficas

- Best, M. (2003). *Igneous and Metamorphic Petrology* (Segunda edición ed.). Utah, EE.UU: Blackwell Science Ltd.
- Cochrane, R. S. (2013). U-Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: Rift to drift transition, active margin dynamics and implications for the volume balance of continents. Tesis doctoral, UNIVERSITÉ DE GENÈVE, Faculté des sciences de l'Université de Genève, Cap (Sudáfrica).
- Gill, R. (2010). *Igneous Rocks and Processes*. London: Wiley-Blackwell.
- Litherland, M., Aspden, J., & Jemielita, R. (1994). The metamorphic belts of Ecuador. Overseas Memoir, No 11, British Geological Survey, Nottingham.
- Pratt, W., Duque, P., & Ponce, M. (2005). An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, v. 399, pp. 251-278.
- Reyes, P. (2006). El complejo ofiolítico Peltetec y su relación con las unidades metamórficas jurásicas de la Cordillera Real. Tesis de Grado, EPN, Quito, Ecuador.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., y otros. (2015). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). *Gondwana Research* (GR-01278), pp. 45.
- White, W. M. (2003). *Geochemistry*. (I. M. (IMWA), Ed., & L. A. Alonso Matilla, Trad.) Valencia.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Academic Division of Unwin Hyman Ltd, London, pp. 466.

ARQUITECTURA ESTRUCTURAL Y ESTRATIGRÁFICA DE LA SECUENCIA PRE-APTIENSE DE LA CUENCA ORIENTE ECUATORIANA

A. Angulo (1), P. Baby (2), M. Rivadeneira (3), J. Rosero (4), J. Bustos (5)

- (1) Escuela de Geología, Universidad Central del Ecuador, Ciudadela Universitaria, calle Jerónimo Leiton y Av. La Gasca, Quito, Ecuador andriu_2909@hotmail.com
- (2) Géosciences Environnements Toulouse, IRD, 14 Avenue Édouard Belin, F-31400 Toulouse, France. patrice.baby@ird.fr
- (3) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. marco.rivadeneira@epn.edu.ec
- (4) Schlumberger Integrated Solutions (SIS), Schlumberger, Av. 12 de Octubre N24-563, Quito. jcastillo57@slb.com
- (5) Activo Cuyabeno, Petroamazonas, Av. 6 de Diciembre N34-290, Quito. jairo_bustos@petroamazonas.ec

Abstract (Structural and stratigraphic architecture of the pre-Aptian sequence of the Oriente Basin): The structural and stratigraphic configuration of the pre-Aptian sequence of the Oriente Basin was controlled by the development of two overlapping tectonic events. The first, belongs to the appearance of an extensional regime during the Middle Jurassic-Valanginian, represented by half-graben and graben depressions that constitute the three tectonic domains of the basin. At the Sacha-Shushufindi graben the sedimentary filling includes continental volcanoclastic sediments of the Chapiza Formation, partially contemporaneous with the activity of the Jurassic Misahuallí volcanic arc that was developed in the western margin of the basin. The extension is linked to a slab roll-back process affecting the back-arc region. The second episode represents the inversion of normal to inverse faults produced by compressive tectonics, which results in mega positive structures (Sacha and Shushufindi Anticlines). The age of the inversion could be related to the Hauterivian period, during deposition of the Upper Chapiza Formation or Yaupi Member, which are developed in onlap against the Sacha inverted structure.

Palabras clave: pre-Aptiense/ Formación Chapiza/ extensión trasarco/ inversión tectónica/
Key words: pre-Aptian/ Chapiza Formation/ back-arc extension/ tectonics inversion/

INTRODUCCIÓN

La secuencia estratigráfica pre-Aptiense de la Cuenca Oriente, se encuentra constituida por una cubierta sedimentaria marino-continental del Paleozoico-Mesozoico, superpuesta a un basamento cratónico pre-Cámbrico (Díaz et al., 2014). Está caracterizada a lo largo de secciones transversales a la Cuenca, por una arquitectura relacionada a la inversión de un sistema de fallas extensionales, que han fracturado la cuenca en tres dominios tectónicos: Faja Plegada y Corrida Subandina (FPCS), Corredor Sacha-Shushufindi (CSS), y Sistema Invertido Capirón-Tiputini (SICT) (Baby et al., 2013).

En el presente estudio, se examina la configuración estratigráfica y estructural de la secuencia, misma que permite comprender el desarrollo de los eventos tectónicos, extensivo y compresivo, que actúan durante el pre-Aptiense. De esta forma, adicionalmente se contribuye con un modelo tectono-estratigráfico más acertado.

METODOLOGÍA-RESULTADOS

Para el desarrollo de la investigación, se ha tomado en consideración nueva información sísmica 3D y de pozos. Entre ellos, una franja orientada N-S de varios cubos sísmicos (1.930 Km²), posicionados en los campos petroleros más importantes de la cuenca: Libertador, Shushufindi y Sacha; y el levantamiento estratigráfico de 2 sondeos: IP-17 y BE x-1 localizados en la FPCS (Fig. 1).

ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA

Se definen seis unidades sismo-estratigráficas, "USE", agrupadas desde el punto de vista de evolución tectónica en tres estadios de desarrollo estratigráfico: 1) pre-extensional, 2) sin-extensional y 3) sin-inversión

1. Estratigrafía pre-extensional

Consiste de las unidades geológicas que preceden el desarrollo de un sistema extensivo.

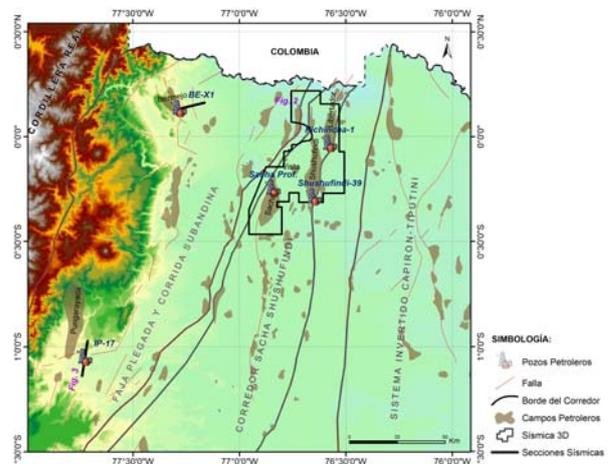


Fig. 1: Mapa de localización, mostrando la sísmica 3D utilizada y los pozos revisados.

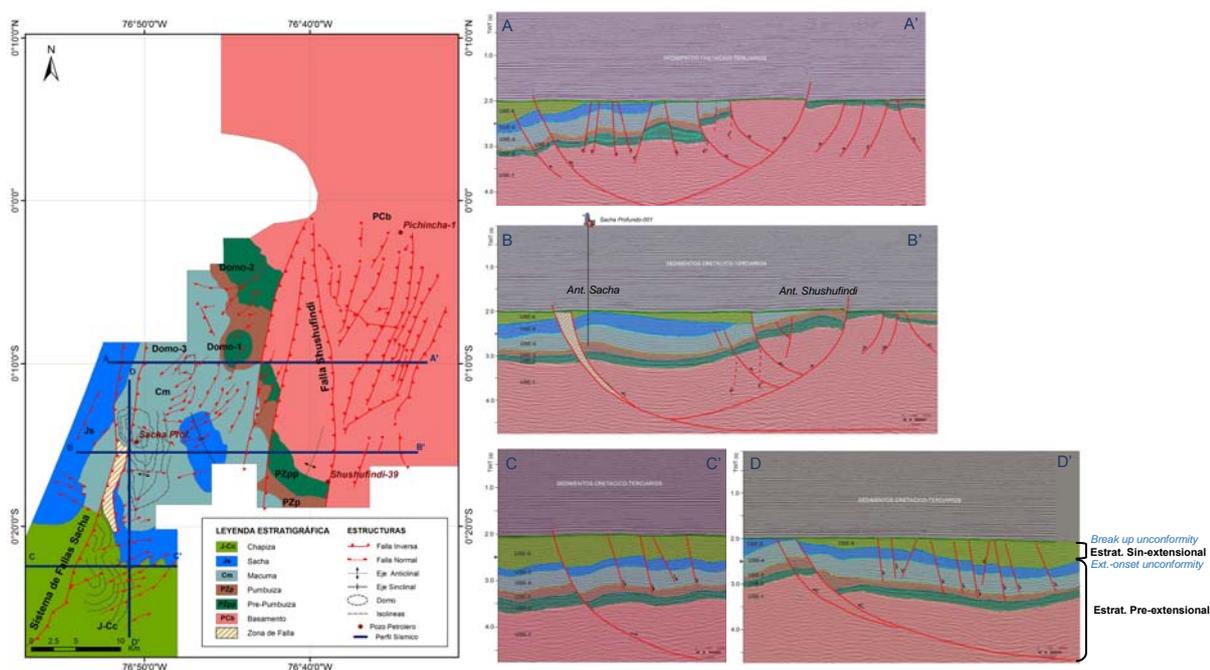


Fig. 2: Mapa geológico en subsuelo (-2505 ms) de la sección norte del CSS. Tres secciones sísmicas transversales y una longitudinal al CSS, ilustran la geometría de la secuencia pre-Aptiense y sus cuerpos sedimentarios.

- USE-1-Basamento: está caracterizado por una configuración caótica y difusa, sin reflexiones dominantes (Fig. 2 y 3). Su litología consiste de rocas ígneas y metamórficas del Escudo Cratónico pre-Cámbrico Guayano-Brasileño (Tschopp, 1953; Díaz et al., 2014).
- USE-2-pre-Pumbaiza: presenta reflectores dispuestos paralelamente, con alta amplitud y continuidad, marcando el inicio de la subsidencia y primera sedimentación acaecida sobre el basamento. Esta unidad no ha sido atravesada por ningún sondeo, pero probablemente se correlacione con la Fm. Contaya en Perú, constituida de lutitas graptolíticas intercaladas con areniscas del Ordovícico (Spencer, 1973). Al norte del CSS, se evidencia el desarrollo de posibles facies arcillosas, que levanta la secuencia suprayacente, posterior a su sepultamiento. En total se identifican 3 grandes cuerpos, probablemente diapíricos, dispersos debajo del campo Vista (Fig. 2-A).
La unidad está ausente en la FPCS, así lo demuestra el registro litológico del pozo IP-17 (Fig. 4) y la sísmica 2D (Fig. 3). Probablemente se limita al borde oeste del CSS y se extiende hacia el oriente.
- USE-3-Pumbaiza: sus reflectores registran menores amplitudes y media a baja continuidad (Fig. 2 y 3). Su litología descrita por los pozos Sacha Profundo y Shushufindi-39 en el CSS, está constituida de areniscas y lutitas del Devónico. En la FPCS, los ripios del pozo IP-17 y BE X-1 definen un paquete homogéneo de lutitas, con rangos de TOC entre 0.5-2 % (Regular), Kerógeno tipo III con calidad pobre a regular proveniente de restos vegetales terrestres depositados en ambientes marino-someros (Fig. 4).
- USE-4-Macuma: registra un cuerpo de reflectores claros y continuos dispuestos paralelamente. Es considerada como una plataforma carbónica, con potentes estratos de caliza bioclástica y dolomitas, intercaladas de lutitas, limolitas y areniscas finas del Pensilvánico-Pérmico (Díaz et al., 2014). Hacia la región Subandina, los estratos mayormente calcáreos, pasan a ser intercalados en la base con facies volcano-sedimentarias de origen aún desconocido (Fig. 4).
- USE-5-Sacha: exhibe un pequeño *onlap* contra la superficie subyacente, por encima continúa con un arreglo paralelo a divergente de baja continuidad y moderada amplitud (Fig. 2-B). La Fm. dentro del pozo Sacha Prof., se constituye de una secuencia de capas rojas, datadas en su límite inferior del Triásico Tardío (Rivadeneira y Sánchez, 1989). Volcánicos del Sinemuriense (195±3Ma) fueron encontrados en los pozos IP-17 y BE X-1, correspondiendo cronológicamente al Ciclo Santiago/Sacha (Fig. 4). La base de este ciclo en ambos dominios tectónicos no presenta la misma edad, por lo que se puede considerar un límite diacrónico más joven hacia la FPCS.

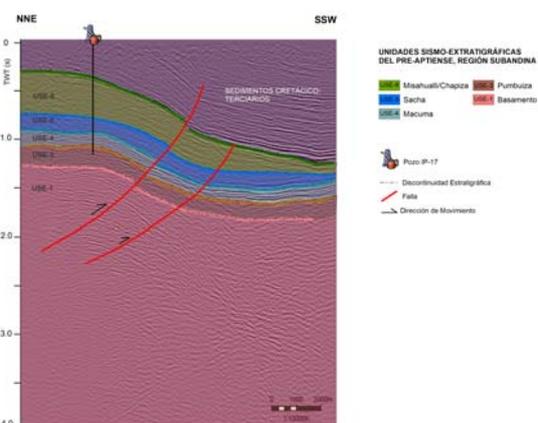


Fig. 3: Sección sísmica longitudinal a la FPCS, mostrando un anticlinal asociado al desarrollo de fallas inversas, atravesada por el pozo IP-17.

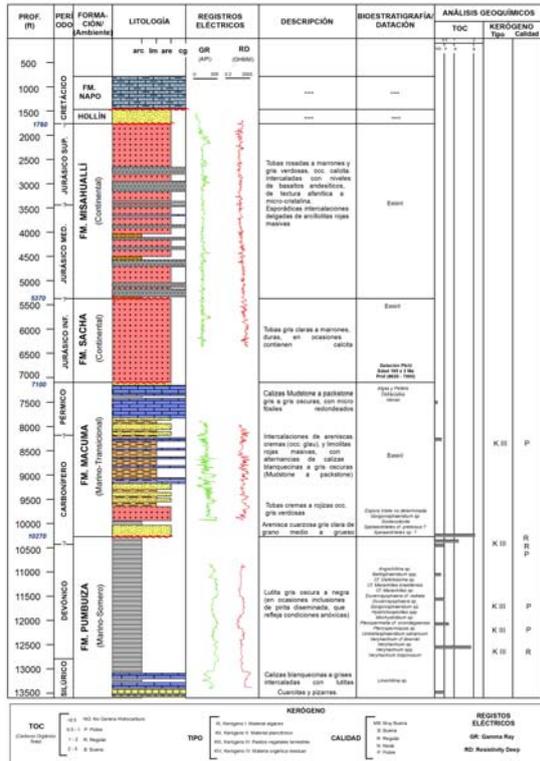


Fig. 4: Columna litológica, dataciones y niveles de roca madre de la secuencia pre-Aptiense del pozo IP-17.

2. Estratigrafía sin-extensional

Las características de relleno de la USE-6, considerada como la Fm. Chapiza, definen a esta unidad como una secuencia sin-extensional, que se acomoda sobre una marcada superficie estratigráfica, *extensional-onset unconformity*, misma que define el límite entre la secuencia pre-extensional (Fig. 2-CyD). Esta unidad se compone de una alternancia de reflectores de alta a baja amplitud y continuidad, configurados estructuralmente en una cuña de material sin-extensional, asociado al basculamiento y movimiento del bloque colgante sobre el fallamiento normal que controla la subsidencia de la cuenca (Fig. 2-CyD). La secuencia comprende una espesa serie de capas rojas y sedimentos volcanoclásticos continentales, considerados parcialmente coetáneos con la actividad del arco magmático jurásico Misahuallí (Tschopp, 1953). Con estas consideraciones y en base a su contacto estratigráfico con la Fm. Sacha del Triásico Superior-Jurásico Inferior (Rivadeneira y Sánchez, 1989), se designa una edad, aproximada del **Jurásico Medio**, para el inicio de la sedimentación Chapiza y por ende el inicio de la extensión.

3. Estratigrafía sin-inversión

El registro litológico del pozo Sacha Prof., señala tobas y basaltos gris oscuros al tope de la Fm. Chapiza o Miembro Yaupi, datados por palinología y radiometría en los ríos Yaupi y Chapiza de 132 Ma (Hauteriviense), lo que los diferencian de los volcánicos Misahuallí (Jaillard, 1997). Sus características geoquímicas y significado geodinámico son aun inciertos, pero en base al desarrollo de *onlaps* contra la estructura invertida Sacha (Fig. 2-B), se presume que marquen la edad de una inversión, probablemente desarrollada entre el **Hauteriviense y Barremiense**, anterior a la depositación de la Fm. Hollín.

ESTRUCTURA Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA

La región norte del CSS (Fig. 2), expone el desarrollo de un sistema extensivo, con una configuración estructural tipo graben, cuyo relleno sedimentario, lo constituyen los depósitos de la Fm. Chapiza. Está controlado en sus márgenes, por el Sistema de fallas Sacha al oeste y falla Shushufindi al este, de tipo lístricas y dirección de inclinación opuesta, que delinean su geometría y orientación, NE-SO. Fallas normales planas están acentuadas entre los márgenes del graben, con diferencia de estilos estructurales entre un segmento norte y un segmento sur. Al norte, el rumbo de las fallas es subparalelo con respecto al eje principal del graben y su buzamiento es hacia el NO; mientras que al sur, presentan una orientación oblicua al eje principal, con buzamientos hacia el SE (Fig. 2). Las fallas principales de carácter lístrico que controlaron los márgenes del graben, fueron posteriormente reactivadas, durante una tectónica compresiva, provocando el desplazamiento de las secuencias pre y sin-extensionales, que dejan como resultado mega estructuras positivas, correspondientes a los anticlinales Sacha y Shushufindi (Fig. 2-B).

1. Estructuras extensivas preservadas o con débil inversión

Los controles estructurales vigentes durante la etapa extensional, están mayormente preservados al sur del campo Sacha, donde la estructura original de la extensión se ha conservado sin mayores alteraciones (Fig. 2-CyD). La sección sísmica de la Fig. 2-C, exhibe una estructura extensional sin-sedimentaria, anticlinal de *rollover*, que muestra el desarrollo del flexuramiento del bloque sedimentario por encima de la falla lístrica Sacha. Los sedimentos sin-extensionales (USE-6) descienden y rellenan el espacio producido durante la apertura de la falla, formando un cuerpo convexo. Fallas normales planas sintéticas, se acentúan a intervalos de tiempo regulares durante la extensión, y deforman el *rollover*.

2. Estructuras invertidas

Las estructuras Sacha y Shushufindi, que representan los máximos del desplazamiento inverso, consisten en anticlinales, formados por la propagación de las fallas del borde, durante la inversión en su movimiento. La parte superior de las estructuras, muestra una contracción neta, mientras que en profundidad mantienen signos de extensión (Figura 2-B). Están alineadas paralelamente al eje de la cuenca, alcanzando longitudes de alrededor de 20 Km, y 6 Km de ancho (Fig. 2). Si bien ambos márgenes de la cuenca presentan el mismo estilo de deformación, el margen oriental registra un mayor levantamiento, generando durante la cinemática de contracción la aparición de fallas inversas antitéticas al fallamiento Shushufindi, que levanta la secuencia y decapita antiguas fallas normales

(Fig. 2-B). Por detrás, se genera un retrocorrimento controlado por fallas transpresivas, las mismas que probablemente formen parte de una gran estructura en flor (Baby et al., 2013). En la FPCS, la sísmica 2D que atraviesa el pozo IP-17 (Fig. 3) manifiesta el desarrollo de un anticlinal, en respuesta a la inversión del movimiento de la falla normal previa, que controló la deposición de la secuencia sin-extensional Chapiza. El movimiento de falla contraccional desplazó la secuencia sin y pre-extensional sobre el bloque superior fallado, por encima de la elevación regional predeformada (Fig. 3).

3. Modelo de evolución

La interpretación estratigráfica y estructural de la sísmica 3D expuestos anteriormente, permitió reconstruir el modelo de evolución para la secuencia pre-Aptiense dentro del CSS, durante la etapa de extensión y posterior compresión, desarrollados en el Jurásico Medio-Cretácico Inferior.

El inicio de la activa extensión ocurre aproximadamente en el Jurásico Medio, con el desarrollo de un fallamiento extensional lítrico, en el borde occidental, durante la deposición de la Fm. Chapiza. En esta etapa, actúan fallas lítricas sintéticas (F1, F2 y F3), involucrando el basamento, que se unen en profundidad en una superficie de despegue, con sentido de desplazamiento hacia el oriente. El movimiento de falla, produce un fuerte basculamiento de la secuencia sedimentaria por encima del fallamiento lítrico, lo que da origen a una geometría de semigraben, con desarrollo de estructuras extensionales sin-sedimentarias de tipo anticlinal de *rollover*, preservada al sur del campo Sacha (Fig.2-B).

Con el aumento de la extensión, la geometría inicial evoluciona a un graben, desarrollando fallas normales antitéticas al fallamiento lítrico principal; encabezada por la falla Shushufindi (F4), que representa el borde oriental del graben, seguida de fallas escalonadas con similar dirección de movimiento (F5 y F6), que avanzan hacia el interior del graben. La sedimentación muestra un incremento en su extensión, rellenando todo el graben.

En el Hauteriviense aproximadamente, las fallas directas que controlaron el desarrollo inicial de la cuenca, invierten su movimiento y levantan toda la secuencia sedimentaria, manteniendo signos de extensión en profundidad y mostrando contracción asociada a crecimiento de anticlinales hacia la superficie (estructura Sacha y Shushufindi). Con la deformación progresiva, durante el levantamiento del borde este de la cuenca sobre la falla Shushufindi, se desarrollan fallas antitéticas (F7 y F8), que cortan las fallas normales F5 y F6 impidiendo su reactivación; además del desarrollo de un retrocorrimento que se propaga hacia el este (F10, F11 y F12).

Para el Aptiense, después de un periodo de erosión, la cuenca es sellada por depósitos clásticos fluviales, correspondientes a la Fm. Hollín (Baby et al., 2013).

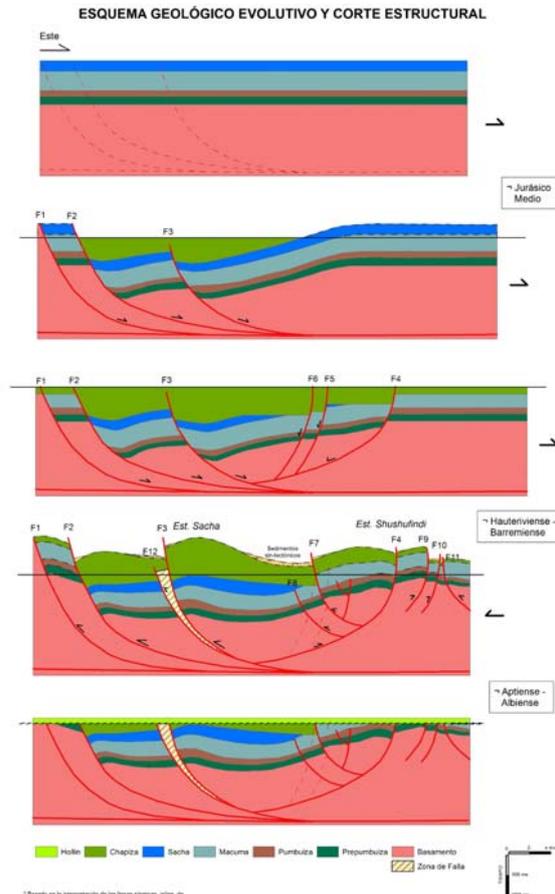


Fig. 5: Esquema geológico evolutivo de la cinemática de deformación entre el Jurásico Medio y el Cretácico Inferior, CSS.

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN

A partir de la interpretación estructural y estratigráfica de los datos sísmicos, se establece un control tectónico extensional, durante la deposición de la Fm. Chapiza, a la que se asigna una edad Jurásico Medio y Cretácico Inferior, sobre la base de su posición estratigráfica. Con ello se invalida la edad Triásico Tardío-Jurásico Temprano de una extensión, antiguamente propuesta sobre la base de la definición de una supuesta deposición *sin-rift* de las Fms. Sacha/Santiago, descrito en el CSS y al sur de la Región Subandina (Díaz, 2014).

La extensión probablemente de edad Jurásico Medio y Valanginiense, es desarrollada en forma concomitante a una zona de subducción, definida sobre la base del arco volcánico Misahuallí del Liásico Tardío y Jurásico Superior, ubicado al oeste de la Cuenca Oriente (Romeuf et al., 1997). Este importante elemento geotectónico, lleva a la idea de un sistema extensional de tipo *back-arc*, cuyo desarrollo probablemente esté ligado a periodos de *slab roll-back*, en el cual el *slab* de subducción retrocede y se verticaliza (Martinod, et al. 2006), provocando la propagación de una extensión detrás del arco, que deja como resultado los sistemas de semigrabenes y graben que forman los tres dominios tectónicos.

En la FPCS, la fuerte tectónica transpresiva a la que ha sido sometida, por su posición en la zona de *wedge-top* de la actual cuenca de *foredeep* Oriente (Baby et al., 2013), ha modificado en su mayoría las evidencias de extensión, resultando complejo su caracterización. En el CSS, las estructuras preservadas la definen como un graben, relleno

de depósitos volcano-sedimentarios de la Fm. Chapiza, considerados como facies proximales al arco Misahuallí (Díaz et al., 2014). Hacia el este, las evidencias extensionales se conservan en importantes semigrabenes, conocidos dentro del SICT. El más representativo es el semigraben Tambococha, cuyo relleno sin-extensional, consiste en depósitos marino-someros del Jurásico Tardío-Neocomiense definidos como la Fm. Tambococha, la misma que es considerada equivalente lateral a la Fm. Chapiza y atribuida a facies distales del arco (Díaz et al., 2014).

El cierre del sistema extensional, marcado por la discordancia angular regional a la base de la Fm. Hollín (Aptiense-Albiense, Baby et al., 2013), probablemente se desarrolla en el Hauteriviense-Barremiense, inferido por los basaltos al tope de la Fm Chapiza de 132 Ma (K/Ar) (Hall & Calle in Jaillard, 1997), asociados a un cambio geodinámico (Jaillard, 1997), y desarrollados en *onlap* contra la estructura positiva Sacha. Probablemente la compresión que generó la inversión del sistema extensivo, este relacionada a la propagación hacia el oeste de la ruptura Tethys de Laurasia y Gondwana durante la apertura inicial del Océano Atlántico, expresando deformación tectónica en el borde del Pacífico (Jaillard et al., 1995). Las cuencas de Acre de Brasil y Solimões invertidas en el Jurásico Tardío durante la Orogenia Juruá (Caputo, 2014), coinciden con la gran compresión y cizallamiento en los países andinos, por lo que se podría atribuir a la orogenia brasileña Juruá, la deformación tectónica en el borde del Pacífico (Caputo, 2014).

CONCLUSIONES

- La arquitectura estructural y disposición estratigráfica de la secuencia pre-Aptiense a lo largo de la sección norte del CSS, responde al desarrollo de una cuenca extensional, activa durante la depositación de la Fm. Chapiza (Jurásico Medio-Valanginiense). Este periodo estuvo controlado por un sistema de fallas lítricas (S. de fallas Sacha al oeste y Shushufindi al este), que delinearón la orientación y geometría de la cuenca, formando una depresión alargada tipo graben con rumbo preferentemente NE-SW.
- Anticlinales asociados a movimientos contraccionales (Anticlinales Sacha y Shushufindi), en los bordes de la cuenca, manifiestan una inversión tectónica posterior (Hauteriviense-Barremiense), probablemente vinculada a los volcánicos de la parte superior de la Fm. Chapiza de 132 Ma (Hauteriviense) (Hall & Calle in Jaillard, 1997), considerada por Jaillard (1997) como el Miembro Yaupi, que se desarrollan en *onlap* contra la estructura Sacha.
- En forma concomitante con el desarrollo del régimen distensivo, en la Región Subandina se desarrollaba el arco volcánico Misahuallí (Liásico Tardío y Jurásico Superior) (Romeuf, et al., 1997; Jaillard, 1997). Lo que permite inferir un sistema extensional de *back-arc* que evolucionó detrás del arco magmático. Probablemente los tres dominios tectónicos estuvieron controlados por un régimen extensional de amplia distribución detrás del arco volcánico Misahuallí, ligado a periodos de *slab roll-back*.
- La inversión tectónica, podría estar relacionada con la propagación hacia el oeste de la ruptura Tethys, durante la apertura inicial del Océano Atlántico expresando deformación tectónica en el borde del Pacífico, conocida como la Orogenia Juruá, en Brasil (Caputo, 2014).
- El levantamiento estratigráfico en los pozos IP-17 y BE X-1, muestran una continuación lateral de las unidades del pre-Aptiense, a excepción de la Fm. Pre-Pumbuiza. El registro sedimentario, empieza con la Fm. Pumbuiza en inconformidad sobre el basamento. Los estratos mayoritariamente calcáreos de la Fm. Macuma, pasan a ser intercalados por volcano-sedimentos hacia la FPCS. Volcánicos del Sinemuriense (Jurásico Inferior), datados por Pb-U SHRIMP en circones, sobreyacen a la Fm. Macuma, en ambos pozos, cronológicamente se correlacionan con el Ciclo Santiago/Sacha (Triásico Superior-Jurásico Inferior). La base de este ciclo, en ambos dominios tectónicos no presenta la misma edad, por lo que se puede considerar un límite diacrónico más joven hacia la FPCS. El Ciclo Misahuallí/Chapiza, sin-extensional, es mucho más potente en la FPCS por su cercanía con el arco volcánico Misahuallí.

Referencias bibliográficas

- Baby, P., Rivadeneira, M., Barragán, R., & Christophoul, F. (2013). Thick-skinned tectonics in the Oriente foreland basin of Ecuador. *Geological Society, London, Special Publications*, 377, 59-76.
- Caputo, M. V. (2014). Juruá Orogeny: Brazil and Andean Countries. *Brazilian Journal of Geology*, 44(2), 181-190.
- Díaz, M., Baby, P., Rivadeneira, M., & Christophoul, F. (2014). El pre-Aptiense en la Cuenca Oriente Ecuatoriana. En P. Baby, M. Rivadeneira, & R. Barragán, *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo* (págs. 31-50). Quito: Travaux de l'Institut Français d'Études Andines.
- Jaillard, E. (1997). *Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador*. Informe Final, Convenio Orstom-Petroproducción, Quito.
- Jaillard, E., Sempère, T., Soler, P., Carlier, G., & Marocco, R. (1995). The role of Thethys in the evolution of the Northern Andes between Late Permian and Late Eocene times. En A. Nairn, L. Ricou, B. Vrielynck, & J. Dercourt, *The Ocean Basins and Margins: 8. The Tethys Ocean* (págs. 463-492). New York: Plenum Press.
- Martinod, J., Espurt, N., Guillaume, B., Funicello, F., Faccenna, C., & Farías, M. (2006). Control de la velocidad de placas y de la densidad del slab sobre la dinámica de la subducción oceánica y el regimen tectónico de la placa superior: Análisis de modelos análogos. *XI Congreso Geológico Chileno*, 2, 275-278.
- Rivadeneira, M., & Sánchez, C. (1989). Consideraciones geológicas del Preaptense de la Cuenca Oriente. *Sexto Congreso Ecuatoriano de Ingeniería en Geología, Minas y Geotecnia*, 214-252.
- Romeuf, N., Munch, P., Soler, P., Jaillard, E., Pik, L., & Aguirre, R. (1997). Mise en évidence de 2 lignées magmatiques dans le volcanisme du Jurassique inférieur de la zone subandine équatorienne. *Comptes Rendus Academie of Sciences*, 324, 361-368.
- Spencer, A. (1973). *Geological Survey of the Rio Santa Catalina to Contaya Dome area*. Lima, Perú.
- Tschopp, H. (1953). *Oil explorations in the Oriente of Ecuador*. Quito: AAPG Bulletin.

EVOLUCION TECTONICA DE LA SECCION PRE-CRETACICA, CUENCA ORIENTE-MARAÑON

R. Barragan (1) and P. Baby (2)

- (1) YachayTech, Escuela de Geología, Hacienda San Jose, San Miguel de Urququi, Ecuador. rbarragan@yachaytech.edu.ec
 (2) GET-UMR CNRS/IRD/Université Paul Sabatier, 13545, 14 avenue Edouard Belin, 31400, Toulouse, France. patrice.baby@ird.fr

Abstract (Tectonic Evolution of the Oriente - Marañon Basin):

The relationship between the sedimentary infill and structural styles of the Paleozoic and Mesozoic units in the Oriente-Northern Marañon basin allows to redefine its tectonic evolution: 1) A regional Permian NW fold and thrust belt affecting the Paleozoic Pumbuiza and Macuma Formations and associated to the Gonwanide Orogeny. 2) A Triassic NNW rift system restricted to the Peruvian subandean and western Marañon-Oriente Basins. It is characterized by a synrift infilled of red beds (Mitu Fm.) any by its intracratonic sag sequences: the lower Jurassic Pucara-Santiago carbonate platform; and the red beds of the Sarayaquillo Sacha Fm. 3) A middle-upper Jurassic back-arc rift sequence and associated NNE-SSW grabens infilled by the volcanoclastic syntectonic section of the Chapiza Fm and restricted to the Central part of the Oriente Basin and towards Colombia. 4) An upper Jurassic-early Cretaceous compressional deformation, representing the first event of basin inversion and associated to the Jurua Orogeny

Palabras clave: Cuenca Oriente-Marañón, rift and sag intracratónico, sistema de cabalgamiento, Orogenia Gonwanida y Jurua
Key words: Oriente-Maranon Basin, Fold and thrust belt, Rift and intracratonic Sag, Gonwanide and Jurua Orogeny

INTRODUCCION

La geología regional de la sección Pre-Cretácica de la cuenca Oriente-Marañón ha sido ampliamente descrita (i.e. Tschopp, 1953; Rivadeneira y Sanchez, 1989; Dashwood and Abbotts, 1990; Balkwill et al., 1995; Jaillard, 1990; Romeuf et al., 1997; Diaz, 2000; Rosas et al., 2007). Sin embargo, existen pocos trabajos regionales detallando sus fases de deformación y por lo tanto su evolución tectónica y geodinámica, siendo siempre restringidos a sus límites políticos. En general, la mayoría de trabajos se concentra en descripciones litológicas y por lo tanto, las diferentes divisiones estratigráficas propuestas se basan únicamente en la descripción limitada de las secciones aflorantes deformadas por la técnica andina reciente, específicamente en el suroriente ecuatoriano (levantamiento Cutucú) y en las cuencas subandinas Peruanas, y/o a través de la información proveniente de una colección muy restringida de núcleos de perforación de algunos pozos que atraviesan la sección pre-cretácica en ambas cuencas. Las dataciones y/o edades bioestratigráficas, por lo tanto, son muy limitadas y escasas siendo la mayoría de interpretaciones regionales aun especulativas.

Trabajos recientes (Díaz, 2000; Angulo, 2016) propone un análisis sísmico-estratigráfico detallado en la parte central de la cuenca en la secuencia pre-Aptense, utilizando sísmica de reflexión y la información detallada de núcleos de pozos. Ambos trabajos proponen una nueva división estratigráfica basada principalmente por su carácter y/o respuesta sísmica. Angulo (2016), redefine los eventos extensivos del Jurásico Superior en una forma más precisa, considerando la deformación syn-sedimentaria. Sin embargo, dicha subdivisión se realiza específicamente en el corredor invertido Sacha-Sushufindi y no a escala regional de las cuencas.

El objetivo de este estudio es, por lo tanto, el de sintetizar la estratigrafía de la sección pre-Cretácica en unidades lito-tectónicas caracterizando sus fases de deformación y facies sedimentarias, a través de una integración regional de interpretación sísmica detallada, afloramientos y datos de pozos sin considerar los límites políticos y por tanto incluyendo la información proveniente de las cuencas subandinas peruanas y de ante país Marañón. Finalmente se propone un modelo geodinámico de evolución tectónica de la sección pre-Cretácica a escala regional.

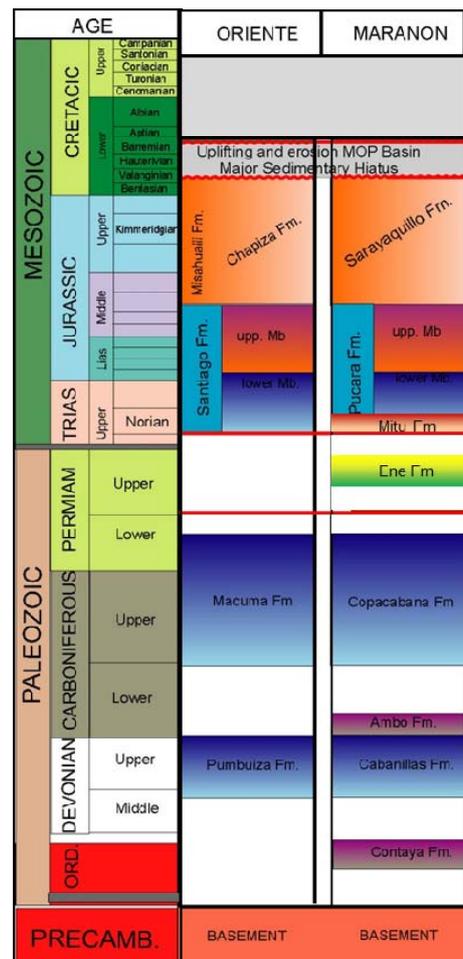


Fig.1. Columna estratigráfica clásica generalizada de las formaciones pre-Cretácicas de las cuencas Oriente-Marañón (modificado de Barragán et al.2008).

Estratigrafía y redefinición de las faces Tectónicas:

La sección pre-Cretácica (específicamente pre-Aptense) de la cuenca Oriente y Marañón está integrado por varias formaciones definidas en función principal de su litología, cuyas edades varían entre el Paleozoico y Mesozoico y que reposan directamente sobre un basamento de edad pre-Cámbrica del escudo guyanés (Dashwood and Abbotts, 1990; Díaz et al, 2000) (Fig. 1).

La sección Paleozoica representa la primera unidad litotectónica, está conformada por las Formaciones Pumbuiza y Macuma (Tschopp, 1953) y sus equivalentes Copacabana y Cabanillas respectivamente en Marañón. La formación Pumbuiza, de edad Devónica, está caracterizada por una secuencia clástica afectada por un grado bajo de metamorfismo y cubierta por una secuencia espesa de carbonatos y lutitas de edad Carbonífera a Pérmica Inferior. correspondiente a la formación Macuma. Aunque ambas formaciones no se pueden diferenciar y separar fácilmente en la mayoría de las secciones sísmicas, existe suficiente control para caracterizar su distribución regional. En este estudio, la definimos como una plataforma marina somera Paleozoica indiferenciada cuyos límites son claramente determinados particularmente en la parte este de las cuencas.

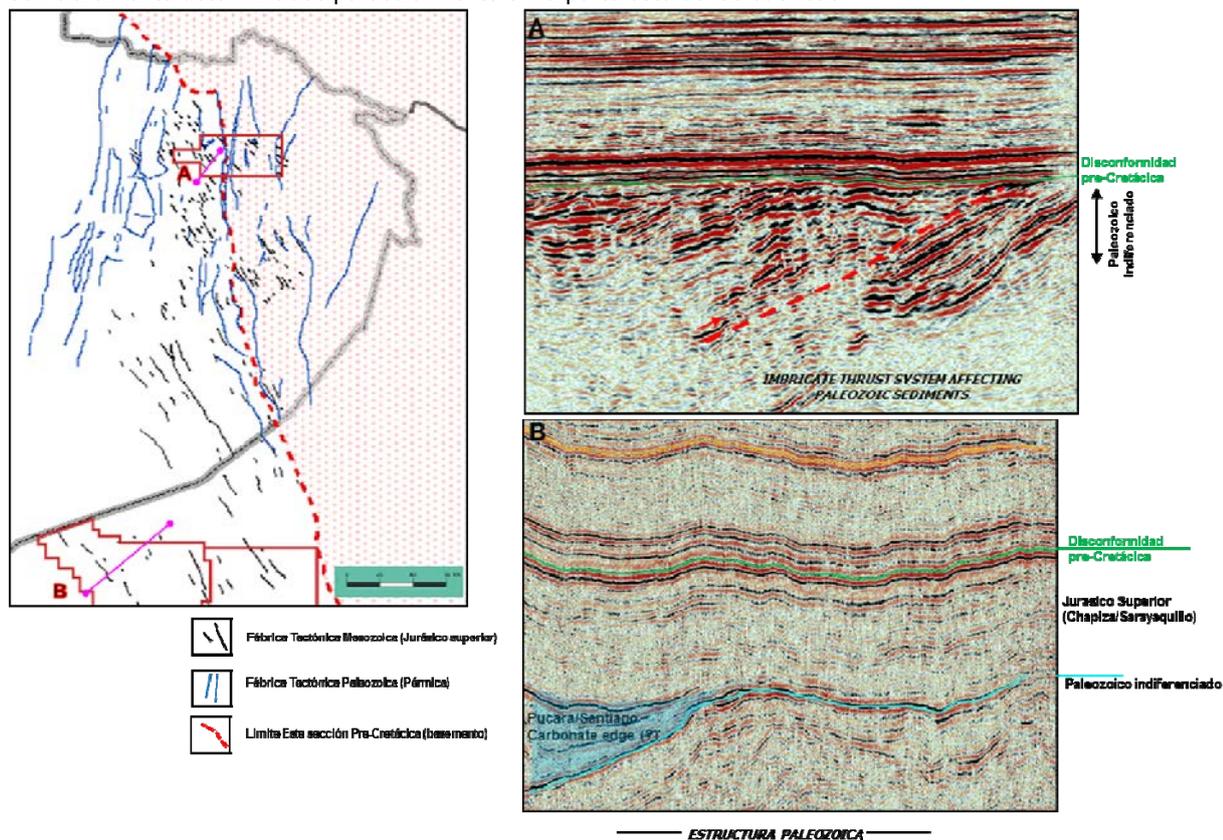


Fig.2. Mapa estructural detallado de las fabricas tectónicas Pre-Cretácica, Cuenca Oriente-Marañón Norte; A) Sección sísmica NNE-SSW a lo largo de la parte central norte de la cuenca oriente donde se evidencia un cabalgamiento de la secuencia Paleozoica (imbricated thrust system.) B) Sección sísmica NE-SW en la parte NW de la cuenca Marañón (área Situche) donde se evidencia un estructura compresiva afectado la secuencia Paleozoica. Nótese además el limite este de la plataforma Carbonatas Pucara-Santiago. A) y B) están asociado a la fase compresiva Pérmica o orogenia Gondwanida.

Nueva interpretación de secciones sísmicas a lo largo de las cuencas Oriente y Marañón (ver también Calderón et al., 2017) pone en evidencia una fase de deformación compresiva posiblemente de edad Pérmica Medio, hasta el momento desconocida, y por lo tanto una nueva fábrica o estilo estructural caracterizada por un sistema regional orientado NW-SE de cabalgamientos y fallas inversas asociadas (i.e., “duplex, fault propagation folds, low angle thrust”) (Fig. 2). Esta deformación es de carácter regional, sin embargo, esta casi borrada en la parte central y norte de la cuenca Oriente, donde ha sido afectada por la tectónica extensiva posterior (grabenos Jurásicos), no obstante, existiendo evidencias a manera de pequeñas ventanas o relictos (Fig. 3).

La identificación de este nuevo estilo estructural compresivo Pérmico en la cuenca Oriente y asociado a un sistema de cabalgamiento es muy importante, debido a que tiene una fuerte influencia sobre la propagación de la deformación posterior andina, y, por lo tanto, controla la inversión y la formación de las estructuras posteriores (Fig. 2), y explica la orientación preferencial NW-SE de varios campos petroleros a lo largo de las cuencas Oriente y Marañón. Puede considerarse como un nuevo concepto de entrapamiento estructural en la cuenca que merece mucha más atención. Esta fase compresiva Pérmica (medio-superior?), ha sido definida como orogenia Hercínica tardía en Perú u orogenia San Rafael en Argentina (Ramos et al., 1988). Sin embargo, preferimos asociarla a la orogenia Gondwanida, ya que representa la extensión más occidental del extenso sistema de cabalgamiento y deformación compresiva desarrollado a lo largo del margen sur de Gondwana (Calderon et al., 2017) y preservado en sud América, Sud África, Antártica y Australia (Ramos et al., 1988; Catuneanu, 2004).

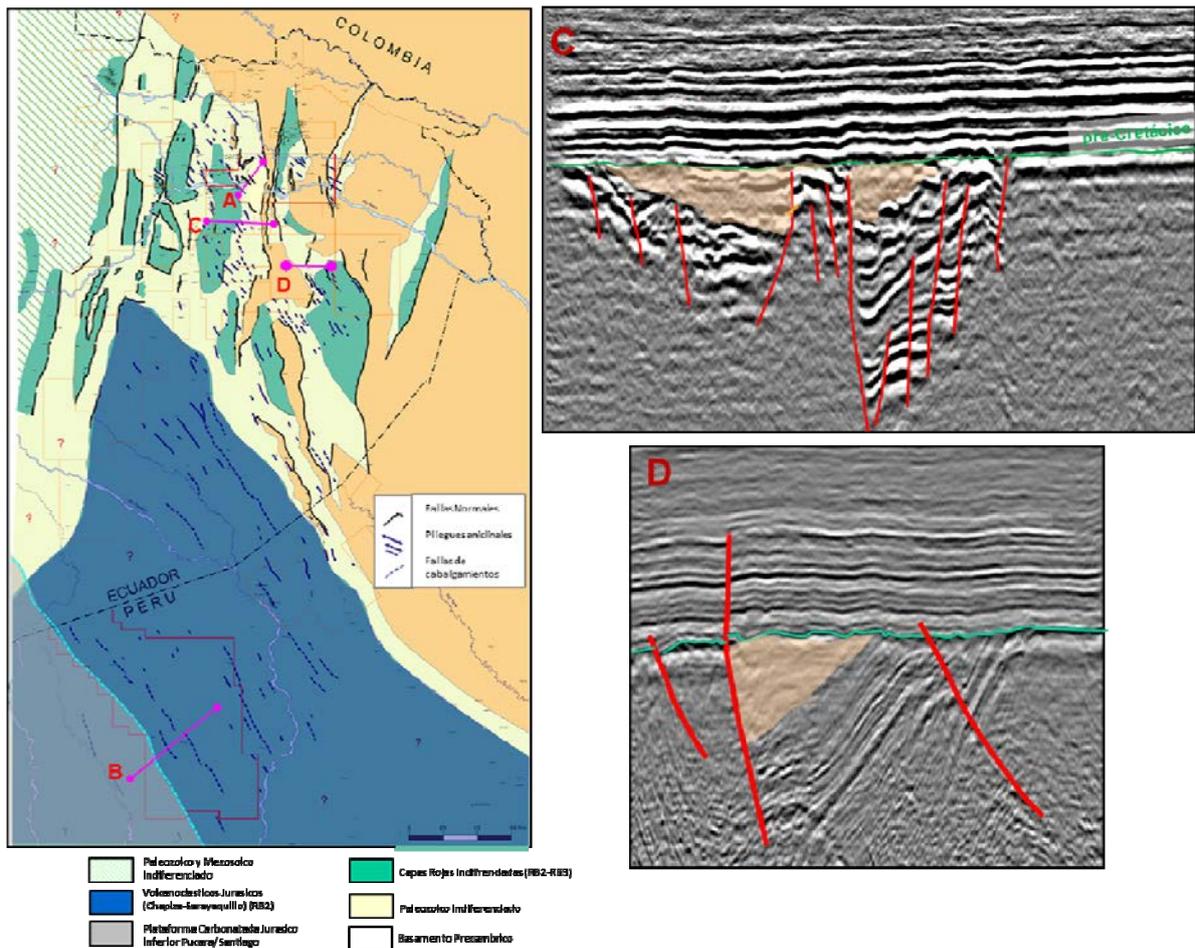


Fig. 3. Mapa Tectónico detallado la sección Pre-Cretácica, Cuenca Oriente-Marañón Norte. C and D) Secciones sísmicas E-W, parte central y este de la cuenca Oriente donde se evidencia un sistema de fallas normales NS-NNE syn-sedimentarias a la secuencia volcanoclástica Chapiza y que marcan una fase extensional asociado a un rift de ante arco, del Jurásico superior.

Sobre la sección Paleozoica y a lo largo de las cuencas subandinas (Santiago) y de ante- país (Oriente y Marañón Norte), se desarrolla un sistema extensional caracterizado por una secuencia de grabenes, semi grabenes, rampas y fallas normales con orientaciones preferentes que varían entre NW-N-NNE (Fig. 3) y cuyo relleno sedimentario está representado principalmente por varias secuencias espesas de capas rojas y carbonatos. Geometrías análogas y similitud de facies, podrían sugerir que se trata de un solo sistema depositacional asociado a un rift continental y su correspondiente post rift o sag intracratónico, de edad Triásica-Jurásica. Sin embargo, análisis en detalle en nuevas secciones sísmicas y nuevas dataciones radiométricas (Angulo, 2016), permite discernir dos sistemas extensionales regionales y sus correspondientes unidades litotectónicas:

El primer sistema extensional está caracterizado por una fábrica tectónica NNW, asociado a un segmento de rift intracratónico Triásico, sugerido por las intercalaciones volcánicas que muestran una afinidad de rift intra-placa (Rosas et al., 2007). Su relleno syn-sedimentario está definido por la primera secuencia de capas rojas correspondiente a la Formación Triásica Mitu, desarrollada y restringida a la parte oeste, en las cuencas subandinas peruanas (Santiago) y localmente en la parte más occidental de la cuenca Marañón (Fig. 3). Sobre la sección Mitu, se deposita una espesa secuencia de "sag" intracratónico o post rift caracterizado por dos eventos y sus correspondientes depósitos, los mismos han sido restringidos a la parte oeste de las cuencas, siguiendo un eje depositacional NNW similar al de su rift continental precedente (Fig. 4):

La primera secuencia de sag ("early sag"), corresponde a la extensa plataforma carbonatada de edad Triásico-Jurásico inferior (Fm. Pucara), depositada a lo largo de un "sag" intracratónico orientado NNW, conocida en Perú como "cuenca Pucara" (Rosas et al., 2007). La misma está controlada por la geometría del rift Mitu precedente y asociado a una subsidencia térmica incipiente que permite tener condiciones someras y restringido a la parte oeste de la Cuenca subandinas (Cordillera Oriental) y en la cuenca subandina Santiago. Interpretación y mapeo regional sugieren que esta sección carbonatada está presente únicamente en la parte sur oeste de la cuenca Oriente, levantamiento Cutucú (Fm. Santiago).

La segunda secuencia de post rift o sag tardío, está asociado a una espesa sección volcanoclástica, correspondiente a la Formación Sarayaquillo en Perú, del Jurásico Inferior- Medio (Rosas et al., 2007) y caracterizada por una ausencia de deformación synsedimentaria. La misma se pincha hacia el este en la cuenca Marañón, pero es evidente que su depocentro continúa hacia el NW en la cuenca Oriente (Fig. 3), siguiendo una orientación y control de subsidencia térmica similar. Nuevas edades radiométricas obtenidas en las capas rojas de la Fm. Sacha en el Campo Bermejo, (Angulo, 2016), y las relaciones geométricas y estructurales observadas en la

misma a lo largo de la cuenca Oriente (espesores constantes, ausencia de deformación extensional syndimentaria, dirección de los depocentros), nos permiten redefinir la estratigrafía y proponer una equivalencia entre las Fms. Sarayaquillo y Sacha, siendo esta última simplemente su continuación en Ecuador. El segundo sistema extensional diacrónico, está caracterizado por una serie de fallas normales, rampas, grabenes y semigrabenes orientados NNE y que ocurren a lo largo de la parte central y Norte de la cuenca Oriente y que pueden agrupados en al menos dos segmentos o brazos de rift que representan actualmente los corredores estructurales invertidos a partir del Cretácico Superior y Cenozoico. Su relleno systectónico está definido por una tercera secuencia de capas rojas de edad Jurásico medio a superior (synrift 2, en este estudio), y caracterizado por material volcanoclástico correspondiente a la Fm. Chapiza. El mismo representa el relleno sedimentario de un sistema de rift de ante arco asociado al arco volcánico Misahualli, de edad Jurásico tardío (Romeuf et al., 1997) o Cretácico Inferior (132 Ma; Hall y Calle 1982), como la afinidad geoquímica de sus sedimentos lo sugiere Este segmento de rift diacrónico se desarrollada preferentemente en la parte central y este de la Cuenca Oriente y se extiende posiblemente hacia el norte (parte centro-oeste de la cuenca Putumayo y Cordillera Oriental de Colombia) donde se le atribuye una edad Jurásico Superior - Cretácico inferior (Jaillard et al., 1990). Finalmente, se reconoce una fase compresiva al Jurásico superior Cretácico inferior a lo largo de las cuencas subandinas y de ante país, representando el primer evento de inversión tectónica y asociado a la orogenia Jurua (Caputo, 2014).

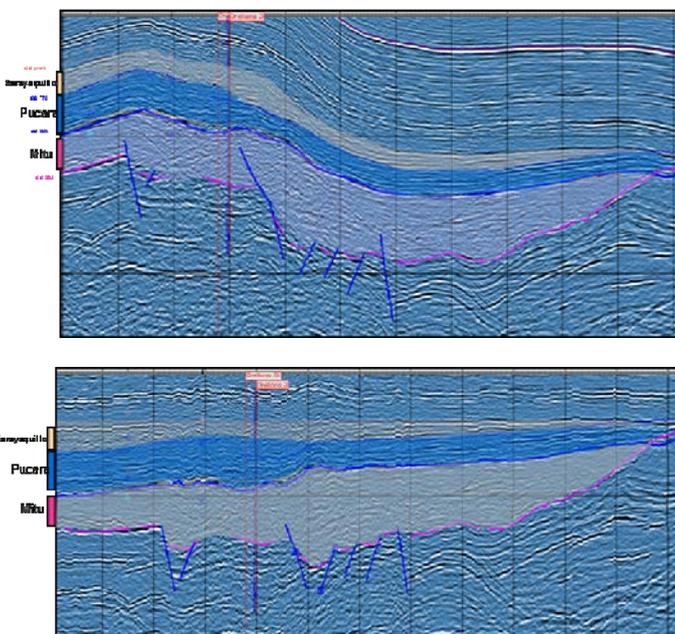


Fig. 3. Sección sísmica en la parte SW de la Cuenca Marañón (modificado de Rosas et al., 2007, mostrando la primera sección de synrift (capas rojas de la Fm Mitu) y su correspondiente sección asociada).

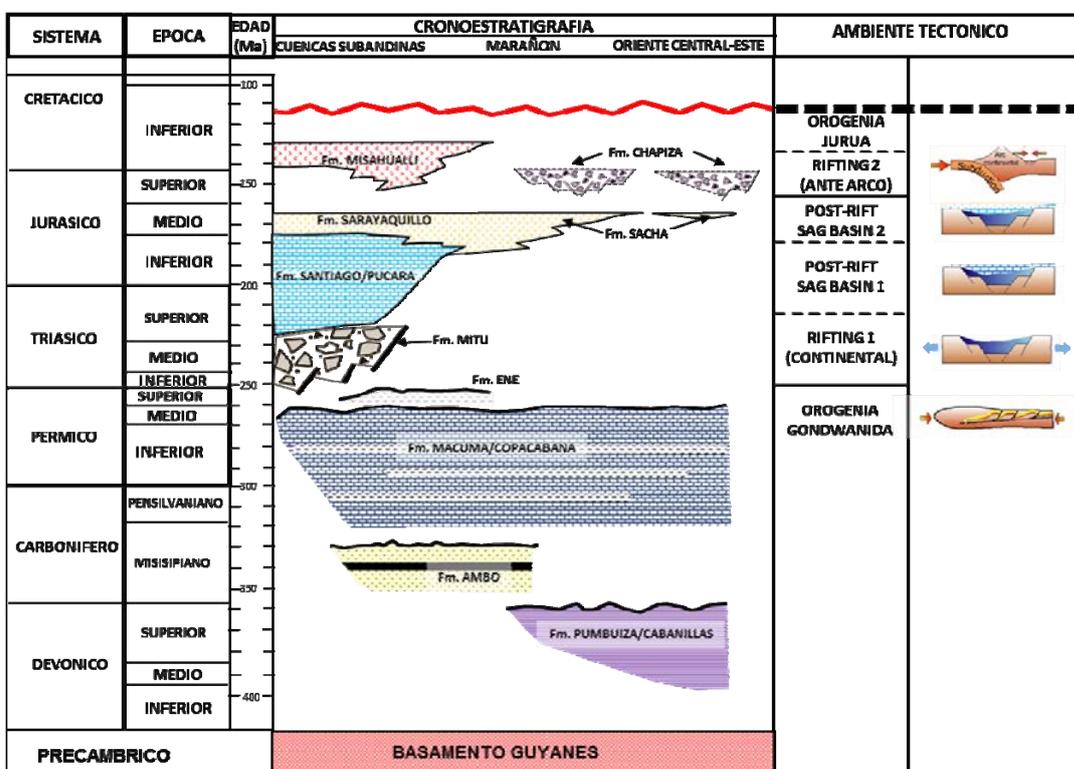


Fig 4. Nuevo modelo cronoestratigráfico de la sección Pre-Cretácica y su evolución tectónica

CONCLUSIONES

Estructuralmente, la Cuenca de ante-país Oriente-Marañón se caracteriza por la sobreimposición de sistemas compresivos y extensivos Pre-Cretácicos, heredados, respectivamente, de paleo estructuras de cabalgamiento del Paleozoico superior (Pérmico medio) orientadas NW-SE y de paleo "rifts" Triásicos y Jurásicos orientados NW-NS-NNE. Ambos sistemas estructurales han sido tectónicamente invertidos a lo largo de las cuencas Oriente y Marañón a partir del Cretácico superior (Baby et al., 2013).

Las relaciones entre estos estilos estructurales y el relleno sedimentario de las unidades Paleozoicas y Mesozoicas en la cuenca Oriente-Marañón nos permiten redefinir su evolución tectónica y sintetizar la estratigrafía de su sección pre-Cretácica (pre- Aptense):

- 1) Un evento regional compresivo de edad Pérmico, caracterizadas por un sistema de cabalgamiento orientado NW-SE y afectando la sección Paleozoica, asociado a la orogenia Gonwanida.
- 2) Un primer evento regional extensivo asociado a un rift continental Triásico, orientado NNW y restringido a la parte Oeste de las cuencas de ante país. Esta caracterizado por una secuencia syn-tectónica de capas rojas correspondiente a la Fm. Mitu.
- 3) Dos secuencias de sag intracratónico o post rift: La primera secuencia ("early sag"), asociada a la plataforma carbonatada Pucara/Santiago del Jurásico Inferior-medio, restringida a la parte oeste de las cuencas La segunda secuencia de post rift ("late sag"), está asociado a una espesa sección volcánoclastica correspondiente a la Formación Sarayaquillo en el Perú del Jurásico Inferior- medio. Nuevas edades radiométricas obtenidas en las capas rojas de la Fm. Sacha en el Campo Bermejo (Angulo, 2016), y las relaciones geométricas y estructurales observadas en la mismas (i.e., ausencia de deformación syn-sedimentaria, similares ejes depositacionales), nos permiten redefinir la estratigrafía y proponer una equivalencia entre las Fms, Sarayaquillo y Sacha, siendo esta última simplemente su continuación en Ecuador.
- 4) Un segundo sistema extensional, asociado a un rift de ante arco y su correspondiente relleno syn tectónico de capas rojas volcánoclasticas de la Fm Chapiza del Jurásico medio superior. y que están restringidas a la parte central y este de la cuenca Oriente.
- 5) Finalmente, se define una fase compresiva del Jurásico superior Cretácico inferior a lo largo de las cuencas de ante país, representando el primer evento de inversión tectónica y asociado a la orogenia Jurua.

Referencias bibliográficas

- Angulo, A. (2016). Arquitectura estructural y estratigrafía de la secuencia pre-Aptense en la sección norte del corredor Sacha-Sushufindi. Tesis de Ingeniería, Universidad Central, Quito, 66p.
- Baby, P., Rivadeneira, M., Barragán, R., and Christophoul, F. (2013). Thick-skinned tectonics in the Oriente foreland basin of Ecuador. *Geological Society, London, Special Publications*, 377, 59-76.
- Baby, P., Rivadeneira, M., and Barragán, R. (Editores) (2015) *La cuenca Oriente: geología y petróleo*: IFEA, IRD-Petroamazonas Segunda Edición, Quito, Ecuador, 350 p.
- Balkwill, H., Rodriguez, H., Paredes, F., and Almeida, J. P. (1995); Northern Part of Oriente Basin, Ecuador: Reflection seismic expression of structures. *AAPG Memoir* 62, 559-571.
- Barragan, R., Baby, P., Hermoza W., and Navarro, L., (2008). The Origin of the Marañón-Oriente Basin Cretaceous Oils: The Santiago-Situche kitchens, a new alternative model. Extent Abstract ,VI INGEPET, Lima Peru.
- Calderon, Y., P. Baby, and C. Hurtado, 2017, Thrust tectonics in the Andean retro-foreland basin of northern Peru : Permian inheritances and petroleum implications: v. 82, p. 238–250, doi:10.1016/j.marpetgeo.2017.02.009.
- Caputo, M. (2014) Juruá Orogeny: Brazil and Andean Countries. *Brazilian Journal of Geology*, 44 (2), 181-190.
- Catuneanu, O. (2004). Retroarc foreland systems-evolution through time. *Journal of African Earth Science*, 38, 225-242.
- Dashwood, M., and Abbots, J. (1990). Aspects of the Petroleum Geology of the Oriente Basin, Ecuador, in J. Brooks (ed.), *Classic Petroleum Provinces*, Geological Society Special Publication 50 , p. 89-117.
- Diaz, M. (2000). Caracterización y reconstrucción paleogeográfica de las cuencas pre-Aptenses en el Oriente ecuatoriano. Tesis de Grado, *Universidad Central del Ecuador*, 126 p.
- Faucher, B., and Savoyat, E., (1973). Esquisse Geologique des Andes de l'Equateur. *Revue de Geographie Physique et de Geologie Dynamique*, XV(1-2): 115-142.
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G., and Mourier, T. (1990). Geodynamic evolution of the Northern and Central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. *Journal of the Geological Society, London*, V. 147, 1009-1022.
- Ramos, V.A., 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33°S latitude. In: Clark, S., Burchfiel, D. (Eds.), *Processes in Continental Lithospheric Deformation*, vol. 218. Geological Society of America Special Paper, pp. 31-54.
- Rivadeneira, M y Sanchez, H., (1989). Consideraciones Geologicas del Preaptense de la Cuenca Oriente: Sexto Congreso Ecuatoriano de Ingeniería en Geología, Minas, Petróleo y Geotecnia, 214-252.
- Romeuf, N., Munch, P., Soler, P., Jaillard, E., Pirk, R., and Aguirre, L.,(1997). Mise en evidence de 2 lignes magmatiques dans le volcanisme du Jurassique inferieur de la zone Subandine Equatorienne. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 324, 361-368.
- Rosas, S., Fontbote, L., and Tankard, A. (2007). Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucara Basin, central Peru. *Journal of South America Earth Sciences*, 24, 1-24.
- Tschopp, H. J. (1953). Oil explorations in the Oriente of Ecuador. *AAPG Bulletin*. 37, 2303-2347.

PROGRADACIÓN DEL ABANICO SUBMARINO CRETÁCICO SUPERIOR (GRUPO ZAPOTILLO) EN EL PERFIL TIPO CHAQUINO - BOLASPAMBA, CUENCA ALAMOR LANCONES

C. Nuñez (1), C. Romero (1), L. Navarrete (2).

- (1) INIGEMM, Instituto Nacional de Investigación Geológica Minero Metalúrgica, Quito, Ecuador.
cristian.nunez@geoinvestigacion.gob.ec, cristian.romero@geoinvestigacion.gob.ec
- (2) Facultad de Geología y Petróleos, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito.

Abstract (Progradation of the upper cretacic submarine fan (Zapotillo Group) in the Chaquino - Bolaspamba section, Alamor Lancones Basin): The mapping of the ecuadorian geological survey (INIGEMM) in southern Ecuador, and the integration with the geology of northern Peru, allowed to modify to a great extent the knowledge of the turbidite series of the Zapotillo Group. The data used included geological sections, stratigraphic columns, landscape image interpretation, with a total of 75 hand samples and 30 thin sections. The mapping in the studied section allowed to identify three stratigraphic sequences within a submarine fan system, as well as the contemporary continuous volcanic contribution to turbidite sedimentation, which begins with distal facies (sequence 1), which become upwards more and more proximal, typical of a progradation of a submarine fan, its transport direction was from S to N. Gravitational sedimentary processes were the main mechanism of infilling the Alamor Lancones Basin (CAL), interpreted as a forearc basin limited by basement normal faults.

Palabras clave: Turbiditas, Cretácico Tardío, Proveniencia, Antearco

Key words: Turbidites, Late Cretaceous, Provenance, Forearc

INTRODUCCIÓN

Las cuencas de antearco exhiben excelentes registros de los procesos de sedimentación y volcanismo, y muestran además los eventos tectónicos asociados. En general, las series sedimentarias no se preservan bien, debido a fases tectónicas de acortamiento y erosión. Este no es el caso para la Cuenca Alamor Lancones (CAL), que se halla bien conservada en el noroeste del Perú y suroeste de Ecuador (Fig.1), con un espesor de 3000 m aproximadamente (Bristow y Hoffstetter 1977). La serie turbidítica del Cretácico que aflora en el interior de la CAL, es de edad Albiense-Coniaciense (Jaillard et al., 2005), y se la redefinió como Grupo Zapotillo (GZ), en la cartografía geológica reciente (INIGEMM, 2016). La composición de estos potentes depósitos detríticos es mixta, siliciclástica dominante, y carbonatada en algunos niveles, es notable además el aporte de material volcánico proveniente del arco magmático Lancones-Celica.

Las rocas del GZ muestran una importante variación lateral y vertical de facies, las que han sido poco estudiadas. El Grupo Zapotillo forma anticlinorios y sinclinorios que se extienden hacia el Perú, donde se le conoce como Grupo Copa Sombrero (Jaimes et al., 2012). Los bordes de la cuenca tienen una dirección NE-SO y están constituidos por el macizo Paleozoico Amotape Tahuin al este, y el arco volcánico Lancones-Celica al oeste. La estratigrafía de la cuenca, contiene en la base, areniscas cuarzosas con detrito volcánico, y fósiles de troncos de árboles (Fm. Quebrada Zabalos); sobre ella la Formación Puyango de edad Albiano y facies de plataforma continental, la que está sobreyacida por la potente secuencia turbidítica del Grupo Zapotillo. Al tope de la cuenca afloran conglomerados (Fm. Cañaveras) que cubren discordantemente las secuencias infrayacentes (INIGEMM, 2016). Todas estas Formaciones sufrieron rotaciones horarias de 35° y 63°, determinadas mediante paleomagnetismo (Mourier et al., 1988).

Este artículo se enfoca en precisar las facies de los abanicos submarinos en el perfil tipo, Chaquino - Bolaspamba, y en determinar la proveniencia de las areniscas mediante el método de Gazzi y Dickinson (1985). Este estudio corresponde a una etapa preliminar del proyecto de mapeo de toda el área fronteriza con el Perú, con base en los acuerdos del IV encuentro minero energético entre ambos países.

METODOLOGÍA

El perfil tipo se ubica entre los poblados de Chaquino y Bolaspamba, y aunque es uno de los cortes más completos, no se observa ni la base ni el techo de la

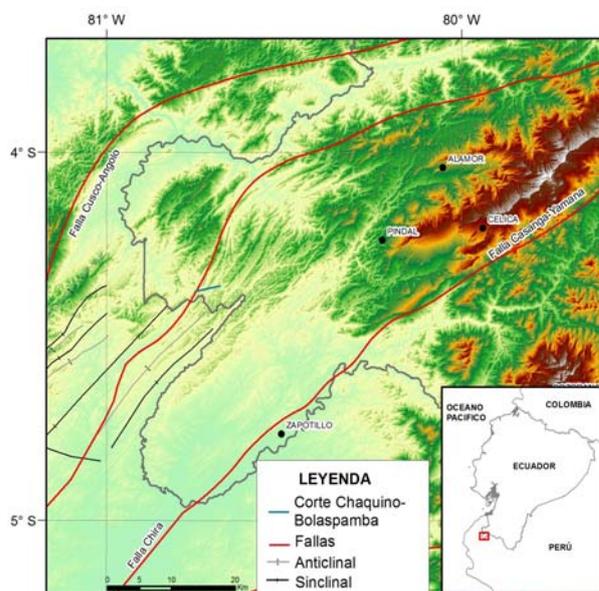


Fig. 1: Ubicación regional del área de estudio.

secuencia, el cálculo del espesor real se hizo en base al espesor aparente. Se levantaron varias columnas estratigráficas. Se recolectó muestras de mano, y se ejecutó el análisis modal sobre sus correspondientes láminas delgadas.

RESULTADOS

El perfil tipo del redefinido GZ se ubica en la quebrada Paletillas, ubicada entre Chaquino (UTM: 573700; 9537600) y Bolaspamba (UTM: 568730; 9538510). La serie tiene capas con buzamientos entre 50 y 80° al NO, y su longitud expuesta a lo largo de las orillas de la quebrada, no supera los 8 km. El espesor real de la serie, estimado en este perfil a partir de su espesor aparente, es cercano a 1700 m. Se trata de una alternancia monótona de limolitas laminadas y areniscas volcánicas de grano fino a medio; en menor proporción se intercalan areniscas de grano grueso y conglomerados. Las características sedimentarias observadas a lo largo del perfil indican una sucesión vertical de facies, asimilables a una progradación de un sistema turbidítico (Fig. 2). Las facies pueden ser descompuestas en 3 secuencias. De base hacia tope se tiene:

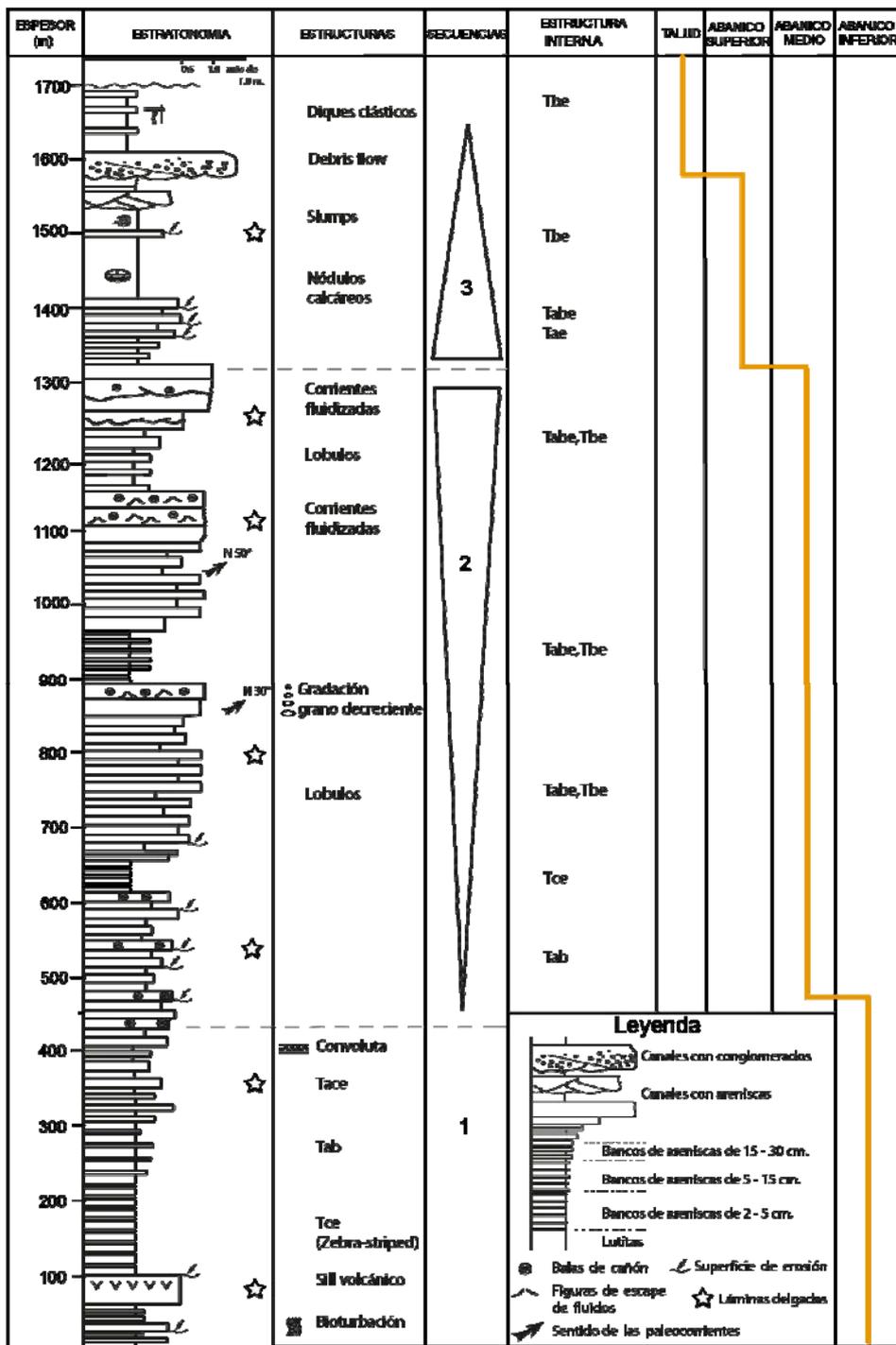


Fig. 2: Columna sintética de la serie turbidítica del Grupo Zapotillo en el perfil Chaquino – Bolaspamba.

SECUENCIA 1

Tiene un espesor real aproximado de 450 m. Está compuesta por una fina alternancia de lutitas negras, limolitas y areniscas laminadas verdosas y grises. Los contactos entre capas son planos paralelos a la escala del afloramiento. En la base de las capas de areniscas se observa a veces estructuras de bioturbación.

Se identificaron tres subsecuencias. La primera, en la parte inferior, consiste principalmente de alternancias de limolita gris y lutita negra, con estructura interna de tipo "Tce", de la secuencia elemental de Bouma (Posamentier y Walker, 2006), con esporádicas capas de arenisca sin matriz y contactos planos paralelos de tipo "Ta", lo que sugiere una facies de abanico distal de baja energía, con capas de arenisca que indican lóbulos cercanos. La segunda de tipo "Tab", corresponde a alternancias de limolita laminada con arenisca sin matriz. Como elemento extraño, en esta subsecuencia se intercala un sill volcánico básico de 15 m de espesor. En las láminas delgadas de las areniscas se observa gránulos con plagioclasa y piroxeno en matriz microcristalina, lo que indica un volcanismo contemporáneo. La tercera, al tope, consiste de bancos de arenisca con gradación normal, alternados con lutitas negras. La secuencia es de tipo "Tace" con un intervalo "c" con microdunas y convolutas. Entre las alternancias se presenta facies de debris flow, con matriz de grauvaca y clastos de lutita. La grauvaca puede provenir del piso de la cuenca o de los bordes del fondo marino.

La secuencia 1 indica ambientes de sedimentación de abanico submarino distal progrado, con turbiditas de baja densidad y sin canales.

SECUENCIA 2

Su espesor real aproximado es de 800 m. Está compuesta por una serie areniscas grises de grano medio, que pasan a areniscas de grano grueso hacia la parte superior. La secuencia es compatible con facies de turbiditas de alta densidad.

En la parte inferior el espesor de las capas pueden variar entre 5-10 cm. La estructura interna está esencialmente compuesta por intervalos "Tab"; el intervalo "a" es el mejor representado y presenta en general una gradación normal, el contacto inferior de los bancos de arenisca es plano erosivo (scour surface). En menor proporción se observan los intervalos "Tabe" y "Tce". En la parte superior de la secuencias, se tienen capas de areniscas de 1-3 m. de espesor con concreciones de areniscas calcáreas de 10 a 30 cm de diámetro bien redondeadas (similar a "cannon balls"); estas concreciones están dispersas al interior de las capas de arenisca masiva. Se observó en las capas figuras de escape de fluidos ("dish structures"). El contacto inferior de estas capas es irregular y poco erosivo a la escala de afloramiento. Estas características sugieren que las capas corresponden a depósitos de corrientes fluidizadas ("fluidized flow").

Medidas efectuadas en "flute marks" dan un sentido de paleo-corrientes entre N30° y N50°. Intercaladas en la parte superior de esta secuencia, se hallan capas de conglomerados grises de 50 cm de espesor, con clastos de arenisca, lutita negra, carbonatos y basaltos; la serie tiene principalmente estructura interna de tipo "Tabe".

La secuencia 2 por sus características sedimentarias corresponde a facies de abanico superior a medio (zona frontal de los lóbulos).

SECUENCIA 3

Su espesor real aproximado es de 500 m. Se trata de una secuencia estrato-decreciente y grano-decreciente con dominio de sedimentación arcillosa. En la parte media, las lutitas se intercalan con bancos de arenisca fina con moscovita y biotita, y espesor entre 10 y 50 cm. Los bancos tienen una estructura interna de tipo "Tbce"; se observan también niveles de "debris flows", representados por capas de conglomerado poligenético de espesor métrico, y capas de areniscas con pliegues convolutos, de hasta 20 cm de espesor.

Hacia el tope, con un espesor de 130 m, se identifica una sub-secuencia, compuesta principalmente de areniscas gruesas y conglomerados. Su contacto inferior es una superficie de discontinuidad, visible a escala hectométrica, que pone en contacto erosivo las areniscas, sobre las lutitas infrayacentes.

Otra importante característica de esta secuencia, son los grandes canales de 50-200 m de ancho, que se erosionan y superponen entre sí. El relleno de estos canales es conglomerado poligenético, de cantos bien redondeados y tamaño variable entre 1 y 10 cm. Los clastos son de cuarcita, granitoides y cuarzo lechoso accesorio, los que se hallan englobados por una matriz de arena gruesa. Los bancos individuales en la base del canal pueden tener hasta 5 m de espesor, y hacia su parte superior se rellenan típicamente con una alternancia fina de arenisca y lutita en capas de 5 a 10 cm, caracterizada por sucesiones de tipo "Tbce" y "Tbe".

La secuencia finaliza con 20 m de areniscas masivas con concreciones, que se apilan en capas de 1-2 m de espesor, y que se interpretan como depósitos de corrientes fluidizadas ("fluidized flow"). Estas características sedimentarias se relacionan con facies de abanico superior (zona de canales alimentadores), donde la presencia de "debris flows" sugiere unas facies de talud.

DIAGRAMAS DE PROVENIENCIA

El análisis modal de 7 areniscas fue realizado por el método de Gazzi-Dickinson, mediante conteo de 300 puntos de granos detríticos, con su correspondiente clasificación en: Qt: granos totales de cuarzo = Qm cuarzo monocristalino + Qp cuarzo policristalino, F feldespatos totales = P plagioclasa + K feldespato de potasio, L: litoclastos no cuarzosos, Lv: litoclastos volcánicos, Ls: litoclastos sedimentarios, Lc: litoclastos calcáreos detríticos extracuenca y otros, Lt: litoclastos totales = L+Lv+Ls+Lc. El conteo de los granos tuvo limitaciones con elementos tales como matriz, material cementante, así como con piroxenos y hornblendas; estos se agruparon en una categoría diferente no utilizada en los diagramas de Dickinson (1986).

Para el presente trabajo se utilizaron 2 diagramas triangulares, el *QtFL*, y el *QpLvLs*, (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson, 1986), los que se plotearon en la hoja de cálculo desarrollada por Zahid y Barbeau (2011), que se halla disponible en la página del SEPM (Society for Sedimentary Geology).

La clasificación petrográfica de Folk (1980), ubica a las muestras como arcosas y arcosas líticas, pues los granos de las areniscas del GZ, son en su mayoría (52%), plagioclasas. Las proporciones $Qp/Ls/Lv$ indican una proveniencia de arco orogénico (Fig. 3).

De igual manera los diagramas de ambiente tectónico *QtFL* (Fig. 3), las clasifican como proveniencia de arco magmático (archipiélago intraplaca, arco de islas oceánico y arco de margen continental), en el campo de arco transicional, entre disectado (magmático) y no disectado (volcánico) (Fig. 4).

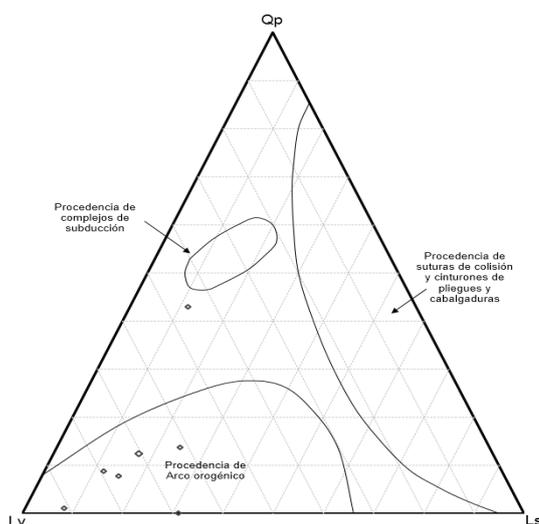


Fig. 3: Diagramas de proveniencia ($QpLvLs$) de Dickinson (1986), para las areniscas del GZ.

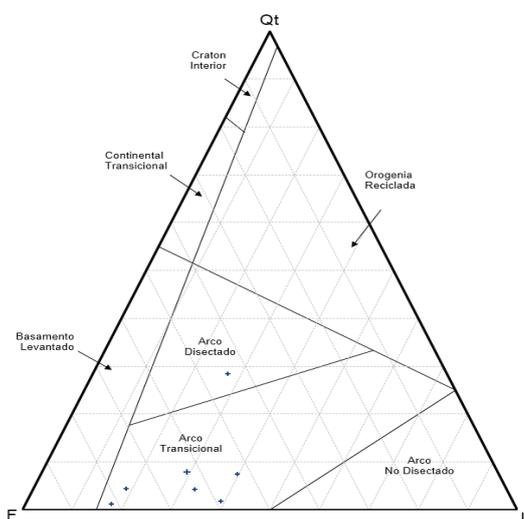


Fig. 4: Diagramas de proveniencia ($QtFL$) de Dickinson (1986), para las areniscas del GZ.

DISCUSIÓN

La CAL se encuentra limitada por fallas, documentadas en campo como Falla Cuzco-Angolo y Falla Chira (Jaimes 2012). Por tal motivo la cuenca ha sido dividida como dominio oriental y occidental. En el dominio oriental se tienen productos magmáticos y volcánicos bien datados en el Perú (Winter, 2008), que han sido correlacionados con el dominio occidental de las series turbidíticas del GZ. Las rocas sedimentarias del dominio occidental tienen una estratificación continua en varias cientos de kilómetros en dirección NE-SW, sin embargo considerando la rotación que sufrió debido a fallamientos dextrales post cretácicos, se sugiere una posición inicial de rumbo NW-SE y una dirección de corrientes turbidíticas $N340^\circ$, con lo cual se indica vestigios de una plataforma cretácica erosionada ubicada al sur, con aporte volcánico. Para la acumulación de la potente serie turbidítica se necesitó de un lugar privilegiado que no cambió desde el Albiense-Coniaciense, que la sedimentación en la cuenca comienza con facies distales (Secuencia I), que se tornan hacia arriba cada vez más proximales, típico de una regresión marina y consecuente progradación de los abanicos submarinos de S a N. Este sistema sería el principal mecanismo de relleno de la CAL. La secuencia II marca el inicio de la regresión desde el Turoniense con base a edades correlacionadas en el Perú. Los diagramas de proveniencia son consistentes con la existencia de un arco volcánico extinto. Desde el punto de vista hidrocarburífero esta serie turbidítica podría constituir un buen prospecto a seguir

en la exploración teniendo en cuenta la ocurrencia de: facies distales de abanico inferior (potencial roca generadora de gas o petróleo), facies proximales de abanico medio (zona de lóbulos) como potentes barras arenosas fracturadas que podrían constituir buenas rocas reservorio para el hidrocarburo, teniendo como sello las facies de talud (lutitas).

La secuencia volcánica Celica no ha sido estudiada a profundidad; solamente posee geoquímica de tierras raras para discriminación de ambiente tectónicos (INIGEMM, 2013). En el Perú esta secuencia ha sido diferenciada en varios eventos volcánicos, datados entre 105 a 91 Ma, de afinidad (bimodal) toleítica y calcoalcalina (Winter, 2008). Con base al trabajo de campo y a los datos obtenidos se interpreta al GZ como ante arco, cuyo basamento fallado, que incluye las Formaciones Puyango y Punta de Piedra, provocó la subsidencia necesaria para acumular toda la serie turbidítica, y al mismo tiempo estas fallas antiguas sirvieron de conducto volcánico para los sills, diques y batolitos contemporáneos a la sedimentación del GZ (Fig. 5). Las limitaciones encontradas en este trabajo fueron la correlación del GZ con la Fm. Ciano, que también es parte del relleno de la CAL y la relación de cobertura sedimentaria de la serie del Campaniense – Maastrichtiense.

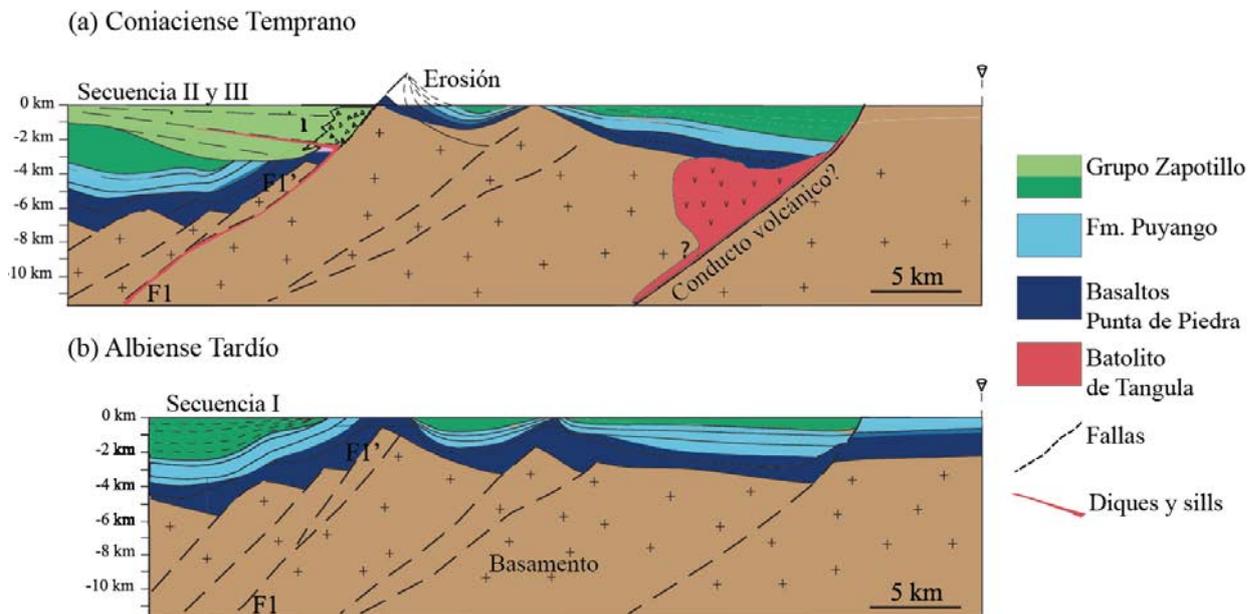


Fig. 5: Esquema de evolución de la serie turbidítica del GZ, desde el Albiense Tardío al Coniaciense Temprano.

Agradecimientos: A Fredy Jaimes del INIGEMMET por facilitar bibliografía de la geológica del Perú. A Carlos Águila y Oscar Dávila, por la revisión de este documento y a los colegas que fueron parte del mapa geológico binacional a escala 1:100.000 de las zonas de Huaquillas, Puyango, Alamor y Zapotillo.

Referencias bibliográficas

- Bristow, C., y Hoffstetter, R. (1977) *International Stratigraphique Lexique - Ecuador*, 2nd edition. Paris: Centre National de la Recherche Scientifique, 399 pp.
- Dickinson, W.R. (1985): *Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones*. In: Zuffa (Ed.): *Provenance of arenites*. D. Reidel Publishing Comp., 333-362.
- Dickinson, W., Suczek, C. (1979). *Plate tectonics and sandstone compositions*. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63, 2164-2182.
- Folk, R.L.: (1980) *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, Austin, 184 p.
- INIGEMM (2013) *Proyecto Modelo Piloto para la determinación del potencial Geológico - Mineralógico de las zonas Zaruma y Cariamanga a escala 1:100.000*. 18 pp
- INIGEMM (2016) *Mapa Geológico Binacional a escala 1:100.000*, de las zonas Huaquillas, Puyango, Alamor y Zapotillo. En preparación.
- Jaillard, E., Bengtson, P., Dhondt, A.V., (2005) *Late Cretaceous marine transgressions in Ecuador and northern Peru: A refined stratigraphic framework*. Journal of South American Earth Sciences, 307-323.
- Jaimes, F., Santos, A., Navarro, J., & Bellido, F. (2012) *Geología del cuadrángulo de Las Lomas*. INIGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, N°146, 128 pp.
- Mourier T., Laj C., Mégard F., Roperch P., Mitouard P., & Medrano F., (1988) *An accreted continental terrane in northwestern Peru*. Earth and Planetary Science Letters, 88, 188-192 pp.
- Posamentier H., Walker R. (2006) *Deep-Water Turbidites and Submarine Fans*. Society for Sedimentary Geology. 400-518 pp
- Winter, L. S. (2008). *The genesis of Giant Copper-Zinc-Gold-Silver volcanogenic massive sulphide deposits at Tambogrande, Perú*. Vancouver: The University of British Columbia, 260 pp.
- Zahid, K., Barbeau D. (2011) *Constructing Sandstone Provenance and Classification Ternary Diagrams using an Electronic Spreadsheet*. Journal of Sedimentary Research, vol. 81, issue 9, pp. 702-707.

UNA CUENCA DE ANTEARCO PRE-ACRECIÓN DEL CRETÁCICO TARDÍO: CUENCA RÍO PLAYAS, SUR DEL ECUADOR

M. Valarezo (1), C. Vallejo (2), B. Horton (3), L. Jackson (4), J. Esteban (5), and W. Winkler (6)

- (1) Dpto. de Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. mauricio.valarezo@epn.edu.ec
- (2) Dpto. de Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. cristian.vallejov@epn.edu.ec
- (3) Jackson School of Geosciences, University of Texas at Austin, 1 University Station C1100, Austin. horton@jsg.utexas.edu
- (4) Jackson School of Geosciences, University of Texas at Austin, 1 University Station C1100, Austin. lilyjackson@utexas.edu
- (5) Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco, jjesteban@ehu.es
- (6) Department of Earth Sciences, ETH-Zurich, Switzerland. wilfried.winkler@erdw.ethz.ch

Abstract (A late Cretaceous pre-accretionary forearc basin: Río Playas Basin, southern Ecuador): Sedimentologic and provenance analyses for the Río Playas Basin in southern Ecuador help to elucidate the late Cretaceous forearc evolution of this region during the late Cretaceous to Paleogene. Heavy mineral analyses and single grain geochemistry indicate that the volcanic basement of the basin is formed by tholeiitic arc volcanism, related to the Celica arc. Sedimentological analysis of the sedimentary cover, suggest that the Late Cretaceous Casanga and Naranjo formation were deposited in a submarine fan environment, coeval with an active volcanic arc, as indicated by detrital zircon U-Pb age distributions and heavy mineral data. An important tectonic event occurred before the deposition of the overlying continental deposits of the Paleogene Río Playas Formation, as evidenced by detrital zircon U-Pb dating of this formation, which indicate derivation from the emerging Cordillera Real. Therefore, the Río Playas Basin recorded the exhumation of a forearc basin in response to a major tectonic event, likely the collision of the Caribbean Plateau.

Palabras clave: litofacies, minerales pesados, Cuenca de Río Playas, cuencas de antearco

Key words: lithofacies, heavy minerals, Río Playas Basin, forearc basin

INTRODUCCIÓN

Un cambio geológico inusual de gran importancia ocurre en Sudamérica entre los cinturones orogénicos de los Andes Centrales y los Andes del Norte, este cambio de tendencia sucede en la zona denominada deflexión de Huancabamba ubicada al norte de Perú (Gansser, 1973), La zona de Huancabamba se caracteriza por la desviación del eje de dirección de la cordillera de los Andes y también por la presencia de dos bloques (Amotape-Tahuín y Macizo de Olmos) separados por la Cuenca Alamor-Lancones de edad cretácica (Fig. 1). En la Cuenca Alamor-Lancones se han realizado varios trabajos sobre la caracterización de las rocas del basamento (ej. Aguirre et al, 1992) y su relleno sedimentario (ej. Jaillard et al, 1996; Kennerley, 1973; Litherland et al, 1993). Sin embargo, aún siguen existiendo lagunas de conocimiento que impiden obtener una mayor comprensión del contexto geodinámico en el cual se desarrolló la Cuenca Alamor-Lancones, y su relación con zonas vecinas, en este caso la Cordillera Real y la Cuenca Oriente.

Al oeste de la ciudad de Catacocha (provincia de Loja) se encuentra ubicada la Cuenca Río Playas, que es una parte de la Cuenca Alamor-Lancones donde afloran rocas sedimentarias de edades Cretácico tardío y paleógenas (Jaillard et al, 1999; Jaillard et al, 2005). El basamento de la Cuenca Río Playas está constituido por la Formación Celica que está formada por lavas basalto andesíticas y hialoclastitas de edad Albiano, sobreyacendo a ésta unidad se encuentra la Formación Bramaderos que está formado por brechas y tobas basalto-andesíticas que por correlación estratigráfica es de edad Cenomaniano. Sobre la unidad Bramaderos se encuentra la Formación El Naranjo sobreyacida por la Formación Casanga de edades cretácico superior que según Jaillard et al. (1996) se habrían depositado en un ambiente deltaico a plataforma marina. En discordancia erosiva sobre las formaciones cretácicas se encuentra la Formación Río Playas de edad

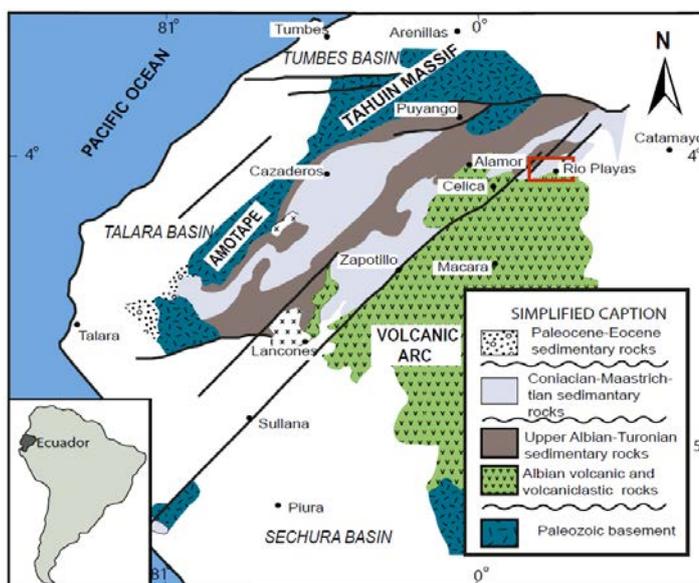


Fig. 1: Mapa geológico simplificado de la Cuenca Alamor-Lancones. Modificado de Jaillard et al, (2005)

Paleoceno-Eoceno de ambiente fluvial (Hungerbuhler et al, 2002).

En este trabajo se presentan nuevos estudios sedimentológicos y estratigráficos para las formaciones El Naranjo, Casanga y Río Playas, junto con datos de los análisis de procedencia de minerales pesados (HM) y dataciones radiométricas. Finalmente se presenta un modelo de evolución geológica ajustada a los nuevos datos obtenidos durante la investigación.

METODOLOGÍA

Se realizó un estudio estratigráfico y sedimentológico de 2000 metros de sedimentos pertenecientes a las formaciones cretácicas de El Naranjo, Casanga y la Formación Río Playas de edad Paleoceno-Eoceno.

En el estudio sedimentológico se realizó la caracterización de litofacies para las formaciones El Naranjo, Casanga y Río Playas. En la tabla 1 se muestra un resumen de las litofacies con sus respectivas interpretaciones de ambiente de depósito.

Para el análisis de minerales pesados (HM), se recolectó un total de 19 muestras. Cada muestra de 500 gramos aproximadamente fue tratada para el análisis de minerales pesados siguiendo la metodología estándar de separación (ej. Mange y Maurer, 1992). De la fracción de minerales pesados se separó los zircones con el separador magnético Frantz y posterior separación manual de zircones. Los análisis de HM y la separación de zircones detríticos fueron realizados en los laboratorios de sedimentología y geoquímica de la Escuela Politécnica Nacional.

Las proporciones minerales fueron estimadas por el conteo de 300 granos detríticos no opacos. La identificación fue realizada en base a propiedades ópticas descritas por Mange y Maurer (1992).

<i>Descripción</i>	<i>Interpretación</i>
Formaciones Casanga y El Naranjo	
Litofacies FST: Areniscas de tamaño fino a mediano intercalados por limolitas y arcillas de color gris oscuro de pocos centímetros, gradación normal, estructuras de flute cast a la base de los estratos. (Fig. 1d).	Representan turbiditas arenosas (<i>sandy turbidites</i>). Son turbiditas de la división Ta según la descripción de Bouma (1962).
Litofacies GD: Conglomerados grano-soportados, mal sorteado, matriz de arenas gruesas y lodos, los clastos compuestos de rocas volcánicas y cherts, gradación normal. Es común encontrar fósiles como bivalvos, gasterópodos y algas rojas (Fig. 1e).	Estos depósitos se interpretan como flujos de escombros conglomeráticos (<i>grained debrites</i>). Los clastos volcánicos son transportados hacia el interior de la cuenca por un paso directo (<i>bypassing zone</i>) desde la plataforma.
Litofacies DMS: Son estratos de arenas de tamaño medio a grueso, de color gris con estructura masiva, es común encontrar fósiles marinos. Se nota la presencia de clastos flotantes (<i>floating clasts</i>) ubicados al tope del estrato, además de contactos agudos en la base de los estratos (Fig. 1b).	Se trata de flujos de escombros arenosos (<i>sandy debrites</i>) depositados por flujos plásticos.
Litofacies SS: Secuencia de estratos de arenas fino granulares y limolitas masivas (litofacies FST y MT), limitado a la base por un plano de deslizamiento, los estratos encuentran inclinadas con respecto al ángulo de deposición normal de los sedimentos.	Se trata de deslizamientos de arenas (<i>sandy slides</i>) en ambiente submarino. Producidos por exceso de carga por la alta tasa de sedimentación.
Litofacies MT: Son estratos de limolitas y lutitas de color gris a café oscuro, presencia laminación paralela (<i>parallel laminae</i>) a la estratificación, con bordes agudos a la base (Fig. 1c).	Representan turbiditas lodosas (<i>muddy turbidites</i>) depositadas por corrientes turbidíticas de abanico submarino.
Litofacies SSP: Areniscas de tamaño granular medio, presencia de clastos de lutitas laminadas deformadas dentro del cuerpo de arenas. Estratos arenosos con fósiles fuertemente plegados (Fig. 1a).	Representan slumps arenosos (<i>sandy slumps</i>), causado por movimientos rotacionales generados un ambiente de cañones submarinos o parte proximal del abanico submarino.
Formación Río Playas	
Litofacies AC: Conglomerados matriz-soportado, gradación normal, está compuesto de clastos de cuarzo, líticos metamórficos y volcánicos, la matriz está compuesta de arenas, presencia de clastos imbricados (Fig. 1f, 1g).	Los conglomerados se interpretan como depósitos proximales de abanicos aluviales.
Litofacies AS: Arenisca y limolitas, de color rojizo-amarillento, presenta clastos de cuarzo y líticos, es de carácter masivo, a ciertos intervalos presenta estratificación cruzada (Fig. 1f).	Representan depósitos de <i>bedload</i> depositados por un sistema de ríos trenzados. La estratificación cruzada es común en rellenos de canales.
Litofacies AM: Constituidos de limolitas y lutitas de color gris oscuro, presencia de estratificación laminar en las lutitas y carencia de estructuras en las limolitas.	Esta litofacies representa periodos de sedimentación por suspensión que se han desarrollado en planicies de inundación (<i>floodplains</i>).

Tabla 1: Descripción e interpretación de litofacies

RESULTADOS

De acuerdo a la asociación de litofacies pertenecientes a cada formación (Tabla. 1) se pudo establecer el ambiente de depositación para cada una de ellas.

La Formación El Naranjo está compuesta por las litofacies FST (40%), MT (35%), DMS (10%), SS (10%), GD (5%). Como podemos notar, el predominio de estratos de turbiditas, que corresponden al 75% de toda la formación. Esta combinación de litofacies nos sugiere que nos encontramos en la parte distal de un abanico submarino (Mutti and Ricci Lucchi, 1972).

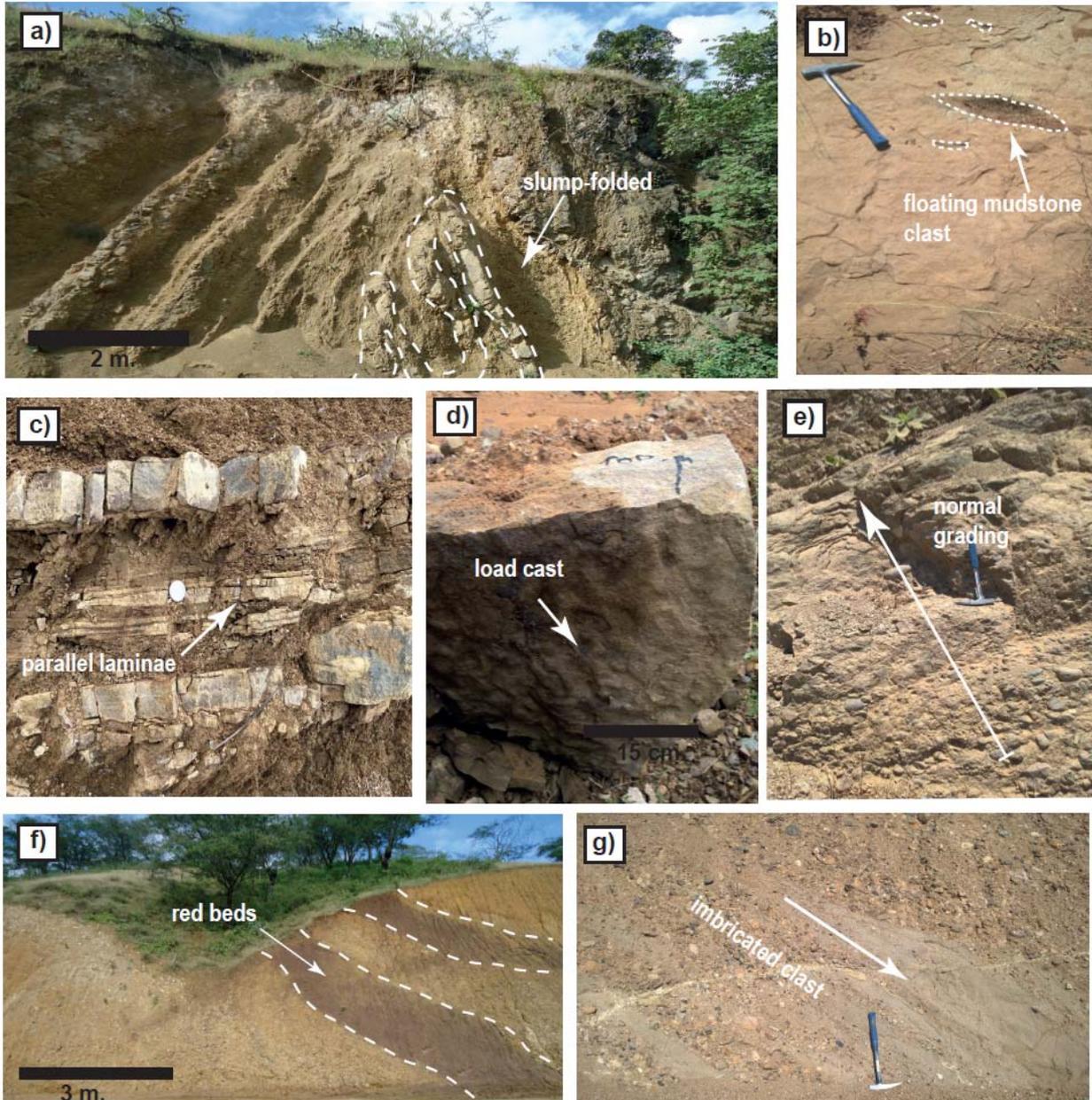


Fig. 1: Fotografías de las litofacies de la sección del Rio Playas: (a) Litofacies SSP, estratos arenosos con fósiles fuertemente plegados de la formación. (b) Litofacies DMS, arenisca gruesas con presencia de clastos flotantes de lutitas ubicados al tope del estrato. (c) Litofacies MT con laminación paralela. (d) Litofacies SFT, areniscas con gradación normal y estructuras de flute cast a la base del estrato. (e) Litofacies GD, conglomerados grano-soportados, mal sorteado dentro de una matriz de arenas gruesas y lodos, con gradación normal, (f) Litofacies AC y AS, secuencia de conglomerados y areniscas rojizas, (g) Litofacies AC, estratos de conglomerados con imbricación de clastos.

La Formación Casanga Inferior tiene un espesor de 500 metros, las litofacies predominantes son FST (35%), MT (35%), GD (20%) y DMS (10%). Según los porcentajes de las litofacies, se ve un incremento de GD y DMS indicando que la formación Casanga Inferior se encuentra en la parte media de un abanico submarino. Mientras que, para la Formación Casanga Superior, la cual tiene una potencia de 600 metros, las litofacies predominantes son DMS (30%), GD (20%), FST (20%), MT (20%) y SSP (10%). La aparición de slumps dentro de esta formación conjuntamente con el aumento en el porcentaje de abundancias de las litofacies DMS y GD nos indica que la parte

superior de la Formación Casanga pertenecería a la parte proximal del abanico submarino o relleno de cañones submarinos (Bouma, 1962; Shanmugam, 2013).

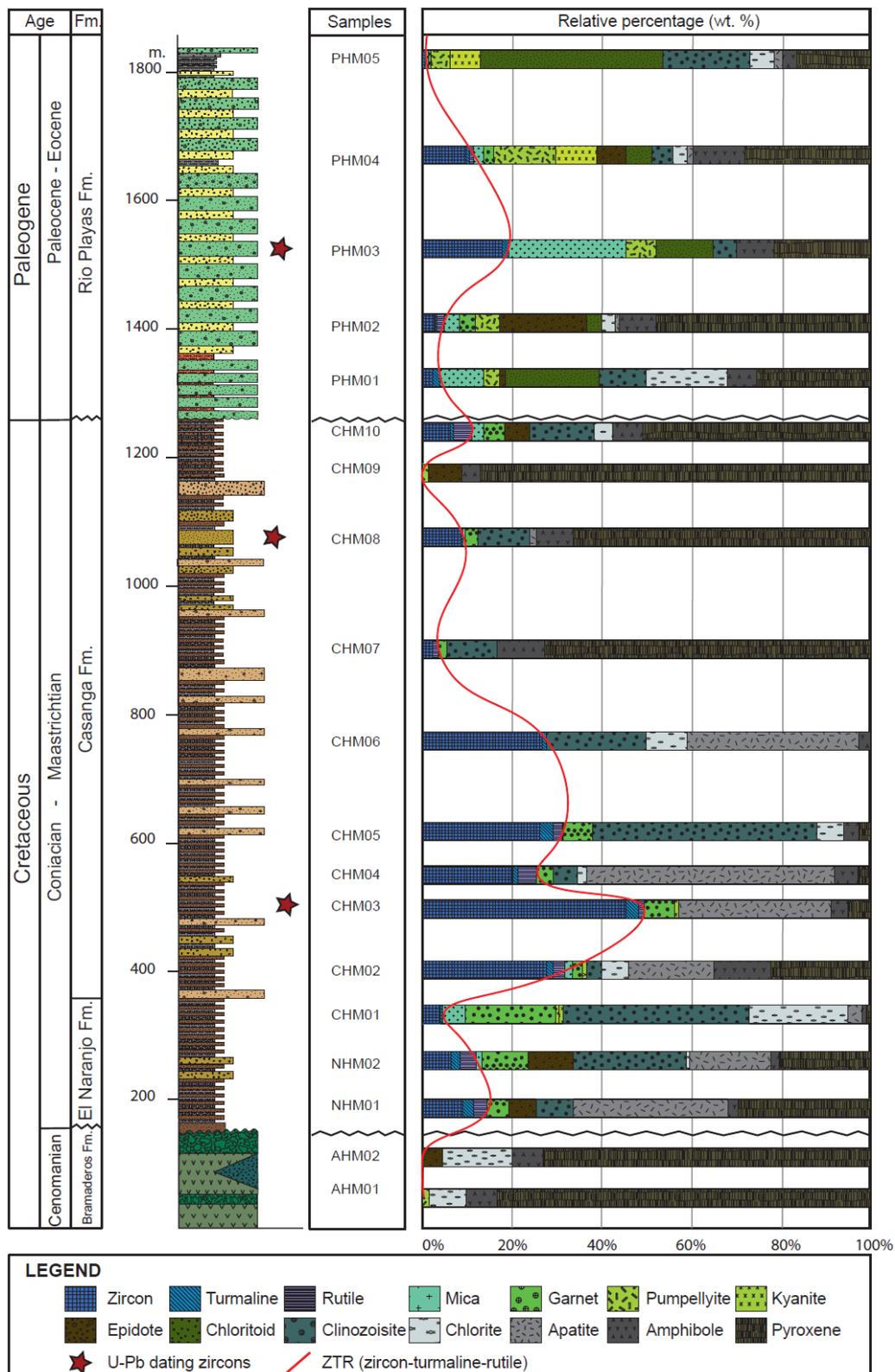


Fig. 2: Litología y abundancias relativas de minerales pesados en la sección del Río Playas.

Adicionalmente la presencia de fósiles marinos dentro de las litofacies DMS y GD nos indica la presencia de biohermas ricas en moluscos, la cuales fueron erosionadas y redepositadas hacia zonas más profundas.

La Formación Rio Playas en el área de estudio tiene una potencia de 800 metros aproximadamente. Esta formación se encuentra sobre la formación Casanga al oeste y la formación Bramaderos hacia el este de la zona de estudio, notándose una gran discordancia erosional. Las abundancias relativas de las litofacies incluyen: AC (45%), AS (50%) y AM (5%) que de acuerdo a las descripciones realizadas estas litofacies pertenecerían a abanicos aluviales en un sistema de ríos trenzados y planicies de inundación (Leleu, 2009).

Dentro del análisis de minerales pesados para los sedimentos de la Formación Bramaderos se aprecia un dominio de minerales de origen volcánico de composición básica (hornblendas, piroxenos) interpretándose como sedimentos asociados al arco Celica (Aguirre, 1992). En las formaciones El Naranjo y Casanga Inferior se aprecia contenido alto en los porcentajes de ZTR (zircón-turmalina-rutilo) además de la aparición de cristales de apatito. Para la parte superior de la Formación Casanga se evidencia una disminución del índice ZTR y un dominio predominante de minerales básicos (piroxenos, hornblendas), edades detríticas obtenidas en este estudio utilizando el método de U-Pb (LA-ICPMS) para la formación Naranjo y Casanga indica edades que varían entre 100 y 87 Ma.

Finalmente, la Formación Rio Playas se aprecia un dominio considerable de minerales metamórficos (pumpelita, cloritoide, cianita y micas) además de un moderado índice ZTR y minerales básicos, las edades U-Pb en zircones detríticos son de 90 y 2000 Ma. interpretándose como depósitos sedimentarios generados a partir de la exposición y erosión de la cordillera Real o su continuación en Perú (Macizo de Olmos). Dicho evento sería generado por un evento tectónico importante, que podría asociarse a la colisión del Plateau del Caribe contra el continente Sudamericano ocurrido entre 70 y 73 ma. (Luzieux et al., 2006; Vallejo et al, 2006).

CONCLUSIONES

Las formaciones Casanga y El Naranjo representan depósitos de origen marino profundo en una zona de abanicos submarinos. El análisis de minerales pesados junto con edades de zircones detríticos nos indica que los sedimentos depositados en estas formaciones provienen predominantemente de un arco volcánico. La presencia de apatitos y zircones euhedrales conjuntamente con edades U-Pb en zircones detríticos entre 100 y 87 Ma para estas formaciones indican un volcanismo contemporáneo a la edad de depositación de estas formaciones.

Según el análisis sedimentológico la Formación Rio Playas de edad Paleoceno-Eoceno esta constituidos por sedimentos de origen continental depositados en un abanico aluvial. La presencia de minerales metamórficos al igual que las edades obtenidas dentro de esta formación indica un cambio de la fuente, interpretándose como un levantamiento de la zona de aporte, la Cordillera Real. Este evento de deformación fue posiblemente generado por la colisión del Plateau del Caribe contra el continente Sudamericano entre 70 y 73 Ma.

Agradecimientos: A los autores les gustaría expresar sus agradecimientos a la Escuela Politécnica Nacional por haber permitido uso el de sus instalaciones para desarrollo de los análisis al igual que a la empresa Geostat S.A. Ecuador por el financiamiento obtenido para la realización de este proyecto.

Referencias bibliográficas

- Aguirre, L. (1992). Metamorphic pattern of the Cretaceous Celica Formation, SW Ecuador, and its geodynamic implications. *Tectonophysics* 205, p. 223-237.
- Booth, J.S., O'Leary, D.W., Popenoe, P., Danforth, W.W. (1993). U.S. Atlantic continental slope landslides: their distribution, general attributes, and implications. In: Schwab, W.C., Lee, H.J., Twichell, D.C. (Eds.), *Submarine Landslides: Selected Studies in the U.S. Exclusive Economic Zone*, U.S. Geol. Surv. Bull. 2002, pp. 14– 22.
- Bouma, A.H. (1962). *Sedimentology of Some Flysch Deposits, Agraphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam, p. 168.
- Gansser, A. (1973). Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society* v. 129 p. 93-131.
- Hungerbuhler, H., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Eguez, A., Peterson, D.E., Helg, U., Hammer, U. (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth-Science Reviews* 57, p. 75-124.
- Jaillard, E., Ordoñez, M., Berrones, G., Bengtson, P., Bonhomme, M., Jimenez, N., Zambrano, I. (1996). Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of southwestern Ecuador during Late Cretaceous and Early Tertiary times. *Journal of South American Earth Sciences* 9, p. 131–140.
- Kennerley, J.B. (1973). *Geology of the Loja Province, southern Ecuador*. Institute of Geological Sciences, Report 23, p. 1–34.
- Leleu, S., Hartley, A., Williams B. (2009). Large-scale alluvial architecture and correlation in a triassic pebbly braided river system, lower Wolfville Formation (Fundy Basin, Nova Scotia, Canada): *Journal of Sedimentary Research*, v. 79, p. 265-286.
- Litherland, M., Zamora, A., Eguez, A., Aspden, J., Baez, N., Beate, B., Benitez, S., Jaillard, E., Van Thournout, F. (1993). Mapa geológico de la República del Ecuador, escala 1: 1,000,000. British Geological Survey, Keyworth.
- Luzieux, L.D.A., Heller, F., Spikings, F., Vallejo, C.F., and Winkler, W. (2006). Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 249, p. 400–414
- Mange, M.A., Maurer, H.F.W. (1992). *Heavy Minerals in Colour*. Chapman and Hall, London. p. 1-133
- Mutti, E., Ricci Lucchi, F. (1972). *Turbidites of the northern Apennines, introduction to facies analysis* (English translation by T.H. Nilsen, 1978). *International Geology Review* 20, 125e166.
- Ruiz, G.M.H., Seward, D. and Winkler, W. (2004). Detrital thermochronology – a new perspective on hinterland tectonics, an example from the Andean Amazon Basin, Ecuador. *Basin Res.*, 16, p. 413–430.
- Shanmugam, G., *Slides, slumps, debris flows, and turbidity currents* (2013). Elsevier, p. 1-49.
- Vallejo, C., Spikings, R.A., Winkler, W., Luzieux, L., Chew, D., Page, L. (2006). The early interaction between the Caribbean Plateau and the NW South American Plate: *Terra Nova*, v. 18, p. 264-269.

CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA, GEOQUÍMICA Y PETROGENÉTICA DE LOS GABROS HORNBLÉNDICOS EXPUESTOS EN LA CAROLINA (GUALLUPE). IMPLICACIONES REGIONALES EN LA CONFIGURACIÓN DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL SEPTENTRIONAL DEL ECUADOR.

E. Chulde (1)

(1) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. geovacf@gmail.com

Abstract (Petrographic, geochemical and petrogenetic characterization of the hornblendic gabbros exposed in La Carolina (Guallupe). Regional Implications in the configuration of the Northern Western Cordillera of Ecuador): This article present petrographic and geochemical data of the intrusives that outcrop in La Carolina town (northwestern Ecuador), which present basic to intermediate compositions (48.22-54.86 wt% SiO₂). The rocks show hypidiomophe microtextures with equigranular crystals of plagioclase Ca (An₆₀₋₇₂), amphibole ± clinopyroxene ± orthopyroxene, opaque minerals and olivine. The percentage content of amphiboles in the rocks corresponds to 44%, which define the rocks as hornblendic gabbros. Moreover, geochemical analyzes determine tholeiitic affinities of primitive island arc origin, and apparently constitutes the roots of a volcanic complex. In addition, the geochemical data plotted in normalized multi-elementary diagrams show a clear relation between the gabbros with intrusive rocks of the Macuchi arc, suggesting that the Macuchi arc extends into the northern Ecuadorian Andes.

Palabras clave: arco Macuchi, gabro, afinidades toleíticas, falla Chimbo-Toachi.

Key words: Macuchi arc, gabbro, tholeiitic affinities, Chimbo-Toachi fault.

INTRODUCCIÓN

La Cordillera Occidental del Ecuador se encuentra constituida por terrenos alóctonos de naturaleza oceánica, que se han acrecionado al margen sudamericano a finales del Campaniano (Egüez, 1986). Estos terrenos son el resultado de varios procesos relacionados con el volcanismo intraplaca y zonas de convergencia, estas últimas forman arcos volcánicos insulares y continentales desarrollados sobre el basamento oceánico desde el Maestrichtiano hasta la actualidad.

La extensión de los arcos de edad paleógena se encuentran limitados a pobres exposiciones en afloramientos, debido a la cobertura volcánica cuaternaria que dificulta establecer la continuidad y la disposición hacia los Andes Septentrionales, como es el caso del arco Macuchi de edad paleoceno? – eoceno (Vallejo, 2007) que se encuentra expuesto entre las latitudes 0°-2°30'S de la Cordillera Occidental, mientras que en el sector norte de la Cordillera, la presencia de unidades geológicas relacionadas con el arco volcánico no ha sido reportada, sin embargo, Vallejo (2007) plantea la existencia del arco basado en edades radiométricas y sucesiones estratigráficas.

El presente artículo exhibe datos petrográficos y geoquímicos de los intrusivos básicos que afloran en el poblado La Carolina descritos por Chulde (2014). Además, se establece una relación geoquímica-petrogenética con las doleritas reportadas para el arco Macuchi recopilados de Chiaradia (2009).

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

La Cordillera Occidental del Ecuador forma parte de los Andes Septentrionales y está caracterizada por la presencia de rocas de origen oceánico. Estas unidades oceánicas son el resultado de varios procesos relacionados con zonas de convergencia y volcanismo intraplaca. Estos terrenos han sido acrecionados al margen sudamericano desde el Cretácico tardío (Egüez, 1986), constituyendo terrenos alóctonos separados a través de estructuras tectónicas regionales (Boland et al., 2000). Varios trabajos petrológicos sobre el basamento de la Cordillera Occidental han establecido la presencia de un terreno con afinidades de plateau oceánico (Kerr et al., 2002) denominado Pallatanga, el cual está expuesto en el borde oriental de la Cordillera Occidental separado del margen continental a través de la falla Pallatanga-Pujilí-Calacalí (Hughes y Pilatasig, 2002). La acreción del terreno con la parte continental de Sudamérica ocurrió en el Campaniano-Maestrichtiano (Spikings et al., 2000).

En el norte de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 0-1°N de latitud, sobre el plateau oceánico se depositaron lavas y productos volcanoclásticos del arco Río Cala de afinidades toleíticas a calcoalcalinas (Boland et al., 2000), cuando el slab fue subducido bajo el plateau previamente a la acreción del Campaniano. Después del evento acrecionario, el proceso de subducción varía, el slab va en dirección al Este, dando paso a la formación del arco subaéreo Silante de edad maestrichtiano?-paleoceno con firmas calcoalcalinas y en forma temporal consecutiva, el desarrollo del arco Macuchi de edad paleoceno? – eoceno (Vallejo, 2007).

El arco Macuchi consiste en una secuencia volcanoclástica con intercalaciones de pillow lavas, andesitas, hyaloclastitas, tobas e intrusiones doleríticas (Egüez, 1986). Además, constituye la parte oeste de la Cordillera Occidental del centro del Ecuador (Kerr et al., 2002), y el límite oriental está delimitado por la falla regional Chimbo-Toachi (Hughes y Pilatasig, 2002). La falla Chimbo-Toachi constituye una zona de cizalla dúctil con indicadores cinemáticos de movimiento dextral. Además, esta estructura marca la sutura durante la acreción del arco contra el margen continental en el Eoceno tardío.

Por otra parte, la mayoría de las facies del arco Macuchi son el producto de erupciones efusivas submarinas a subaéreas de composiciones básicas a intermedias (Hughes y Pilatasig, 2002). Las muestras presentan afinidades geoquímicas de arco de islas con anomalías negativas de Nb, Ta y Ti (Chiaradia, 2009). Edades eocénicas para el arco han sido reportadas por Egüez (1986) mediante métodos radiométricos (K-Ar, roca total) en andesitas basálticas y por análisis de microfaua radiolaria y foraminífera.

Con respecto a los cuerpos diabásicos, estos se presentan en forma de pequeñas intrusiones, que se encuentran expuestos en el Río Toachi (Hughes y Pilatasig, 2002). Estos cuerpos holocristalinos presentan composiciones basálticas, con cristales sub-equidimensionales de plagioclasa, clinopiroxeno \pm hornblenda, definiendo texturas sub-ofíticas. Análisis petrológicos definen firmas toleíticas para los cuerpos diabásicos (Chiaradia, 2009).

TÉCNICAS Y ANÁLISIS DE LABORATORIO

Los datos geoquímicos de roca total, elementos traza y tierras raras fueron obtenidos por el Laboratorio Geocientífico del Instituto Nacional de Investigación Geológica, Minero, Metalúrgico y son reportados por Chulde (2014). El porcentaje en óxidos para elementos mayores se determinó a través de Fluorescencia de Rayos X (XRF). Adicionalmente, una porción de muestra fue fundida para determinar elementos traza y tierras raras por Espectrometría de Masas (ICP-MS). Para la interpretación de los datos geoquímicos, el contenido de los elementos mayores no fue normalizado a una base libre de volátiles, es decir que para el análisis se consideró el valor del LOI (loss on ignition), esto debido a que los datos geoquímicos serán objeto de comparación. Para el análisis e interpretación de los resultados químicos, los datos fueron ploteados en los diagramas incluidos en el programa Iqpet 2006. Los estudios micropetrográficos fueron analizados en luz transmitida.

RESULTADOS

Los intrusivos La Carolina presentan composiciones básicas a intermedias (48.22-54.86 wt%SiO₂) muy similar a la composición que presentan las doleritas Macuchi que corresponden principalmente a gabros y, en menor cantidad dioritas (Fig. 1). Según análisis microscópicos, los intrusivos son melanocráticos y de grano grueso, contienen del 60 al 80 % de minerales máficos que exhiben microtexturas hipidiomórficas granulares con cristales equigranulares de plagioclasa cálcica (An₅₆₋₇₀), anfíbol \pm clinopiroxeno (augita) \pm ortopiroxeno \pm óxidos-Fe y en ocasiones olivino. Los anfíboles son hornblendas, las cuales se presentan orientados y entrecrecidos a manera de una estructura fluidal. El contenido de anfíboles corresponde al 44%, por esto toman el nombre de gabros hornbléndicos.

Como minerales de alteración, las rocas contienen clorita, epidota y cuarzo secundario producto de la disolución de las plagioclasas como entrecrecimiento micrográfico. En general, las intrusiones se encuentran bajo la acción de restos postmagmáticos formando un vetilleo cruzado de cuarzo hidrotermal recristalizando las rocas.

Por otra parte, los intrusivos básicos exhiben coloraciones ocres-rojizas hacia los bordes, esto significa la presencia de metamorfismo de contacto por efectos del emplazamiento en las rocas de la Unidad Pilatón. Es decir, probablemente las intrusiones son de edad paleocena o, incluso más jóvenes (?). Además, cabe mencionar que la petrografía de los gabros anfibólicos La Carolina, es muy similar en composición mineralógica-textural al

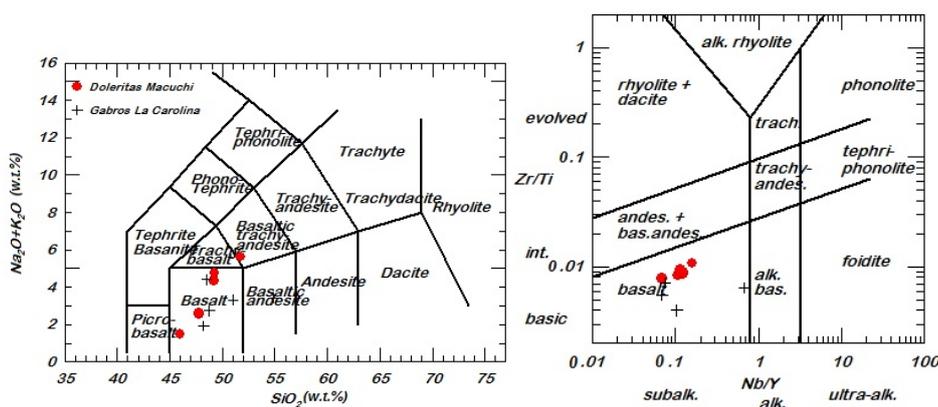


Fig. 1: Diagrama Álcalis de clasificación de rocas magmáticas y logarítmico Zr/Ti vs. Nb/Y para los gabros La Carolina y las doleritas del Arco Macuchi (LeBas et al., 1986), donde las muestras son ploteadas en el campo de composición basáltica.

intrusivo que aflora al este de San José de Tambo reportado por Mc Court et al. (1997), quienes denominan como gabro San José. Las rocas que conforman el cuerpo intrusivo son microgabros-diabasas, cuarzo-gabros y son comunes en sitios donde afloran rocas de la Unidad Macuchi.

Para la caracterización geoquímica y petrogenética se consideró un total de 11 muestras con datos geoquímicos, 6 de las cuales están relacionadas con las doleritas reportadas para el arco Macuchi (Muestras: TRI-001, TRI-007,

TRI-039, TRI-040, TRI-054, TRI-069), recopilado de Chiaradia (2009). Además, 5 de las muestras corresponden a los intrusivos hornbléndicos de La Carolina reportados por Chulde (2014) como se presenta en la Tabla 1.

Muestra	EC-T31	EC-T75	EC-T2	EC-T6	EC-T7
Litología	Diorita	Gabro	Gabro	Gabro	Gabro
SiO ₂	54.86	48.22	48.50	51.01	48.78
TiO ₂	1.04	0.66	0.71	0.61	0.60
Al ₂ O ₃	13.76	19.10	19.61	18.58	19.83
CaO	5.68	11.94	9.29	10.19	11.18
Na ₂ O	3.06	1.54	2.88	2.63	2.26
K ₂ O	0.37	0.40	1.53	0.68	0.48
Mn ₂ O ₃	0.25	0.15	0.18	0.21	0.2
MgO	2.19	2.54	3.31	3.48	3.51
Fe ₂ O ₃	13.04	10.04	10.64	9.57	9.67
P ₂ O ₅	0.15	0.12	0.13	0.13	0.12
LOI	3.04	4.07	2.66	2.34	2.63
Total	97.44	98.77	99.44	99.41	99.25
Rb	5.13	----	25.02	32.51	6.12
Sr	159	462,5	313.35	293.59	331.41
Y	37.36	----	14.27	15.82	13.30
Zr	40.21	98.48	30.21	14.65	19.79
Nb	25.56	----	1.07	1.64	0.91
Pb	3.98	11.07	----	----	----
Th	6.36	----	0.45	1.96	0.37
U	0.81	----	0.19	0.74	0.15
Ba	197	----	181.2	91.92	89.98
La	12.88	----	3.26	10.57	3.30
Ce	13.83	----	----	----	----
Pr	5.08	----	1.28	2.99	1.25
Nd	23.00	----	6.82	14.21	6.61
Sm	6.80	----	2.00	3.38	1.91
Eu	2.52	----	0.79	1.02	0.69
Gd	7.24	----	2.33	3.30	2.18
Tb	1.57	----	0.39	0.49	0.37
Dy	8.35	----	2.61	2.94	2.43
Ho	2.02	----	0.53	0.59	0.50
Er	5.41	----	1.68	1.83	1.57
Tm	1.10	----	0.24	0.25	0.21
Yb	5.51	----	1.61	1.74	1.47
Lu	1.04	----	0.24	0.26	0.22

Tabla 1: Datos geoquímicos de roca total, elementos traza y tierras raras de las intrusiones La Carolina tomado de Chulde (2014).

Los análisis de datos geoquímicos establecen que los intrusivos gabróicos caen dentro de la serie subalcalina con leves tendencias hacia la serie alcalina (Fig. 2), con contenidos de Na₂O +K₂O no mayores a 4,41 y 5,61 (wt%) para los gabros hornbléndicos y las doleritas Macuchi, respectivamente. Además, ambos corresponden principalmente a las serie toleítica, como se evidencia en el diagrama de clasificación de Miyashiro (1974).

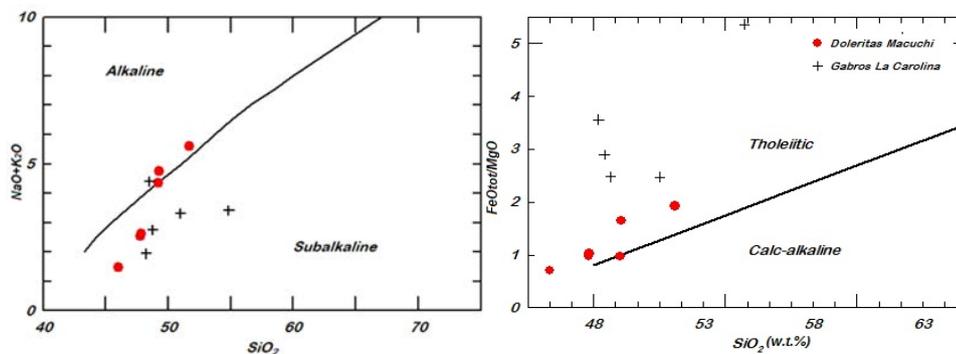


Fig. 2. Diagrama Na₂O +K₂O vs SiO₂ donde las muestras pertenecientes a los gabros hornbléndicos y las doleritas Macuchi, caen principalmente dentro del campo subalcalino. Diagrama de clasificación de Miyashiro (1974) donde las muestras pertenecientes a las doleritas Macuchi y a los gabros La Carolina caen dentro del campo toleítico.

Con respecto al origen o ambiente tectónico de formación, tanto los gabros como las doleritas corresponden a rocas intrusivas e hipobasales de arco volcánico (Volcanic arc granite) relacionados con márgenes convergentes en zonas de subducción (Fig. 3). Para la discriminación de ambientes tectónicos, se han utilizado las relaciones establecidas por Pearce et al. (1984) quienes han considerado tres elementos en traza (Y, Rb y Nb) representados en un diagrama logarítmico y posteriormente soportado por el diagrama triangular de Wood (1980).

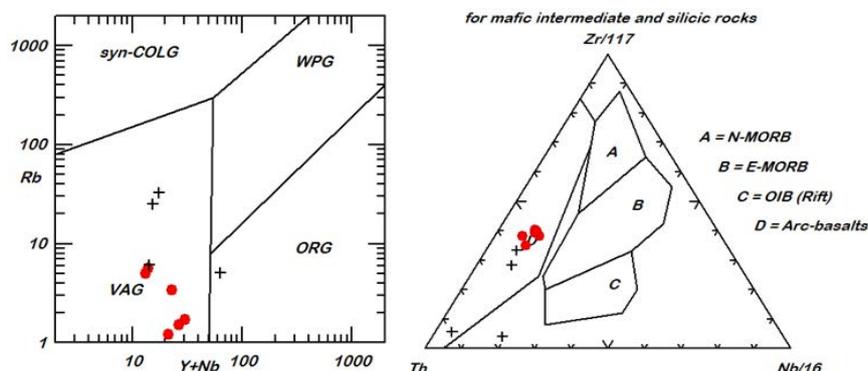


Fig. 3: Caracterización de los gabros La Carolina y de las doleritas Macuchi en función del ambiente tectónico. VAG (Volcanic arc granite), syn-COLG (syn collision granite), WPG (within plate granite, anorogenic field), ORG (ocean ridge granite). Diagrama de Wood (1980) donde las muestras caen dentro del campo "Basaltos de arco volcánico".

Por otra parte, en el diagrama extendido de incompatibilidad de tierras raras de Sun y McDonough (1989) normalizado a N-Morb, los gabros hornbléndicos presentan un marcado enriquecimiento en elementos incompatibles LILE de Rb, Ba y Th, así como una baja presencia de elementos incompatibles HFSE en Zr, Nb y Ti (Fig. 4A). Esto podría ser una consecuencia de la contaminación de la cámara magmática con la roca encajante debido al engrosamiento cortical (Wilson, 1994). Asimismo, los diagramas spider exhiben picos negativos en Nb y Ti, esto marca una característica típica de las rocas resultantes de magmatismo, sugiriendo la ocurrencia de un proceso de subducción (Rollinson, 1993). Un espectro plano bien marcado entre 0.4-0.6x N-Morb para elementos de tierras raras HREE en Dy, Y, Yb y Lu, es también evidenciado (Fig. 4A). Además, tres muestras de las intrusiones máficas presentan patrones similares a los espectros que exhiben las doleritas del arco Macuchi, a excepción del contenido de Pb y Ce.

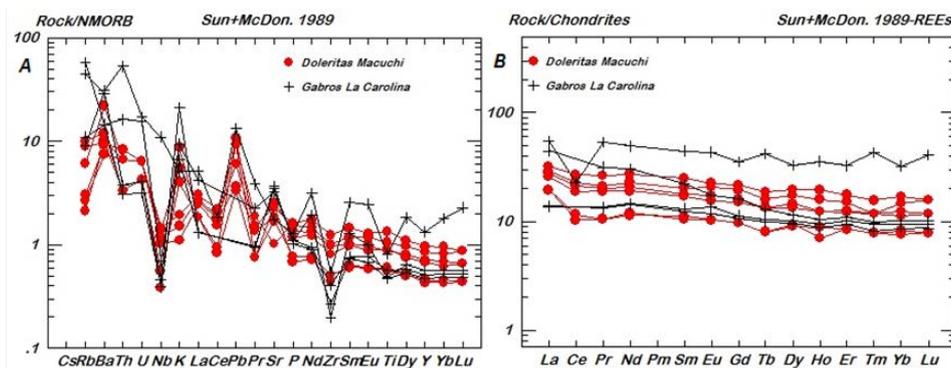


Fig. 4: (A) Diagrama multielemental normalizado al N-Morb (Sun y McDonough, 1989) para los intrusivos básicos (cruces en negro) y las doleritas del arco Macuchi (círculos rojos). (B) Diagrama de tierras raras normalizado a condritas (Sun y McDonough, 1989).

Por otra parte, en el diagrama de incompatibilidad de tierras raras normalizado a condrita, se nota que prácticamente el patrón es plano y, que la concentración de tierras raras livianas (LREE) como La, Pr, Nd y Sm llega hasta el orden de 13x condrita presente en dos muestras y a 50x condrita para una sola. En general, los diagramas con patrón plano y que, no exhiben un fraccionamiento de LREE a HREE, sugieren una relación con basaltos primitivos (McCourt et al., 1997) y presentan la misma tendencia que las doleritas reportadas para el arco Macuchi, es decir, indican una petrogénesis común (Fig. 4B). Además, los espectros planos entre el orden de 13x y 50x condrita, sugieren que las muestras constituyen intrusiones de firmas toleíticas relacionadas con arcos insulares o arcos continentales primitivos (Wilson, 1994). Una cuarta muestra presenta cierta tendencia donde las tierras raras livianas (LREE) son ligeramente enriquecidas, disminuyendo levemente su contenido en tierras raras pesadas (HREE), esto indica un mínimo fraccionamiento similar a las firmas geoquímicas reportadas para las lavas del arco Macuchi (Chiaradia, 2009).

DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

Los intrusivos que afloran en la zona de estudio consisten en gabros (48.22-51.01 wt%SiO₂) con un alto contenido de minerales máficos (60%-80%). Los anfíboles son hornblendas y su contenido corresponde al 44% del total de la composición mineral. En general, el tamaño de grano y las texturas que presentan las rocas se debe a una tasa de crecimiento mineral relativamente alta frente a una menor densidad de nucleación, cuando el enfriamiento del fundido magmático es lento y la profundidad de emplazamiento de los cuerpos máficos es mayor o igual a 4 km.

Los gabros anfibólicos no han sido datados por métodos radiométricos, sin embargo cabe mencionar ciertas consideraciones con respecto a sus edades. Los intrusivos máficos se encuentran emplazados en rocas sedimentarias de edad maestrichtiana (Boland et al., 2000). Además, no constituyen intrusiones relacionadas con los batolitos miocénicos y, mucho menos, con el volcanismo oligocénico, pues, éstos en conjunto presentan afinidades geoquímicas distintas. Por estas razones, es probable que los gabros hornbléndicos sean de edad paleo-eocena.

Los gabros hornbléndicos tienen un origen relacionado con rocas máficas de afinidades geoquímicas toleíticas. Con esto se concluye que, el análisis petrogenético de los datos geoquímicos reportados para los gabros La Carolina y las doleritas del arco Macuchi, exhiben una petrogénesis común tal y como se representa en varios de los diagramas de clasificación así como en los diagramas multielementales normalizados.

Consecuentemente, la interpretación de este artículo sugiere la presencia de rocas del arco eoceno representado por la Formación Macuchi en la Cordillera Occidental Septentrional del Ecuador. Soportado por el hecho que las intrusiones descritas en este trabajo son muy similares a las doleritas reportadas para el arco Macuchi *sensu-stricto* y, aparentemente equivalentes en el norte del país, al gabro San José. Estas rocas también se las podría correlacionar con el complejo volcánico Santa Cecilia-Las Equis de edad eocénica ubicado al este de la Falla de Junín-Sambiambi, en la Cordillera Occidental Colombiana (INGEOMINAS, 2007).

Agradecimientos: A los profesionales, Dr. Cristian Vallejo y M.Sc. Luis Pilatasig, por las valiosas sugerencias realizadas para la elaboración del presente artículo, pues, su aporte ha sido fundamental para mejorar el contenido y la calidad del manuscrito.

Referencias bibliográficas

- Boland, M.P., Pilatasig, L.F., Ibandango, C.E., McCourt, W.J., Aspdén, J.A., Hughes, R.A., & Beate, B. (2000). Geology of the Western Cordillera between 0°-1°N. *Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica, Informe No. 10*. CODIGEM-BGS, 72 p. Quito-Ecuador.
- Chiaradia, M. (2009). Adakite-like magmas from fractional crystallization and melting – assimilation of mafic lower crust (Eocene Macuchi arc, Western Cordillera, Ecuador). *Elsevier*, 265, 468-487p.
- Chulde, E. (2014). Estudio geológico del paleógeno en la Cordillera Occidental Septentrional del Ecuador. Provincias de Carchi e Imbabura. Tesis de Grado – Escuela Politécnica Nacional, No publicada, 100p. Quito - Ecuador.
- Egüez, A. (1986). *Evolution Cenozoïque de la Cordillere Occidentale septentrionale d'Equateur (0°15' S - 01°10' S), les mineralisations associees*. Tesis Doctoral, Université Blaise Pascal, Paris (Francia), 116 pp.
- Hughes, R.A., & Pilatasig, L.F. (2002). Cretaceous and Tertiary Block accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador: *Tectonophysics*, 345, 29-48.
- INGEOMINAS (2007). Geología de la plancha 5-18. Atlas geológico de Colombia. Escala 1: 500 000. Departamentos de Nariño, Cauca, Huila, Caquetá y Putumayo.
- Instituto Ecuatoriano de Minería-Agencia Gubernamental de Cooperación en Desarrollo INEMIN-AGCD., (1990). Inventario de recursos minerales metálicos en el Noroccidente del Ecuador, Proyecto Desarrollo del Sector Minero en el Ecuador, Tomo I: Investigaciones Geológicas y Metalogénicas, 107 p. Quito - Ecuador.
- Kerr, A.C., Aspdén, J.A., Tarney, J., & Pilatasig, L.F. (2002). The nature and provenance of accreted oceanic Blocks in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. *Journal of the Geological Society*, 159, 577-594.
- Le Bas, M.J., Lemaire, R.W., Streckeisen, A., & Zanettin, B. (1986). A Chemical Classification of Volcanic-Rocks based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- McCourt, W.J., Duque, P., & Pilatasig, L.F. (1997). Geology of the Western Cordillera between 1°-2°S, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información cartográfica y Geológico, Informe No. 3, CODIGEM-BGS, 69 p. Quito - Ecuador.
- Miyashiro, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274, 321–355p.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., & Tindle, A. J. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, 956-83.
- Rollinson, H.R. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, and Interpretation*. Longman Scientific y Technical. John Wiley y Sons, Inc., New York, 315 p.
- Spinkings, R.A., Seward, D., Winkler, W. & Ruiz, G.M. (2000). Low temperature thermochronology of the northern Cordillera Real, Ecuador tectonic insights from zircon and apatite fission-track analysis: *Tectonics*, 19, 649-668.
- Sun, S., & Mc Donough, W. (1989). Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, Norry (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 42, 313–345.
- Vallejo, C. (2007). Evolution of the western cordillera in the Andes of Ecuador (late Cretaceous-Paleogene). Swiss federal institute of technology Zürich. Doctoral Thesis ETH No. 17023, 145 p. Unpublished.
- Wilson, M. (1994). *Igneous petrogenesis, A Global Tectonic Approach*. Chapman y Hall London-Great Britain, 416 p.
- Wood, D. A. (1980). The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50, 11–30p.

MODELO DE FACIES PARA ARCO ALAO EN LA ZONA DE GUALACEO, ECUADOR

L. M. Navarrete (1), B. Beate (2)

- (1) SEG-EPN Student Chapter, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11·253, Quito. luchosunset@gmail.com
(2). Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11·253, Quito. bbeate49@gmail.com

Model facies of Alao Arc in the area of Gualaceo, Ecuador: *The Alao Arc comprises massive green andesitic rocks, volcanic breccias, volcanoclastics and metasediments of andesitic composition, cut by veins of quartz and calcite. Along the road El Descanso-Gualaceo (743322/9684288) the central part of the arc crops out as a coherent facies. This rock has a greenstone-like appearance with parallel-oriented amygdules and lithophysae in outcrop. The proximal facies is about 7km wide across the arc and is located mainly between El Descanso and Gualaceo, probably continuing northward along the Río Paute. In general, proximal facies of the arc are not metamorphosed and its alteration mineral assemblages corresponds to the diagenetic zone of epidote for submarine volcanic successions. So far, we have selected 5 samples for U-Pb zircon age dating studies: two samples from coherent facies, one from autoclastic facies and two from volcanoclastic facies.*

Palabras clave: Arco Alao, Petrografía, Modelo de Facies, Gualaceo-Ecuador.

Key words: Alao Arc, Petrography, Model Facies, Gualaceo-Ecuador.

INTRODUCCIÓN

Gualaceo está ubicado a 25 km al Este de Cuenca, en las estribaciones de la Cordillera Real entre la vía Cuenca-Macas, en la Provincia de Azuay, Ecuador. Se tomaron muestras de afloramientos dentro y alrededor de Gualaceo correspondientes al Arco Alao, y la vía Cuenca-Macas desde el poblado de San Francisco hasta el sector de la Virgen donde afloran en el trayecto rocas del Arco Alao, el Terreno Loja, Formación Tarquí y una brecha mineralizada asociado a un pórfido andesítico probablemente de edad Terciaria que esta intruyendo al Arco Alao. Algunos estudios previos sobre las rocas metamórficas que afloran al este de la cuenca de Cuenca fueron realizados por Sheppard y Bushnell (1933), Trouw (1976), Bristow y Guevara (1980) y Litherland et al. (1994).

Sheppard and Bushnell (1933) realizaron las primeras descripciones petrográficas de las rocas metamórficas que afloran en las estribaciones occidentales de la Cordillera Real. Bristow (1973) denominó a las rocas metavolcánicas en el área del Río Paute como Unidad San Francisco y a los Esquistos como El Pan. Estas rocas también fueron estudiadas petrográficamente y estructuralmente por Trouw (1976) en los cortes de El Descanso-Paute-Cola de San Pablo y Gualaceo-General Plaza, indicando que las meta-volcánicas aún conservan su textura original. Litherland et al. (1994) interpretan a este arco como un arco de isla del Jurásico Medio acrecionado al continente, y reconoce las secuencias de ante arco, arco y tras arco. Mientras que Spikings et al. (2014) sugieren que el Arco es in situ e hizo erupción a través de una corteza continental delgada durante el Cretácico Temprano dentro de un ambiente marino.

A continuación se presenta un modelo de facies para las rocas del Arco Alao que afloran en la Vía El Descanso-Gualaceo-Río Culebrillas, basados en observaciones de campo y estudios petrográficos de las muestras más representativas. El objetivo es ubicar facies proximales/lavas con una secuencia estratigráfica razonable del Arco Alao donde podemos obtener muestras datables.

METODOLOGÍA

El trabajo se limita a la descripción de las rocas que afloran a lo largo de la vía Cuenca – Limón en la Zona de Gualaceo. Este estudio petrográfico abarca la descripción macroscópica de 30 especímenes colectados y láminas delgadas de 8 muestras seleccionadas pertenecientes a facies distales y proximales del Arco Alao y una muestra del cuerpo que intruye rocas del Arco Alao ubicado en el Puente #2 de San Francisco. En el laboratorio el estudio de láminas delgadas se realizó mediante microscopía de luz polarizada (OLYMPUS BX51).

RESULTADOS

Facies Sedimentarias

Estas facies incluyen sedimentos turbidíticos (intercalaciones de areniscas volcánicas, limonitas, tufitas y cherts) de la Unidad Maguazo (Litherland et al., 1994) aflorando en la zona del Río Jadan.



Fig. 1: La flecha indica un clasto andesítico envuelto en una matriz volcanoclástica (16LN19) de composición andesítica). Afloramiento ubicado frente a Ecuagenera-Orquídeas del Ecuador, Gualaceo.

Facies Volcanosedimentaria Metamorfizada

Comprende esquistos psamíticos, esquistos grafitosos, esquistos verdes con alteración cuarzo-sericita y esquistos de cuarzo-albita-epidota-clorita. Que sobreyacen más hacia el Este con esquistos grafitosos crenulados y esquistos de biotita-granate mapeadas como parte del Terreno Loja.

Facies Volcanoclásticas

Facies de rocas volcánicas autoclásticas se observa a 1.5 km NE de Gualaceo. Esta secuencia incluye una brecha autoclástica gruesa (Fig. 1) de matriz soportada monomítica con clastos andesíticos subangulares de hasta 12cm envueltos en una matriz volcanoclástica de composición andesítica representando una facies proximal al eje del arco.

Las rocas de la facies syneruptiva máfica se presentan como una secuencia de rocas de grano fino (filitas – origen tobáceo) con gruesos (wackes andesíticos; Fig. 2) y son la roca caja del intrusivo andesítico Terciario que aflora en el Puente #2 de San Francisco, así como de la brecha mineralizada asociada con clastos. A medida que se acerca al intrusivo estas rocas presenta magnetismo moderado y pirita diseminada.

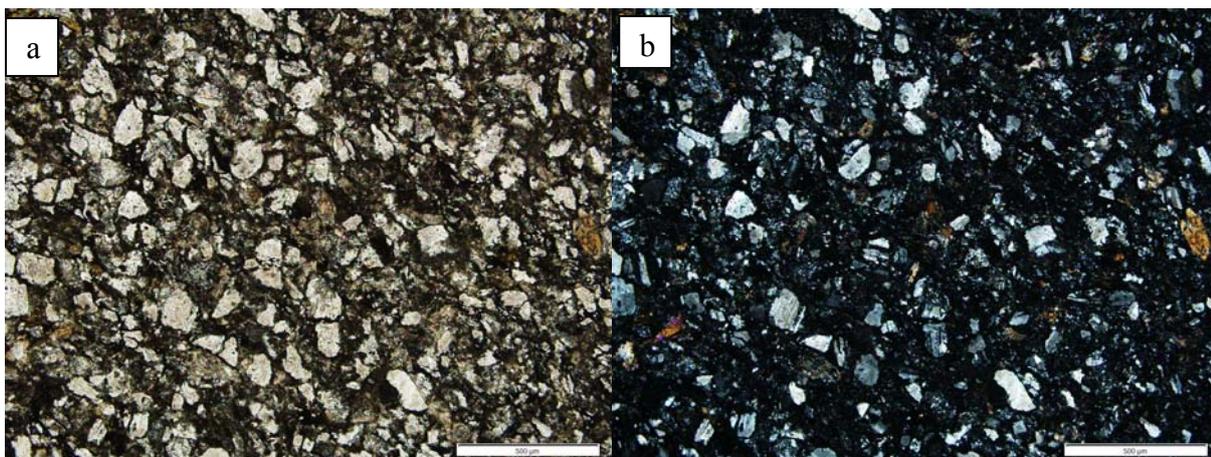
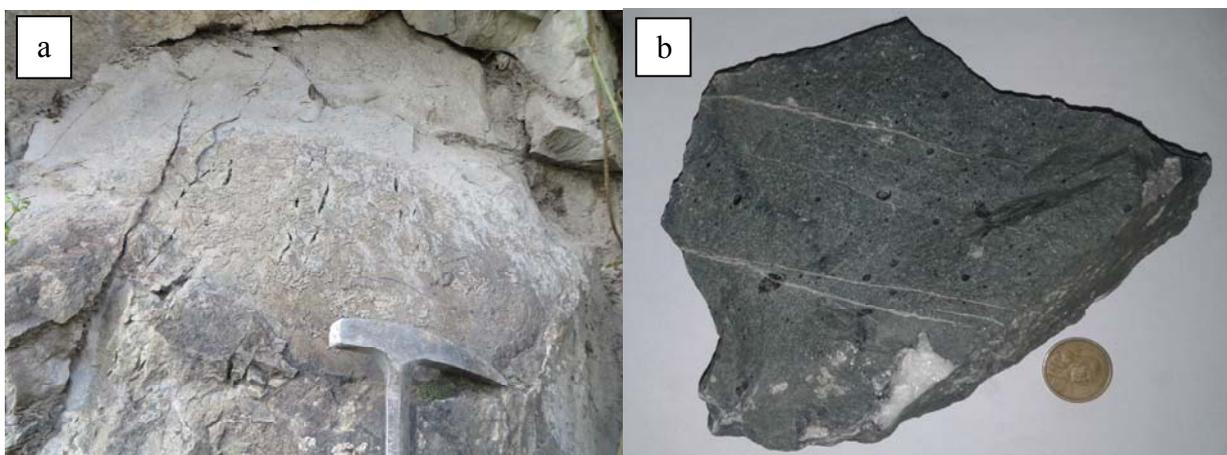


Fig. 2: Roca detrítica psamítica con granos subangulares a subredondeados, clasto soportada, tamaño de grano de arena muy fina a fino (0.07-0.2 mm), moderadamente bien sorteado. Se observan anfíboles pseudo-hexagonales con clivaje característico ~120°, plagioclasas rotas y algunas fracturadas rellenas con calcita, cuarzo policristalino, epidota, piroxenos, minerales opacos (hematita y magnetita) y fragmentos de líticos volcánicos. La matriz esta constituida por clorita y arcilla, cemento ferruginoso. a) Muestra 16LN04 sin nicoles. b) Muestra 16LN04 con nicoles.

Facies coherentes (volcánicas primarias)

Son rocas de color verde afaníticas de composición andesítica con amígdalas rellenas de carbonatos y vetas de cuarzo, calcita y epidota (Fig. 3b). En afloramiento se puede observar litofisas (Fig. 3a) y microscópicamente un flujo foliado caracterizado por plagioclasas subhedrales con tamaño de grano muy fino a fino (0.05-0.2 mm) tipo cola de golondrina indicando que ha sufrido un enfriamiento rápido. La matriz esta constituida por plagioclasas y vidrio que ha sido reemplazado por epidota y clorita (Fig. 3c, 3d). Por lo tanto, representa la facies más proximal (eje) del Arco Alao.



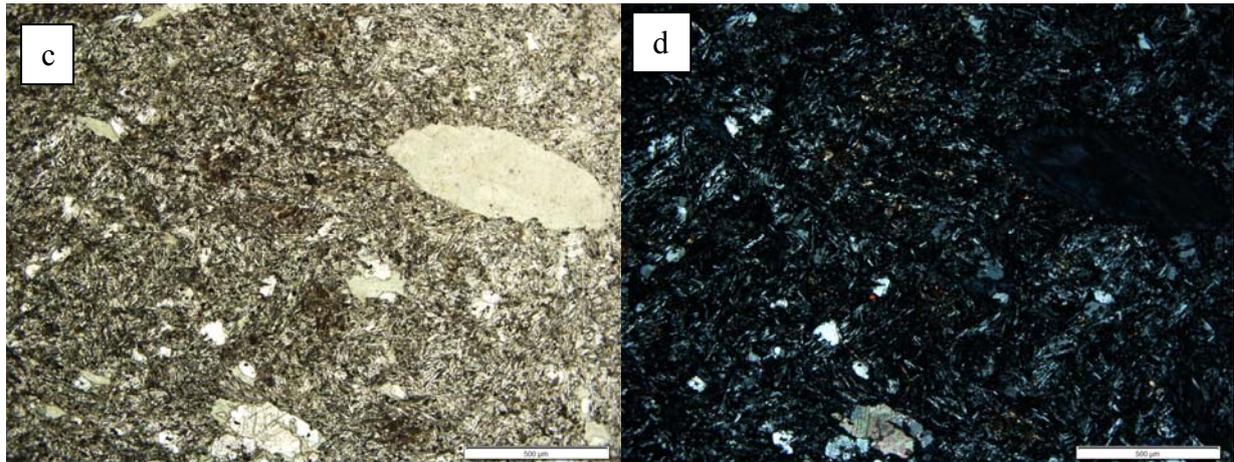


Fig. 3: a) Litofisas paralelas en una lava andesítica (743322/9684288), vía El Descanso-Gualaceo frente al Puente Europa en el desvío a Paute. b) Roca andesítica amigdaloides rellena por carbonatos con vetas de epidota y cuarzo. c) Muestra 16LN20D sin nicoles. d) Muestra 16LN20D con nicoles.

Intrusivo San Francisco

En el puente #2 (751876/9678813) desde el poblado de San Francisco hacia Limón, se puede observar un pórfido andesítico propilitizado probablemente de edad terciaria con xenolitos dacíticos y pirita diseminada hospedado en el Arco Alao. Asociado al intrusivo se puede observar en el trayecto una brecha mineralizada rica en sulfuros con ankerita, calcita y cuarzo. Esta brecha presenta clastos del Arco Alao (roca caja), el pórfido andesítico y dacitas con ojos de cuarzo.

INTERPRETACIÓN

A continuación se describe las facies que se observan en el perfil (Fig. 4) de oeste a este. La facies turbidítica conocida como Maguazo (Litherland et al., 1994) aflora al oeste y comprende aproximadamente unos 3 km de areniscas volcánicas, limonitas, cherts y tufitas intercaladas. La facies coherente son lavas masivas (16LN20) y flujos de lava (16LN03) de composición andesítica. Inmediatamente al este de la facies coherente aflora una facies autoclástica (16LN19) y se encuentra bien expuesta en el margen del Río Gualaceo. Por lo tanto, proponemos está como la facies proximal (7 km) del Arco Alao aflorando su eje principal en el desvío hacia Paute frente al Puente Europa. Pasando el Río Gualaceo hacia San Francisco se observa una secuencia piroclástica (intercalaciones de filitas tobáceas y grauwvacas) débilmente metamorfozadas. Lo que representa una facies volcanoclástica de ~ 4 km

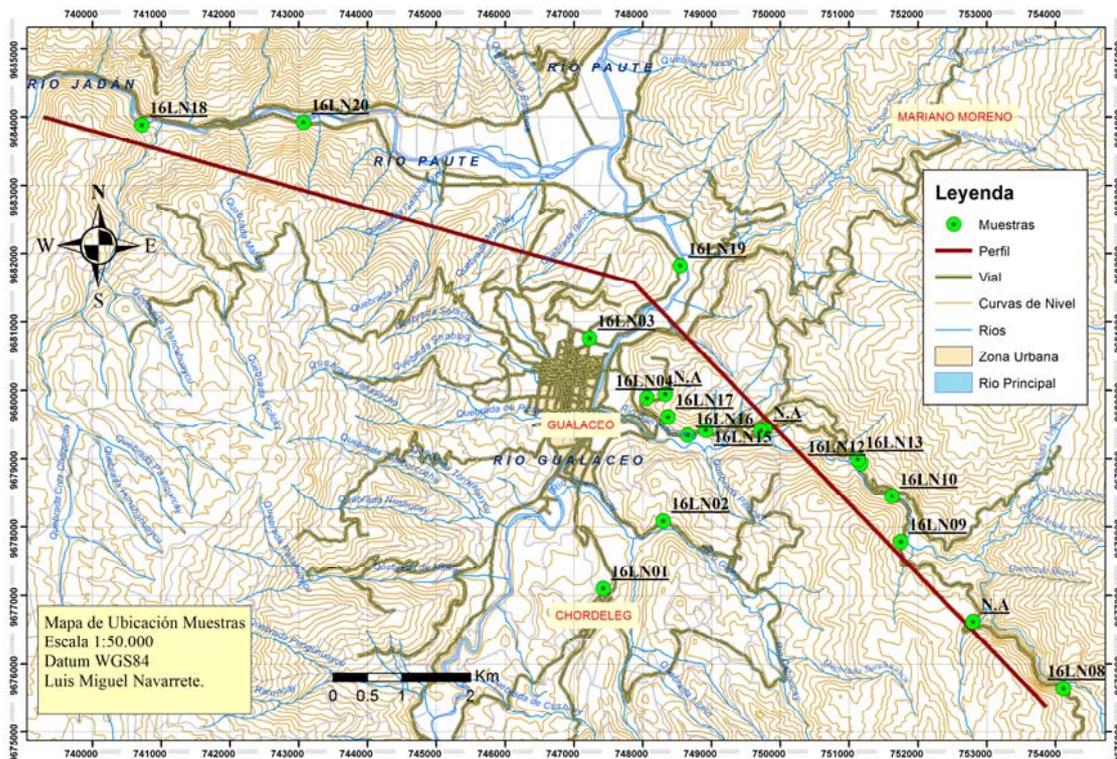


Fig. 4: Mapa de Ubicación de las Muestras.

intruida por un pórfido andesítico. Las gruwvacas que se encuentran más al oeste de esta facies (16LN04) presentan Hornblendas y Líticos Volcánicos indicando que ha existido diferenciación y están probablemente más cercanas a la fuente. La facies más distal que se muestra en el perfil (Fig. 5) tiene 3 km y corresponde a una facies volcanosedimentaria metamorfizada que fue mapeada dentro de la Unidad Alao-Paute por Litherland et al. (1994).

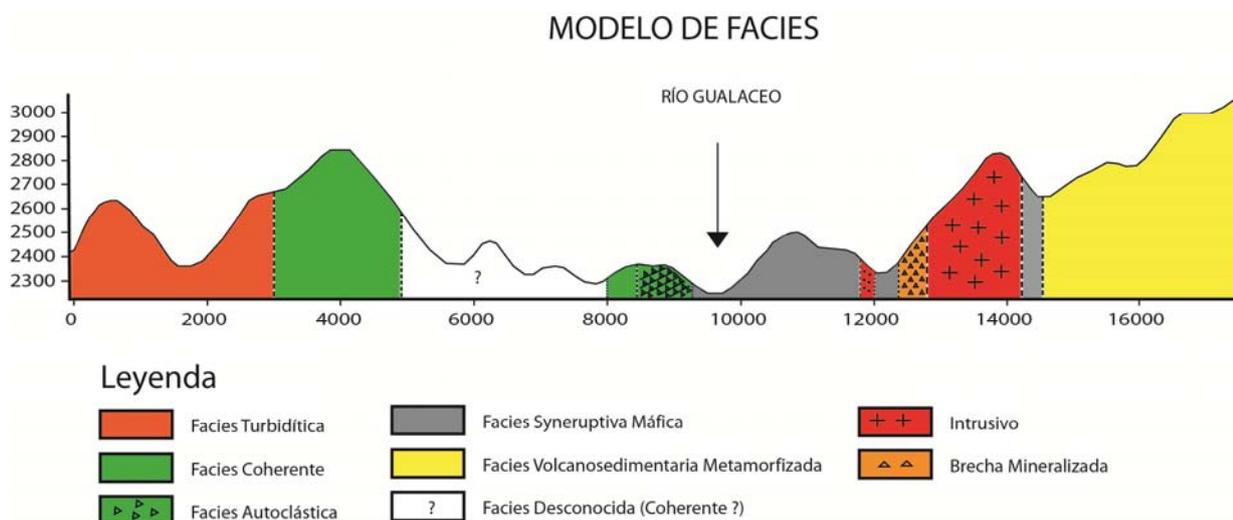


Fig. 5: Modelo de Facies para del Corte El Descanso – Gualaceo – San Francisco – Río Culebrillas.

El Arco Alao es una secuencia volcánica submarina con rumbo andino y polaridad normal. Esta secuencia aumenta gradualmente el metamorfismo de Oeste a Este, desde no metamorfizado hasta facies de esquistos verdes. La zona central del Arco está en una etapa de transición de diagenesis a metamorfismo regional y su asociación mineral de alteración Epidota + Clorita ± Albita ± Calcita ± Esfena (±Cuarzo) es común de zonas diagenéticas de sucesiones volcánicas submarinas máficas (Gifkins et al 2005). Lo cual estaría a favor de lo propuesto por Bristow (1973) para las rocas entre El Descanso y Gualaceo como una etapa en transición metamórfica y no como una unidad separada (Sheppard & Bushnell, 1933) con respecto a las rocas que afloran más hacia el este y norte.

DISCUSIÓN

Bristow (1973) basado en una transición gradual con las rocas no metamorfizadas de las Formaciones Yunguilla y Piñón, sugiere una edad Cretácica Superior. Edades K/Ar obtenidas en rocas del Arco Alao de 115 ± 12 Ma y 142 ± 36 Ma en Hornblenda fueron consideradas como edades de reajuste (Litherland et al., 1994), sin embargo los mismos autores asignan una edad Calloviano–Oxfordiano (165–155 Ma) basados en un bloque “rodado” proveniente de la unidad turbidítica volcano-sedimentaria Maguazo y por lo tanto, del Arco Alao. Cochrane (2013) presenta datos $238\text{U}/206\text{Pb}$ de los bordes y núcleos de zircones detríticos extraídos de una cuarcita del Arco Alao, con una edad mínimo de 163.7 ± 1.6 Ma, contrastando su edad estratigráfica máxima y una edad máxima de 2.4 Ga sugiriendo que esta secuencia se formó proximal a la corteza continental de Sur América. Spikings et al. (2014) sugieren que las edades de 115 ± 12 Ma y 142 ± 36 Ma en K/Ar indicarían que el Arco Alao y Quebrada Grande (Colombia) podrían ser contemporáneos, asignando una edad tentativa Cretácico Temprano para el Arco Alao.

Claramente podemos concluir que no existen dataciones confiables y estas rocas no pueden ser valoradas en su totalidad (dentro de un contexto regional) hasta establecer su edad por medio de otros métodos diferentes a K-Ar. Siendo esto uno de los problemas actuales en la geología de la Cordillera Real, en base al estudio petrográfico y el modelo de facies (proximidad al Arco Alao) se han seleccionado 5 muestras para dataciones de U-Pb en zircón. Los candidatos para realizar dataciones son las muestras: 16LN20-Andesita amigdaloidal, facies coherente; 16LN03-Andesita (flujo), facies coherente; 16LN19C-Clasto (andesita porfírica) de la brecha, facies autoclástica; 16LN04-Arenisca volcánica, facies volcanoclástica; 16LN01-Wacke volcánico, facies volcanoclástica. Estas rocas son de composición andesítica, la hornblenda en las rocas volcanoclásticas indica que habido diferenciación y es una buena señal para la presencia de zircones primarios.

CONCLUSIONES

En general las rocas analizadas bajo el microscopio de la facies proximal y proximal-distal indican una asociación mineral de alteración Epidota + Clorita ± Albita ± Calcita ± Esfena (±Cuarzo), no se encuentran metamorfizadas. Esta asociación corresponde a la zona IV (Zona de Epidota) diagenética común de sucesiones volcánicas submarinas (Gifkins et al 2005, pág. 106). Sin embargo a medida que nos acercamos hacia el núcleo de la Cordillera Real las rocas del Arco Alao llegan hasta una facies de esquistos verdes.

La muestra 16LN20D es una roca típica de una facies coherente (McPhie, J., et al 1993, pág. 3-4), textura afanítica, con litofisas en afloramiento, internamente flujo foliado y no vesicular, este representa la parte principal

del Arco Alao. Siguiendo el rumbo andino de las rocas en la Cordillera Real indicaría una continuidad hacia el norte en la vía hacia Paute.

No existen datos de edad confiables para las rocas del Arco Alao, ya que el método K-Ar es propenso a ser modificado por eventos tectono-metamórficos posteriores. Por lo tanto, consideramos utilizar el método de U-Pb en zircones en 5 muestras seleccionadas. Entre El Descanso y Gualaceo las lavas masivas (e.g. muestra 16LN20) están esencialmente no metaforizadas, como ya lo sugirió Litherland et al. (1994). Al representar está una facies coherente de composición andesítica, consideramos como un excelente candidato para estudio de dataciones por el método U-Pb en zircon.

Agradecimientos: Al Instituto de Investigación Geológico Minero Metalúrgico (INIGEMM), por la elaboración de las láminas delgadas y uso del microscopio petrográfico para la realización de este Proyecto Geológico, especialmente a la Ing. Johanna León, Coordinadora de Procesos Geológicos, Dirección de Laboratorios Geocientíficos. Así como al Dr. Pedro Reyes, Jefe del Departamento de Geología de la Escuela Politécnica Nacional por su colaboración con los trámites con el INIGEMM y sus valiosas discusiones con respecto a la Geología de la Cordillera Real.

Referencias bibliográficas

- Bristow, C. R. & Guevara, S. DGGM (Dirección General de Geología y Minas), 1980. Mapa geológico de Azogues escala 1:100,000.
- Gifkins, C. Herrmann, W., Large, R., 2005. Altered volcanic rocks: A guide to description and interpretation. Centre of Ore Deposit Research, University Tasmania, Australia.
- Litherland, M., Aspden, J.A., Jemielita, R.A., 1994. The metamorphic belts of Ecuador. Overseas Geology and Mineral Resources, 11, 147 pp. 2 map enclosures at 1:500,000 scale. British Geological Survey, Nottingham.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R., 1993. Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre of Ore Deposit Research, University Tasmania, Australia.
- Sheppard, G., Bushnell, G.H.S., 1933. Metamorphic rocks of the eastern Andes near Cuenca, Ecuador. Geological Magazine 70, 321– 330.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., & Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). Gondwana Research (GR-01278), pp. 45.
- Trouw, R., 1976. Cuatro Cortes Por La Faja Metamórfica De La Cordillera Real, Ecuador. Escuela Politécnica del Litoral, Guayaquil.



SESIÓN 3

*Geotecnia y Fenómenos de Remoción
en masa*



MACROZONIFICACIÓN DE LA AMENAZA DE LA INESTABILIDAD DE LADERAS, APLICADA A LA GESTIÓN DEL RIESGO EN LOS CORREDORES VIALES

Sergio Mora Castro (1)

(1) Elm Consultoría SRL. sergio.moracastro@gmail.com

INTRODUCCIÓN

El riesgo puede definirse como la probabilidad de las consecuencias perjudiciales, daños y pérdidas (i.e. muertes, lesiones, propiedad, interrupción de la actividad económica, de los medios de subsistencia y del deterioro ambiental) que resultan de la interacción entre las amenazas (naturales, socio-naturales, antropogénicas) y las condiciones de vulnerabilidad. Por lo tanto, el riesgo al ser evaluado “ex-ante” permite la identificación y valoración del impacto de las amenazas sobre los elementos expuestos y vulnerables. El análisis del riesgo es intrínsecamente complejo e incorpora una multiplicidad de escenarios y variables, por lo que debe representarse mediante matrices, parámetros, curvas y métricas que indiquen la probabilidad de pérdidas y daños, bajo diferentes períodos de recurrencia.

Las amenazas naturales se dimensionan de manera probabilística o determinística, según su: i) Origen, tipo y naturaleza, ii) Tiempo, celeridad de gestación y materialización, recurrencia y estacionalidad, iii) Magnitud e intensidad, y iv) Extensión espacial, horizontal y vertical. Asimismo, debe considerarse que las amenazas se pueden materializar: a) De manera individual o combinada, b) Simultáneamente y c) En secuencias de encadenamiento.

La vulnerabilidad se caracteriza por ser multi-dimensional y diferencial, pues varía a lo largo del espacio geográfico, del tiempo y de los grupos sociales que la generan. Además, depende de la escala de medición financiera y de las unidades administrativas de análisis, ya sean estas individuales, comunitarias, municipales, regionales). Adicionalmente, es dinámica pues sus características y fuerzas genéricas varían a lo largo del contexto socioeconómico y ambiental en donde se gesta. Para realizar su cuantificación, se requiere de la determinación de sus condiciones prevalentes: i) Grado de exposición, ii) Grado de fragilidad, iii) Valor socioeconómico de las pérdidas potenciales, iv) Impacto sobre la vida humana, muertos, heridos, trauma, pérdida de acceso a los servicios básicos y medios de subsistencia y v) Impacto sobre el ambiente y los recursos naturales.

El riesgo incorpora las condiciones impuestas por las amenazas naturales y la vulnerabilidad, por lo que su determinación debe ser cuantitativa y realizada dentro de los ámbitos y entornos del corredor vial. El proceso debe incluir la estimación de las pérdidas probables (máximas y promedio) e involucrar a todos los sectores que utilicen y se beneficien de la operación de la carretera. Para realizar su evaluación “sensu strictu”, se requiere estimar las pérdidas probables, de acuerdo con el historial de incidentes registrados y, eventualmente, sus proyecciones hacia el futuro (i.e. pérdidas anuales promedio, pérdidas máximas probables, etc.), según diversos períodos de recurrencia y para los casos de eventos destructivos extremos. Una vez realizada esta tarea, será posible definir las prioridades para la intervención del riesgo y la formulación de los procesos y medidas de mitigación, estructurales y no estructurales, correspondientes.

METODOLOGÍA-RESULTADOS

La evaluación del riesgo puede realizarse siguiendo un proceso metodológico que incorpore los elementos característicos del diseño y los parámetros de la ingeniería vial que lo configuran. Por otro lado, deben tomarse en cuenta sus aspectos financieros y económicos, comenzando por su valor total, compuesto por su costo de construcción y por el valor agregado que aporta al proceso económico y social del país, así como a los usuarios y las comunidades que atraviesa. Esta valoración debe tomar en cuenta el balance implicado por sus costos, beneficios y el valor de los elementos que la transitan: bienes, servicios y personas.

Paralelamente, deben tomarse en cuenta las condiciones del entorno geológico, geotécnico, hidrometeorológico, climático y ambiental que intervienen en la gestación de las amenazas naturales. Estas amenazas se materializan durante los sucesos e incidentes que superan las condiciones de equilibrio límite de las laderas y adquieren una intensidad y extensión, a partir de las cuales pueden presentarse daños y pérdidas. De esta manera, los volúmenes de los materiales caídos y su impacto sobre la obra vial, la extensión espacial y magnitud del daño, así como del tiempo necesario para rehabilitar y reconstruir los elementos destruidos, influirán en la restitución de las condiciones para recuperar el funcionamiento normal del flujo vehicular. Por ello, conviene generar una base de datos que incorpore la tipificación de los incidentes, la contabilidad de todos los costos, valores, inversiones e impactos del proceso de mantenimiento y manejo de las emergencias respectivas, hasta la rehabilitación y,

eventualmente reconstrucción de la vía. Las estadísticas y métricas (e.g. probabilidad de excedencia, pérdidas anuales promedio, máximas probables, etc.) que representan esta contabilidad son las que permitirán realizar, mediante su proyección hacia el futuro, una evaluación racional e integral del riesgo. Se establecen así los parámetros de la planificación técnica, financiera y económica, y la naturaleza de la intervención estructural y no-estructural, así como la protección financiera (e.g. retención, transferencia). El proceso de toma de decisiones podrá realizarse, en consecuencia, asistido con suficiente criterio, con el objeto de reducir incertidumbres, subjetivismo y sesgos.

La cuantificación de las pérdidas probables, a lo largo de la operación de la carretera, debe considerar las inversiones de limpieza y disposición de escombros, reparación de la infraestructura (cortes, terraplenes, drenajes, puentes, señalamiento, etc.), de las viviendas y edificaciones aledañas, los bienes, servicios, actividades comerciales e industriales, el ambiente y los recursos naturales implicados. Obviamente, el impacto sobre la vida humana (muertos, heridos, etc.) es un factor imperativo de los análisis. Estos impactos deben separarse de los que corresponden con la operación y reparación "normales" (desgaste por el tiempo, intemperie, flujo vehicular) de la carretera y cuyo valor económico y financiero debe contabilizarse y amortizarse como parte del mantenimiento rutinario y cotidiano.

De acuerdo con ese tipo de registros y sus estadísticas respectivas, se pueden construir correlaciones entre el tipo, intensidad, extensión espacial y temporalidad de la amenaza. Se escoge, para ello, una función de distribución acumulada que se integra la variable aleatoria que describe la intensidad de la amenaza y su probabilidad de excedencia, para un período de recurrencia determinado. Luego, se correlacionan el volumen y valor de las pérdidas totales registradas, a causa de los incidentes, con respecto a la intensidad de un posible evento recurrente. El proceso conduce, progresivamente, desde el establecimiento de una relación entre las amenazas naturales y la exposición y fragilidad de los elementos vulnerables, hacia una relación entre la intensidad y extensión de esa amenaza con respecto a la magnitud, el valor de los daños y pérdidas potenciales respectivas y su probabilidad de excedencia.

Para realizar una cuantificación adecuada y racional de los daños probables, es necesario clasificar el valor económico (en moneda constante y a valor presente) de los elementos expuestos (según su estado actual de resiliencia-fragilidad), en términos de su costo de reposición respectivo, según el nivel de la amenaza y establecido previamente, con respecto a la intensidad posible del próximo incidente que pudiese suceder. En cuanto al tránsito vial, deben establecerse indicadores y parámetros que permitan cuantificar el impacto y alteraciones del flujo normal de los vehículos, de la manera cómo afectan el tránsito de personas, bienes y servicios, y de sus implicaciones financieras y económicas.

La inestabilidad de las laderas (e.g. deslizamientos, desprendimiento y caída de bloques rocosos, aludes torrenciales) se analiza a partir de la interpretación de las condiciones del relieve, susceptibilidad litológica y pendiente de las laderas y cortes. Se ha tomado en cuenta la distribución espacial de las propiedades intrínsecas del terreno, las condiciones de temporalidad-estacionalidad, recurrencia y celeridad de la materialización de los procesos de remoción en masa y los sucesos detonadores (disparadores) hidrometeorológicos y sísmicos. Se aplican, para ello, el modelo y los escenarios fundamentados en una metodología para la macrozonificación de la amenaza de la inestabilidad de laderas, propuesta por Mora y Vahrson (1993), la cual ha sido empleada en diversos países de América Latina, el Caribe (Mora et al. 2012) y otras regiones del mundo. Esta metodología se aplica para los casos en donde se requiere del estudio de regiones extensas y en donde la base de datos geotécnicos es escasa.

El procedimiento aplica siguiente principio:

Ad = Susc * Disp, en donde **Ad** es la amenaza de la inestabilidad de laderas, **Susc** representa la susceptibilidad intrínseca natural de los materiales que componen la ladera y **Disp** los factores externos dinámicos de disparo (detonadores tránsito-rios).

De acuerdo con este postulado, la relación puede expresarse como: **Ad = (Sp * SI * Sh) * (Ds + Dp)**, en donde se aprecia que "Susc" se compone de la susceptibilidad derivada del relieve (pendiente, **Sp**), la composición litológica (**SI**) y la humedad prevalente en el terreno (**Sh**) y en "Disp" pueden intervenir, juntos o por separado la sismicidad (**Ds**) y las lluvias intensas (**Dp**).

Si se desea analizar la intervención exclusiva de las precipitaciones intensas, la relación se expresa: **Ap = (Sp * SI * Sh) * Dp**

Cuando lo que se pretende es analizar solamente la influencia de la sismicidad (**As**), la relación es: **As = (Sp * SI * Sh) * Ds**

Este procedimiento permite la identificación temprana de los terrenos con la mayor posibilidad de desarrollar procesos de inestabilidad en el corredor vial y, de esta manera, se pueden orientar mejor los criterios para la inversión en la gestión del riesgo, sobre todo por medio de la reducción de la vulnerabilidad. Derivado de esto, el

conocimiento del riesgo permite la aplicación más concentrada, de los recursos de investigación geológica y geotécnica en las laderas que muestren los grados mayores de exposición a la amenaza y luego, la aplicación de medidas de mitigación (estructurales y no-estructurales) prospectivas, preventivas y correctivas, mejor adaptadas y más eficientes. De esta manera es posible orientar el proceso de toma de decisiones de manera oportuna y con el mejor fundamento técnico y económico.

Referencias bibliográficas

- Mora-Castro, S., Vahrson, W-G. (1993). Macrozonation Methodology for Landslide Hazard Determination. Bulletin of the Association of Engineering Geologist, Vol 31, p. 49-58.
- Mora-Castro, S., Saborío, J., Asté, J.P., Prepetit, C., Joseph, V., Matera, M. (2012) Slope instability hazard in Haiti: Emergency assessment for a safe reconstruction ç. En: *Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society through Improved Understanding* – Eberhardt et al. (eds), pp. 153-172.

AJUSTE DE MODELOS ESTADÍSTICOS MULTIVARIADOS PARA LA ESTIMACIÓN DE VOLÚMENES DE DETRITOS DEPOSITADOS POR ALUDES TORRENCIALES

W. Méndez (1), J. Córdova (2), L. Bravo de Guenni (3), H. Pacheco (4)

- (1) Departamento de Construcciones Civiles, Universidad Técnica de Manabí, Av. J. M. Urbina EC130105, Portoviejo, Manabí, Ecuador. williamsmendez@gmail.com
- (2) Departamento de Procesos y Sistemas, Universidad Simón Bolívar, Valle de Sartenejas, Baruta, Caracas 1080, Venezuela. jrcordova@gmail.com
- (3) Departamento de Cómputo Científico y Estadística, Universidad Simón Bolívar, Valle de Sartenejas, Baruta, Caracas 1080, Venezuela. lelybravo@gmail.com
- (4) Departamento de Ingeniería Agrícola, Universidad Técnica de Manabí, Lodana, Manabí, Ecuador. henrypacheco@gmail.com

Abstract (Adjustment of multivariate statistical models to the estimation of debris volumes deposited by debris flows):

The purpose of this research is to explain the relationships between the debris volumes deposited by mountainous streams and the morphometric parameters of their watersheds and drainage networks, to propose predictive models of that solid discharge. The study area selected for the research is conformed by twelve watersheds, located on the northern hillside of the El Ávila massif (Vargas state, Venezuela). These watersheds were activated during the extraordinary rains of December 1999 producing powerful debris flows. The methodology consisted of measurements and calculations of the morphometric parameters of the watersheds and their drainage networks, and the use of multivariate statistical techniques (linear correlation analysis, principal component analysis and multiple linear regression analysis with principal components). The best predictive models adjusted to the debris volumes of December 1999 debris flows event parameter, were those generated with the gradient and form of the watershed relief and extension of the drainage network morphometric variables. For the estimates of the debris volumes before and after of December 1999 debris flows parameters, the predictive models generated with the gradient and form of the watershed relief variable were the ones that showed the best results.

Palabras clave: aludes torrenciales, cuenca de drenaje, morfometría, modelos estadísticos multivariados

Key words: debris flows, catchment, morphometry, multivariate statistical models

INTRODUCCIÓN

Durante los días 14, 15 y 16 de Diciembre de 1999, ocurrió un evento de lluvias extraordinarias (intensas y prolongadas precipitaciones) que afectó principalmente la vertiente norcaribeña de la Cordillera de la Costa en el tramo correspondiente al macizo de El Ávila (estado Vargas, Venezuela), y el cual fue atribuido a una situación meteorológica a escala sinóptica definida como una vaguada en altura (Foghin, 2001). Tan particulares condiciones atmosféricas propiciaron la generación de complejos movimientos en masa, cuyas concentraciones de agua y materiales sólidos en los cauces principales de las redes de drenaje, se tradujeron en imponentes aludes torrenciales que transportaron importantes volúmenes de sedimentos a la franja costera y sobre los abanicos aluviales preexistentes, sobre los que se asienta la mayor parte de la población del estado Vargas. La ocurrencia de estos escenarios para la región, se corroboró con las crecidas de Diciembre de 2000 y de Febrero de 2005, eventos cuyos daños fueron despreciables en comparación con el episodio de 1999, pero que, sin embargo, advierten sobre la corta recurrencia de escenarios adversos de esta naturaleza.

Entre algunos de los trabajos desarrollados para la estimación de volúmenes de detritos producidos en cuencas de drenaje y transportados y depositados por cursos de agua de la vertiente norte del macizo El Ávila, empleando otras metodologías, destacan los de: Córdova y González (2003); Artigas, López y Córdova (2004); Artigas, López y Córdova (2006); Hernández (2006); López et al. (2006); Artigas y Córdova (2010); y Martínez (2010). Métodos más recientes relacionados con la estimación de volúmenes de detritos producidos por aludes torrenciales y otros tipos de procesos de remoción en masa, son presentados en las contribuciones de Martha et al. (2016); Tiranti et al. (2016); y Martin, Johnson y Chaikina (2017).

El propósito de esta investigación es explicar las relaciones existentes entre los volúmenes de detritos depositados por cursos de agua (aludes torrenciales) de ambientes montañosos y los parámetros morfométricos de las cuencas y redes de drenaje que los generan, mediante el ajuste de técnicas estadísticas multivariadas, a fin de generar modelos predictivos sustentados en los parámetros morfométricos.

METODOLOGÍA

Las cuencas de drenaje seleccionadas para este estudio están situadas geográficamente en la Región Centro Norte del territorio venezolano, específicamente en la parte central del estado Vargas. El área está definida por las coordenadas geográficas: 10°32'25" – 10°37'35" de latitud norte y 66°40'08" – 66°59'12" de longitud oeste (Figura 1). Forma parte de la provincia montañosa conocida como Cordillera de la Costa (Sistema Montañoso del Caribe) en su tramo central, emplazándose en el sector oriental de la vertiente norte de la serranía del Litoral,

específicamente en el extremo occidental de la vertiente norte del orógeno o bloque conocido como macizo El Ávila.

La información cartográfica base (Dirección de Cartografía Nacional [DCN], 1958, 1979; Gobernación del Distrito Federal [GDF], 1984; Servicio Autónomo de Geografía y Cartografía Nacional [SAGECAN], 1995) a escalas 1:5.000 y 1:25.000, se rasterizó y digitalizó empleando un software para Sistemas de Información Geográfica (SIG), con el cual se construyó también el Modelo de Elevación Digital (MED). A partir del MED se levantaron los perfiles topográficos longitudinales y transversales del relieve, y de los cauces de ríos y quebradas principales.

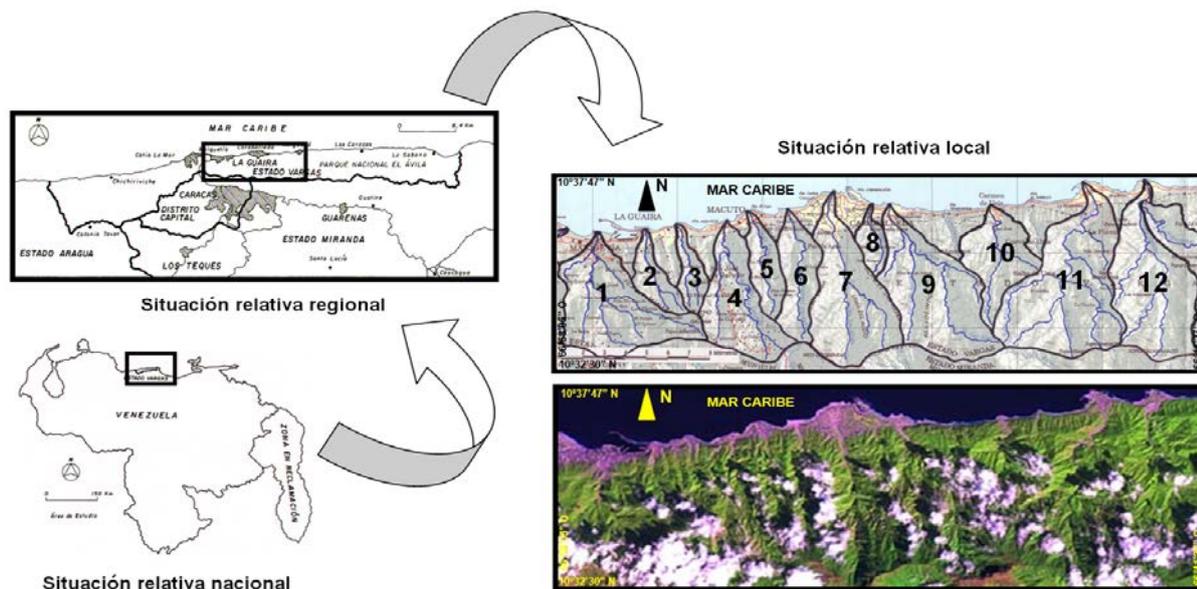


Fig. 1: Localización de las cuencas de drenaje del área de estudio: (1) quebrada Piedra Azul, (2) quebrada Osorio, (3) quebrada Cariaco, (4) río San José de Galipán, (5) quebrada El Cojo, (6) quebrada Camurí Chiquito, (7) quebrada San Julián, (8) quebrada Seca, (9) río Cerro Grande, (10) río Uriá, (11) río Naiguatá y (12) río Camurí Grande, vertiente norte del macizo “El Ávila”, estado Vargas, Venezuela. Base cartográfica tomada del mapa “Caracas y alrededores” (mapa especial) a escala 1:100.000 por IGVS, 2003, Caracas; e imagen del satélite “LANDSAT 7 ETM” por CPDI, 2002, Baruta.

Las mediciones y cálculos de los parámetros morfométricos de las cuencas y sus redes de drenaje se realizaron sobre la cartografía digitalizada y el MED, obteniéndose atributos básicos lineales, areales, altimétricos y clinométricos. Posteriormente con esa información y las ecuaciones matemáticas que definen al resto de los parámetros, se procedió a sus respectivas estimaciones. Los parámetros morfométricos considerados en este trabajo se presentan en la Tabla 1.

Tabla 1: Parámetros morfométricos medidos, estimados y/o calculados para las cuencas y redes de drenaje.

Variable	Parámetros
Escala de la cuenca (10 parámetros)	1. Área (A) (Km ²); 2. Área de la vertiente mayor (A _{Vmay}) (Km ²); 3. Área de la vertiente menor (A _{Vmen}) (Km ²); 4. Perímetro (P) (Km); 5. Longitud (L) (Km); 6. Ancho promedio (a) (Km); 7. Ancho máximo (a _{máx}) (Km); 8. Diámetro (D) (Km); 9. Área del rectángulo equivalente al de la cuenca (A _r) (Km ²); 10. Perímetro de un círculo igual al área de la cuenca (P _c) (Km)
Gradiente y forma del relieve de la cuenca (18 parámetros)	11. Altitud mínima (h) (msnm); 12. Altitud máxima (H) (msnm); 13. Altitud media (H _m) (msnm); 14. Altitud de la naciente de la corriente principal (H _n) (msnm); 15. Altitud del desagüe de la corriente principal (h _d) (msnm); 16. Relieve máximo (R _m) (m); 17. Radio del relieve (R) (m/Km); 18. Pendiente media del relieve (P _m) (m/m); 19. Concavidad del perfil longitudinal de la corriente principal (C _p); 20. Pendiente media del perfil longitudinal de la corriente principal (P _{cp,m}) (m/m); 21. Relieve máximo de la corriente principal (R _{mcp}) (m); 22. Factor topográfico de la corriente principal (F _t); 23. Pendiente media del total de corrientes de la red de drenaje (P _{tc,m}) (m/m); 24. Integral hipsométrica (IH); 25. Coeficiente de masividad (C _m) (msnm/Km ²); 26. Coeficiente orográfico (C _o); 27. Relieve relativo (R _r) (m/Km); 28. Número de rugosidad de Melton (NR)
Forma de la cuenca (14 parámetros)	29. Elongación (E); 30. Perímetro relativo de crenulación (P _{rc}); 31. Coeficiente de compacidad (K _c); 32. Índice de alargamiento (I _a); 33. Índice de homogeneidad (I _h); 34. Índice de simetría (I _s); 35. Factor forma (F _f); 36. Alargamiento de caquot (A _c); 37. Radio de elongación (R _e); 38. Radio de circularidad (R _C); 39. Índice de forma (I _f); 40. Índice entre el largo y el área de la cuenca (I _{Co}); 41. Coeficiente de forma (C _f); 42. Coeficiente de redondez (C _r)

Tabla 1: (Cont.).

Variable	Parámetros
Extensión de la red de drenaje (15 parámetros)	43. Longitud de la corriente principal (L_{cp}) (Km); 44. Longitud media del valle de la corriente principal (L_{vm}) (Km); 45. Longitud total de las corrientes de la red de drenaje (L_{tc}) (Km); 46. Sinuosidad total de la corriente principal (S); 47. Sinuosidad topográfica de la corriente principal (S_t); 48. Sinuosidad hidráulica de la corriente principal (S_h); 49. Centro de gravedad del cauce principal (C_g) (Km); 50. Densidad de drenaje (D_d) (Km/Km ²); 51. Textura del drenaje (T_d) (Km ⁻¹); 52. Coeficiente de mantenimiento del canal (C_{mc}) (Km ² /Km); 53. Extensión media de la escorrentía superficial (E_m) (Km); 54. Longitud del flujo superficial (L_{fs}) (Km); 55. Textura topográfica (T); 56. Intensidad de drenaje (I_d) (Km); 57. Alejamiento medio (A_m)
Orden y magnitud de la red de drenaje (9 parámetros)	58. Número total de corrientes de la red de drenaje (N_t); 59. Orden de la cuenca (u); 60. Relación de bifurcación media (R_{bm}); 61. Relación de longitud media (R_{Lm}); 62. Relación de pendiente media (R_{pm}); 63. Frecuencia media de las corrientes totales de la red de drenaje (F_{mc}) (N _t /Km ²); 64. Coeficiente de torrencialidad (C_t) (N _t /Km ²); 65. Coeficiente de almacenamiento (Ca); 66. Magnitud de la cuenca (M) (N _t)

La información hidrológica de interés, que para el caso que nos ocupa está representada por los volúmenes de detritos correspondientes a: (a) evento de aludes de diciembre de 1999, (b) previos a los aludes de diciembre de 1999 (período de retorno (Tr) = 100 años) y (c) posteriores a los aludes de diciembre de 1999 (Tr = 100 años), fue tomada de Córdova y González (2003) y Artigas y Córdova (2010), quienes estimaron dichos volúmenes empleando métodos topográficos-cartográficos.

Para interpretar el grado de relación entre los parámetros morfométricos y los volúmenes de detritos, se realizó un análisis de correlación lineal (ACL) el cual se basó en la estimación del coeficiente de correlación de Pearson por el método Producto de los Momentos, empleando el complemento Xlstat de Microsoft Excel.

Se desarrolló un Análisis de Componentes Principales (ACP) (Pearson, 1901; Hotelling, 1933) con los parámetros morfométricos, a fin de reducir su dimensionalidad. El ACP se ejecutó empleando el paquete estadístico SPSS Statistics Versión 17.0. Con las puntuaciones estandarizadas de cada componente principal (CP) y por cada cuenca de drenaje, se realizaron los Análisis de Regresión Lineal Múltiple (ARLM).

Los ARLM también se llevaron a cabo empleando el paquete estadístico SPSS, para cada uno de los grupos de CP que representan, a su vez, a cada uno de los grupos de parámetros morfométricos (variables independientes o predictores). Los resultados permitieron identificar los CP que tienen buenas correlaciones con los volúmenes de detritos, y desechar aquellos que no satisficieron a los modelos obtenidos. Se construyeron modelos predictivos con los coeficientes generados por los ARLM.

ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Los mejores coeficientes de correlación (>0,70) entre los volúmenes de detritos y los parámetros morfométricos de las cuencas y redes de drenaje, se observaron para las variables gradiente y forma del relieve de la cuenca y escala de la cuenca. Los coeficientes de correlación obtenidos para los parámetros de la variable escala de la cuenca son significativos, con valores entre 0,66 y 0,78, indicando un peso considerable de las dimensiones de las cuencas en la producción y transporte de sedimentos durante eventos extremos. Los parámetros morfométricos que presentan las mejores correlaciones (>0,70) con los volúmenes de detritos son: área de la cuenca, ancho promedio, diámetro y perímetro de un círculo igual al área de la cuenca. Los parámetros morfométricos de la variable gradiente y forma del relieve de la cuenca que exhiben buenos coeficientes de correlación (>0,70) con los volúmenes de detritos, son los vinculados a desniveles (radio del relieve), pendientes (pendiente media del perfil longitudinal de la corriente principal) y lo pronunciado del relieve montañoso (coeficiente de masividad, coeficiente orográfico, relieve relativo y número de rugosidad de Melton). Estos coeficientes son negativos debido a que las menores pendientes de las corrientes principales, así como un relieve montañoso relativamente menos pronunciado, corresponden a aquellas cuencas de drenaje de mayores áreas, y viceversa.

Según el Análisis de la Varianza Total Explicada (AVTE) como parte del ACP, todos los parámetros morfométricos agrupados en la variable escala de la cuenca se explican en un mismo componente (CP 1). Este CP 1 explica por sí solo al 94,38 % de los parámetros agrupados en dicha variable. En el caso de la variable gradiente y forma del relieve de la cuenca se obtuvieron cuatro CP, los cuales en conjunto explican al 91,42 % de los parámetros que representan a la variable mencionada. Con la variable forma de la cuenca, el AVTE alcanzó su mejor porcentaje de representación en dos CP que aglutinan al 90,58 % de los parámetros que la representan. Para la variable extensión de la red de drenaje se generaron tres CP, en el tercero de los cuales se explica el 93,82 % de la varianza total acumulada. Y en el caso de la variable orden y magnitud de la red de drenaje, se obtuvieron de igual forma tres CP, en cuyo CP 3 se alcanza una varianza total explicada acumulada de 84,65 %.

Para los modelos generados con el ARLM entre el CP de la variable escala de la cuenca y los volúmenes de detritos, se obtuvieron buenos coeficientes de correlación (entre 0,730 y 0,742) e índices de determinación bajos (entre 0,533 y 0,551), y la significancia presentó valores bajos (entre 0,006 y 0,007), indicando que las variables

consideradas en el modelo son independientes. Con la variable gradiente y forma del relieve de la cuenca se obtuvieron mejores resultados en comparación con la variable anterior (altos coeficientes de correlación, buenos índices de determinación y muy baja significancia), indicando que estos parámetros son buenos predictores de los volúmenes de detritos. Para la variable forma de la cuenca, los estadísticos evaluadores de la eficiencia de los modelos presentaron valores menos ajustados, indicando que dicha variable es una predictora de baja confiabilidad de los volúmenes de detritos. Con la variable extensión de la red de drenaje también se obtuvieron muy buenos resultados, aunque ligeramente menos ajustados en comparación con la variable gradiente y forma del relieve de la cuenca, con lo cual estos modelos se consideran predictores aceptables. Los modelos resultantes con la variable orden y magnitud de la cuenca, mostraron muy bajos coeficientes de correlación e índices de determinación, con significancias muy altas, datos que revelan que los parámetros morfométricos de dicha variable, no funcionan como predictores de los volúmenes de detritos.

Se construyeron modelos predictivos (ecuaciones lineales) con los CP de cada variable morfométrica y para cada parámetro de volúmenes de detritos (Tabla 2), y se estimaron las magnitudes de estos últimos, comparándolos posteriormente con las magnitudes tomadas como datos de entrada (Tabla 3). Estos modelos solo funcionaron con las variables escala de la cuenca, gradiente y forma del relieve de la cuenca, forma de la cuenca y extensión de la red de drenaje. En el caso del parámetro volúmenes de detritos del evento de aludes de diciembre de 1999, sus mejores modelos están representados por los de las variables gradiente y forma del relieve de la cuenca y extensión de la red de drenaje, mientras que con las otras variables, sus coeficientes de correlación indican que dichos modelos son poco eficientes. Con los parámetros volúmenes de detritos previos y posteriores a los aludes de diciembre de 1999, solamente funcionaron como buenos modelos los generados con la variable gradiente y forma del relieve de la cuenca.

Tabla 2: Modelos (ecuaciones) estadístico-matemáticos predictivos de los volúmenes de detritos.

Parámetro de respuesta hidrológica	Variable morfométrica	Modelo estadístico-matemático predictivo de los volúmenes de detritos
Volumen de detritos (evento Diciembre 1999) (Vd) (m ³)	Escala de la cuenca	$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1$ Vd = 1664659,595 + 387055,437(CP1)
	Gradiente y forma del relieve de la cuenca	$Y = \beta_0 + \beta_2 X_2 + \beta_3 X_3$ Vd = 1774218,744 + (-456631,453(CP2)) + (-361128,173(CP3))
	Forma de la cuenca	$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1$ Vd = 1689853,701 + 300943,038(CP1)
	Extensión de la red de drenaje	$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \beta_3 X_3$ Vd = 1710616,073 + (-249259,773(CP1)) + 224241,079(CP2) + (-328038,396(CP3))
Volumen de detritos previo al alud (Tr = 100 años) (Vd _{pre-d}) (m ³)	Escala de la cuenca	$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1$ Vd_{pre-d} = 856136,743 + 212589,038(CP1)
	Gradiente y forma del relieve de la cuenca	$Y = \beta_0 + \beta_2 X_2 + \beta_3 X_3$ Vd_{pre-d} = 914395,354 + (-258457,229(CP2)) + (-160091,436(CP3))
	Forma de la cuenca	$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1$ Vd_{pre-d} = 869802,192 + 178301,838(CP1)
	Extensión de la red de drenaje	$Y = \beta_0 + \beta_2 X_2$ Vd_{pre-d} = 872484 + 152077,774(CP2)
Volumen de detritos posterior al alud (Tr = 100 años) (Vd _{pos-d}) (m ³)	Escala de la cuenca	$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1$ Vd_{pos-d} = 1011982,558 + 214648,581(CP1)
	Gradiente y forma del relieve de la cuenca	$Y = \beta_0 + \beta_2 X_2 + \beta_3 X_3$ Vd_{pos-d} = 1073998,700 + (-266846,725(CP2)) + (-169819,436(CP3))
	Forma de la cuenca	$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1$ Vd_{pos-d} = 1025933,695 + 188337,200(CP1)
	Extensión de la red de drenaje	$Y = \beta_0 + \beta_2 X_2$ Vd_{pos-d} = 1028949,535 + 155519,996(CP2)

Tabla 3: Magnitudes de los volúmenes de detritos estimados con los nuevos modelos predictivos.

Cuenca	Volumen de detritos (evento Diciembre 1999) (Vd) (m ³)	Volumen de detritos (evento Diciembre 1999) (Vd) (m ³) estimados por los modelos predictivos generados por el ARLM			
		Escala de la cuenca	Gradiente y forma del relieve de la cuenca	Forma de la cuenca	Extensión de la red de drenaje
Qda. Piedra Azul	2.217.861	1.925.063,29	2.277.070,78	2.159.918,65	2.188.299,54
Qda. Osorio	839.182	1.229.814,17	894.098,72	1.457.742,28	911.380,99
Qda. Cariaco	1.000.866	1.281.404,69	914.472,71	1.443.841,72	1.380.026,32
Río San José de Galipán	1.616.197	1.715.099,69	1.536.783,07	1.631.065,51	1.569.855,09
Qda. El Cojo	1.142.693	1.313.750,28	1.620.437,71	1.236.462,07	949.554,75
Qda. Camurí Chiquito	1.789.882	1.515.614,55	1.573.113,13	1.282.778,15	1.690.184,48
Qda. San Julián	2.636.280	1.969.484,30	2.505.443,51	1.794.523,78	2.285.280,11
Qda. Seca	1.616.905	1.134.825,87	1.426.682,20	1.586.751,31	1.310.878,51
Río Cerro Grande	1.680.163	2.147.120,38	1.762.363,27	1.750.455,89	2.012.930,76
Río Uria	1.396.063	1.637.631,65	1.414.705,43	1.944.049,63	1.719.094,03

Tabla 3: (Cont.).

Cuenca	Volumen de detritos (evento Diciembre 1999) (V_d) (m^3)	Volumen de detritos (evento Diciembre 1999) (V_d) (m^3) estimados por los modelos predictivos generados por el ARLM			
		Escala de la cuenca	Gradiente y forma del relieve de la cuenca	Forma de la cuenca	Extensión de la red de drenaje
Río Naiguatá	2.070.029	2.323.234,67	2.114.649,91	2.222.464,94	1.905.491,36
Río Camurí Grande	2.225.500	2.038.577,48	2.205.064,76	1.735.883,93	2.308.645,07
Coeficiente de correlación =		0,73	0,94	0,58	0,89
Cuenca	Volumen de detritos previo al alud (Tr = 100 años) ($V_{d_{pre-d}}$) (m^3)	Volumen de detritos previo al alud (Tr = 100 años) ($V_{d_{pre-d}}$) (m^3) estimados por los modelos predictivos generados por el ARLM			
		Escala de la cuenca	Gradiente y forma del relieve de la cuenca	Forma de la cuenca	Extensión de la red de drenaje
Qda. Piedra Azul	1.313.876,6	999.162,69	1.216.658,95	1.148.304,88	909.752,83
Qda. Osorio	484.302,0	617.299,20	444.196,55	732.281,51	709.350,73
Qda. Cariaco	598.214,6	645.635,13	450.843,25	724.045,74	699.402,64
Río San José de Galipán	949.533,7	883.840,81	794.429,03	834.971,54	1.036.887,86
Qda. El Cojo	645.815,8	663.400,85	789.944,06	601.178,07	806.957,72
Qda. Camurí Chiquito	790.841,8	774.274,20	802.438,18	628.619,28	867.507,73
Qda. San Julián	1.167.764,1	1.023.560,80	1.226.590,56	931.816,81	842.415,62
Qda. Seca	701.950,7	565.127,16	716.326,57	808.716,39	705.172,34
Río Cerro Grande	726.539,7	1.121.126,88	939.402,05	905.707,60	1.050.305,94
Río Uria	594.491,5	841.291,72	778.451,95	1.020.407,44	850.902,72
Río Naiguatá	1.171.900,4	1.217.857,13	1.122.092,11	1.185.362,12	1.174.135,18
Río Camurí Grande	1.268.855,7	1.061.510,02	1.163.948,49	897.074,04	976.490,02
Coeficiente de correlación =		0,74	0,90	0,63	0,59
Cuenca	Volumen de detritos posterior al alud (Tr = 100 años) ($V_{d_{pos-d}}$) (m^3)	Volumen de detritos posterior al alud (Tr = 100 años) ($V_{d_{pos-d}}$) (m^3) estimados por los modelos predictivos generados por el ARLM			
		Escala de la cuenca	Gradiente y forma del relieve de la cuenca	Forma de la cuenca	Extensión de la red de drenaje
Qda. Piedra Azul	1.450.556,8	1.156.394,13	1.384.269,23	1.320.111,35	1.067.061,93
Qda. Osorio	559.328,6	770.831,17	585.678,27	880.672,93	862.123,80
Qda. Cariaco	763.351,3	799.441,63	593.040,31	871.973,64	851.950,55
Río San José de Galipán	1.105.391,8	1.039.955,02	948.663,16	989.142,67	1.197.074,61
Qda. El Cojo	785.742,1	817.379,46	949.333,52	742.190,60	961.940,10
Qda. Camurí Chiquito	955.779,3	929.326,94	958.216,14	771.176,28	1.023.860,62
Qda. San Julián	1.339.209,2	1.181.028,60	1.406.726,63	1.091.438,68	998.200,57
Qda. Seca	924.004,9	718.153,70	869.639,72	961.409,80	857.850,84
Río Cerro Grande	855.618,0	1.279.539,90	1.096.573,52	1.063.859,97	1.210.796,41
Río Uria	773.861,3	996.993,72	926.735,08	1.185.015,46	1.006.879,77
Río Naiguatá	1.379.301,3	1.377.207,26	1.286.902,26	1.359.254,28	1.337.428,47
Río Camurí Grande	1.393.452,4	1.219.345,48	1.331.070,34	1.054.740,49	1.135.309,69
Coeficiente de correlación =		0,73	0,90	0,65	0,59

CONCLUSIONES

Los volúmenes de detritos previamente estimados y tomados como información de entrada en este trabajo, revelan magnitudes importantes en la producción, transporte y depositación de sedimentos vinculados a la ocurrencia de eventos extremos de precipitación, colocando de claro manifiesto la evidente peligrosidad por crecientes y aludes torrenciales de estos sistemas hidrogeomorfológicos.

El ACL reveló buenas correlaciones entre los volúmenes de detritos y la mayoría de los parámetros morfométricos correspondientes a la variable escala de la cuenca, así como con algunos parámetros de la variable gradiente y forma del relieve de la cuenca.

El ACP permitió reducir la dimensionalidad de los grupos de parámetros morfométricos, definiendo como nuevas variables a los componentes o factoriales creados para cada grupo o variable morfométrica inicial.

Los ARLM con los CP de las variables morfométricas, arrojaron muy buenos índices de correlación y de determinación entre los volúmenes de detritos y los CP de la variable gradiente y forma del relieve de la cuenca, y buenos índices con los CP de las variables extensión de la red de drenaje y escala de la cuenca.

Para cada parámetro de volúmenes de detritos considerados en el trabajo, se obtuvieron modelos predictivos de dichas respuestas hidrológicas a partir de los ARLM. Cada modelo responde a los CP de un conjunto de parámetros morfométricos agrupados en variables morfométricas. De esta manera, las estimaciones de las magnitudes de los volúmenes de detritos con los modelos predictivos generados en esta investigación, y comparadas con las magnitudes tomadas como datos de entrada, permitieron observar que los modelos que mejores se ajustan, son los correspondientes a la variable gradiente y forma del relieve de la cuenca.

Esta investigación aporta como resultados significativos, el establecimiento de las relaciones que existen entre los parámetros morfométricos de las cuencas y sus redes de drenaje y los parámetros de respuesta hidrológica referidos a volúmenes de detritos, los primeros como condicionantes de las magnitudes de los segundos. Así mismo, se identificaron los grupos de parámetros morfométricos con mayor peso en el control de los volúmenes (magnitudes) de detritos aportados por aludes torrenciales. Los modelos predictivos generados permiten estimar magnitudes de volúmenes de detritos a partir de la morfometría de las cuencas, y en particular para aquellos sistemas hidrogeomorfológicos de los que no se dispone de información hidrométrica instrumental. Los modelos son extrapolables a todas las otras cuencas que presentan características físico-naturales similares, es decir, a las cuencas que forman parte del mismo contexto o sistema fisiográfico, tanto para la vertiente norte de la Cordillera de la Costa (tramo central) venezolana, como para su vertiente sur. El modelo metodológico es también reproducible para estimar volúmenes de detritos transportados, en otras cuencas de ambiente montañoso.

Referencias bibliográficas

- Artigas, J., & Córdova, J. (2010). Estimación de volúmenes y picos de aludes torrenciales y producción de sedimentos en cuencas del estado Vargas. En J. López (Comp.), *Lecciones aprendidas del desastre de Vargas: Aportes científico-tecnológicos y experiencias nacionales en el campo de la prevención y mitigación de riesgos* (pp. 239-257). Caracas, Venezuela: Instituto de Mecánica de Fluidos, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela.
- Artigas, J., López, J., & Córdova, J. (2004). Producción de sedimentos en las cuencas de la vertiente sur del Parque Nacional El Ávila [Documento en DC]. En *Jornadas de Investigación de la Facultad de Ingeniería 2004*, Caracas. Disponible: [Jornadas de Investigación de la Facultad de Ingeniería 2004](#). Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería.
- Artigas, J., López, J. L., & Córdova, J. R. (2006). Methodology to estimate the total sediment transport in mountainous river basins. *Revista Técnica de la Facultad de Ingeniería. Universidad del Zulia*, 29(3), 221-234.
- Centro de Procesamiento Digital de Imágenes. (2002). *LANDSAT 7 ETM, resolución espacial 30 metros, multispectral combinación bandas 543* [Imagen de satélite]. Baruta, Venezuela: Autor.
- Córdova, J., & González, M. (2003). Estimación de los volúmenes y caudales máximos que produjeron los aludes torrenciales ocurridos en Diciembre de 1999 en cuencas del Litoral Central del estado Vargas, Venezuela. *Acta Científica Venezolana* [Revista en línea], 54 (1), 33-48. Disponible: <http://acta.ivic.ve> [Consulta: 2017, Marzo 22]
- Dirección de Cartografía Nacional. (1958). *Hojas II-8, III-8, IV-8, I-9, II-9, III-9, IV-9, I-10, II-10, III-10, IV-10, I-11, II-11, III-11, IV-11, I-12, II-12, III-12, IV-12, I-13, II-13, III-13 y IV-13* [Planos topográficos a escala 1:5.000, Proyecto BITUCOTEX]. Caracas, Venezuela: Autor.
- Dirección de Cartografía Nacional. (1979). *Hoja 6847-IV-SO 23 de Enero; Hoja 6847-I-SO Curupao; Hoja 6847-IV-NE El Caribe; Hoja 6847-IV-SE Los Chorros; Hoja 6847-IV-NO Maiquetía; y Hoja 6847-I-NO Naiguatá* [Cartas topográficas a escala 1:25.000]. Caracas, Venezuela: Autor.
- Foghin, S. (2001). Algunas consideraciones meteorológicas acerca de la catástrofe del Estado Vargas en Diciembre de 1999. *Aula y Ambiente*, 1, 93-98.
- Gobernación del Distrito Federal. (1984). *Hojas B-42, C-42, D-42, E-42, B-43, C-43, D-43, E-43, B-44, C-44, D-44, B-45, B-46, B-47, B-48 y B-49* [Planos topográficos a escala 1:5.000]. Caracas, Venezuela: Autor.
- Hernández, E. (2006). Flujos de barro y escombros durante las tormentas de los días 15 y 16 de diciembre de 1999 en el edo. Vargas, Venezuela. En J. López, y R. García (Comps.), *Los Aludes Torrenciales de Diciembre 1999 en Venezuela* (pp. 443-453). Caracas, Venezuela: Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Instituto de Mecánica de Fluidos.
- Hotelling, H. (1933). Analysis of a complex of statistical variables into principal components. *Journal of Educational Psychology*, 24, 417-441 / 498-520.
- Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar. (2003). *Caracas y alrededores* (Mapa Especial) [Mapa a escala 1:100.000]. Caracas, Venezuela: Autor.
- López, J., Pérez, D., García, R., & Shucheng, Z. (2006). Evaluación hidro-geomorfológica de los aludes torrenciales de diciembre 1999 en Venezuela. En J. López, y R. García (Comps.), *Los Aludes Torrenciales de Diciembre 1999 en Venezuela* (pp. 41-57). Caracas, Venezuela: Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Instituto de Mecánica de Fluidos.
- Martha, T., Reddy, P., Bhatt, C., Raj, K., Nalini, J., Padmanabha, E., Narender, B., Kumar, K., Muralikrishnan, S., Rao, G., Diwakar, P. & Dadhwal, V. (2016). Debris volume estimation and monitoring of Phuktal river landslide-dammed lake in the Zaskar Himalayas, India using Cartosat-2 images. *Landslides*, 1-11.
- Martin, Y., Johnson, E., & Chaikina, O. (2017). Gully recharge rates and debris flows: a combined numerical modelling and field-based investigation, Haida Gwaii, British Columbia. *Geomorphology*, 278, 252-268.
- Martínez, E. (2010). Métodos de cálculos hidrológicos e hidráulicos de los flujos en Vargas de 1999 a partir de la observación de campo. En J. López (Comp.), *Lecciones aprendidas del desastre de Vargas: Aportes científico-tecnológicos y experiencias nacionales en el campo de la prevención y mitigación de riesgos* (pp. 345-355). Caracas, Venezuela: Instituto de Mecánica de Fluidos, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela.
- Pearson, K. (1901). On lines and planes of closest fit to systems of points in space. *Philosophical Magazine*, 2, 559-572.
- Servicio Autónomo de Geografía y Cartografía Nacional. (1995). *Hoja 6847-IV-NE Caraballeda; Hoja 6847-IV-SO Caracas; Hoja 6847-I-SO Curupao; Hoja 6847-IV-NO La Guaira; Hoja 6847-IV-SE Los Chorros; y Hoja 6847-I-NO Naiguatá* [Ortofotomapas a escala 1:25.000]. Caracas, Venezuela: Autor.
- Tiranti, D., Cavalli, M., Crema, S., Zerbato, M., Graziadei, M., Barbero, S., Cremonini, R., Silvestro, C., Bodrato, G., & Tresso, F. (2016). Semi-quantitative method for the assessment of debris supply from slopes to river in ungauged catchments. *Science of the Total Environment*, 554-555, 337-348.

DESLIZAMIENTOS DEL YACUPUNGO

Minard L. Hall (1), Patricia A. Mothes (1), James Vallance (2), Alexandra Alvarado (1)

(1) Instituto Geofísico. Escuela Politécnica Nacional, Quito. (2) U.S. Geological Service, Vancouver, WA
volcan_pete@yahoo.com

ABSTRACT:

During the Holocene Cotopaxi volcano, Ecuador, erupted large volumes of rhyolitic tephra, much of which was deposited westwards, in the area of today's towns of Pastocalle and Lasso, Cotopaxi Province. The Yacupungo hills and adjacent flat areas were gravely affected by many landslides of this rhyolitic tephra debris about 1000 years ago, probably initiated by seismic events along a regional SW-NE fault.

ABSTRACTO:

Las erupciones holocénicas del volcán Cotopaxi generaron millones de metros cúbicos de tefra riolítica, mucho de los cuales fueron depositados al oeste del volcán en los alrededores de los pueblos actuales de Pastocalle y Lasso, Provincia de Cotopaxi. Hace mil años tanto las colinas cercanas de Yacupungo como las zonas planas y pobladas de este sector fueron gravemente afectadas por numerosos deslizamientos, aparentemente disparados por movimientos sísmicos, a lo largo de fallas tectónicas cercanas de orientación NE-SW.

Palabras clave: Manto de tephra, sacudón de la tierra, grandes derrumbes, Pastocalle, Ecuador, 1000 aAP.

Key words: Thick tephra deposits, landslides due to seismic movements, Pastocalle Ecuador, 1000 yBP.

INTRODUCCIÓN

La amenaza de grandes derrumbes en la Sierra Ecuatoriana es real y vigente (Vásconez, 2006). Peor, cuando hay acumulaciones espesas de suelos, ceniza, y piedra pómez, tales como se encuentran al oeste del volcán Cotopaxi. Allí hay muchas colinas y laderas que fueron cubiertas por la caída de tefra de grano grueso dejada por las erupciones pasadas de la Serie F del volcán Cotopaxi entre 9 y 4 mil años AP. Estas acumulaciones alcanzan metros de espesor y se las encuentran distribuidas sobre laderas bien inclinadas. Los depósitos representan un grave peligro para la gente que viven en el área. El derrumbe de Yacupungo representa un caso ejemplar del peligro y amenaza en el área de las poblaciones de Pastocalle, Lasso, y posiblemente Chaupi de las provincias de Cotopaxi y Pichincha.

METODOLOGÍA-RESULTADOS (Los Depósitos)

Las erupciones Holocénicas del Cotopaxi emitieron mucha tephra, la mayoría de la cual fue llevada al Oeste por los vientos predominantes, dejando así potentes espesores de ceniza tanta andesítica como riolítica sobre el Valle Interandino, especialmente a la zona que abarca de Machachi al norte hasta Aláquez al sur. Los detalles de la estratigrafía de tefras de las erupciones pasadas del volcán Cotopaxi fueron descritos por Hall y Mothes (2008). Donde dicha tefra cayó sobre las planicies del Valle, no representa mayor peligro; caso contrario donde cayó sobre las colinas y laderas pendientes de la zona de Yacupungo, al norte de Pastocalle, representa un peligro notable y latente (Fig. 1). En dicha zona existen quebradas de hasta 200 m de profundidad y laderas que cuentan con pendientes de 20-30 grados. Igualmente dichos valles alcanzan 2-3 km de largo antes de llegar a las planicies del Valle Interandino.

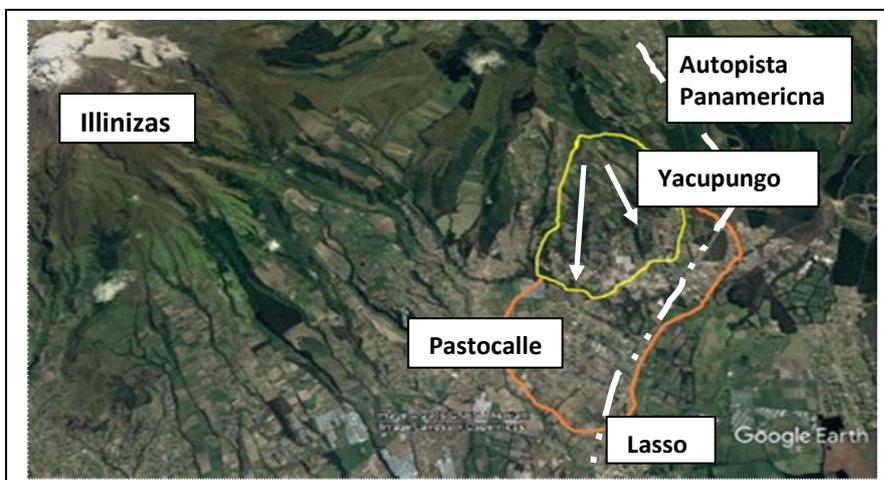


Fig. 1: Imagen tomada de Google Earth que muestra la zona de la fuente de los deslizamientos de Yacupungo (en amarillo) así como los depósitos de los escombros deslizados (zona anaranjada). El volcán Illiniza se ve en el rincón izquierdo superior del foto.



Fig. 2: Foto tomada en las afueras de Pastocalle, que muestra parte del gran espesor de capas de las tefras riolíticas que fueron depositadas por el Volcán Cotopaxi durante los últimos 7800 años.

Los depósitos de tefra están típicamente compuestos de capas espesas (≤ 4 m) de clastos sueltos de piedra pómez gruesa de hasta 5-6 cm de diámetro (localmente llamada "cascajo"). También está acompañada frecuentemente por ceniza fina de pómez. Además ellas pueden ser intercaladas con capas decimétricas de tefra tipo ceniza andesítica. Secuencias holocénicas de estos materiales pueden alcanzar hasta 10 o más metros de espesor en las colinas de Yacupungo (Fig. 2). Dichos depósitos son siempre secos y no muestran evidencia de que viajaron debido al movimiento de agua. La inestabilidad de estos depósitos es debida en cierta parte al hecho de que no están estabilizados por material de grano fino intercalado entre las clastos más grandes de pómez.

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN (CAPAS DISTURBADAS)

En el área del estudio las secuencias de tefras estratificadas han sufrido una notable deformación, estando cortados, doblados, truncados, llevados hacia abajo, o eliminados. Así resulta difícil identificar las unidades estratigráficas una vez que fueron afectadas por dicha deformación.

Se puede apreciar que grandes cobijas o mantos de capas de tefra, o más aún, espesos paquetes de tefra estratificada deslizaron cientos de metros hacia abajo, así sufriendo plegamiento y fallamiento. Parece que en ciertas capas la pómez gruesa se comportaría como rulimanes, así ayudando el deslizamiento de los paquetes de tefra hacia abajo. En unos casos los derrumbes dejaron una cuchilla o arista de hasta diez metros de altura formada de escombros o capas arrugadas de tefra, al llegar a su límite de deslizamiento (Fig. 3). Vale apreciar que en unos casos las cobijas de tefra viajaron 1-7 km adicionales, una vez que alcanzaron el pie del monte. Se ven dichas cuchillas o aristas 1) frente a la iglesia del Sta. Rita y de allá hasta el centro de Chilcapamba, 2) a lo largo de la autopista Panamericana cerca del desvío al Pastocalle, y 3) hacia al sur hasta la fábrica Aglomerados Cotopaxi (Acosa), poco al norte del pueblo de Lasso (Fig. 4). El notable pliegue de las capas visto en la autopista al desvío al Pastocalle forma parte de una arista, producto del plegamiento de las capas que deslizaron juntas desde la colina de Yacupungo. Esto significa que desde las colinas de origen han viajado varios kilómetros antes de parar. Se estima que el área de las pendientes o fuentes de los deslizamientos es aproximadamente 6 km², mientras que el área de depositación de los derrumbes cubre unos 12 km². Vale destacar que esta última área está ahora repleta con minas de cascajo, así como con las casas de los mineros.



Fig. 3: Foto tomada en una cantera cerca de Cuilche, donde se observan las capas de tefras del Cotopaxi completamente disturbadas y falladas en forma semi-imbricada.

CONCLUSIONES (CAUSANTES)

Desde el sismo destructor del 6 de octubre de 1976 cuyo epicentro se localizó pocos kilómetros al norte de Pastocalle, se han venido reconociendo que la región de Pastocalle cuenta con una falla tectónica de orientación NE-SW, la misma que es trazable desde el área de Quilotoa. Este sismo tuvo una magnitud de 5.7 en la escala de Richter y se reportó que hubo 15 muertos. Además fue necesario re-construir unas 5000 casas. Un mes más tarde en Noviembre de 1976 sucedió otro sismo destructor cuyo epicentro fue cerca de Aloasí (población vecina de Machachi), aparentemente en la misma falla. Este contó con otra víctima. Vale indicar que se han realizado varios estudios sobre esta sismicidad (J. Egred, IG-EPN). Parece que esta falla es parte del sistema de fallas nor-orientales causado por la migración del bloque tectónico de Ecuador hacia el Noreste. Se piensa que un sismo de magnitud similar y de una profundidad somera pudiera haber causado un sacudón suficiente para provocar los deslizamientos descritos.

Respecto a cuándo se sucedieron los derrumbes de Yacupungo, se ha asignado una edad entre 800 y 1000 años AP, dado que las capas disturbadas de Yacupungo caen entre la capa de cenizas de la última gran erupción de Quilotoa (Mothes y Hall, 2008) y las cenizas de la erupción de la unidad "X" del Cotopaxi datadas en mil años (Hall y Mothes, 2008). Sería interesante comparar la actividad y frecuencia de ocurrencia de esta falla con la de otras fallas regionales.



Fig. 4: Foto tomada en la margen occidental de la autopista Panamericana al norte del pueblo de Lasso. Se observa una serie de capas de tefra del Cotopaxi bien identificada que fue plegadas conjuntamente por los deslizamientos de Yacupungo. Este afloramiento es parte de una arista que marca el límite de las capas perturbadas.

Referencias bibliográficas

Hall M, Mothes P (2008) The rhyolitic-andesitic eruptive history of Cotopaxi volcano, Ecuador. Bull Volcanol 70:675-702. doi:10.1007/s00445-007-0161-2

Mothes P, Hall M (2008) The Plinian fallout associated with Quilotoa's 800 yr BP eruption, Ecuadorian Andes. J. Volcan. Geothermal Res. 176, 56-70.

Vásconez R (2006) Estudio Geológico de los Flujos de Lodo Asociados al Terremoto del 20 de Junio de 1698, que destruyeron la Primera Ciudad de Ambato: Tesis de Grado, Fac. Geología, Esc. Politécnica Nac., 306 pp.

SINTESIS DE RESULTADOS DE LOS ENSAYOS METODOLÓGICOS PARA LA ZONIFICACIÓN DE SUCEPTIBILIDAD A MOVIMIENTOS EN MASA, HOJA RIOBAMBA ESCALA 1:50 000

C. Otavalo (1), A. Pulupa (2), G. Plaza (3)

- (1) Dir. Geología, Instituto de Investigaciones Geológicas, Mineras y Metalúrgicas, Las Malvas E15-142 y de los Perales, Quito. cesar.otavalo@geoinvestigacion.gob.ec
(2). Dir. Geología, Instituto de Investigaciones Geológicas, Mineras y Metalúrgicas, Las Malvas E15-142 y de los Perales, Quito. anibal.pulupa@geoinvestigacion.gob.ec
(3) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. g24plaza@yahoo.com

Synthesis of Methodological Tests Results for the Susceptibility Zoning to Mass Movements, Riobamba Sheet Scale 1:50 000. 6 methodological tests were carried out which were based on heuristic and statistical analysis using the Brabb, Mora-Vahrson, Mora-Vahrson-Mora, Parameters Weight (4 and 6 factors) and Univariate Statistic Methods. The factors used in the analysis and evaluation were selected by experience of the specialist but, in other cases they were determined by the analysis method: Lithology, slope, geomorphology, soil moisture, rainfall, seismicity, land use and vegetal cover.

In the analysis of the results was considered an indicator of relative susceptibility which allowed us to select the susceptibility map to mass movements. It was elaborated by using the Parameters Weight method and four factors (Lithology, slope, geomorphology, land use and vegetal cover). This method is considered as the most appropriate to represent the susceptibility of the area.

Palabras clave: Riobamba, Movimientos en Masa, Zonificación, Susceptibilidad

Key words: Riobamba, Mass Movements, Zoning, Susceptibility

INTRODUCCIÓN ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio se ubica dentro del callejón interandino, en la provincia de Chimborazo, e involucra parte de los cantones de Colta, Chambo y Riobamba (Fig. 1). En el área se encuentran las cabeceras cantonales de Chambo, Colta y al norte la ciudad de Riobamba.

La zona cubre una superficie aproximada de 513 km², entre los 2.600 y 4.400 m.s.n.m., y las coordenadas UTM: 750 500E; 778 200E y 9 815 500N; 9 797 200N, correspondientes a la hoja topográfica Riobamba, IGM (1991), escala 1:50 000.

GEOLOGÍA REGIONAL

Constituye las estribaciones occidentales de la Cordillera Real (CR) y el Valle Interandino (VI) que es considerado como una megaestructura geológica elongada en sentido N-S, ubicado entre las CR y Cordillera Occidental (CO). El VI tiene como basamento rocas metamórficas pre-cretácicas de la CR (Litherland et al., 1994), sus límites, en la región entre Quito y Riobamba es la Falla Peltetec al E y el sistema de Fallas Bulubulu-Pallatanga-Pujilí al O.

GEOLOGÍA LOCAL

Al este de la zona afloran andesitas y basaltos afectados por metamorfismo de bajo grado de la Unidad Peltetec, además de filitas y pizarras de la Unidad Maguazo, cuarcitas, filitas y metandesitas de las Unidades Alao-Paute y Punín, sobreyaciendo a estas rocas metamórficas se encuentran andesitas y dacitas de los Volcánicos Altar, así como escorias, andesitas basálticas y basaltos de los Volcánicos Chambo,

Al centro se observan mayoritariamente areniscas finas y gruesas, amarillas a rojizas, intercaladas con conglomerados de la Formación Yaruquíes, rocas granodioríticas del Plutón de Pungalá, andesitas basálticas y domos andesíticos de los Volcánicos Chambo. Todos estos conjuntos de rocas se encuentran cubiertos por depósitos periclinales de la Formación Cangahua, compuesta por tobas de color café claro; depósitos piroclásticos tipo cenizas, pómez y lapilli.

Depósitos superficiales extensos fueron identificados en la zona y corresponden a terrazas aluviales localizadas en el valle del río Chambo y flujos de escombros provenientes del volcán Altar localizados a lo largo del río Ulpan. Se incluyen los coluviales producto de movimientos en masa MM, localizados en Cacha y depósitos de avalanchas del volcán Chimborazo y del Altar.

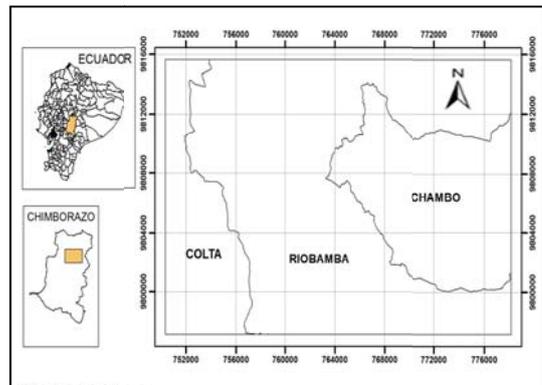


Fig. 1. Ubicación del área de estudio, (PZA, 2013)

Los flujos de lodo están constituidos por clastos de origen metamórfico, volcánico (andesíticos, basálticos, dacíticos), de formas angulosas y redondeadas, envueltos en una matriz arcillo-arenosa. Sobre los 4170 m.s.n.m, están los depósitos glaciares localizados al este.

La Falla Peltetec de la CR se encuentra en el flanco oeste, está orientada a lo largo del río Chambo en sentido N-S; las fallas de la CO y el VI tienen rumbos NNE–SSO con dinámicas normal e inversa, estas fallas afectan principalmente a las rocas metamórficas de la Unidad Punín, así como a las rocas de las formaciones Yaruquíes y Sicalpa. En la parte central varias fallas menores con dinámica normal e indiferenciada afectan las rocas intrusivas del Plutón Pungalá, rocas andesíticas basálticas, depósitos lacustres e inclusive a las rocas de la Formación Cangahua.

MOVIMIENTOS EN MASA HISTÓRICOS

Dentro de la zona de investigación varios movimientos en masa (MM) históricos pudieron originarse por sismos, otros por lluvias, así como por causas antrópicas (Pazos y Vinuesa, 1990). Se han reportado varios eventos en la zona como: El “hundimiento” del pueblo de Cacha (1640), el derrumbe de la montaña de Tixán (1698) y el hundimiento del cono del volcán Carihuairazo (1699). Otros deslizamientos reportados son: El derrumbe del cerro Sicalpa (1797), deslizamientos en Huigra, el cerro Pazán y en el valle del río Chanchán(1931). En la mitad del siglo pasado se indican MM en Alausí y en la red vial de Tixán-Alausí-Chunchi-Zhud. Varios de estos sitios inestables han sido reactivados, entre ellos, las laderas del cerro Pazán, vía Chunchi-Zhud y la vía Alausí-Chunchi (Plaza, 1996; Idrovo, 2006; Brito y León, 2008; Pilatasig y Calero, 2008; Pilatasig e Ibadango, 2009).

INVENTARIO DE MOVIMIENTOS EN MASA

Se identificaron por fotointerpretación, cincuenta (50) MM, representados como polígonos a la escala 1:50.000, de los cuales 44 son del tipo deslizamientos (88%), 5 de tipo complejo (10%) y un flujo de escombros superficial (2%). Los deslizamientos corresponden a 42 de tipo rotacional y 2 traslacional. El 62% de los MM identificados por fotointerpretación, han sido caracterizados durante el trabajo de campo (Fig. 2).

Además, se identificaron 16 MM que a la escala del trabajo son representados como puntos. Estos fenómenos corresponden a 11 deslizamientos (6 traslacionales y 5 rotacionales), 3 tipo flujo y 2 tipo caída.

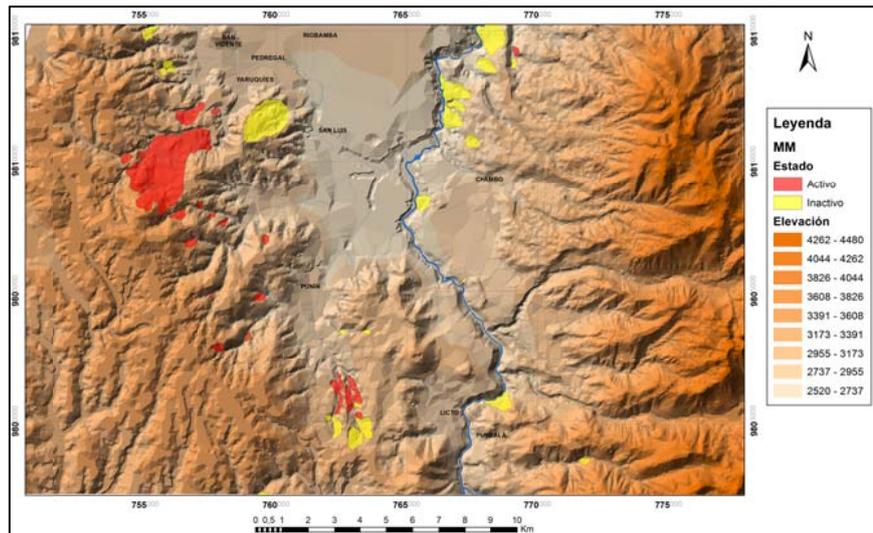


Fig. 2: Mapa de inventario de movimientos en masa de Riobamba, 1:50 000, (PZA, 2013)

FACTORES DE ANALISIS PARA LA ZONIFICACIÓN DE LA SUCEPTIBILIDAD

Los factores de análisis utilizados fueron: Pendiente, Litología, Geomorfología, Cobertura Vegetal, Uso del Suelo, Sismicidad y Precipitaciones, los mismos que se describen a continuación.

Factor Pendiente del terreno, este fue elaborado a partir del Modelo Digital del Terreno, las pendientes son clasificadas en 7 clases de acuerdo a Van Zuidan (1985): 0° - 2°, 2° - 4°, 4° - 8°, 8° - 16°, 16° - 35°, 35° - 55° y > 55°. Las clases son valoradas entre 0 y 7 de acuerdo a Mora, R. (2004)

Factor Litológico, se elaboró con el mapa de Unidades Litológicas, que contiene diecisiete (17) unidades litológicas, de las cuales cinco (5) corresponden a rocas del basamento, cuatro (4) a depósitos superficiales y ocho (8) unidades intermedias, todas con disposición espacial y cronológica diferentes. Las unidades fueron valoradas entre 1 a 5, de acuerdo a la propuesta de Mora y Vahrson (1993;1994). Las unidades con valoración más alta (5) corresponden a los depósitos superficiales tipo lacustres y piroclásticos, presentan estratificación, poca compactación y permeabilidad media a alta. Las unidades con menor valoración (1) fueron rocas de los Volcánicos Altar, esquistos y metandesitas de la Unidad Alao-Paute, estas son rocas competentes, aunque presentan foliaciones y plegamientos, la permeabilidad relativa es baja a media.

Factor Geomorfológico, representado en el mapa de Unidades Geomorfológicas, que contiene 21 unidades, de las cuales ocho (8) tienen un origen endógeno y trece (13) exógeno. Las unidades son valoradas entre 1 a 5, considerando parámetros morfométricos: Desnivel relativo, drenaje; morfología (Forma de laderas y procesos morfodinámicos como son los MM, erosión fluvial y erosión antrópica). La unidad con valoración más alta (5)

corresponde a las cimas redondeadas cubiertas por cangahua, son relieves con mayor desnivel, laderas mixtas y gran densidad de MM; las unidades con valoración uno (1) corresponden a las superficies planas ubicadas en el centro de la zona con desniveles relativos pequeños, densidad de drenaje muy baja, laderas planas y afectadas por procesos diferentes a los MM.

Factor Cobertura Vegetal y Uso del Suelo, identificado en el mapa de Uso de Suelo del SIGAGRO (2005), que contiene 72 unidades de usos de suelo y cobertura vegetal. Las unidades son valoradas de 1 a 5. Las coberturas con la valoración más alta (5) incluyen nieve, hielo y zonas urbanas, mientras que la valoración más baja (1) corresponde a los cuerpos de agua natural como lagunas.

Factor Sismicidad, se identifica en el mapa de Intensidades Sísmicas del Ecuador, la valoración se realiza considerando el valor de la intensidad sísmica de IX a partir de la propuesta presentada por Mora y Vahrson (1993; 1994) o por Mora, R. (2004), según el método utilizado para el análisis. De esta forma el factor sismicidad para el área de estudio corresponde a los valores de siete (7) y/o nueve (9).

Factor Precipitaciones, se representa en un mapa de Intensidad de Precipitaciones elaborado para la zona, los valores del factor Intensidad de Precipitaciones fueron categorizados de “bajos” y “muy bajos”. Proaño (2012) considera que este parámetro debe ser evaluado tomando en cuenta el valor de lluvias máximas en 24 horas del Ecuador (245mm) con un periodo de retorno de 100 años.

METODOLOGÍA Y RESULTADOS

Los ensayos metodológicos realizados en este trabajo corresponden a zonificación regional de la susceptibilidad, con excepción del Método Estadístico Univariado (EU) que corresponde al ámbito intermedio (INIGEMM, 2013). El estudio engloba métodos heurísticos y teóricos, que fueron aplicados en paralelo en busca de resultados adecuados de la susceptibilidad por MM. Las características de los métodos de análisis propuestos se describen a continuación:

Método de Brabb (B), es un método de zonificación regional o macrozonificación de la susceptibilidad por MM que utiliza tres factores de análisis representados en mapas: el Inventario de MM, las Unidades Litológicas y las Pendientes. El fundamento de este método se basa en la sobreposición de mapas y el cálculo de las áreas (Fig. 3).

Método de Ponderación de Parámetros o Combinación de Mapas Cualitativos (PP), es un método heurístico o empírico, en el cual se utilizan factores de análisis que se combinan mediante el uso de puntajes ponderados para cada factor. Estos puntajes varían según el caso y depende de la experiencia del especialista para asignar el valor a cada factor. Para el ensayo metodológico se utilizó el siguiente algoritmo, que implica la ponderación de cada factor de análisis.

$$H = \frac{W_1(F_1) + W_2(F_2) + W_3(F_3) + W_4(F_4) + W_5(F_5) + \dots + W_n(F_n)}{n}$$

Donde:

H: Valor de la susceptibilidad / amenaza

Fi: Factor de análisis

Wi: Ponderación del parámetro Fi

En el presente trabajo se realizaron dos ensayos con este

método, con 6 factores de análisis como pendientes, litología, uso y cobertura vegetal, geomorfología, precipitaciones y sismicidad (Fig. 4) y con 4 factores de análisis como pendientes, litología, uso y cobertura vegetal y geomorfología (Fig. 5).

Método de Mora-Vahrson (MV), es un método de macrozonificación de la susceptibilidad, se consideran cinco factores que son: Relieve relativo, condiciones litológicas, humedad del terreno, sismicidad e intensidad de precipitación. Se utiliza un algoritmo con factores pasivos (susceptibilidad) y factores de disparo (activos) de los MM. De esta forma el nivel de susceptibilidad/amenaza relativa es el producto de la susceptibilidad y de la acción de los elementos detonantes como se expresa en la ecuación siguiente:

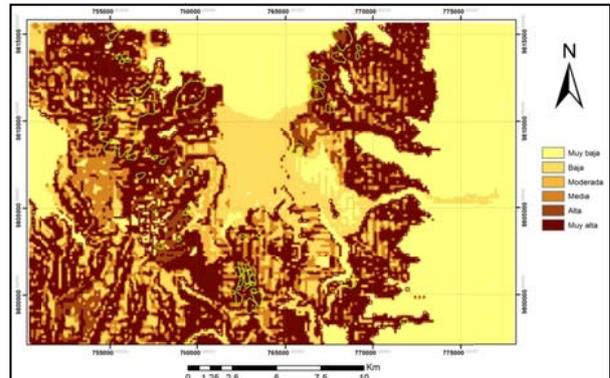


Fig. 3: Mapa de susceptibilidad Método de Brabb, se considera MM representados como polígonos en el Mapa Inventario de MM, pendientes, unidades y subunidades litológicas. Proyecto Zonificación de Amenazas (PZA, 2013)

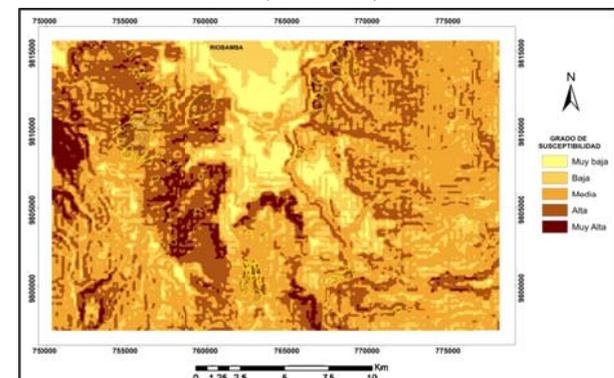


Fig. 4: Mapa de susceptibilidad. Método de PP: 6 factores; (F1) pendiente; (F2) litológico; (F3) uso y cobertura vegetal; (F4) geomorfológico; (F5) Intensidad de precipitaciones y (F6) Intensidad sísmica, (PZA, 2013)

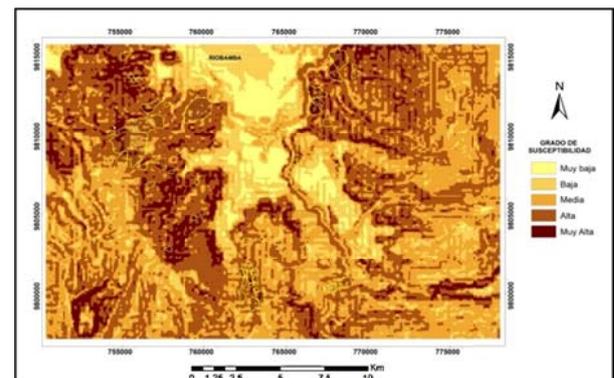


Fig. 5: Mapa de susceptibilidad. Método PP: 4 factores; (F1) Factor pendiente; (F2) litológico; (F3) uso y cobertura vegetal; (F4) geomorfológico, (PZA, 2013)

$$H = (Sr * Sl * Sh) * (Ts + Tp)$$

Donde:

- H: Grado o nivel de susceptibilidad/amenaza
- Sr: Valor del factor relieve relativo
- Sl: Valor del factor litológico
- Sh: Valor del factor humedad natural del terreno
- Ts: Valor del factor detonante por sismicidad
- Tp: Valor del factor detonante por lluvias

El resultado del ensayo se observa en el mapa (Fig. 6).

Método de Mora-Vahrson-Mora (MVM), es una variación de la metodología MV, en el presente trabajo se reemplazó el factor relieve relativo (Sr) por el factor pendiente del terreno (Sp) y el factor detonante por sismicidad (Ts) principalmente en su valoración, tomando como referencia la escala de intensidad de Mercalli-Modificada que tiene valores I a XII (Mora, 2004).

El resultado de este método se observa en el mapa (Fig. 7).

Método Estadístico Univariado (EU), es un método teórico, el más común para obtener una aproximación semicuantitativa y objetiva de la susceptibilidad a MM (INGEOMINAS, 2001). Los factores a emplearse son: Inventario de MM, Pendiente, Unidades Geomorfológicas, Uso y Cobertura del Suelo y Unidades Litológicas, representados en mapas temáticos. Se realiza un análisis estadístico que determina cuantitativamente el área deslizada por cada unidad o polígono cartografiado de cada mapa temático. Se establece la Susceptibilidad Relativa o Parcial (SP), para obtener el peso que cada factor tiene en relación a la generación de deslizamientos, luego se calcula la sumatoria de las áreas de cada tipo de MM inventariados dentro de las áreas que abarca cada Unidad Cartográfica de Parámetro (UCP), teniendo así:

$$\%W = \frac{Dzx * 100}{S}$$

Donde:

- %W: Peso o susceptibilidad de la UCP respecto al movimiento en masa analizado
- Dzx: Superficie acumulada de movimiento en masa de tipo x (km²) sobre la UCP
- S: Superficie acumulada de la UCP (km²)

En el mapa (Fig. 8) se presenta el resultado obtenido.

ANALISIS Y VALIDACION DE RESULTADOS

Análisis comparativos de los resultados de los ensayos metodológicos se efectuaron a través de indicadores. Estos consideran que el objetivo de los indicadores de susceptibilidad relativa, es incluir el mayor número de MM en las clases altas, tratando al mismo tiempo de alcanzar el mínimo de superficie para estas clases (JTC-1, 2008). Para la caracterización de la zonificación de la susceptibilidad se debe determinar: El % de MM que se agrupan en cada clase de susceptibilidad; el % del área MM que se ubica en cada clase de susceptibilidad y el % de cada clase de susceptibilidad en relación al área total de estudio.

El análisis visual de los resultados, considerando el % de MM agrupados en cada clase de susceptibilidad, permite seleccionar los resultados favorables a las condiciones del indicador expresado en el mapa de susceptibilidad. Aunque los ensayos del método MV original y MVM no se ajustan al indicador de susceptibilidad se incluyen en el análisis, para considerar el segundo y tercer criterio se calcula el % de cada clase de susceptibilidad en relación al área total de estudio y el % de masa deslizada en cada clase de susceptibilidad para cada método seleccionado

En las figuras (Fig. 9 y Fig. 10) se exponen los resultados de los cálculos realizados, que expresan los criterios anteriormente mencionados. De la comparación de estos resultados se observa que el ensayo EU y PP4, presentan los valores más altos de % de masa deslizada en las clases de susceptibilidad más altas (alta y muy alta), esto es 97,31% y 81,03 % respectivamente.

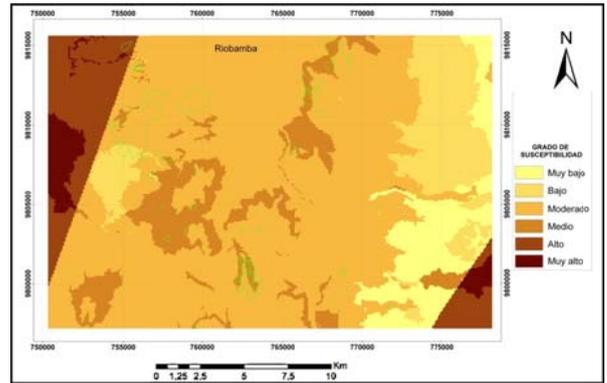


Fig. 6: Mapa de susceptibilidad, Método de MV. Factores de análisis: litología, relieve relativo, humedad, sismicidad y precipitaciones, (PZA, 2013)

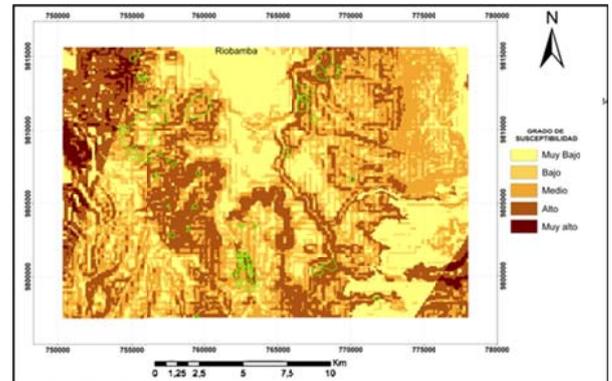


Fig. 7: Mapa de susceptibilidad. Método de MVM, (PZA, 2013).

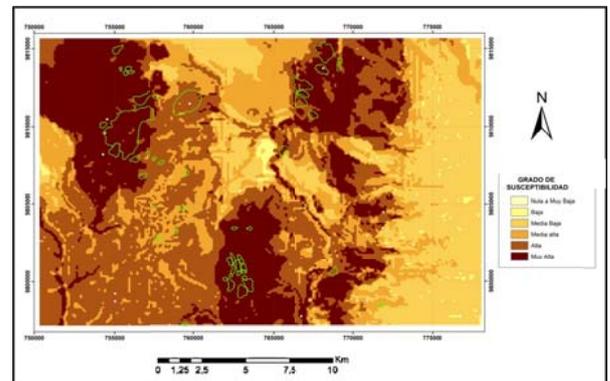


Fig. 8: Mapa de susceptibilidad. Método EU. Factores de análisis: Unidades Geomorfológicas, pendientes, litológicas y Uso de Suelo y cobertura vegetal, Mapa Inventario de MM,

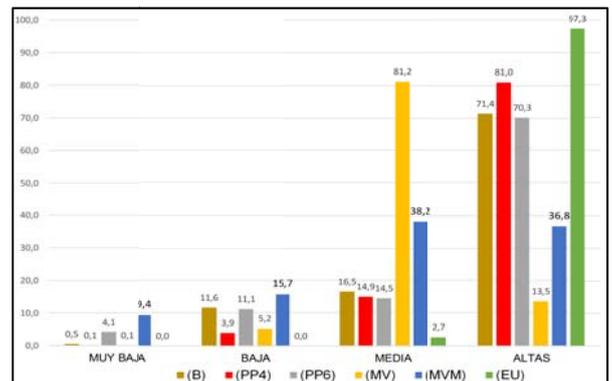


Fig. 9: Porcentaje de masa deslizada en cada clase de susceptibilidad, (PZA, 2013).

Los valores más bajos para esta relación los presenta el ensayo MV y MVM, esto es 13,52 % y 36,76 % respectivamente.

El % de cada clase de susceptibilidad en relación al área total de estudio, considerando la suma de las clases altas (alta y muy alta) son los ensayos de MV y MVM, los que presentan los valores más bajos, esto es 10,83 % y 29,62 % respectivamente. Sin embargo, estos dos ensayos no se ajustan al primer criterio. Por lo tanto, los ensayos de PP6, PP4 y EU tienen el % más alto de la relación área de clase de susceptibilidad con respecto al área total.

Este análisis permite seleccionar el mejor resultado alcanzado, que es el algoritmo utilizado en el método PP4, este resultado representó de mejor manera los criterios escogidos para la susceptibilidad relativa, donde las susceptibilidades fueron categorizadas en 5 clases, Muy Baja, Baja, Media, Alta y Muy Alta. El resultado del trabajo se observa en la (Fig. 5) con el uso del siguiente algoritmo.

$$H = \frac{0.37(F_1) + 0.29(F_2) + 0.13(F_3) + 0.21(F_4)}{4}$$

CONCLUSIONES

El mapa de Inventario de MM se utiliza en el análisis de susceptibilidad con el método de Brabb y el Estadístico Univariado, además para la validación y calibración independiente de resultados de los métodos de PP4, PP6, MV y MVM, confirmando su gran utilidad en el análisis y evaluación de la susceptibilidad y/o amenaza por MM.

En el área de investigación se identificaron 50 MM, de los cuales 44 son tipo deslizamientos, 5 de tipo complejo y un flujo de escombros superficial. Dentro de los deslizamientos 42 son de tipo rotacional y 2 traslacionales. De estos MM, a la fecha del inventario, algunos están activos y representan una amenaza importante para las poblaciones de Cacha, Cocha-Machángara, San Juan de Pallo, Punín, San José de Chalán Grande, Bashalán, Tambug-Lishiron, LLugsi Chico, Quebrada Colorada, Agua Santa, San Francisco de Asís y San Antonio de Bashalán.

Los factores de análisis y evaluación de la susceptibilidad (litología, pendiente, geomorfología, cobertura vegetal y uso del suelo, humedad del terreno, lluvias y sismicidad) son caracterizados y propuestos por los métodos de análisis y/o sujetos a la disponibilidad de información. Sin embargo, la litología y geomorfología son aún factores difíciles de obtener a escala 1:50 000 para algunas zonas del país, asimismo la sismicidad, humedad y precipitaciones en la zona no tienen una buena densidad de información.

Los métodos de PP, B y EU proporcionan mejores resultados de acuerdo al indicador escogido, por otro lado, el método de MV y MVM, presentan un algoritmo importante para las características de la región andina y de nuestro país, no obstante, los factores como la sismicidad, humedad e intensidad de precipitación necesitan mejor caracterización si se los utiliza para el análisis en áreas pequeñas.

La validación de los resultados permitió seleccionar el mejor algoritmo de susceptibilidad y la combinación adecuada de factores para el método PP. En el método EU y B, utilizando el mismo Inventario de MM, tanto para el análisis como para la validación, se determina que la validación no es nada más que la confirmación de la buena utilización del factor movimientos en masa en el análisis, en este caso, se debería utilizar el 50% del inventario en el análisis y el porcentaje restante para la validación, tomando en cuenta una distribución representativa para cada caso.

El resultado del método PP4 con valores de ponderación de los factores utilizados (0,37% pendiente, 0,29% litológico, 0,21% geomorfológico y 0,13% uso del suelo y cobertura vegetal), determina que es el más adecuado para representar la Zonificación de la Susceptibilidad por MM de la zona.

Agradecimientos: Al Proyecto Zonificación de Amenazas por Movimientos en Masa (PZA) del Instituto de Investigaciones Geológicas, Mineras y Metalúrgicas (INIGEMM) por permitir la utilización de los datos para la elaboración de esta publicación y a todo el Personal Técnico involucrado en el Proyecto.

Referencias Bibliográficas

- INGEOMINAS. (2001). Evaluación del Riesgo por Fenómenos de Remoción en Masa, Guía Metodológica. Bogotá.: Primera Edición.
- INIGEMM. (2013). Memoria Técnica Ensayos Metodológicos para la Zonificación de la Susceptibilidad /Amenaza por Movimientos en Masa, Zona de Riobamba. No publicado: Proyecto "Zonificación de Susceptibilidad y Peligros/Amenazas por procesos de Movimientos en Masa, Escala 1:50 000.
- JTC-1. Joint Technical Committee on Landslides and Engineered Slope. (2008). Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for use planning. (<http://www.geoforum.com/jtc1>). Engineering Geology: 102, 83 – 84.
- Litherland, M., Aspden, J., & Jemielita, R. (1994). The Metamorphic Belts of Ecuador. Overseas Memoir 11 of The British Geological Survey.
- Mora, R. (2004). Evaluación de la susceptibilidad al deslizamiento del cantón de San José. San Jose-Costa Rica: Servicios Especializados de Laboratorio de Suelos y Rocas FUNDEVI 0960.
- Mora, S., & Vahrson, W. (1993). Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazard. The Japanese Society of Soil Mechanics and Foundations Engineering Tokyo, Japan, 56-60.

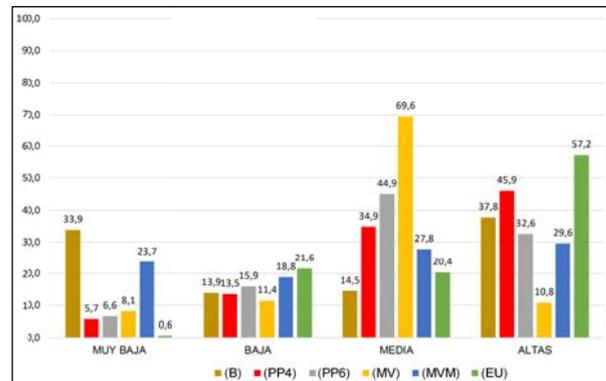


Fig. 10: Área (%) de cada clase de susceptibilidad respecto al área total, (PZA, 2013)

- Mora, S., & Vahrson, W. (1994). Macrozonation Methodology for Landslide Hazard Determination. I Simposio Panamericano de Deslizamientos de Tierra. Sociedad Ecuatoriana de Mecánica de Suelos y Rocas. (págs. 406 –431). Guayaquil – Ecuador: MEMORIAS.
- Pazos, V., & Vinuesa, W. (1990). Contribución al Estudio sobre los deslizamientos en el Ecuador. Quito.: Tesis de Grado. EPN. .
- Plaza, G. (1996). La amenaza y vulnerabilidad por deslizamientos en la región andina del Ecuador. Séptimo Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas, Petróleos y Medio Ambiente. Trabajos técnicos Tomo: II (págs. 513-526). Quito-Ecuador: Colegio de Ingenieros Geólogos, Minas, Petróleos (CIMYPA).
- Proaño, O. (2012). Estudio sobre la definición de parámetros hidrológicos que determina la susceptibilidad a la ocurrencia de deslizamientos en Riobamba y Zaruma. Quito-Ecuador: No Publicado.
- Van Zuidam, R. A. (1985). Aerial photointerpretation in terrain analysis and geomorphologic mapping . The Hague.: Smits Publishers.

CONSTRUCTION OF A THREE-DIMENSIONAL GEOLOGICAL MODEL OF PORTOVIEJO TO SERVE AS A BASE FOR UNDERSTANDING BUILDING DAMAGE AND MICRO-SEISMIC HAZARD ASSESSMENT

Z. Hynd (1,2), V. Toy (2,4), J. Marrero (3), P. Palacios (3), H. Yepes (3)

- (1) ARANZ Geo, 41 Leslie Hills Dr., Riccarton, Christchurch 8011, New Zealand. zakhynd@gmail.com
- (2) Department of Geology, University of Otago, PO Box 56, Dunedin 954, New Zealand. virginia.toy@otago.ac.nz
- (3) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. josemarllin@gmail.com, ppalacios@igeppn.edu.ec, hYepes@igeppn.edu.ec
- (4) Department of Geological Sciences & Engineering, Yachay Tech, San Miguel de Urququí, Hacienda San José s/n Proyecto Yachay.

Abstract (3D Geology of Portoviejo):

The city of Portoviejo was severely impacted by the 16 April 2016 magnitude 7.8 subduction earthquake. Many central business district buildings were damaged to the extent they had to be condemned. Liquefaction and differential settlement also impacted buildings adjacent to the Río Portoviejo. Initial observations show building damage was greatest in multi-story concrete slab constructions on low elevation sites underlain by alluvial soils, and that differences in damage cannot solely be attributed to construction style. This strongly suggests variations in geomechanical properties of the subsurface soils have an influence. We have constructed a preliminary three-dimensional geological model using the software Leapfrog Geo by ARANZGeo which will serve as a basis for earthquake strong ground motion simulations. We correlate this to statistical information about building damage, and in future will refine it with further geomechanical data, then compare strong motion simulation results to seismograms already collected from a dense microseismic deployment.

Key words: *geomechanics, geotechnical engineering, earthquake engineering, liquefaction, three dimensional geology*

INTRODUCTION

On 16 April 2016, Ecuador experienced a magnitude 7.8 subduction earthquake, that caused substantial damage to the provinces of Manabí and Esmeraldas (USGS, 2016). The city of Portoviejo was severely impacted by the event. Many buildings in the central city were damaged to the extent they had to be condemned, and by the end of September 2016, some 7000 residents were still in temporary accommodation in the city.

The local response of buildings to an earthquake is a function of both their engineering design, and of modifications of elastic waves generated at a distance source as they pass through rocks and soils with different geomechanical properties. We have constructed a preliminary three-dimensional geological model using the software Leapfrog Geo by ARANZGeo (<http://www.leapfrog3d.com>), a uniquely powerful software package developed in New Zealand and extensively used in analysis of the relationship between building damage and subsurface geology in the city of Christchurch following the 2010 magnitude 7.1 Darfield, and 2011 magnitude 6.9 Christchurch earthquakes (Gerstenberger et al., 2014). This model will provide a basis for understanding building damage and its relationship to sub-kilometre scale variations in earthquake strong ground motions.

3D GEOLOGICAL MODEL

Our preliminary three dimensional geological model is illustrated in Figure 1. The model has been developed in the UTM zone 17S WGS84 reference frame, but reference frame conversions can be carried out within the Leapfrog Geo software.

We have projected to depth the geological units defined at the surface in the Mapa Hidrogeológico, (Ministerio de Agricultura, Ganadería, Acuicultura y Pesca, 2005) and Mapa Geomorfológico (Ministerio de Agricultura, Ganadería, Acuicultura y Pesca, 2012). Geological units derived from the latter map are summarised in Table 1. We have inferred likely geomechanical properties based on the unit descriptions but would like to verify these with *in situ* observations in future.

In constructing the Leapfrog model, a grid of points (50 m x 50 m) was coded with geology from polygonal GIS shapes that were digitised from the Mapa Geomorfológico by selection with the magic wand tool in Paint software (<http://www.getpaint.net/index.html>). QGIS was used to convert these raster areas to the vector shape files required as input by Leapfrog Geo. The points in the grid were then assigned elevation coordinates from a DEM (digital elevation model; Instituto Geográfico Militar, 2017). Geological contact surfaces were located between points coded as distinct rock units. Building locations (for damage assessment) were assigned elevation coordinates from the DEM. Geologic units from the 3D model were then linked to these datasets.

The main uncertainties in the model result from:

1. Poor constraint in the geological model within the city of Portoviejo, because the geological map does not show geological information in urban areas.

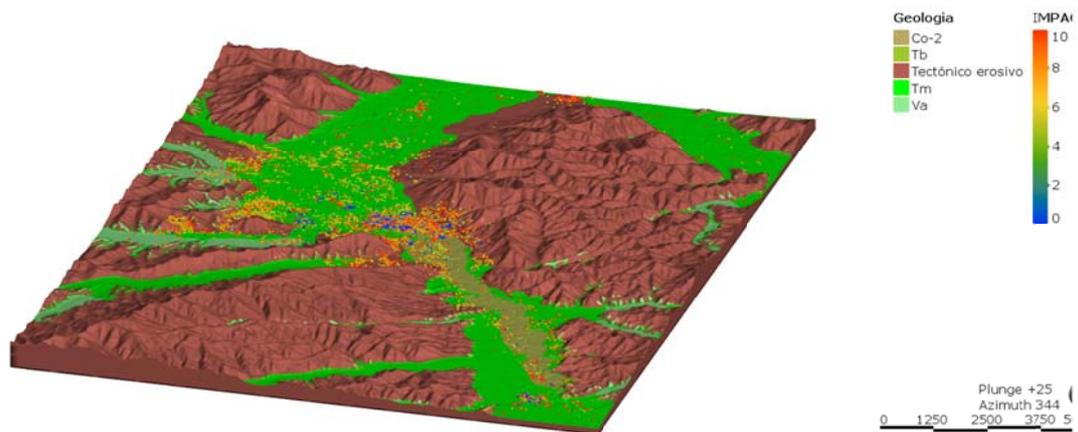
- Non-geological features such as topographical shading, hatch patterns, roads, rivers, and text labels obscured geological unit boundaries during tracing, resulting in holes or inaccuracies in the final GIS polygons imported to Leapfrog Geo.

Better quality GIS data would significantly increase the accuracy of the geological model – particularly the locations of contact surfaces – and allow better correlations of each building to its underlying geology.

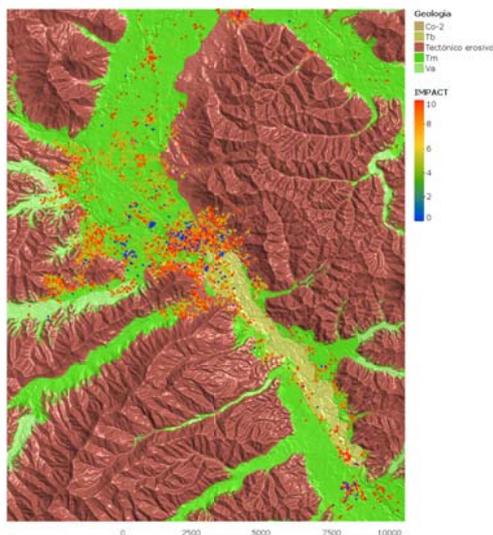
Table 1. Geological Units of Portoviejo

Unit	Description	Inferred geomechanical properties
Te	Tectónico erosivo: Relieve colinado alto y medio [Medium and high relief hillslopes that were the source of the remaining units]	Rock (in the geotechnical sense) Extremely well consolidated.
Co-2	Depósitos coluvio aluviales antiguo [Ancient colluvial and alluvial deposits]	Mixed grain size and angularity Very weakly consolidated
Tm	Depósitos aluviales: Terraza media [Alluvial deposits on intermediate terraces]	Well sorted, meter to decimeter scale silt, sand, and gravel lenses and layers Moderately consolidated
Tb	Depósitos aluviales: Terraza baja y cauce actual [Alluvial deposits on lower terraces and current channels]	Well sorted, meter to decimeter scale silt, sand, and gravel lenses and layers Weakly consolidated
Va	Depósitos aluviales: Valle fluvial [Alluvial deposits in river valleys]	Well sorted, meter to decimeter scale silt, sand, and gravel lenses and layers Moderately to highly consolidated

(A)



(B)



(C)

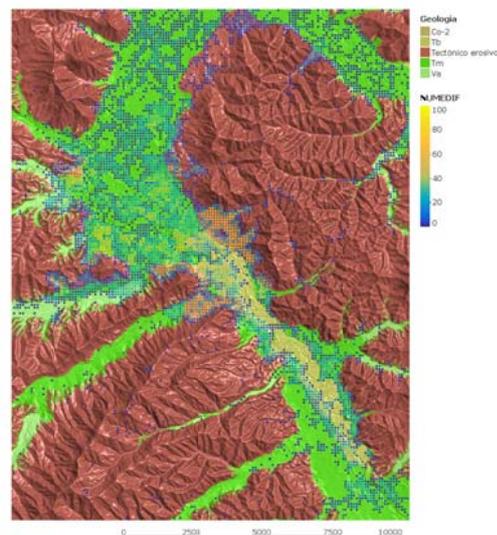


Fig. 1: 3D geological model of Portoviejo, constructed in Leapfrog Geo, with building damage (expressed as impact value) overlain. (A) Oblique view along a line plunging 250 --> 344. (B) Map view. (C) Map view contoured for building density.

BUILDING DAMAGE STATISTICS

In the months after the earthquake, structural engineering assessments of 8003 buildings were undertaken by technicians and engineers. These datasets were examined and from them ‘damage values’ (Table 2) were assigned to the building stock throughout the area of the 3D geological model (Marrero et al., 2017). During this process, 5 categories of damage value were defined and a new methodology was also developed to improve geofencing problems previously detected.

Table 2: Homogenized damage values

Value	Damage description
-1	Without information
0	Low
5	Moderate
9	Severe
10	Collapse demolished or

From the Leapfrog Geo model, we determined the geological unit that underlies each building in the catalogue, allowing a first pass assessment of relationships between damage and subsurface geology.

These statistics demonstrate that most of the buildings are located over the Tm geologic formation (Figure 2a), which makes up the greatest area of the city of Portoviejo. It is more meaningful to compare damaged buildings as a proportion of the total number of buildings located within that unit (Figure 2b). This demonstrates that buildings within unit Tm were comparatively less likely to be significantly damaged than buildings within units Co-2 and Tb. However, these ‘normalized’ data do not show substantial differences between the different geological units. Nevertheless, within the alluvial deposits (Tm, Tb, and Va), normalized building damage was least in the unit we infer is oldest, and therefore most well consolidated (Va), and most in the unit we infer is youngest and therefore least consolidated (Tm). This correlation gives us confidence in our inferences of geomechanical properties based on descriptions and outcrop relationships at map and model scale. Further interpretations of these data require us to back out the influences of construction style.

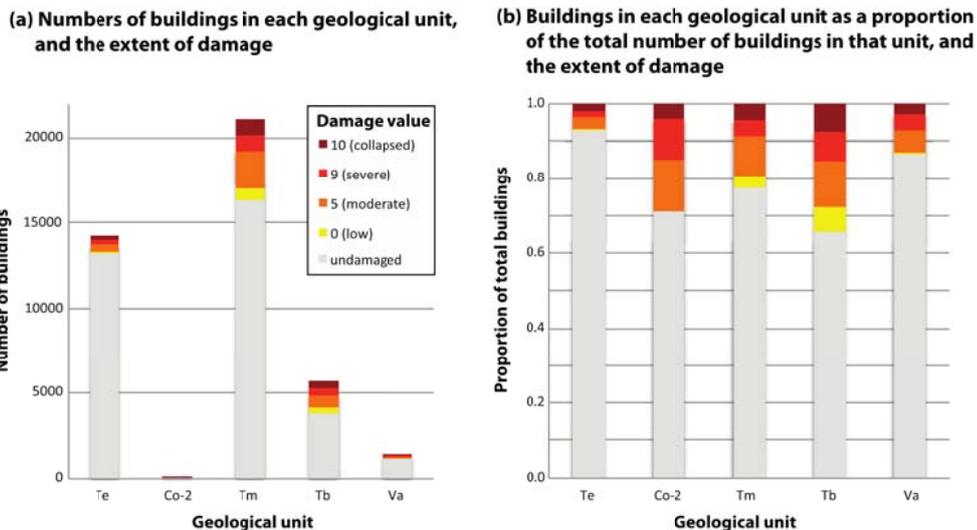


Fig. 2: Numbers of buildings with each damage value correlated to geological unit they are constructed on, according to our 3D geological model of Portoviejo.

OBSERVATIONS OF LIQUEFACTION, BUILDING DAMAGE AND GROUND DEFORMATION

During a visit to the city on 30 September 2016 the following preliminary observations and hypotheses about the distribution of building damage were developed.

Alluvium adjacent to the Rio Portoviejo, which passes through the city centre, was subject to liquefaction and differential settlement. In places, building foundations settled up to 30cm. Settlement was greatest in a linear zone with a width of 20m, approximately 15m away from but parallel to the banks of



Fig. 3: Liquefaction effects. (A) Side view of building which has been subject to the most substantial settlement toward the right of the photo (which is toward the NW, further from the river, and inferred to overlie natural ground); (B) Illustration of zone of differential settlement on aerial photograph

the river (Figure 3). We infer that the immediate riverbanks comprise man made fill. This fill is likely to be uncontrolled – ie. was not subjected to compaction during placement. Liquefaction has the greatest effect in saturated soils of with uniform grading (Bray et al., 2014 Cubrinovski et al., 2011, Green et al., 2011). We infer that the man made fill has a range of particle sizes that mean it is not subject to substantial compaction when the cyclic loading of earthquake waves is applied.

In the Universidad Tecnica de Manabi UTM, two adjacent buildings of identical design and construction displayed different amounts of damage (Fig. 4A, B). The more damaged of these two buildings lies at lower elevation. We infer the ground motions experienced at the lower elevation site were different, and that this is a function of the underlying geology.

The central business district was severely damaged. Buildings there are mostly multi-story, and constructed of brick and concrete or precast concrete panels (Figure 4C, D). Concrete columns containing reinforcing steel are also common. Concrete slab walls were typically fractured and many pieces had fallen out of them (Figure 4C). Plaster over bricks had typically flaked along mortared joints, and brick veneers had detached. Some, but not all, large glass windows were broken.

There was significantly less damage overall in residential areas on hill slopes surrounding the city. Many buildings here are constructed of bamboo (Figure 4E), or are single story block and concrete pillars.

Concrete slab buildings ranging up to two stories in a new housing subdivision to the SW of the airport were effectively undamaged (Figure 4F). We have yet to determine whether this difference from the central business district relates to construction style or underlying geology.



Fig. 4: Examples of building styles and damage in Portoviejo. (A) and (B) are the same style of construction but suffered much more, and less extensive damage respectively, perhaps related to the underlying geology. (C) is a damaged precast concrete slab building in the central business district (CBD), and (D) is a typical brick building in the CBD. (E) is a bamboo house typical of the suburbs. A new wall comprising concrete blocks and reinforcing steel for a concrete column is at left. (F) is a multi-story concrete slab building in a recent subdivision that was undamaged.

FUTURE WORK

We will use the three dimensional geological model to develop a 3D subsurface elastic wave velocity model, which will serve as a basis for earthquake strong ground motion simulations from realistic earthquake source models.

We plan to make further comparisons to (i) statistical information about building age and construction type, and (ii) seismograms collected during aftershocks on broadband instruments temporarily installed at 138 sites throughout the city, over 6 months after the main earthquake.

We also hope to make further observations about the distribution of building damage in person, and to refine the geological model. We will constrain the geomechanical properties of the subsurface soils in hand auger and mechanical boreholes to depths of <6m and <30m respectively. In these boreholes we will document soil type, take selected samples for grain size analyses, make compaction (soil strength) measurements using a scala penetrometer and a dynamic cone penetrometer, and monitor groundwater levels.

We recommend that the geometry of the alluvium defined in the geological model should also be refined by collection and interpretation of variation in the gravitational field strength measured at sites throughout the city (cf. Davy et al., 2013).

Acknowledgments: Special thanks to the PROMETEO Program for financial support, and the Instituto Geografico Militar for its help and collaboration. Agradecimiento especial a los integrantes de la Unidad Técnica de Riesgos del GAD de Portoviejo por su

ayuda prestada en los trabajos de campo y colaboración para la adquisición de datos. ARANZ Geo are acknowledged for allowing their software to be used to construct the 3D models.

References:

- Bray, J., Cubrinovski, M., Zupan, J., Taylor, M. (2014). Liquefaction Effects on Buildings in the Central Business District of Christchurch. *Earthquake Spectra* 30(1), 85-109.
- Cubrinovski, M., Bray, J.D. Merrick, T., Giorgini, S., Bradley, B., Wotherspoon, L., Zupan, J. (2011). Soil Liquefaction Effects in the Central Business District during the February 2011 Christchurch Earthquake. *Seismological Research Letters* 82(6), 893-904.
- Davy, R., Stern, T.A., Townend, J. 2013. Gravity analysis of glaciotectionic processes, central Alpine Fault, South Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 56(2), 100-108
- Gerstenberger, M., McVerry, G., Rhoades, D., Stirling, M., (2014). Seismic hazard modelling for the recovery of Christchurch. *Earthquake Spectra* 30(1), 17-29
- Green, R.A., Wood, C., Cox, B., Cubrinovski, M., Wotherspoon, L., Bradley, B., Algie, T., Allen, J., Bradshaw, A., Rix, G. (2011). Use of DCP and SASW Tests to Evaluate Liquefaction Potential: Predictions vs. Observations during recent New Zealand Earthquakes. *Seismological Research Letters* 82(6), 927-938.
- Instituto Geográfico Militar, (2017). Cartografía del terremoto del 16 de Abril de 2016. Disponible en: <http://www.geoportalmg.gov.ec/portafolio/html/indexportafolio.html>
- Marrero, J.M, Pastor-Paz, J., Erazo, C., Yepes, H., Palacios, P., Ramón, P. y Estrella, C. 2017. Protocolo metodológico para la evaluación del impacto producido por el terremoto de 7.8 mw del 16 de abril de 2016. VIII Jornadas de Ciencias de la Tierra, EPN, Quito.
- Ministerio de Agricultura, Ganadería, Acuicultura y Pesca, (2005). Mapa Hidrogeológico. http://app.sni.gov.ec/sni-link/sni/PORTAL_SNI/PORTAL/AIG/21_hidrogeologia.rar; accessed Jan 2017.
- Ministerio de Agricultura, Ganadería, Acuicultura y Pesca, (2012). Mapa Geomorfológico. 1:25,000.
- USGS, (2016), U. S. Geol. Survey. Scientific Summary. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us20005j32#scientific>. Accessed 24 February 2017.



SESIÓN 4

Hidrología superficial y subterránea

Una visión general a los procesos y a la gestión del recurso hídrico



VALIDACIÓN DE LOS PRODUCTOS DE PRECIPITACIÓN SATELITAL IMERG/TMPA A DIFERENTES ESCALAS ESPACIO-TEMPORALES EN LOS ANDES TROPICALES

B. Manz (1), S. Páez-Bimos (2), N. Horna (2), W. Buytaert (1,3), B. Ochoa-Toachi (1,3), W. Lavado-Casimiro (4), B. Willems (5).

- (1) Department of Civil and Environmental Engineering, Imperial College London, London, U.K.
- (2) Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental, Facultad de Ingeniería Civil y Ambiental, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador. carlos.paezb@epn.edu.ec
- (3) Grantham Institute for Climate Change and the Environment, Imperial College London, London, U.K.
- (4) Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI), Lima, Perú.
- (5) Laboratorio de Teledetección (LABTEL), Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú.

Abstract (title of contribution): *Validation of satellite precipitation products IMERG/ TMPA at variable spatio-temporal scales in the Tropical Andes.* An initial ground validation of the Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG) Day-1 product from March 2014 to August 2015 is presented for the Tropical Andes. IMERG was evaluated along with the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) against 302 quality-controlled rain gauges across Ecuador and Peru. Occurrence frequency, quantitative estimation statistics and probability distribution functions are calculated at different spatial (0.1° , 0.25°) and temporal (1-hr, 3-hr, daily) scales for hydro-meteorologically distinct sub-regions. IMERG shows better characterization of gauge observations when separating rainfall detection and rainfall rate estimation. At corresponding space-time scales, IMERG shows better estimation of gauge rainfall probability distributions than TMPA. However, there is no improvement along the dry Peruvian coastline, where major random and systematic errors persist.

Palabras clave: Andes tropicales, IMERG, TMPA, validación
Key words: Tropical Andes, IMERG, TMPA, ground validation

INTRODUCCIÓN

La falta de observaciones de precipitación en los trópicos no permite una adecuada interpretación del ciclo hidrológico en estas regiones (Wohl et al., 2012). Especialmente en regiones montañosas como los Andes Tropicales, donde la red existente de pluviómetros no logra capturar los patrones variables de precipitación a nivel espacio-temporal (Buytaert et al., 2006). Los productos de precipitación satelital se han convertido en una fuente alternativa de estimación de lluvia con aplicaciones de modelación hidrológica (Zulkafli et al., 2014), pronóstico de caudales (Nikolopoulos et al. 2013), entre otros.

Estudios comparativos han mostrado que el producto (TRMM) Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) (Huffman et al., 2007) supera en su desempeño a otros productos de precipitación satelital, incluyendo PERSIANN (Hsu et al., 1999), CMORPH (Joyce et al., 2004), GSMaP (Kubota et al., 2007), entre otros, en términos de correlación, distribución de intensidad de lluvia y sesgo (Satgé et al. 2016; Derin et al. 2016). En base a la experiencia desarrollada con los productos anteriormente mencionados, en 2014 se ha lanzado la misión GPM (Global Precipitation Measurement) con el fin de abordar las limitaciones de su predecesor TRMM y para aumentar la contribución científica en la comprensión del agua a nivel global y el ciclo de energía (Hou et al., 2014).

Entre las mejoras de la misión GPM constan sensores con mejores resoluciones y tecnología, reducción del tiempo de revisita a menos de 3 horas y ampliación de la cobertura espacial a 65° S 65° N (Hou et al., 2014). El aumento de sensores de microonda pasivos en la constelación de GPM ha permitido un muestreo más frecuente y una calibración cruzada de los sensores, por lo tanto ha aumentado la resolución-espacio temporal del producto de precipitación Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG) a 0.1° (Huffman et al., 2015). Evaluaciones comparativas iniciales entre IMERG Day-1 y TMPA con pluviómetros en diferentes condiciones climáticas y topográficas, en diferentes lugares del mundo como India, Irán, China, han confirmado las mejoras de GPM sobre su predecesor TMPA (Prakash et al., 2016; Tang et al. 2016; Sharifi et al., 2016)

El objetivo de este estudio es evaluar el desempeño de IMERG comparado con TMPA respecto a pluviómetros durante los primeros 17 meses de observación de GPM (marzo 2014- agosto 2015) para caracterizar el impacto de los regímenes de precipitación, así como las condiciones climáticas y topográficas en las estimaciones de IMERG a diferentes escalas espacio-temporales.

METODOLOGÍA

a) Área de Estudio

El área de estudio se extiende desde los 2° N hasta 18.5° S y desde 68.5° O hasta 82° O (aproximadamente $1^{\circ}500.000$ km²), abarca una región con climas muy diversos, desde el norte del Ecuador hasta la meseta central Andina (Altiplano), lo que se denomina Andes Tropicales. Como resultado presenta gradientes extremos de

precipitación de este a oeste. Los patrones de precipitación espacio-temporal son controlados por la migración bianual de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ), EL Niño-Oscilación del Sur (ENSO), la corriente fría de Humboldt en el Océano Pacífico, así como la Cordillera de los Andes y la Cuenca Amazónica (Lavado-Casimiro et al., 2012). Dada la complejidad hidrometeorológica de la zona, la región fue dividida en seis subregiones usando la clasificación de Zulkafli et al., (2014). Las subregiones difieren en sus controladores climáticos, y dan como resultado una amplia gama de regímenes de precipitación, como se muestra en la Figura 1.

b) Datos

La información de lluvia horaria fue obtenida de 302 pluviómetros tipo balancín del Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI), Empresa Pública Metropolitana de Agua Potable y Saneamiento (EPMAPS), Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI) e Iniciativa Regional de Monitoreo Hidrológico de Ecosistemas Andinos (iMHEA). Se generaron acumulaciones horarias de precipitación con los datos de las estaciones mencionadas, a las que además se les realizó controles de calidad definidos en Shen et al. (2010). Finalmente, se acumuló a 3-horas y diario, para poder evaluar con la precipitación satelital a diferentes escalas temporales.

Respecto a la información de precipitación satelital, en este estudio se utiliza la base de datos del IMERG Day-1 versión "Final" (en adelante IMERG) y TMPA 3B42 versión 7 (en adelante TMPA). A continuación, para el caso de IMERG se le acumula desde su resolución nativa 0.1°/30-min a 0.1°/1-hr, 0.25°/3-hr y 0.25°/día para la evaluación con TMPA mientras tanto, TMPA en su resolución nativa de 0.25°/3-hr fue remuestreada a un período de tres horas cerrado y luego acumulado a resolución diaria para compararla con IMERG a diferentes escalas temporales.

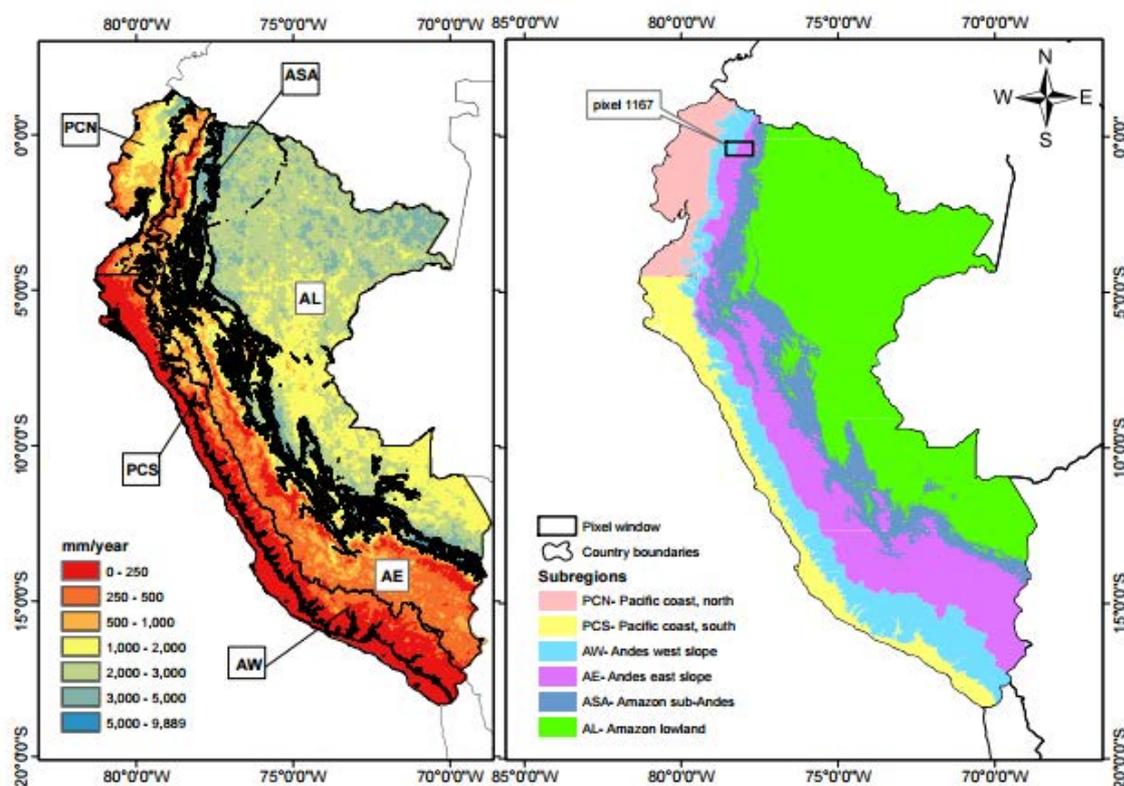


Fig. 1: Izquierda: climatología de media anual de precipitación (1998-2014) derivada de TRMM Precipitation Radar (TPR) (Manz et al., 2016); Derecha: definición espacial de las subregiones climáticas.

c) Métodos de Validación

En este estudio el número de estaciones varía sustancialmente a lo largo de la región, con solo 9.6% y 24% de todos los píxeles de los satélites que contienen más de una estación a 0.1° y 0.25°, respectivamente. Las escalas espacio-temporales con las que se realiza la evaluación en este estudio son: 0.1°/1-hora, 0.25°/3-horas y 0.25°/día.

En la evaluación principal entre observaciones de pluviómetros y productos satelitales IMERG y TMPA, todos los pluviómetros en un mismo píxel de cada producto fueron promediados. La evaluación se divide en las siguientes categorías y se la realiza según las escalas espacio-temporales, obteniendo resultados para cada subregión:

1. Frecuencia de ocurrencia de lluvia (ROF): se establece un umbral de 1mm/h, sobre el cual se define la ocurrencia de lluvia; se suma el número de veces donde los datos exceden este umbral y se los divide para el total de datos.
2. Errores cuantitativos: En base a los datos donde se ha detectado correctamente la ocurrencia de lluvia, se obtiene el coeficiente de correlación (CC), el porcentaje de sesgo (PBIAS) y el error medio cuadrado (RMSE). (Prakash et al., 2016, Tang et al. 2016)
3. CDF.RATIO: Se calcula la razón entre funciones de distribución de probabilidad acumuladas (CDF) empíricas de los productos satelitales sobre las observaciones de los pluviómetros. Un resultado 1 indicaría una relación perfecta entre las distribuciones comparadas.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la Figura 2 se observa que IMERG, en su resolución nativa y en todas las escalas espacio-temporales subestima la frecuencia de ocurrencia (OF) observada por los pluviómetros en todas las subregiones, excepto la costa seca del Perú (PCS) y las tierras bajas del Amazonas (AL); a medida que aumenta la acumulación espacio-temporal mejora la estimación, pero en las subregiones PCS y AL persiste la subestimación. A la resolución de 3-horas TMPA muestra sistemáticamente menores frecuencias de ocurrencias comparado con IMERG, resultando en una sustancial subestimación comparado con los pluviómetros, pero mejor estimación en las subregiones PCS y AL comparado con IMERG. A la resolución diaria, ambos productos de precipitación satelital presentan resultados comparables de OF, aunque la frecuencia de ocurrencia aún se sobrestima en PCS, mientras que en ASA se subestima por ambos productos.

Como se indica en la figura 3, el coeficiente de correlación lineal de Pearson aumenta con el aumento de la escala espacio-temporal. Las subregiones experimentan mayores niveles de precipitación y generalmente exhiben mayores correlaciones medias con poca extensión, con excepción de la subregión PCS. IMERG supera a TMPA, sobre todo en subregiones con elevadas tasas de precipitación (PCN, ASA, AL). RMSE muestra una consistente reducción en errores aleatorios comparando IMERG con TMPA a lo largo de todas las subregiones, siendo, nuevamente, mayor en aquellas subregiones con mayores niveles de precipitación. En términos de error sistemático, TMPA sobrestima a los valores de pluviómetros observados (con un gran sesgo positivo) en las regiones andinas (AE y AW) y en la costa norte del Pacífico (PCN). En estas tres subregiones el PBIAS se reduce sustancialmente para IMERG, sugiriendo que las grandes contribuciones de error sistemático han sido eliminadas. El sesgo es mayor en regiones áridas con precipitaciones poco frecuentes (PCS) para ambos productos, mientras que el sesgo es menor en regiones amazónicas húmedas (ASA y AL) donde ambos productos arrojan resultados comparables. En contraste con todas las subregiones, en PCS IMERG no mejoró a TMPA respecto al sesgo, lo que significa que en condiciones secas no ha mejorado la exactitud en la estimación.

Finalmente, en la Figura 4 se muestra como para ambos productos satelitales existe una sobre-estimación en la distribución de probabilidad acumulada a lo largo de todos los cuantiles y en todas las escalas, excepto para IMERG a la escala de 0.25°/3-horas entre los percentiles 40 y 90. Sin embargo, para las escalas espacio-temporales idénticas, IMERG produce un DCF:RATIO más cercano a 1 que TMPA. A sus resoluciones originales ambos productos sobre-estiman los cuantiles de los pluviómetros con un factor máximo de 2.8 (IMERG) y 2.4 (TMPA) aproximadamente en el percentil 30 y luego decrecen. Adicionalmente se puede notar un incremento a partir del percentil 90 especialmente para IMERG, encontrándose que este incremento está asociado a la región PCS. Así mismo, se puede observar que el CDF.RATIO para IMERG es mucho más bajo que TMPA, especialmente por debajo del percentil 40 en la mayoría de escalas y subregiones, sugiriendo una habilidad superior de IMERG para estimar la distribución de probabilidad de la lluvia. La sobre-estimación de cuantiles de

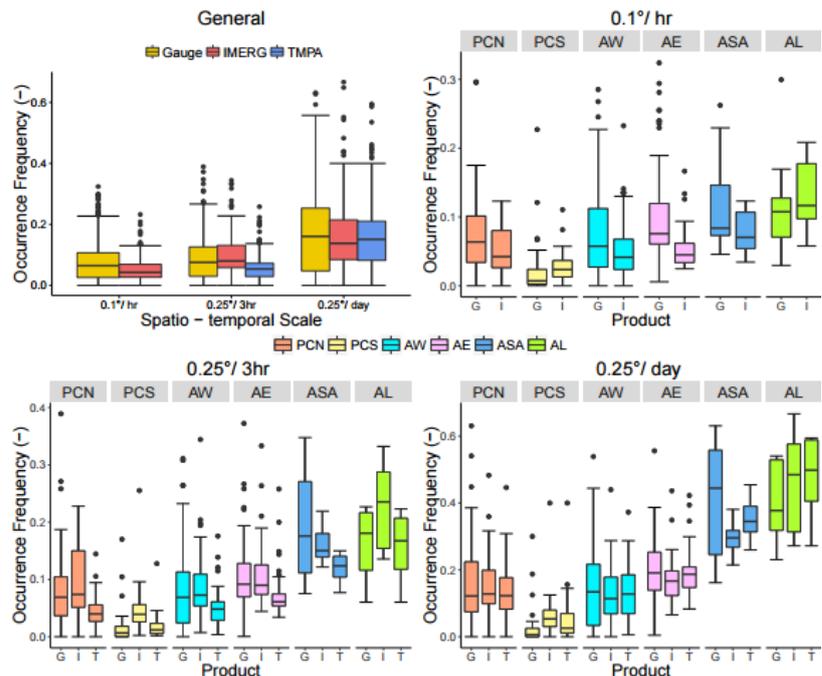


Fig. 2: Frecuencia de ocurrencia de precipitación para toda la región (a) y por subregiones y productos para las tres resoluciones espacio-temporales: 0.1°/1-hr (b), 0.25°/3-hr (c) y 0.25°/día (d). G representa los valores con pluviómetros, I con IMERG y T con TMPA.

lluvia por el TMPA es más evidente en su resolución nativa (0.25°/3-horas) y más pronunciada en ASA, AL y PNC; en condiciones de alta frecuencia y alto total de lluvia.

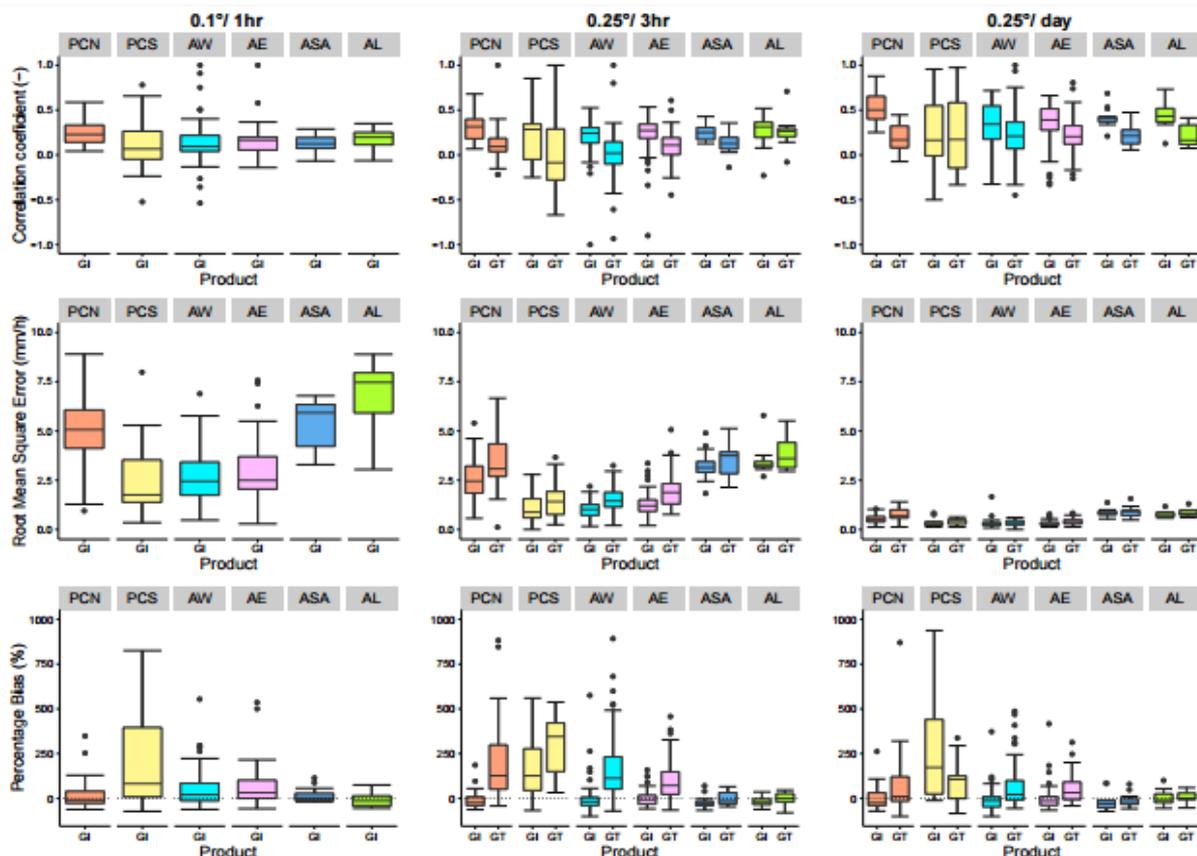


Fig. 3: estimación de errores en la intensidad de precipitación en los casos donde la precipitación es correctamente detectada. GI representa el análisis pluviómetro-IMERG, GT representa en análisis pluviómetro-TMPA.

CONCLUSIONES

Este estudio desarrolló una validación de los productos de precipitación satelital TMPA/ IMERG con una red de 302 pluviómetros en Ecuador y Perú para un período de 17 meses (abril 2014- agosto 2015). Las diferencias de los patrones de precipitación a diferentes escalas espacio-temporales en las diferentes subregiones se debe a que la zona está influenciada por una amplia gama de controladores climáticos.

IMERG superó a TMPA en la mayoría de las estadísticas de validación, demostrando menores errores cuantitativos en la estimación de la lluvia, así como una elevada exactitud en la estimación de la frecuencia de ocurrencia y distribuciones de intensidad de precipitación. En ambos productos el desempeño aumentó a medida que se aumentó la escala espacio-temporal, dada la variabilidad de los patrones de precipitación.

Los avances en la tecnología de

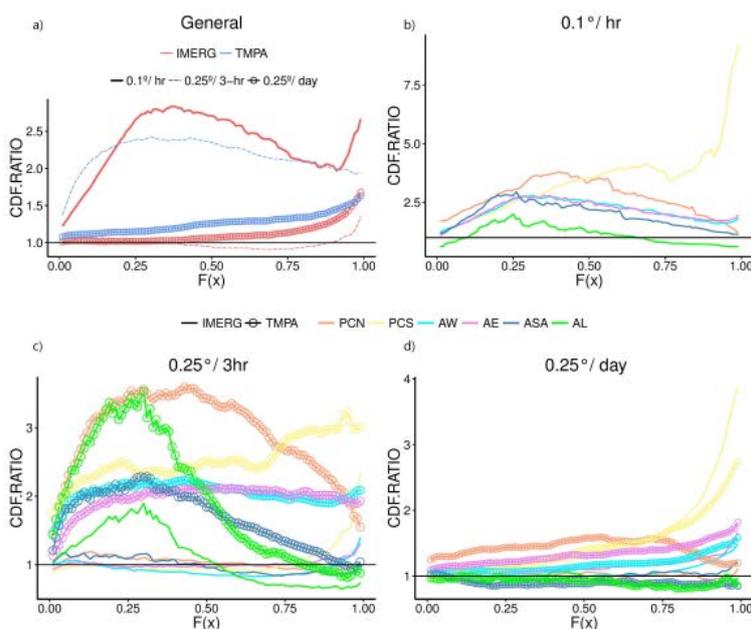


Fig. 4: CDF.RATIO para toda la zona de estudio (a) y por subregiones y productos para las tres resoluciones espacio-temporales: 0.1°/1-hr (b), 0.25°/3-hr (c) v 0.25°/día (d).

sensores remotos han resultado en la mejora de la detección de lluvias de baja intensidad (<0.7 mm/h) y mayor exactitud estimando precipitación media y elevada. Las mejoras de IMERG sobre TMPA son geográficamente más pronunciadas en los Andes (AW y AE), que confirman los resultados anunciados en estudios previos con respecto al potencial de IMERG en regiones de mayor altitud.

Errores substanciales en términos de sobre-estimación de frecuencia de ocurrencia así como sesgos positivos y grandes errores cuantitativos persisten en la región de la costa seca peruana (PCS), donde IMERG no muestra mejoras con respecto a TMPA. En el punto opuesto del espectro, IMERG muestra mejora en definir espacialmente y cuantificar precipitación con influencia orográfica como en el caso de la subregión Amazonía sub-Andes (ASA), a pesar de que los valores absolutos de lluvia siguen sub-estimados.

Referencias bibliográficas

- Buytaert, W., Celleri, R., Willems, P., De Bievre, B., & Wyseure, G. (2006). Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the south Ecuadorian Andes. *Journal of hydrology*, 329(3), 413-421.
- Derin, Y., Anagnostou, E., Berne, A., Borga, M., Boudevillain, B., Buytaert, W., ... & Lavado-Casimiro, W. (2016). Multiregional Satellite Precipitation Products Evaluation over Complex Terrain. *Journal of Hydrometeorology*, 17(6), 1817-1836.
- Hou, A. Y., Kakar, R. K., Neeck, S., Azarbarzin, A. A., Kummerow, C. D., Kojima, M., ... & Iguchi, T. (2014). The global precipitation measurement mission. *B. Am. Meteorol. Soc.*, 95, 701-722, doi: 10.1175/BAMS-D-13-00164.1.
- Hsu, K. L., Gupta, H. V., Gao, X., & Sorooshian, S. (1999). Estimation of physical variables from multichannel remotely sensed imagery using a neural network: Application to rainfall estimation. *Water Resources Research*, 35(5), 1605-1618.
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G., ... & Stocker, E. F. (2007). The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8(1), 38-55.
- Huffman, G. J., D. T. Bolvin, and E. J. Nelkin, (2015) *Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG) technical documentation. Tech. Doc., NASA GSFC, URL https://pmm.nasa.gov/sites/default/files/document_files/IMERG_doc.pdf.*
- Joyce, R. J., Janowiak, J. E., Arkin, P. A., & Xie, P. (2004). CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of Hydrometeorology*, 5(3), 487-503.
- Kubota, T., Shige, S., Hashizume, H., Aonashi, K., Takahashi, N., Seto, S., ... & Kachi, M. (2007). Global precipitation map using satellite-borne microwave radiometers by the GSMaP project: Production and validation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(7), 2259-2275.
- Lavado Casimiro, W. S., Ronchail, J., Labat, D., Espinoza, J. C., & Guyot, J. L. (2012). Basin-scale analysis of rainfall and runoff in Peru (1969-2004): Pacific, Titicaca and Amazonas drainages. *Hydrological Sciences Journal*, 57(4), 625-642.
- Manz, B., Buytaert, W., Zulkafli, Z., Lavado, W., Willems, B., Robles, L. A., & Rodríguez-Sánchez, J. P. (2016). High-resolution satellite-gauge merged precipitation climatologies of the Tropical Andes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*.
- Prakash, S., Mitra, A. K., Pai, D. S., & AghaKouchak, A. (2016). From TRMM to GPM: How well can heavy rainfall be detected from space?. *Advances in Water Resources*, 88, 1-7.
- Satgé, F., Bonnet, M. P., Gosset, M., Molina, J., Lima, W. H. Y., Zolá, R. P., ... & Garnier, J. (2016). Assessment of satellite rainfall products over the Andean plateau. *Atmospheric Research*, 167, 1-14.
- Sharifi, E., Steinacker, R., & Saghafian, B. (2016). Assessment of GPM-IMERG and other precipitation products against gauge data under different topographic and climatic conditions in Iran: preliminary results. *Remote Sensing*, 8(2), 135.
- Shen, Y., Xiong, A., Wang, Y., & Xie, P. (2010). Performance of high-resolution satellite precipitation products over China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D2).
- Tang, G., Zeng, Z., Long, D., Guo, X., Yong, B., Zhang, W., & Hong, Y. (2016). Statistical and hydrological comparisons between TRMM and GPM level-3 products over a midlatitude basin: Is day-1 IMERG a good successor for TMPA 3B42V7?. *Journal of Hydrometeorology*, 17(1), 121-137.
- Wohl, E., Barros, A., Brunzell, N., Chappell, N. A., Coe, M., Giambelluca, T., ... & McDonnell, J. (2012). The hydrology of the humid tropics. *Nature Climate Change*, 2(9), 655-662.
- Zulkafli, Z., Buytaert, W., Onof, C., Manz, B., Tarnavsky, E., Lavado, W., & Guyot, J. L. (2014). A comparative performance analysis of TRMM 3B42 (TMPA) versions 6 and 7 for hydrological applications over Andean-Amazon river basins. *Journal of Hydrometeorology*, 15(2), 581-592.

ANÁLISIS DE VULNERABILIDAD A LA INTRUSIÓN MARINA EN LA UNIDAD HIDROGEOLÓGICA HUAQUILLAS-MÉTODO ALDA

S. López Vera (1), R. Alulema Del Salto (2)

- (1) Carrera de Ingeniería en Geología, Universidad Central del Ecuador, Ciudad Universitaria – Gerónimo Leiton y Av. La Gasca, Quito. slopez@uce.edu.ec
- (2). Gerencia Operaciones EPMAPS, Av. Shyris y Gaspar de Villaroel, Quito. alulema.rafael@yahoo.com

Abstract (Seawater intrusion vulnerability in Huaquillas Hydrogeological Unit – ALDA method): The seawater intrusion vulnerability assessment in a coastal aquifer is an estimate of the exposure degree of groundwater against a potential invasion of seawater, according to subsurface intrinsic properties. The seawater intrusion vulnerability in the Huaquillas Hydrogeological Unit was evaluated using the qualitative method ALDA, which determined that the degree of vulnerability in the coastal aquifers of this hydrogeological unit is high up to 100 meters inland. In the coastal plain comprised by the aquifers Q1 and Q2, the intrusion vulnerability is medium. And finally, in the southern low basin, the vulnerability varies from low to very low. This is a useful classification at the moment for the sustainable exploitation of the groundwater resources.

Palabras clave: vulnerabilidad / intrusión marina / contaminación / hidrogeología

Key words: vulnerability / seawater intrusion / pollution / hydrogeology

INTRODUCCIÓN

El agua subterránea que yace en zonas costeras y se encuentra adyacente a un cuerpo de agua salada, presenta riesgo de ser contaminada por la potencial intrusión marina en un acuífero podría causar la variación de la composición química inicial del agua dulce y generar el incremento de su salinidad.

El grado de intrusión marina varía ampliamente de acuerdo al entorno hidrogeológico. La cuantificación de la extensión y la tasa de intrusión de agua de mar es clave para el manejo y uso sostenible de los recursos hídricos subterráneos. Esto implica entender la interconexión acuífero-océano y distinguir entre múltiples fuentes de agua salada (USGS, 2016).

La Unidad Hidrogeológica Huaquillas se encuentra ubicada en el Suroeste del Ecuador, en la provincia de El Oro. Forma parte del acuífero transfronterizo Zarumilla, que se extiende de Norte a Sur desde la ciudad de Huaquillas (Lat. 03° 28' S / Long. 80° 13' O) hasta el poblado de La Libertad (Lat. 03° 50' S / Long. 80° 6' O). Se ubica en la estructura geológica Bloque Amotape Tahuín, 40 km al SO de la ciudad de Machala, su extensión superficial es aproximadamente 800 km² (Figura 1).

La protección de la calidad del agua subterránea y la gestión integrada del recurso hídrico, es una actividad de gran importancia, aún más en zonas donde el abastecimiento de agua subterránea para consumo humano es restringido. En los cantones Huaquillas, Arenillas y Las Lajas, la tasa de evapotranspiración supera a la tasa de precipitación, produciendo que la recarga anual directa por precipitación hacia los acuíferos de la zona sea limitada, incluso alcanzando valores nulos durante la temporada seca (López & Alulema, 2016).

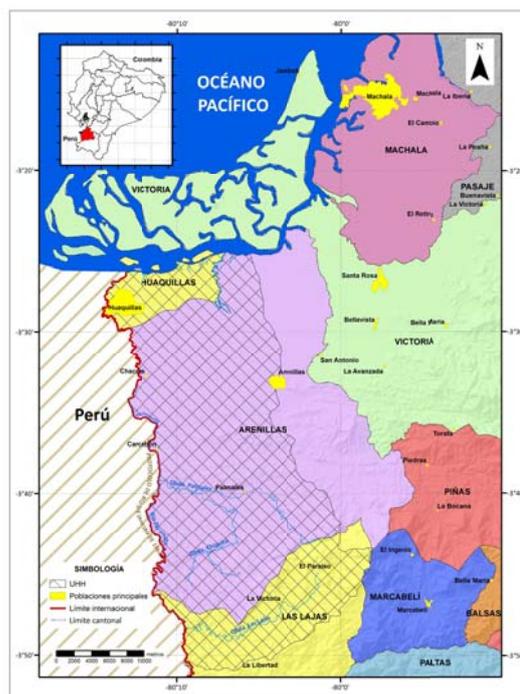


Figura 1: Mapa de ubicación de la Unidad Hidrogeológica Huaquillas (área sombreada), comprendida por los cantones Huaquillas, Arenillas y Las Lajas.

La intrusión marina es definida como el movimiento permanente o temporal del agua salada tierra adentro, modificando el flujo de agua dulce. La salinización puede producirse por el bombeo excedente en los pozos, infiltración de otros acuíferos salinos, fuertes mareas o por inundaciones durante las tormentas Custodio & Llamas (1987b).

Las propiedades físicas y químicas del agua de un acuífero costero podrían variar considerablemente cuando el agua del mar ha logrado ingresar a las capas permeables que conforman el sistema hidrogeológico. Una vez que el agua dulce se ha mezclado con agua salada, se produce el incremento del contenido de sólidos totales disueltos y salinidad, catalogándola como no apta para el consumo humano.

METODOLOGÍA

Para la evaluación de la intrusión marina en acuíferos costeros se ha propuesto una nueva metodología denominada ALDA (acrónimo de Acuífero, Litología del acuífero, Distancia desde la línea de costa, Altura piezométrica) (López & Alulema, 2016); que se deriva del conocido método GALDIT desarrollado por Chachadi & Lobo Ferreira en el año 2001.

Los autores del método GALDIT definen la vulnerabilidad a la intrusión marina como la sensibilidad del agua subterránea, por el bombeo de agua dulce o el incremento del nivel del mar a lo largo de la línea costera, la misma que también está determinada por las propiedades intrínsecas del medio, considerando la influencia de los siguientes factores: **G**roundwater occurrence (tipo de acuífero), **A**quifer hydraulic conductivity (conductividad hidráulica del acuífero), **L**evel above sea level (nivel piezométrico), **D**istance from de shore (distancia desde la costa), **I**mpact of existing status of seawater intrusion (impacto de antiguas intrusiones marinas) y **T**hickness of aquifer (espesor del acuífero) (Chachadi & Lobo Ferreira, 2005).

Tomando en cuenta la no disponibilidad de valores periódicos de transmisividad, conductividad hidráulica y datos hidrogeoquímicos a diferentes profundidades en la línea costera de la Unidad Hidrogeológica Huaquillas, así como perfiles sísmicos que detallen la geometría en profundidad de los acuíferos, se planteó la metodología ALDA con el propósito de evaluar el comportamiento del medio hidrogeológico ante una potencial intrusión marina, en base a la información existente.

La Tabla 1 es una comparación de los parámetros que intervienen en los métodos GALDIT y ALDA; como se explicó anteriormente, este último procede del método GALDIT e involucra un menor número de variables en su análisis. Sin embargo, la simplicidad del método es considerada como una de sus ventajas, al evaluar solamente los principales parámetros que determinan la facilidad que tiene el agua del mar, para invadir y alterar la calidad del agua subterránea que yace en el sustrato rocoso del continente.

La metodología ALDA es una propuesta que recoge parámetros hidrogeológicos más fáciles de valorar y cuantificar, a diferencia del método GALDIT que exige ciertos parámetros que usualmente no se encuentran disponibles en los informes de perforación de los pozos (como conductividad hidráulica del acuífero, impacto de antiguas intrusiones marinas mediante análisis físico-químico de las aguas, y espesor del acuífero, el mismo que no siempre está disponible debido a que algunos pozos son parcialmente penetrantes)

Una característica relevante del método ALDA es que toma en cuenta la influencia de la litología del acuífero ante un evento de intrusión; si bien es cierto, en el método GALDIT está implícitamente representada por la conductividad hidráulica, pero no siempre se dispone de información actualizada proveniente de continuos monitoreos hidrogeológicos e hidrogeoquímicos, pues en el Ecuador y en muchos países en vías de desarrollo que poseen acuíferos costeros, el tema de sustentabilidad y protección de la calidad del agua subterránea, aun es un tema poco difundido y atendido.

La importancia de valorar este fenómeno radica en identificar aquellas zonas que presentan mayor vulnerabilidad de contaminación por intrusión de agua salada, y evitar oportunamente el potencial impacto que podría causar la salinización del acuífero. Para el empleo del método ALDA se ha considerado la ponderación de los parámetros: tipo de acuífero, litología del acuífero, distancia desde la línea de costa y altura piezométrica, de acuerdo al grado influencia e importancia en el momento de la intrusión marina (Tabla 2).

Tabla 1. Parámetros evaluados en los métodos GALDIT y ALDA

Parámetro	Método GALDIT	Método ALDA
Tipo de acuífero	✓	✓
Conductividad hidráulica	✓	
Altura piezométrica	✓	✓
Distancia desde la línea de costa	✓	✓
Litología del acuífero		✓
Impacto de antiguas intrusiones marinas	✓	
Espesor del acuífero	✓	

Tabla 2. Ponderación de los parámetros que intervienen en el método ALDA

Parámetro	Peso (W)
Tipo de acuífero (A)	0.2
Litología del acuífero (L)	0.2
Distancia desde la línea de costa (D)	0.3
Altura piezométrica (A)	0.3

Tipo de acuífero (A)

Tabla 3. Valoración del tipo de acuífero

Tipo de acuífero	Valor (R)
Acuífero libre (no confinado)	10
Acuífero semiconfinado	7.5
Acuífero multicapa	5
Acuífero confinado	2.5

La facilidad del agua del mar para invadir al acuífero dependerá del confinamiento del mismo, ya que el ingreso de agua a otro sistema también conformado por agua, se facilita aún más cuando la presión hidrostática es menor. Por tal razón, un acuífero libre presenta mayor vulnerabilidad a ser invadido por el océano, mientras que en un acuífero confinado el riesgo disminuye (Tabla 3).

Litología del acuífero (L)

La composición litológica del acuífero refleja indirectamente la conductividad hidráulica y la transmisividad del medio. La valoración de los diferentes tipos de litología y depósitos propuestos en la Tabla 4, se fundamenta en la porosidad, grado de compactación y fisuramiento de los mismos. De tal forma que, en las rocas ígneas y metamórficas se ha considerado que el flujo de agua es nulo y será posible solamente cuando existan fisuras. Por otro lado, las rocas sedimentarias y volcano-sedimentarias, al presentar mayor porosidad son el medio ideal para almacenar agua, obteniendo la mayor valoración entre todas las litologías propuestas.

Distancia desde la costa (D)

Los rangos de influencia de una posible intrusión marina han sido establecidos en base al método analítico bidimensional de Glover, el mismo que permite generar un modelo conceptual de la intrusión marina en acuíferos costeros, considerando las condiciones hidrodinámicas del medio.

Tabla 4. Valoración del tipo de litología del acuífero

Litología	Valor (R)
Rocas ígneas y metamórficas masivas	0
Arcilla, limo, marga	1 - 2
Morrenas con material de granulometría media a gruesa	2 - 4
Dolomitas fisuradas, areniscas interestratificadas con arcilla o marga, rocas volcano-sedimentarias	2 - 5
Rocas metamórficas fisuradas	2 - 6
Rocas plutónicas fisuradas	3 - 5
Aluvión de material de granulometría media a fina	3 - 6
Morrenas de material mixto	4 - 6
Grava y arena, complejos arenosos	4 - 7
Calizas	4 - 9
Areniscas y conglomerados	5 - 8
Rocas volcánicas fisuradas	5 - 10
Aluvión de material mixto	6 - 9
Calizas karstificadas	8 - 10

Para definir los rangos de influencia fue necesario simular la profundidad y el alcance máximo horizontal de la cuña de agua dulce/agua salada, a partir de los tres escenarios de descarga de agua dulce hacia el mar, planteados por Coello (2006). El desarrollo del procedimiento completo no está incluido en esta publicación por su extensión, pero los resultados fueron sintetizados para cimentar la valoración del parámetro Distancia desde la costa.

En condiciones normales, la distancia máxima horizontal que alcanzaría la intrusión marina costa adentro en los acuíferos de la Unidad Hidrogeológica Huaquillas es de 100 m. Si el caudal de descarga de agua dulce hacia el mar, disminuye por un incremento en la tasa de bombeo del 25%, esta podría alcanzar los 175 m costa adentro, y en un tercer caso cuando aumenta un 50% alcanzaría los 1500 m costa adentro (López & Alulema, 2016).

Consecuentemente, se definió que hasta los 100 m costa adentro, el grado de influencia de una posible intrusión marina es máximo, y se reducirá conforme se aleje de la línea de costa, como lo indica la Tabla 5.

Tabla 5. Valoración de la distancia desde la costa

Distancia (metros)	Valor (R)
< 100	10
100 - 500	7.5
500 - 1000	5
> 1000	2.5

Altura piezométrica (A)

El incremento del nivel del manto de agua en acuíferos costeros muchas veces puede reflejar una intrusión marina, la presión que ejerce el agua salada al ingresar al acuífero causa el empuje del nivel de agua inicial hacia la superficie, de tal forma que los niveles piezométricos más próximos al nivel del mar presentan mayor valoración (Tabla 6).

Tabla 6. Valoración de la altura piezométrica

Altura (metros)	Valor (R)
> 30	3
20 - 30	5
10 - 20	7
5 - 10	9
< 5	10

Una vez ponderados y valorados los cuatro parámetros anteriormente descritos, se aplicará la Ecuación 1, para determinar el valor del índice de vulnerabilidad a la intrusión marina.

$$vulnerabilidad = \sum_{n=1}^4 (W_i \cdot R_i) \quad \text{Ec. (1)}$$

Tabla 7. Grado de vulnerabilidad de intrusión marina ALDA

Grado de vulnerabilidad	Índice
Muy alta	9 - 10
Alta	7 - 9
Media	5 - 7
Baja	2.5 - 5
Muy baja	< 2.5

Donde W_i es el peso de cada parámetro, y R_i es el valor ponderado de acuerdo a las condiciones analizadas anteriormente.

Finalmente, el índice ALDA es clasificado de acuerdo al grado de vulnerabilidad de intrusión como indica la Tabla 7.

PRESENTACIÓN DE DATOS Y RESULTADOS

La metodología ALDA evalúa la vulnerabilidad de intrusión marina en acuíferos costeros, donde la superficie de contacto con el agente contaminante (agua salada) es la margen continental, por lo que en este caso se considera el confinamiento de los acuíferos en profundidad.

Tipo de acuífero

El acuífero transfronterizo de Zarumilla está formado por tres unidades acuíferas de edad Cuaternaria. Taupin (2005) y Coello (2006), las han definido de acuerdo a su profundidad y génesis: el acuífero confinado Ng es el más antiguo y profundo del sistema hidrogeológico, el acuífero Q2 conformado por gravas y arenas de origen marino; es de tipo multicapa y abarca gran parte de la llanura costera, y finalmente el acuífero superficial Q1 conformado por depósitos aluviales del río Zarumilla.

La Figura 2 indica la clasificación del tipo de acuíferos que conforman la cuenca baja de la Unidad Hidrogeológica Huaquillas, en el que se observa que el acuífero Q1 tiene el mayor grado de vulnerabilidad (10) por no estar confinado, el acuífero Q2 ha sido ponderado con el valor 5 por ser de tipo multicapa, y finalmente el acuífero Ng con el menor grado por estar confinado en profundidad.

Litología del acuífero

La litología de los acuíferos de la Unidad Hidrogeológica Huaquillas fue definida a partir de la correlación estratigráfica de los registros de perforación de varios pozos que forman parte del inventario de información del INAMHI. En general, se determinó que los acuíferos detríticos Q1, Q2 y Ng están conformados por capas de arena y grava con intercalaciones de arcilla.

Los acuíferos fueron valorados de acuerdo a su espesor y cercanía a la línea de costa, por lo que la unidad Q2 es la que presenta mayor vulnerabilidad, seguida por la unidad Q1 y finalmente el acuífero Ng (Figura 3).

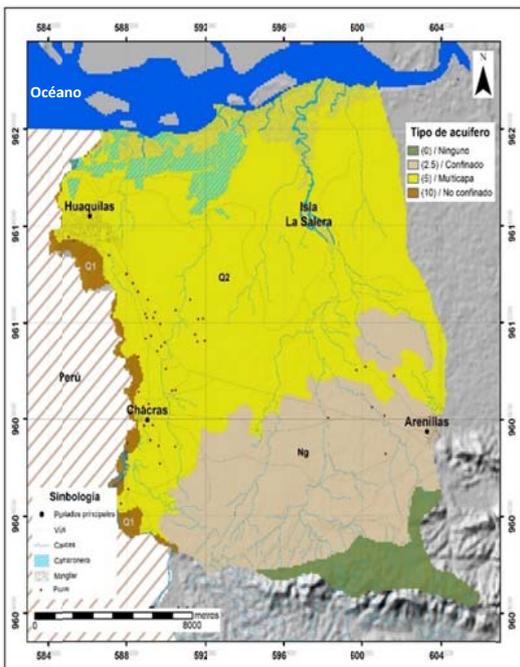


Figura 2. Mapa hidrogeológico de la cuenca baja de la Unidad Hidrogeológica Huaquillas. Q1 = acuífero no confinado, Q2 = acuífero multicapa y Ng = acuífero confinado

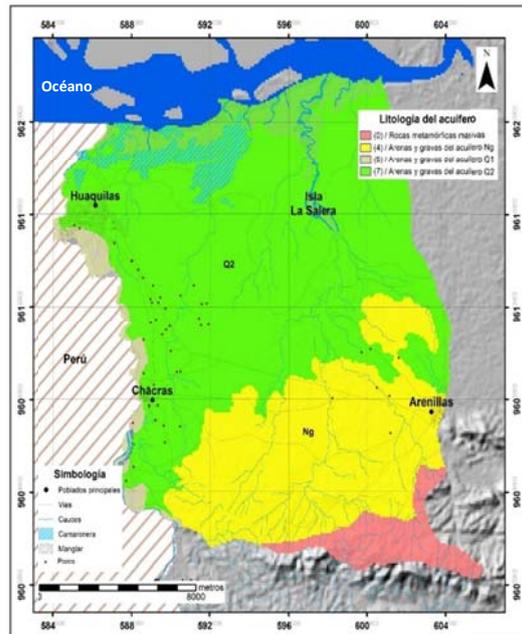


Figura 3. Mapa de ponderación litológica de los acuíferos que conforman la cuenca baja de la Unidad Hidrogeológica Huaquillas. El acuífero Q2 es el que presenta mayor vulnerabilidad de intrusión por limitar con el borde costero.

Distancia a la costa

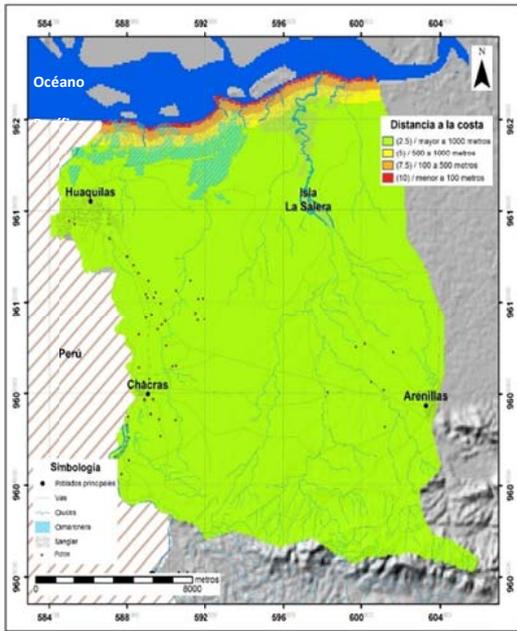


Figura 4. Mapa de la variación progresiva de la distancia que existe a la línea de costa. La influencia de una posible intrusión marina es alta hasta los 100 m costa adentro, este valor representa el avance máximo de la interfase agua dulce/agua salada calculado mediante la fórmula de Glover.

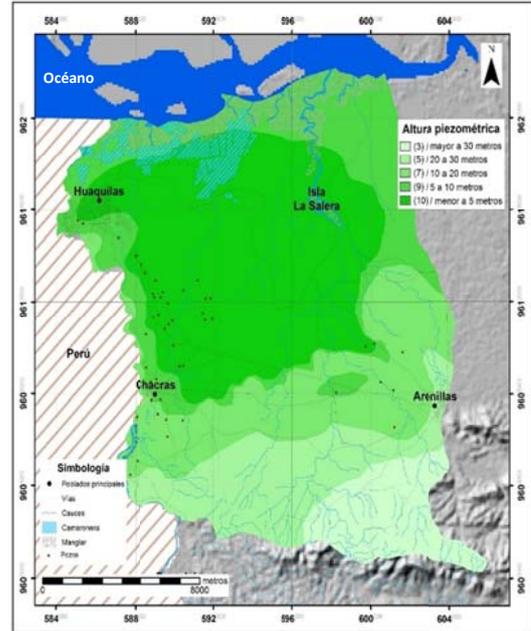


Figura 5. Mapa de variación de la altura piezométrica en la cuenca baja de Unidad Hidrogeológica Huaquillas. Los niveles más superficiales de agua subterránea se registran en la llanura costera, a medida que la altura del terreno aumenta, la profundidad del manto de agua también incrementa.

Los rangos de distancia que existe a la línea de costa, fueron definidos en base a los resultados obtenidos en el cálculo del avance de la intrusión marina, donde se determinó que la interfase agua dulce/agua salada en condiciones normales alcanza los 100 m costa adentro. El grado de influencia de la intrusión marina disminuye conforme se aleja del frente costero (Figura 4).

Altura piezométrica

El nivel del manto de agua subterránea en la cuenca baja de la Unidad Hidrogeológica Huaquillas aumenta conforme se acerca a la costa, si el nivel de agua es más cercano a la superficie será más vulnerable a la intrusión marina (Figura 5).

Vulnerabilidad de intrusión marina ALDA (aplicado a la Unidad Hidrogeológica Huaquillas)

El mapa resultante de vulnerabilidad de intrusión marina (Figura 6), indica que el grado de vulnerabilidad es alto hasta los 100 m costa adentro. La zona Norte de la cuenca baja, presenta vulnerabilidad media, área donde se encuentran ubicados los acuíferos Q1 y Q2 y, además los poblados de Huaquillas y Chacras. En el sur de la cuenca baja, en la ciudad de Arenillas y en la extensión del acuífero Ng, el grado de vulnerabilidad de intrusión marina es bajo.

DISCUSIÓN

La intrusión marina en la Unidad Hidrogeológica Huaquillas es un aspecto hidrodinámico que no ha sido

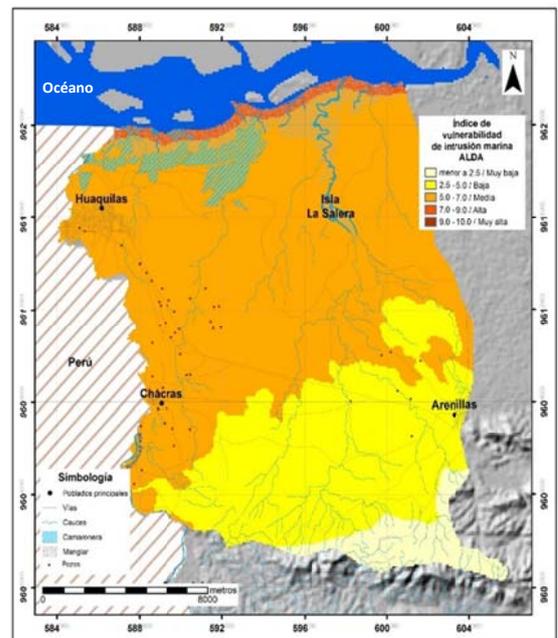


Figura 6. Mapa de vulnerabilidad a la intrusión marina en los acuíferos de la Unidad Hidrogeológica Huaquillas. El grado de vulnerabilidad a la intrusión marina es alto hasta los 100 m costa adentro, el acuífero Q2 que comprende gran parte de la llanura costera, conjuntamente con el acuífero Q1, presentan grado medio de vulnerabilidad, mientras que en el acuífero Ng la vulnerabilidad de intrusión es baja.

evaluado anteriormente, la aplicación de un método analítico bidimensional ha permitido evaluar un primer acercamiento de su escenario bajo distintas condiciones lito-estratigráficas, piezométricas e hidrodinámicas.

Los resultados sugieren que el potencial avance de la cuña de agua salada representa una amenaza para la calidad del agua de los acuíferos, cuando la tasa de bombeo en los pozos incrementa.

El grado de vulnerabilidad de intrusión marina en los acuíferos de la Unidad Hidrogeológica Huaquillas es alto hasta los 100 m costa adentro y medio en la zona comprendida por los acuíferos Q1 y Q2, la vulnerabilidad del acuífero Ng varía entre baja y muy baja.

La evaluación de la vulnerabilidad de intrusión marina manifiesta resultados poco confortantes, ya que demuestran que el acuífero Q2 (acuífero que aprovecha las poblaciones de Huaquillas y Chacras) presenta vulnerabilidad media. En consecuencia, es importante y recomendable realizar el monitoreo continuo de la calidad y cantidad de agua subterránea, mediante la implementación de una red de pozos paralela a la línea de costa, para obtener datos de la evolución geoquímica que permita gestiones oportunas de prevención a la contaminación salina y cuantificar los volúmenes de agua subterránea dulce en forma sostenible.

CONCLUSIONES

El método ALDA es de fácil aplicación, requiere de información hidrogeológica sencilla y de fácil obtención, permite valorar la vulnerabilidad a la contaminación por intrusión marina y con ello posibilita la planificación y gestión del recurso hídrico subterráneo.

El método GALDIT requiere de información más compleja de obtener y no siempre está disponible en los informes de perforación de pozos de agua, como por ejemplo la conductividad hidráulica del acuífero; para lo cual se requiere de pruebas de bombeo de varias horas con costos no siempre disponibles; impacto de antiguas intrusiones marinas, parámetro que requiere de campañas de muestreos químicos, de igual forma no siempre disponibles y que para su obtención demandan costos adicionales, otro parámetro de esta metodología es el espesor del acuífero, información que requiere la perforación de pozos o perfiles sísmicos a lo largo de todo el acuífero para determinar su espesor, mientras que normalmente los usuarios del agua subterránea perforan pozos de acuerdo a sus necesidades sin llegar a perforar todo el acuífero (pozos parcialmente penetrantes)

La metodología ALDA es una propuesta que logra establecer la vulnerabilidad de la contaminación por intrusión marina, haciendo uso de parámetros hidrogeológicos de fácil manejo y obtención, al momento de perforar un pozo de agua como son: tipo de acuífero, litología, distancia a la costa y altura piezométrica, parámetros que no demandan actividades extras o inversiones adicionales de las ya realizadas en la perforación convencional.

La metodología ALDA establece una ponderación equilibrada entre los cuatro parámetros: tipo de acuífero (ponderación 0.2), litología (ponderación 0.2), distancia a la costa (ponderación 0.3) y altura piezométrica (ponderación 0.3) consiguiendo una sinergia del 100% equilibrada, que contribuye a una evaluación estable y objetiva.

Los resultados encontrados al aplicar el método ALDA en la Unidad Hidrogeológica Huaquillas y luego de establecer diferentes unidades y grados de vulnerabilidad permitirán gestiones adecuadas de aprovechamiento del recurso hídrico subterráneo y, además, la planificación de asentamientos urbanísticos que demanden menor explotación del recurso hídrico subterráneo cercano a las unidades que presentan vulnerabilidad alta.

Referencias bibliográficas

- Chachadi, A.G. & Lobo Ferreira, J.P. (2005). Assessing aquifer vulnerability to seawater intrusion using GALDIT method: Part 2 GALDIT Indicators Description, The Fourth Inter-Celtic Colloquium of Hydrology and Management of Water Resources, Portugal. Recuperado de: <http://www.aprh.pt/celtico/PAPERS/26.PDF>
- Coello, X, (2006). Characterization of the Zarumilla transboundary aquifer between Perú and Ecuador. UNESCO – IHE, Delf.
- Custodio, E, & Llamas, M. (1987b). Hidrología subterránea, Tomo II. Barcelona: Ediciones Omega.
- López, S. & Alulema, R. (2016). Análisis de vulnerabilidad de contaminación en la Unidad Hidrogeológica Huaquillas. Universidad Central del Ecuador, Quito.
- Taupin J., (2005) Evaluación del Avance de los proyectos de aguas subterráneas en los acuíferos binacionales de Zarumilla Ecuador-Perú, Mission report RLA/8/031. p:13-14.
- USGS (2016). Seawater intrusion. Recuperado de: <https://ca.water.usgs.gov/sustainable-groundwater-management/seawater-intrusion-california.html>



SESIÓN 5

*Cuencas Sedimentarias y
Paleontología*



TORTUGAS FÓSILES DEL PLEISTOCENO DE LA PROVINCIA DE SANTA ELENA, ECUADOR

E. Cadena (1), J. Abella (2)

(1) Escuela de Ciencias Geológicas e Ingeniería, Yachay Tech. San Miguel de Urucuquí, Imbabura, Ecuador. ecadena@yachaytech.edu.ec

(2). Universidad Estatal de la Península de Santa Elena, La Libertad, Ecuador.

Abstract (Pleistocene fossil turtles from Santa Elena Province, Ecuador): Here we report new fossil turtles from Santa Elena Province, Atahualpa town, Ecuador. All these shell (carapace and plastron) fossil remains come from the Tablazo Formation and belong to three different lineages of cryptodires ("hidden-necked" turtles). The most abundant remains belong to geoemydids, attributed here to the genus *Rhinoclemmys* (indeterminate species). Less abundant in occurrence are the kinosternids, attributed to *Kinosternon* (indeterminate species), and the first fossil record of chelydrids, *Chelydra* (indeterminate species), in the entirety of Central and South America.

Palabras clave: Tortugas, Fósiles, Pleistoceno, Ecuador

Key words: Testudines, Fossils, Pleistocene, Ecuador.

INTRODUCCIÓN

Fósiles de la Provincia de Santa Elena han sido descritos desde hace varias décadas, particularmente representantes extintos de megafauna incluyendo perezosos gigantes como *Eremotherium* y *Glossotherium*, mastodontes como *Stegomastodon*, y otro importante número de mamíferos y otros vertebrados pequeños, todos estos encontrados en las localidades de La Carolina, Corralito, Rio Engabao y Tanque Loma, pertenecientes a la Formación Tablazo (Hoffstetter, 1952, Edmund, 1965, Ficcarelli et al., 2003, Lindsey y Lopez, 2015).

Tortugas fósiles de la provincia de Santa Elena fueron por primera vez reportadas por Hoffstetter (1952) como pertenecientes a tortugas terrestres *Testudo* (actual *Chelonoidis*) sp. Posteriormente Edmund (1965) reportó la ocurrencia de geoemydidos (*Geoemyda* sp.), al igual que Carr (1991) quien aunque sin describir en detalle el material fósil mencionó que posiblemente existían tres de geoemydidos pertenecientes al género *Rhinoclemmys*, el cual habita gran parte del Norte de Suramérica actualmente.

Aquí reportamos, describimos y discutimos la importancia paleobiogeográfica de nuevo material de tortugas fósiles pertenecientes a tres distintos linajes de criptodiras (Geoemydidae, Kinosternidae y Chelydridae) recientemente colectadas en cinco diferentes localidades cercanas al pueblo de Atahualpa, Provincia de Santa Elena, Ecuador (Figura 1). Pertenecientes a la Formación Tablazon (según Lindsay y Lopez 2015), encontradas dentro de niveles de lodolitas ligeramente calcáreas, con abundantes restos de megafauna e invertebrados principalmente bivalvos y gasterópodos.

METODOLOGÍA-RESULTADOS

El material de tortugas fósiles descrito aquí hace parte de la colección de paleontología de la Universidad Estatal de la Península de Santa Elena (UPSE), La Libertad, Santa Elena Provincia Ecuador. Comparaciones de estos fósiles con especies actuales fueron hechas para cada respectivo linaje, en colecciones de diferentes museos del mundo, incluyendo el Museo de Historia Natural de París, de Viena, así como el Instituto de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de Colombia.

El material fósil correspondiente a fragmentos del caparazón y plastrón presenta características que permiten identificarlos como pertenecientes a tres linajes distintos de criptodiras. El primero de ellos es la familia Geoemydidae, y en particular el género *Rhinoclemmys* sp. También están representantes de la familia Kinosternidae (*Kinosternon* sp.) y de la familia Chelydridae (*Chelydra* sp.). Sin embargo ninguno de estos fósiles puede ser identificado más allá del nivel genérico.



Fig. 1: Imagen satelital del área de Atahualpa, tomada de Google Earth 2016, mostrando las cinco localidades donde las tortugas fósiles descritas fueron encontradas.

IMPLICACIONES PALEOBIOGEOGRÁFICAS

La ocurrencia de geoemydidos (*Rhinoclemmys* sp.) en las localidades de Atahualpa, muestran que la distribución de este género fue bastante amplia durante el Pleistoceno, desde la margen más Sur-Oeste de la costa Ecuatoriana hasta regiones del Norte de Perú, como en Talara (Seymour, 2015). En el caso de los kinosternidos (*Kinosternon* sp.) el registro de Atahualpa constituye la primera ocurrencia fósil de este linaje en la margen mas noroeste de Suramérica. El registro fósil de chelydridos (*Chelydra* sp.) (Figura 2) constituye el primero de toda Suramérica. Todos los tres grupos llegaron a Suramérica a través del Istmo de Panamá probablemente durante el Plioceno.

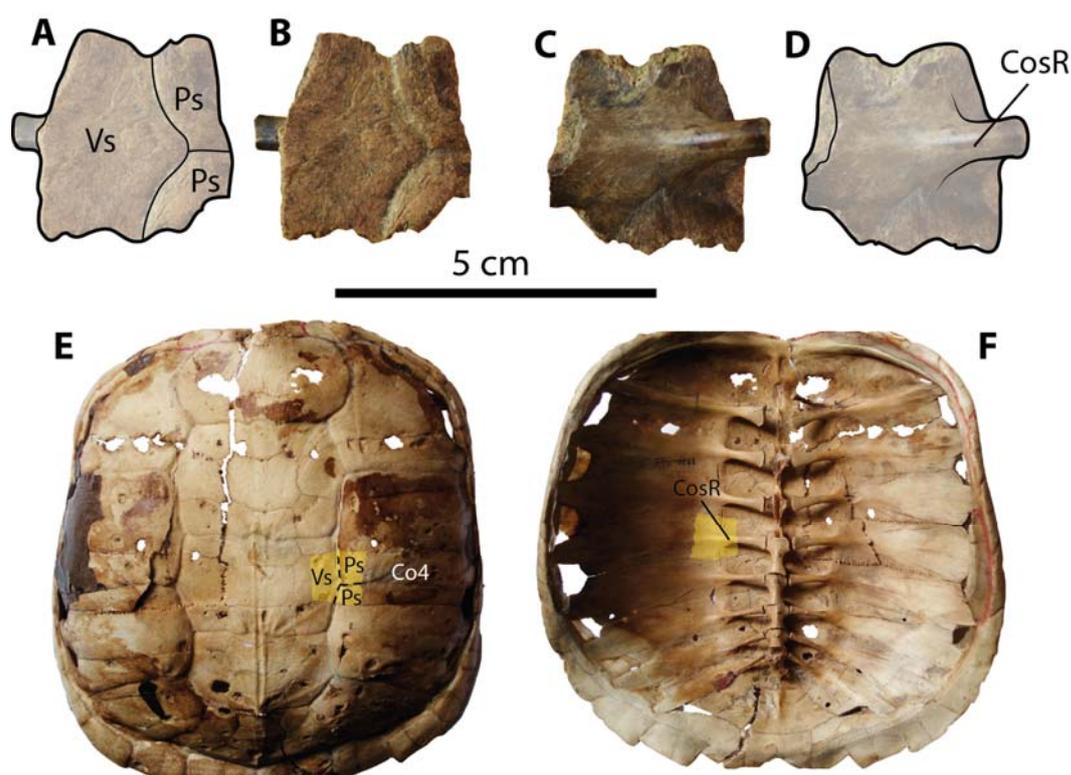


Fig. 2: Registro fósil de *Chelydra* sp. de la Provincia de Santa Elena, Ecuador. A-B, fragmento de placa costal en vista dorsal. C-D, fragmento de la misma placa costal en vista ventral. E-F. Representa un caparazón de la actual especie *Chelydra serpentina*, indicando en amarillo la posición del fragmento fósil mostrado en A-D. Abreviaturas: Co, placa costal., CosR, Proceso costal., Ps, escudo pleural., Vs, escudo vertebral.

CONCLUSIONES

El registro fósil de tortugas criptodira pertenecientes a tres linajes (Geoemydidae, Kinosternidae, y Chelydridae) del Pleistoceno de Atahualpa, Provincia de Santa Elena, Ecuador, muestran que faunas de reptiles fueron ampliamente distribuidas en la margen Suroeste de Ecuador, y que compartieron ecosistemas juntos con la megafauna, como perezosos gigantes, mastodontes, entre otros mamíferos. Es importante resaltar que se debe continuar las campañas paleontológicas en esta zona, con el fin de encontrar especímenes más completos que permitan refinar la taxonomía paleontológica, así como de verificar si corresponden a especies que aún habitan el margen Pacífico del Norte de Suramérica.

Agradecimientos: Agradecemos a Yachay Tech por el soporte financiero para varias visitas de campo, así como el personal de la Universidad Estatal de La Península de Santa Elena por su colaboración en la logística durante las salidas de campo.

Referencias bibliográficas

- Carr, J. (1991). Phylogenetic analysis of the neotropical turtle genus *Rhinoclemmys* Fitzinger (Testudines: Emydidae), Southern Illinois University, 635 pp.
- Edmund, A.G. (1965). A Late Pleistocene Fauna from the Santa Elena Peninsula, Ecuador. *Royal Ontario Museum, Life Sciences Division*. 350 pp.
- Ficcarelli, G, Coltorti., M, Moreno-Espinosa M, Pieruccini P.L, Rook L, Torre D. (2003). A model for the Holocene extinction of the mammal megafauna in Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*.15:835–845.
- Hoffstetter R. (1952). Les Mammifères Pleistocènes de la République de l'Équateur. *Mémoires de la Société géologique de France: Serie 66*, 1–391.
- Lindsey E.L, Lopez E.X. (2015). Tanque Loma, a new late-Pleistocene megafaunal tar seep locality from southwest Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*. 57:61–82.
- Seymour K.L. (2015). Perusing Talara: Overview of the late Pleistocene fossils from the Tar Seeps of Peru. In: *La Brea and Beyond: The Paleontology of Asphalt-preserved Biotas*. Ed. Harris JM. Natural History Museum of Los Angeles County, Series, no. 42, 97–100. □

RECONSTRUCCION PALEOAMBIENTAL DEL PLEISTOCENO DE QUEBRADA CHALÁN – CHIMBORAZO EN BASE A LA PRESENCIA DE MICRO VERTEBRADOS

José Luis Román-Carrión (1), Alejandro Mesías (1) & Pablo Moreno Cárdenas (2).

- (1) Instituto de Ciencias Biológicas. Ladrón de Guevara. E11 253. Quito-Ecuador. Joseluis.roman@epn.edu.ec
(2) Instituto Nacional de Biodiversidad.

Abstract (Paleoenvironmental reconstruction of the Pleistocene of Quebrada Chalán-Chimborazo based on their fossil microvertebrates). This paper presents a paleoenvironmental reconstruction based on the fossil microvertebrates record of Quebrada Chalán - Chimborazo (Ecuador) outcrop. This material comes from the screening and washing of 50 kg of sediment collected in the Cangagua Formation. The faunistic association shows that in the Upper Pleistocene (~ 41 ka), Quebrada Chalán had vegetation similar to the present Andean high lands. The most representative species recorded are: *Microrozomys altissimus*, *Akodon mollis*, *Phyllotis andium*, *Thomasomys aureus* and *T. baeops*, *Sigmodon inopinatus* (Cricetidae); *Cavia* sp. (Caviidae); *Cryptotis niausa*, typical mammals of Páramos; *Stenocercus* sp. (Reptilia-Tropiduridae) and *Gastrotheca* sp. (Anura-Amphignathodontidae). This fauna is assigned to the Upper Pleistocene, Lujanense Mammalian Age (SALMA).

Palabras clave: Insectívoro, Paleoambiente, Roedor, Yacimiento.

Key words: Insectivorous, Paleoenvironment, Rodents, Bed.

INTRODUCCIÓN

Debido a que la mayoría de las especies de microvertebrados que habitaron en el Pleistoceno tardío habitan aún en la actualidad y ocupan hábitats específicos, son considerados como eficaces herramientas para reconstruir paleoambientes (Andrews, 1990), especialmente los roedores que pueden constituir grupos indicadores de diferentes ecosistemas.

Entre los primeros registros de microvertebrados fósiles del Ecuador se encuentran los reportes Franz Spillmann sobre material colectado en el Pleistoceno Superior de la Península de Santa Elena (Spillmann, 1942), décadas más tarde R. Hoffstetter enuncia restos principalmente de roedores en las cangaguas de Punín, pero sin una lista concreta (Hoffstetter, 1952). Fejfar et al., (1993 y 1996) publica un reporte muy detallado de los roedores colectados en el Holoceno de la Calera, provincia del Carchi. Además, los autores antes señalados hacen mención de la presencia de fósiles de lagartijas, aves pequeñas y conejos juveniles entre los restos analizados, pero de la misma manera, no se presentan listas detalladas de las especies.

En el año 2006, en la Cangagua del norte de Quito (Caraburo - Tababela), se colectaron algunos huesos fósiles de aves y roedores entre los cuales destaca una sección del maxilar derecho, con M1 y M2 de *Sigmodon*, que comparten características con la especie actual *Sigmodon alstoni* que actualmente habita las sabanas, zonas deforestadas y las partes bajas del este de los Andes, desde el noreste de Colombia hasta las costas de Surinam. Sus registros fósiles han sido asignados al Pleistoceno Superior de la isla de Tobago (Román-Carrión, 2012).

Luego de una revisión del material fósil colectado décadas atrás por Claudio Reyes y Robert Hoffstetter en el Pleistoceno Superior de Quebrada Chalán - Chimborazo, entre los años 2009 y 2010 se realizaron nuevas campañas de campo en los mismos afloramientos, logrando colectar un total de 50 kg de sedimento que rellenaban antiguas galerías construidas por aves rapaces (STRIGIFORMES-STRIGIDAE). En este mismo lugar se colectaron los fósiles de *Cryptotis niausa* entre los años 2009 y 2012 por dos de los autores de este trabajo (A.M. y J.L.R.).

Área de estudio:

El sitio de estudio se encuentra junto a la comuna de Chalán entre las coordenadas 760778 / 9804749, al sur del cantón Riobamba en la provincia de Chimborazo. Sus quebradas son parte de la cuenca del río Chambo que fluye hacia la cuenca amazónica. En la actualidad el yacimiento de Quebrada Chalán se encuentra en un ecosistema de arbustales estacionales a 2800 metros de altitud (Josse et al., 2009), rodeado de campos de cultivos pertenecientes a diferentes comunidades indígenas (Figura 1).

METODOLOGÍA

El sedimento fue lavado en dos fases, una primera con agua y la segunda con ácido acético diluido, para luego ser tamizado y trillado. El material colectado fue montado en borrador de carboncillo moldeable por su baja concentración de aceites y grasas.

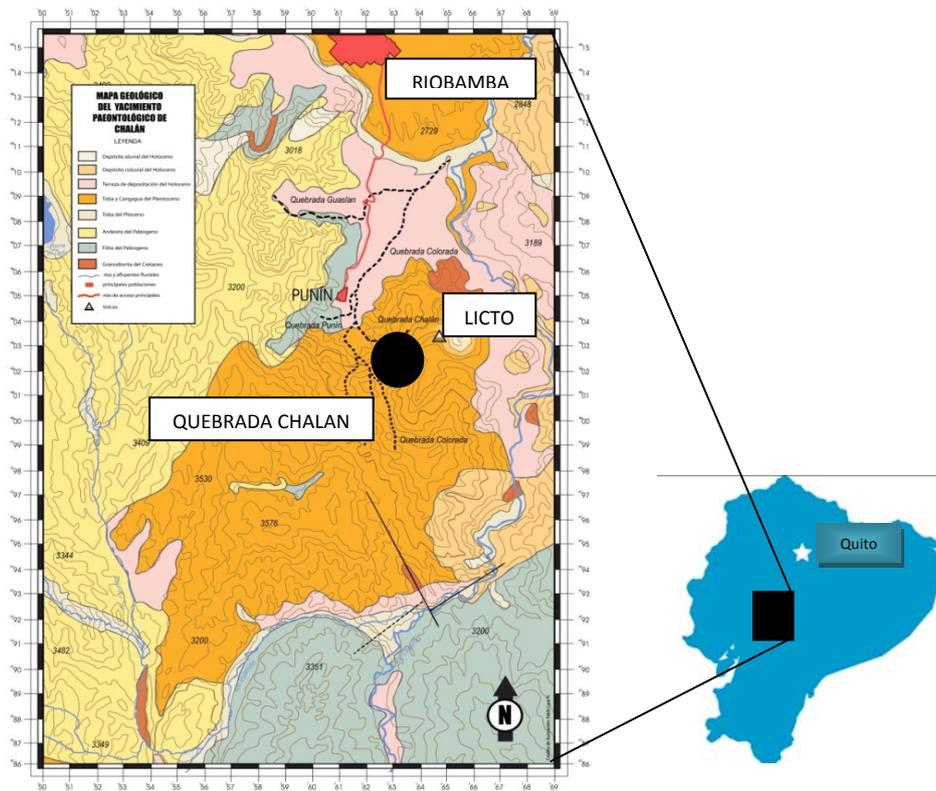


Figura 1 Mapa de ubicación de Quebrada Chalan – Chimborazo

RESULTADOS

Las especies registradas se presentan en la Tabla 1. Análisis de Radiocarbono mediante AMS de esmalte dental de caballo, dio como la fecha de datación absoluta 40.630 (+/- 410) años antes del presente (Laboratorio Beta Analytic, USA). El material colectado se encuentra depositado en la colección de Paleontología del Instituto de Ciencias Biológicas de la Escuela Politécnica Nacional en Quito.

El registro de fitolitos y la asociación faunística nos muestra que en el Pleistoceno tardío (~ 41 ka), durante el tercer interglacial, la localidad de Quebrada Chalán en la provincia de Chimborazo debió haber presentado vegetación de gramíneas junto con remanentes boscosos (Mesías, 2012; Sánchez et al., 2013), similar a los páramos actuales (Figura 2), pero con una altura menor (Sauer, 1950) a la que se distribuyen actualmente (>3200 m) en los Andes de Ecuador (MAE, 2013); lo cual sirvió también de refugio para algunas especies de megafauna (Hoffstetter, 1952; Ficarelli et al., 1992, 1997).

Esta conclusión es apoyada por las especies de roedores fósiles que fueron identificados en el mismo yacimiento: *Microrzomys altissimus*, *Akodon mollis*, *Phyllotis andium*, *Thomasomys aureus* y *T. baeops*, *Sigmodon inopinatus* (Cricetidae), propias de páramos (Patton et al., 2015). También por la presencia de *Cryptotis niausa*, un insectívoro netamente de ambiente paramuno y por fitolitos de gramíneas que predominaban en el suelo de esa época, caracterizada además por la presencia de los icnofósiles: *Coprinisphaera murguiai* y *Cr.kitu*, asignada al Pleistoceno superior (Sánchez et al., 2013).

Por su parte un análisis morfológico de 5 fémures y 5 húmeros fósiles junto con 5 fémures y 5 húmeros actuales del insectívoro *C. niausa* (Figura 3) nos muestra que las poblaciones pleistocénicas poseían una estructura ósea y muscular más robusta que las poblaciones actuales, seguramente por sus adaptaciones fosoriales en ambientes de suelo duro (cenizas endurecidas y materiales ferruginosos, típicos de suelos con actividad volcánica y en un ambiente con progresiva disminución de la pluviosidad (Sauer, 1950, Sánchez et al., 2013) de los páramos herbáceos. Nuestras observaciones concuerdan con Woodman y Croft (2005) quienes mencionan que las variaciones de tamaño en los registros fósiles de las musarañas del género *Cryptotis* dependen por una parte de los factores relacionados con los cambios de temperatura y humedad, y por otra de la disponibilidad de alimentos, competitividad y hábitos de las especies en las distintas etapas del Pleistoceno-Holoceno (Moreno y Román 2016).

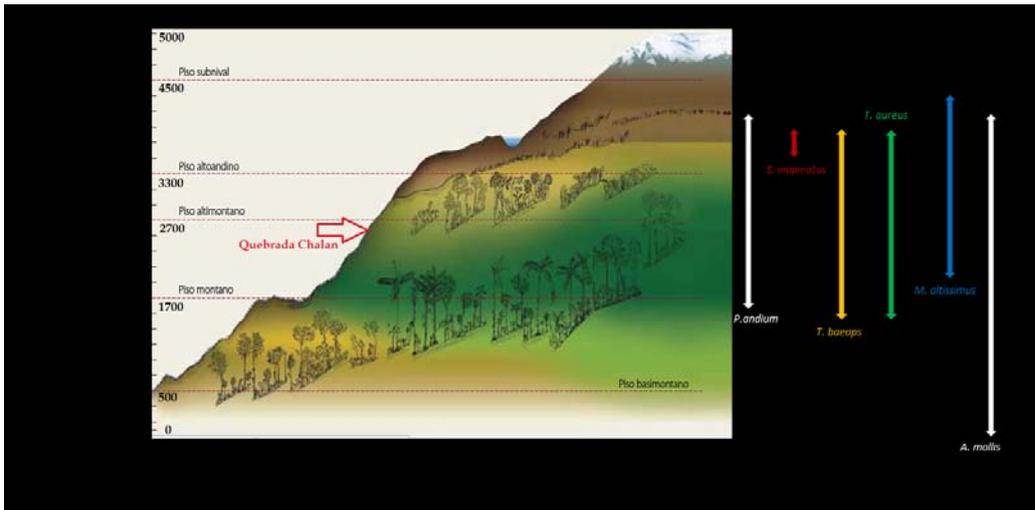


Figura 2. Ubicación actual de Quebrada Chalán. Color blanco 1= *Phyllotis andium*; rojo= *Sigmodon cf. inopinatus*; amarillo= *Thomasomys cf. baeops*; verde= *Thomasomys aureus*; azul= *Microrozomys altissimus*; blanco 2= *Akodon cf. mollis*.

CLASE	ORDEN	FAMILIA	ESPECIE
MAMMALIA	RODENTIA	CRICETIDAE	<i>Akodon sp.</i>
			<i>Akodon cf. mollis</i>
			<i>Microrozomys altissimus</i>
			<i>Microrozomys sp.</i>
			<i>Phyllotis andium</i>
			<i>Phyllotis sp.</i>
			<i>Thomasomys aureus</i>
			<i>Thomasomys cf. baeops</i>
			<i>Sigmodon cf. inopinatus</i>
		CAVIIDAE	<i>Cavia sp.</i>
	SORICOMORPHA	SORICIDAE	<i>Criptotis niausa</i>
	LAGOMORPHA	LEPORIDAE	<i>Silvilagus brasiliensis</i>
REPTILIA	SQUAMATA	TROPIDURIDAE	<i>Stenocercus sp.</i>
ANFIBIA	ANURA	AMPHIGNATHODONTIDAE	<i>Gastrotheca sp.</i>

Tabla 1. Lista de especies fósiles registradas en Quebrada Chalán

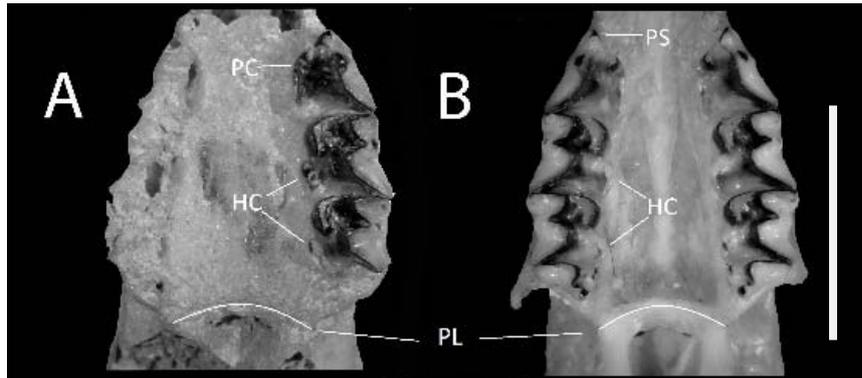


Figura 3. Vista oclusal de la región palatal de *Cryptotis* del Ecuador con el detalle de sus estructuras diagnósticas. A= *C. niausa* MEPNV6292 (fósil), B= *C. niausa* MEPN9627 holotipo (actual). Paracono (PC), Parastilo (PS), Hipocono (HC), Borde posterior palatal (PL). Escala = 5mm.

Agradecimientos:

Especial agradecimiento a Alicia Guevara y Evelin Criollo del Dpto. de Metalurgia Extractiva de la EPN por la ayuda con las fotografías de microscopía electrónica, a Pablo Lara por la elaboración del mapa. Este trabajo fue financiado por el Instituto Nacional de Patrimonio Cultural.

Referencias bibliográficas

- Andrews, P., (1990). *Owls, caves and fossils: The University of Chicago Press, Chicago—London, 231p.*
- Fejfar, O., Blasetti, A., Calderoni, G., Coltorti, M., Ficarelli, G., Masini, F., Rook, L., Torre, D., (1993). New finds of Cricetids (Mammalia: Rodentia) from the late pleistocene-holocene of northern Ecuador: *Docum. lab. Lyon*, 125, 151-167.
- Fejfar, O., Ficarelli, G., Mezzabotta, C., Moreno, M., Rook, L., Torre, D., (1996). First record of a Comyine-peromyscine cricetid (Rodentia: Mammalia) in South America: hypotheses regarding its ancestry in the Palearctic: *Acta zool. Cracov*, 39, 137-145.
- Ficarelli, O., Azzaroli, A., Borselli, V., Coltorti, M., Dramis, E., Fejfar, O., Hirtz, A., Torre, D., (1992). Stratigraphy and paleontology of upper Pleistocene deposits in the Interandean Depression, Northern Ecuador: *Journal of South American Earth Sciences* 6, 145–150.
- Ficarelli, G., Azzaroli, A., Bertini, A., Coltorti, M., Mazza, P., Mezzabotta, C., Moreno Espinosa, M., Rook, L., Torre, D., (1997). Hypothesis on the cause of extinction of the South American Mastodonts: *Journal of South American Earth Sciences*. 10, 29–38
- Hoffstetter, R., (1952). Les Mammifères Pleistocènes de la République de l'Equateur: *Memoires de la Societe geologique de France* 31, 1-391.
- Josse, C., Cuesta, F., Navarro, G., Barrera, V., Cabrera, E., Chacón-Moreno, E., Ferreira, W., Peralvo, M., Saito, J., Tovar A., (2009). Mapa de Ecosistemas de los Andes del Norte y Centro. Bolivia, Colombia, Ecuador, Perú y Venezuela: Secretaría General de la Comunidad Andina, Programa Regional ECOBONA, CONDESAN-Proyecto Páramo Andino, Programa BioAndes, EcoCiencia, NatureServe, LTA-UNALM, IAvH, ICAE-LA, CDCUNALM, RUMBOL SRL. Lima.
- Ministerio del Ambiente del Ecuador (MAE), (2013). Sistema de Clasificación de los Ecosistemas del Ecuador Continental: Subsecretaría de Patrimonio Natural, Quito, 235 p.
- Mesías, A., (2012). Registros y distribución de roedores fósiles pertenecientes al Pleistoceno de Ecuador: Universidad central del Ecuador. Quito, Tesis de Licenciatura, 100 p.
- Moreno P., y Román-Carrión J. (2016). Musarañas del género *Cryptotis* (EULIPOTYPHILA: SORICIDAE) en el Pleistoceno Tardío de los Andes Ecuatorianos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. En prensa.
- Patton L., U. Pardiñas y G. D'Elía. (2015). *Mammals of South America, Volume 2*. The University of Chicago Press. 1363 p.
- Román-Carrión J. (2012). Registro de fauna pleistocénica en Caraburo, nor-oriente de Quito. *Revista Politécnica*. 30 (3): 205 – 210.
- Sánchez, M.V., Genise, J., Bellosi, E., Román-Carrión, J.L., Cantil, L., (2013). Dung beetle brood balls from Pleistocene highland palaeosols of Andean Ecuador: A reassessment of Sauer's *Coprinisphaera* and their palaeoenvironments: *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 386, 257-274.
- Sauer, W., (1950). Contribuciones para el Conocimiento del Cuaternario en el Ecuador: *Anales de la Universidad Central del Ecuador*, LXXVII, 328, 326-364.
- Spillmann, F. (1942). Contribución al conocimiento de fósiles nuevos de la avifauna ecuatoriana en el pleistoceno de Santa Elena. *Proc. 8th Amer.Sc. Congr. Vol.4*, p375-389.
- Woodman, N., Croft, D., (2005). Fossil shrews from Honduras and their significance for late glacial evolution in body size (Mammalia: Soricidae: *Cryptotis*): *Fieldiana: Geology, New Series*, 1534, 1-30.

ACTUALIZACIÓN Y ANÁLISIS DE LOS MOLUSCOS PLIO-CUATERNARIOS DEL ECUADOR, DE LA COLECCIÓN DEL MUSEO PETROGRÁFICO DE LA ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

Mantilla, G. (1), Cabero A. (1)

(1) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. guido_ice@hotmail.com; ana.cabero@epn.edu.ec

Abstract (Update and analyses of the Plio-Quaternary molluscs of Ecuador, from the collection of the Petrographic Museum of the Escuela Politécnica Nacional): *The analysis and updating of 257 specimens of Plio-Quaternary molluscs of the Petrographic Museum, improves the knowledge of fossil molluscs in Ecuador. We described 125 species of which, 33 are mentioned for first time in the Ecuadorian fossil record. By means of the comparison of the information of the species on the collection and from the bibliography where these species are reported, a compendium of occurrences in the time is presented. Once this comparison was concluded it was determined: 4 new species quotations for the Miocene, 13 for the Pliocene, 28 for the Pleistocene and 34 for the Holocene. The results allow to differentiate species that follow 4 patterns of distribution: species of continuous occurrence, species that disappear in the Mio-Pliocene, species that appear in Plio-Pleistocene and species of sporadic occurrence*

Palabras clave: moluscos marinos, Galápagos, Plio-Cuaternario, Museo

Key words: *marine molluscs, Galapagos, Plio-Quaternary, Museum*

INTRODUCCION

Durante los últimos años, el avance del conocimiento geológico del país ha mejorado en geología regional, cartografía y análisis de riesgos; mientras que la información paleontológica sigue siendo parcial e incompleta en algunas Formaciones, en especial en el grupo de los moluscos. Dentro de este ámbito, entre las colecciones presentes en el Museo Petrográfico de Minerales y Fósiles del Departamento de Geología de la Escuela Politécnica Nacional (Quito, Ecuador), se han identificado varias subcolecciones de fósiles de moluscos marinos del Ecuador que han estado descuidadas en cuanto a su organización y taxonomía; y que pueden brindar un importante aporte al conocimiento científico de las regiones costeras del Ecuador entre Esmeraldas y Santa Elena y las Islas Galápagos. Este trabajo presenta los resultados de la revisión taxonómica, e investigación de la colección de fósiles de moluscos plio-cuaternarios del Museo Petrográfico de la Escuela Politécnica Nacional. Las especies registradas en la colección son comparadas con la información bibliográfica publicada, con el objetivo de complementar el conocimiento del registro fósil de moluscos Plio-Cuaternarios en Ecuador.

METODOLOGÍA

La revisión sistemática de las colecciones de moluscos plio-cuaternarios se incluyó dentro de una revisión integral, limpieza y actualización del inventario de toda la colección de fósiles del Museo Petrográfico. Dentro de la colección existían todo tipo de incidencias como ejemplares extraviados, sin código asignado, sin nombre, cambios de cajas, entre otras, que exigían una actualización y revisión general de toda la colección. Paralela a esta revisión, se creó una nueva base de datos, una nueva codificación de las muestras, y diseño de campos para el repositorio digital de las muestras del Museo petrográfico, para mayor detalle sobre la codificación y bases de datos, consultar Hernández et al. (2017) y Mantilla (2017).

Las clasificación, nomenclatura y actualización sistemática de cada una de las muestras de moluscos revisadas, se realizó a partir de bibliografía regional (Abbott & Dance, 2000; Abbott & Zim, 1978; Bernard, 1983), y también bibliografía local (Hickman & Finet, 1999; Robert Hoffstetter, 1954; Marks, 1951; Olsson, 1964; PETROECUADOR & SIMBIOE, 2005). Se determinaron los nombres para las muestras que no los poseían, y se actualizaron los nombres de algunas de las muestras considerando bases de datos actualizadas y catálogos en línea (Alroy, 2017; «The Paleobiology Database», 2017; WoRMS, 2017). El total de las muestras revisadas y actualizadas asciende a 257 provenientes de varias localidades de la costa ecuatoriana y Galápagos. Todas las muestras revisadas presentadas en este trabajo poseen información taxonómica hasta nivel de género al menos, localidad bien definida, edad y datos de la Formación geológica de la cual fueron recolectadas.

Las especies revisadas de la colección, fueron comparadas con las citas y reportes de distribución temporal de las publicaciones sobre moluscos fósiles del Ecuador (Dall & Ochsner, 1928; Pilsbry & Olsson, 1941; Hoffstetter, 1948; Marks, 1951; Hoffstetter, 1954; Olsson, 1964; Hertlein, 1972; Bristow & Hoffstetter, 1977; Pitt et al., 1986; Di Celma et al., 2002; Landini et al., 2002; Ragaini et al., 2002; Cantalamessa et al., 2005; Cantalamessa et al., 2007; Carnevale et al., 2011). La Fig. 1 muestra las localidades en las cuales se ha obtenido la información para los distintos análisis y resultados de este trabajo.

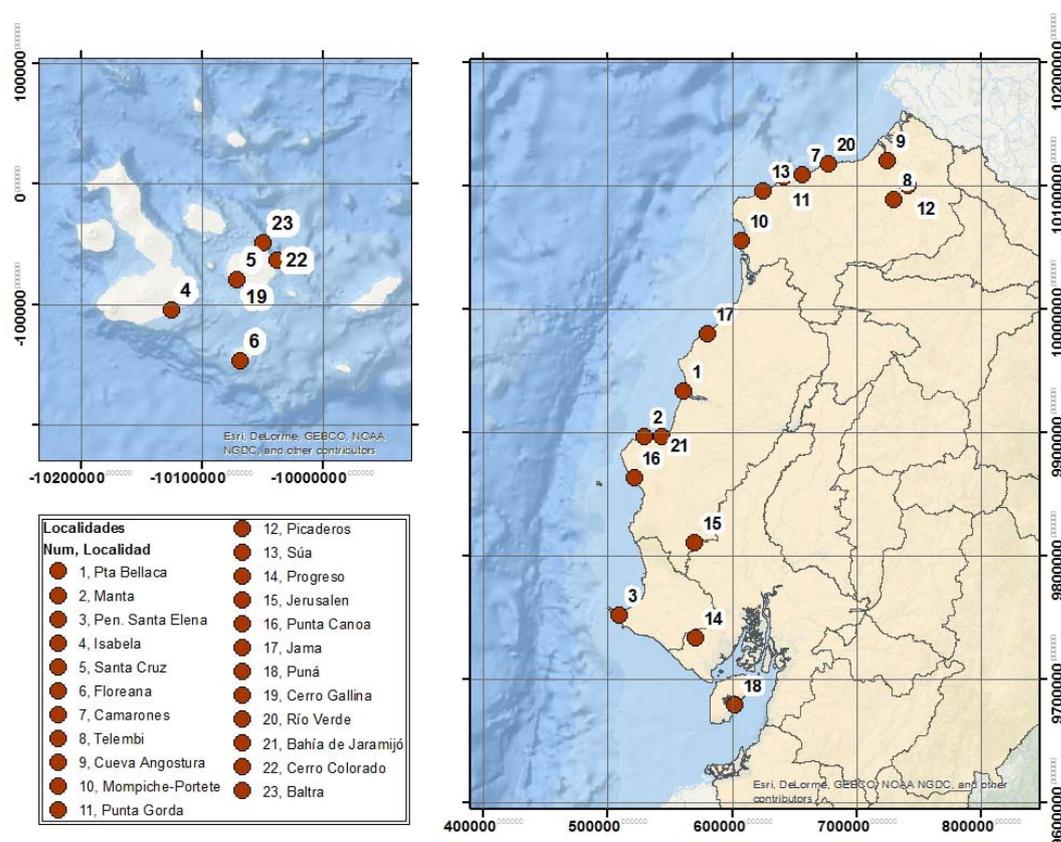


Fig. 1 Localidades tomadas en cuenta para el análisis, debido a la presencia de especies de moluscos reportados en este trabajo y en publicaciones previas. Los moluscos de la Colección del Museo petrográfico pertenecen a las localidades de los números 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 16, 22 y 23.

RESULTADOS

En total, entre todas las subcolecciones se tiene un total de 257 ejemplares de moluscos Plio-Cuaternarios con diferentes grados de preservación. En general la mayoría de ejemplares pertenecen a especímenes completos con buena preservación que permite la identificación a nivel de especie en la mayoría de los casos. Entre estos se definen 125 especies fósiles, de las cuales 33 especies (13 bivalvos y 20 gasterópodos) son reportadas por primera vez como especies fósiles en el Ecuador distribuidas en diferentes localidades y edades (Tabla 1). Para la zona costera, se encuentran en el Holoceno de Santa Elena, la cual proviene de los Depósitos de Sal donde se han descrito previamente otras especies (Hoffstetter, 1954), complementando en la zona el registro fósil de moluscos holocénicos. Los nuevos reportes de especies en el Pleistoceno, provienen del Oeste de Manta y de Punta Canoa (Formación Tablazos), a diferencia de los reportes publicados en el pasado para esta Formación que provienen de la Península de Santa Elena (Hoffstetter, 1948). Finalmente, para el Plioceno y Mioceno, los ejemplares nuevos corresponden a la localidad de Punta Bellaca, en la provincia de Manabí, en la cual la bibliografía no muestra registros de moluscos, en base a la edad descrita en los ejemplares por sus recolectores, se asigna la Formación Angostura al Mioceno, y la Formación Borbón al Plioceno de manera general.

Análisis temporal de las especies de la colección de moluscos en el Ecuador

Las especies identificadas en la colección fueron comparadas con las especies fósiles reportadas en la bibliografía publicada tomando en cuenta su distribución espacial y temporal, con la finalidad de determinar el rango temporal de distribución de las mismas en el registro estratigráfico Plio-Cuaternario de Ecuador. Se consideraron las Formaciones en las cuales se han reportado listados de moluscos presentes, y fue necesario un análisis de las dataciones reportadas para cada Formación, dado que muchas de las edades descritas en sus publicaciones originales (Marks, 1951; Olsson, 1964; Pilsbry & Olsson, 1941), han ido variando con la actualización y mayor detalle de estudios geológicos realizados (Ordoñez et al., 2006; Reyes, 2013). Los resultados de este análisis de distribución temporal quedan reflejados en la Tabla 2.

Para el Mioceno, se describen cuatro especies (*Americoliva polpasta*, *Malea ringens*, *Natica ella*, *Pristiterebra petiveriana*) de la colección del Museo por primera vez como fósiles en esta edad en la localidad de Punta Bellaca, en la Cuenca de Manabí.

Dentro del Plioceno aparecen 13 especies no reportadas anteriormente en el Ecuador en la bibliografía, de las cuales una especie proviene de Camarones (Esmeraldas), cuatro especies de Punta Bellaca (Manabí), y ocho especies de las Islas Galápagos.

Las especies de la colección correspondientes al Pleistoceno, se encuentran en las zonas de las Cuencas de Manabí, Progreso y Galápagos. Para esta edad, la colección posee 28 especies no registradas en el Pleistoceno del Ecuador en publicaciones anteriores, 18 en Manta (Manabí), nueve en Galápagos, y una presente en ambas localidades.

Para el Holoceno, aparecen 34 especies de la colección del Museo que se reportan por primera vez en esta edad, y 28 especies descritas en la colección que coinciden con las especies presentadas en Hoffstetter (1954).

SÍNTESIS-DISCUSIÓN

Dentro de las tablas de distribución temporal de las especies de la colección se puede identificar cuatro patrones de tendencia principales:

- Especies provenientes desde el Mioceno que no superan el Plioceno (16 especies). La mayoría de estas especies han sido reportadas como extintas dentro de la bibliografía, representan la fauna Mio-pliocénica descrita en Olsson (1964), como un límite incierto, problema que se da principalmente en la zona de Esmeraldas y en otras regiones tanto hacia el Norte, como el Sur del territorio ecuatoriano. Para el uso bioestratigráfico de estas especies, como indicadores de edades mio-pliocénicas, se debería realizar estudios comparativos en depósitos de dichas edades, y en un mayor número de depósitos pleistocénicos.

- Especies que se registran a partir del Plioceno o Pleistoceno y continúan hasta el Reciente (69 especies). Dichas especies corresponden a la diferenciación de la fauna en el límite Plio-Pleistoceno, mejor definido que para el caso anterior. La mayor parte de estas especies se conocen en la fauna actual. La mayoría de especies presentan este patrón, razón por la cual se puede entender que el Plioceno se encuentra mejor definido y caracterizado en el registro fósil del Ecuador que otras edades.

- Especies con registro continuo a lo largo de todo el rango de tiempo analizado (6 especies, 3 bivalvos: *Noetia reversa*, *Raeta undulata*, *Undulostrea megodon*, y 3 gasterópodos: *Americoliva polpasta*, *Architectonica nobilis*, *Malea ringens*). Estas especies representan a aquellas que han superado las variaciones y eventos de cambio de la fauna adaptándose a las nuevas condiciones durante todo el tiempo analizado. Corresponderían a especies con una alta capacidad de adaptación al medio. Evidencia de ello sería, por ejemplo, la capacidad de migración y aparición con una distribución geográfica diferente a la actual, en algunos momentos del Plio-Pleistoceno de los bivalvos *Raeta undulata* y *Undulostrea megodon* (Ortlieb et al., 1996).

- Especies con registro esporádico (41 especies). Estas especies se encuentran afectadas por la falta de un registro fósil en las edades aledañas, este patrón se identifica especialmente en aquellas registradas en el Pleistoceno y Holoceno, dado que la documentación y localidades de estudio paleontológico de moluscos de estas edades, son menores respecto a las otras.

Como una observación adicional, es importante señalar la influencia de la información de edades de los moluscos en la zona de Galápagos. Algunos autores como Pitt et al. (1986), Ragaini et al. (2002), entre otros, han planteado la dificultad de diferenciar los depósitos sedimentarios pliocénicos de los pleistocénicos en las islas, razón por la cual se estima el rango Plio-Pleistoceno para estos ejemplares. Tan solo en algunos casos (Dall & Ochsner, 1928; Hertlein, 1972), los trabajos realizados en afloramientos específicos permiten diferenciar los depósitos de manera

	Nombre	Pta Bellaca, Mioceno	Pta Bellaca, Plioceno	Manta-Pta Canoa, Pleistoceno	Santa Elena, Holoceno	Galápagos, Plio-Pleistoceno
R	<i>Americardia planicostata</i>				X	
R	<i>Anodontia edentulooides</i>					X
R	<i>Arca zebra</i>		X			
R	<i>Cardita laticostatus</i>				X	
R	<i>Chionopsis gnidia</i>				X	
R	<i>Eurytellina laceridens</i>				X	
R	<i>Euvola vodgesi</i>			X		
R	<i>Hysteroconcha lupanaria</i>				X	
R	<i>Leukoma antiqua</i>				X	
R	<i>Leukoma columbiensis</i>			X		
R	<i>Nodipecten magnificus</i>					X
R	<i>Psammotreta pura</i>					X
R	<i>Pteria sterna</i>				X	
R	<i>Acanthina muricata</i>				X	
R	<i>Cerithium adustum</i>				X	
R	<i>Cerithium gallapaginis</i>			X		
R	<i>Collumbella major</i>			X		
R	<i>Crepidula lessoni</i>			X		
R	<i>Cystiscus jewetti</i>			X		
R	<i>Diodora inaequalis</i>			X		X
R	<i>Ficus decussatus</i>				X	
R	<i>Gemphos gemmatus</i>				X	
R	<i>Leucozonia rudis</i>				X	
R	<i>Olivella zanoeta</i>			X		
R	<i>Petalonchus compactus</i>			X	X	
R	<i>Pilosabia trigona</i>			X	X	
R	<i>Pristiterebra petiveriana</i>	X				
R	<i>Stramonita biserialis</i>				X	
R	<i>Tegula omphalium</i>				X	
R	<i>Tegula panamensis</i>			X	X	
R	<i>Thais crassa</i>				X	
R	<i>Thais patula</i>				X	
R	<i>Trivia sanguinea</i>			X		

Tabla 1 Especies fósiles en la colección no reportadas en el Ecuador en publicaciones anteriores (R: Especies que viven en la actualidad), junto con las localidades y edades registradas en la colección del Museo

más clara, con una edad más apropiada. Finalmente existe una mejor distribución de edades para los Bivalvos que para los Gasterópodos, esto debido a la existencia del trabajo de Hoffstetter (1948), que presenta registros de Bivalvos provenientes de la Formación Tablazos marina en Santa Elena, lo cual no ocurre para los gasterópodos, por lo tanto, es evidente la mayor cantidad de especies con patrón esporádico o celdas sin registro fósil (casilla gris).

Referencias	Especies de Bivalvos						Referencias	Especie de Bivalvos					
		Mioceno	Plioceno	Pleistoceno	Holoceno	Reciente			Mioceno	Plioceno	Pleistoceno	Holoceno	Reciente
R 0	<i>Americardia planicostata</i>						R 0,4,10	<i>Glycymeris connollyi</i>					
R 0,1,4,6,7,9	<i>Anadara nux</i>						R 0,1,4,7,9,10,11	<i>Glycymeris maculata</i>					
R 0,4,10	<i>Anadara perlabiata</i>						R 0	<i>Hysteroconcha lupanaria</i>					
R 0,1,4,10	<i>Anadara tuberculosa</i>						R 0,6,10	<i>Larkinia grandis</i>					
R 0	<i>Anodontia edentuloides</i>						R 0,1,6,7	<i>Leptopecten tumbezensis</i>					
R 0,10	<i>Anomalocardia subimbricata</i>						R 0	<i>Leukoma antiqua</i>					
R 0,10	<i>Anomalocardia subrugosa</i>						R 0	<i>Leukoma columbiensis</i>					
R 0,9	<i>Arca mutabilis</i>						R 0,2	<i>Lirophora falconensis</i>					
R 0,9,10	<i>Arca pacifica</i>						R 0	<i>Litharca lithodomus</i>					
R 0	<i>Arca zebra</i>						R 0,9,10	<i>Macrotoma velata</i>					
R 0,1,7,9	<i>Arcopsis solida</i>						R 0,9	<i>Megapitaria aurantiaca</i>					
R 0,1,8	<i>Argopecten irradians concentricus</i>						R 0,10	<i>Megapitaria squalida</i>					
R 0,4,7	<i>Argopecten ventricosus</i>						R 0,11	<i>Modiolus capax</i>					
R 0,4,8,9	<i>Barbatia gradata</i>						R 0	<i>Nadipecten magnificus</i>					
R 0,8,9,11	<i>Barbatia reeveana</i>						R 0,4,6	<i>Noetia reversa</i>					
R 0	<i>Cardita laticostatus</i>						R 0,4,9,10	<i>Periglypta multicostata</i>					
R 0,9	<i>Carditamera affinis</i>						R 0,1,7,9	<i>Petricola denticulata</i>					
R 0,9	<i>Chama frondosa</i>						R 0	<i>Psammotreta pura</i>					
R 0,1,4,7,9	<i>Chione (Lirophora) mariae</i>						R 0,9	<i>Pseudochama corrugata</i>					
R 0,10	<i>Chione columbiensis</i>						R 0	<i>Pteria sterna</i>					
R 0,11	<i>Chione compta</i>						R 0,3,4,6,10	<i>Raeta undulata</i>					
R 0	<i>Chionopsis gnida</i>						R 0,4	<i>Sheldonella olssoni</i>					
R 0,10	<i>Chlamys circularis</i>						R 0,5	<i>Striostrea prismática</i>					
R 0,1,4,9,10	<i>Dallicardia senticosum</i>						R 0,10	<i>Tagelus dombeii</i>					
R 0,1,10,11	<i>Divalinga eburnea</i>						R 0,10	<i>Tellinidella purpureus</i>					
R 0,10	<i>Dosinia dunkeri</i>						R 0,1,4,6,7,10	<i>Trachycardium procerum</i>					
R 0,1,2,4,7,8,10	<i>Dosinia ponderosa</i>						R 0,2	<i>Trigonocardia hanna</i>					
R 0	<i>Eurytellina laceridens</i>						R 0,4	<i>Tucetona canoa</i>					
R 0	<i>Euvalva vodgesi</i>						R 0,1,2,4,5,7,8,11,13	<i>Undulostrea megodon</i>					

Referencias	Especie de Gasterópodos						Referencias	Especies de Gasterópodos					
		Mioceno	Plioceno	Pleistoceno	Holoceno	Reciente			Mioceno	Plioceno	Pleistoceno	Holoceno	Reciente
R 0	<i>Acanthina muricata</i>						R 0,8	<i>Macrocyprea cervinetta</i>					
R 0,4,10	<i>Americalva palapa</i>						R 0,1,2,4,7,8	<i>Malea ringens</i>					
R 0,1,2,3,4,5,6	<i>Architectonica nabilis</i>						R 0,4	<i>Metaphos gaudens</i>					
R 0	<i>Architectonica perspectiva</i>						R 0,22	<i>Nassarius nodicinctus</i>					
R 0,1,7,8,11	<i>Bostrycapulus aculeatus</i>						0,2	<i>Natica ella</i>					
R 0,10	<i>Bulla punctulata</i>						R 0,2,4,6	<i>Northia northiae</i>					
R 0,1,6,7,10	<i>Calyptraea mamillaris</i>						0,2	<i>Oliva cueva</i>					
0,2	<i>Cancellaria fragosa</i>						R 0	<i>Olivella zonata</i>					
0,2	<i>Cancellaria xenia</i>						R 0	<i>Petalocochanus compactus</i>					
R 0,4,10	<i>Cantharus elegans</i>						R 0	<i>Pilosabia trigona</i>					
R 0	<i>Centhium adustum</i>						R 0,7,8,12	<i>Polinices uber</i>					
R 0	<i>Cerithium aallapaensis</i>						R 0,4,14	<i>Parphyrobaphe iastama</i>					
R 0,4,10	<i>Cerithium muscarum</i>						R 0	<i>Pristiterebra petiveriana</i>					
R 0,11	<i>Callumbella fuscata</i>						0,2	<i>Prunum gadini</i>					
R 0	<i>Callumbella maior</i>						0,2	<i>Pseudozonaria telembiensis</i>					
R 0,12	<i>Conasorella lucida</i>						R 0,10	<i>Pusula solandri</i>					
R 0,8	<i>Canus ferousoni</i>						R 0,10,14	<i>Rhinoconyne humboldtii</i>					
R 0,4	<i>Canus patricius</i>						R 0	<i>Strombina biserialis</i>					
R 0,1	<i>Canus recurvus</i>						0,2	<i>Strioterebra guanabana</i>					
R 0	<i>Crepidula lessona</i>						R 0,1,4,7,8,11,12	<i>Strombina lanceolata</i>					
R 0,4,5,10	<i>Crucibulum scutellatum</i>						R 0,4	<i>Strombus gracilar</i>					
R 0,2,8,10	<i>Crucibulum spinosum</i>						0	<i>Tequila omphalium</i>					
R 0	<i>Cypracassis coarctata</i>						R 0	<i>Tequila panamensis</i>					
R 0	<i>Cystiscus jewetti</i>						R 0,11	<i>Terebra frigata</i>					
R 0	<i>Diadora inaequalis</i>						R 0	<i>Thais crassa</i>					
0,8,11	<i>Epitonium indistinctum (Terebra albemarlensis)</i>						R 0	<i>Thais patula</i>					
R 0,8	<i>Epitonium palitum</i>						R 0	<i>Tonna galea</i>					
R 0,2	<i>Euclia maldonadoi</i>						R 0,8	<i>Tavia maugerae</i>					
R 0	<i>Ficus decussatus</i>						R 0	<i>Tavia sanguinea</i>					
R 0,1,4	<i>Ficus ventricosa</i>						R 0,4,10	<i>Turbo saxosus</i>					
R 0,22	<i>Fissurella virescens</i>						0,2,3,5	<i>Turritella abrupta</i>					
R 0	<i>Gemaphos gemmatos</i>						0,2,3,13	<i>Turritella altilira</i>					
R 0,8	<i>Hexaplex princeps</i>						0,2,3	<i>Turritella gatunensis</i>					
R 0	<i>Hexaplex regius</i>						R 0,4,7,8,10	<i>Turritella gonostoma</i>					
R 0	<i>Hypertea helicoides</i>						R 0,10	<i>Turritella nodulosa</i>					
R 0,2	<i>Kelletia ecuatoriana</i>						R 0,1	<i>Uvanilla buschii</i>					
R 0	<i>Leucozonia rudis</i>						0,2	<i>Dentalium esmeraldum</i>					

Tabla 2 Distribución en el tiempo de las especies de Bivalvos y Gasterópodos analizadas de la colección del Museo Petrográfico. Referencias en las cuales se encuentran descritas las especies (0:Este trabajo y Mantilla 2017; 1:Landini et al., 2002; 2:Olsson, 1964; 3:Marks, 1951; 4:Pilsbry & Olsson, 1941; 5: Carnevale et al., 2011; 6:Cantalamesa et al., 2005; 7:Di Celma et al., 2002; 8:Dall & Oschner, 1928; 9:Hoffstetter, 1948; 10:Hoffstetter, 1954; 11:Ragaini et al., 2002; 12:Pitt et al., 1986; 13:Cantalamesa et al., 2007; 14:Bristow y Hoffstetter, 1977). R: Especies conocidas en la actualidad. Casilla negra: registro de fósil. Casilla gris: sin registro de fósil o con cita indirecta de presencia por terceros autores, pero potencial presencia debido a la falta de estudios en el Pleistoceno-Holoceno

CONCLUSIONES

A través del análisis temporal de la colección se define la presencia de especies reportadas en las diferentes edades, la colección de fósiles por su parte, aporta con especies registradas en el país por primera ocasión en cada una de estas edades: 4 especies en el Mioceno, 13 especies en el Plioceno, 28 especies en el Pleistoceno, y 34 especies en el Holoceno. Además, mediante la agrupación de los datos de cada edad, se identificó algunos grupos representativos en el registro fósil: especies extintas que sobrevivieron hasta el Mioceno o Plioceno, especies cuya primera presencia se da en el Plio-Pleistoceno, especies con ocurrencia continua en el rango de edad del análisis y finalmente especies con presencias esporádicas, mismas que requieren un mayor estudio, con el fin de mejorar la información respecto a su distribución temporal en el país.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido posible gracias al financiamiento de la Escuela Politécnica Nacional de contratos de Ayudantes del Museo Petrográfico, al Departamento de Geología y Museo Petrográfico por la disposición para la elaboración de este trabajo y acceso a la colección de fósiles del Museo Petrográfico.

Referencias bibliográficas

- Abbott, T., & Dance, P. (2000). *Compendium of seashells: a full-color guide to more than 4.200 of the world's marine shells*. Odyssey.
- Abbott, T., & Zim, H. (1978). *Conchas Marinas*. (R. Candel, Trad.) (3.a ed.). Daimon, Manuel Tamayo.
- Alroy, J. (2017, enero 24). Fossilworks: Gateway to the Paleobiology Database. Recuperado a partir de <http://fossilworks.org/?page=paleodb>
- Bernard, F. R. (1983). Catalogue of the Living Bivalvia of the Eastern Pacific Ocean: Bering Strait to Cape Horn. *Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences*, 61, 112.
- Bristow, C., & Hoffstetter, R. (1977). *Lexique Stratigraphique International; Ecuador*. (Segunda, Vol. 5a2). París.
- Cantalamesa, G., Di Celma, C., & Ragaini, L. (2005). Sequence stratigraphy of the Punta Ballena Member of the Jama Formation (Early Pleistocene, Ecuador): insights from integrated sedimentologic, taphonomic and paleoecologic analysis of molluscan shell concentrations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 216(1-2), 1-25. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.09.012>
- Cantalamesa, G., Di Celma, C., Ragaini, L., Valleri, G., & Landini, W. (2007). Sedimentology and high-resolution sequence stratigraphy of the late middle to late Miocene Angostura Formation (western Borbón Basin, northwestern Ecuador). *Journal of the Geological Society*, 164(3), 653–665.
- Carnevale, G., Landini, W., Ragaini, L., Di Celma, C., & Cantalamessa, G. (2011). Taphonomic and Palaeoecological analyses (Mollusks and Fishes) of the Súa Member condensed shellbed, Upper Onzole Formation (Early Pliocene, Ecuador). *PALAIOS*, 26(3), 160-172. <https://doi.org/10.2110/palo.2010.p10-070r>
- Dall, W. H., & Ochsner, W. (1928). Tertiary and Pleistocene mollusca from the Galapagos Islands. *Proceedings of the California Academy of Science*, 17(4), 89-139.
- Di Celma, C., Ragaini, L., Cantalamessa, G., & Curzio, P. (2002). Shell concentrations as tools in characterizing sedimentary dynamics at sequence-bounding unconformities: examples from the lower unit of the Canoa Formation (Late Pliocene, Ecuador). *Geobios*, 35, 72–85.
- Hernández, M. J., Lachowicz, H., Aráuz, M. A., Romero, E., Mantilla, G., Alvarado, K., Castillo, C., Vaca, A., Pérez, D. (2017). Exposición virtual del Museo Petrográfico de la Escuela Politécnica Nacional. *Libro de resúmenes VIII Jornadas en Ciencias de la Tierra, Escuela Politécnica Nacional*, Quito.
- Hertlein, L. G. (1972). Pliocene Fossil from Baltra (South Seymour) Island, Galápagos Islands. *Proceedings of the California Academy of Science*, 39(3), 25-46.
- Hickman, C. P., & Finet, Y. (1999). *Guía de campo de los Moluscos Marinos de Galápagos: Guía de campo ilustrada sobre caracoles, bivalvos y chitones de las aguas intermareales y someras de las islas Galápagos*. Lixington, Vir: Sugar Spring Press.
- Hoffstetter, R. (1948). Notas sobre el Cuaternario de la Península de Santa Elena (Ecuador). II, Pelecypoda del Tercer Tablazo. *Boletín de Informaciones Científicas Nacionales*, 2(13-14), 67-83.
- Hoffstetter, Robert. (1954). *Moluscos subfósiles de los estanques de sal de Salinas. Pen. de Santa Elena, Ecuador: comparación con la fauna actual del Ecuador*. Quito: Casa de la Cultura Ecuatoriana.
- Landini, W., Bianucci, G., Carnevale, G., Ragaini, L., Sorbini, C., Valleri, G., Bisconti, M., Cantalamessa, G., Di Celma, C. (2002). Late Pliocene fossils of Ecuador and their role in the development of the Panamic bioprovince after the rising of Central American Isthmus. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(1), 27-41. <https://doi.org/10.1139/e01-063>
- Mantilla, G. (2017). *Análisis comparativo de los moluscos Plio-Cuaternarios de la Costa y Galápagos: Revisión y caracterización de la colección de fósiles del Museo Petrográfico*. Trabajo de Titulación, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador. 121 pp.
- Marks, J. G. (1951). Miocene stratigraphy and paleontology of southwestern Ecuador. *Bull. of American Paleontology*, XXXIII, 226.
- Olsson, A. A. (1964). *Neogene mollusks from northwestern Ecuador*. Ithaca, New York: Paleontological research institution.
- Ordoñez, M., Jiménez, N., & Suárez, J. (2006). *Micropaleontología ecuatoriana: Datos bioestratigráficos y paleoecológicos de las cuencas: Graben de Jambelí. Progreso. Manabí, Esmeraldas y Oriente; del levantamiento de la Península de Santa Elena, y de las cordilleras colonche, costera y occidental*. Quito: Petroproducción.
- Ortlieb, L., Díaz, A., & Guzman, N. (1996). A warm interglacial episode during oxygen isotope stage 11 in Northern Chile. *Quaternary Science Reviews*, 15, 857-871.
- PETROECUADOR, & SIMBIOE (Eds.). (2005). *Guía de Fauna Marina del Ecuador*. Quito.
- Pilsbry, H. A., & Olsson, A. A. (1941). A Pliocene fauna from western Ecuador. *Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia*, 93, 1–79.
- Pitt, W. D., James, M. J., Hickman, C. S., Lipps, J. H., & Pitt, L. J. (1986). Late Cenozoic Marine Mollusks from tuff cones in the Galápagos Islands. *Proceedings of the California Academy of Science*, 44(12), 269-282.
- Ragaini, L., Bianucci, G., Cantalamessa, G., Valleri, G., & Landini, W. (2002). Paleoecology and paleobiogeography of fossil mollusks from Isla Isabela (Galápagos, Ecuador). *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 381-389.
- Reyes, P. (2013). *Évolution du relief le long des marges actives: étude de la déformation Plio-Quaternaire de la cordillère côtière d'Équateur* (Doctoral Thesis). Université Nice Sophia Antipolis, Francia.
- The Paleobiology Database. (2017, enero 24). Recuperado a partir de <https://paleobiodb.org/classic>
- WoRMS, E. B. (2017, enero 24). *World Register of Marine Species*. Recuperado a partir de <http://www.marinespecies.org>

PRELIMINARY RESULTS OF CALCAREOUS NANNOFOSSIL ASSEMBLAGES OF SOME ECUADORIAN MARINE SEQUENCES

Alejandra Mejía-Molina (1)

(1) School of Geology. Hacienda Urcuquí y Proyecto Yachay s/n. Urcuquí, Ecuador. amejia@yachaytech.edu.ec

Abstract: Very few stratigraphic and biostratigraphic studies have been done in the marine records of NW Ecuador based on marine fossil faunas, there are few modern palaeoceanographic and biostratigraphic calcareous nannofossil reconstructions to SW Colombian to Ecuador coastlines (Mejía-Molina et al., 2006, 2008, 2006, Mejía-Molina et al., 2010). Calcareous nannofossils are one the best micropaleontological group used in many disciplines because of their importance in paleoenvironmental reconstruction and stratigraphy. The global and regional changes occurred in the Pacific Ecuadorian sequences considered in this study are well reflected in the nannofossil assemblage character and in their fluctuation pattern. They are related or no with important changes in sedimentation rate, assemblage distribution and abundance pattern and represents a potential key for future palaeoceanographic interpretations in Ecuador.

Key words: Ecuador, Calcareous Nannofossils, Biostratigraphy, Paleooceanography

INTRODUCTION

Calcareous nannofossils first occurrence in the fossil record was late Triassic sediments. Coccolithophores (extant representative nannofossils) play an important role in earth's biogeochemical cycles because of their great abundance, the fast turnover rates, and their ability to carry out photosynthesis and calcification (Winter and Siesser, 1994; Bown, 1998). Coccolithophores are also one of the main open-ocean carbonate producers.

In this research, the classical biostratigraphic calcareous nannofossil-based schemes proposed by Martini (1971) and Bukry (1973, 1975) later codified by Okada and Bukry (1980) for the subdivision of Cenozoic were widely used. because those were established in detailed sequences

To obtain insights into the changes in palaeoceanographic conditions and establish biostratigraphic zonation a low to medium resolution, the sampling was carried out in carbonate sequences previously cartographies as marine origin (Ordoñez et al., 2006, Cantalamesa et al., 2005; Núñez del Arco, 2003) (Figure 1).

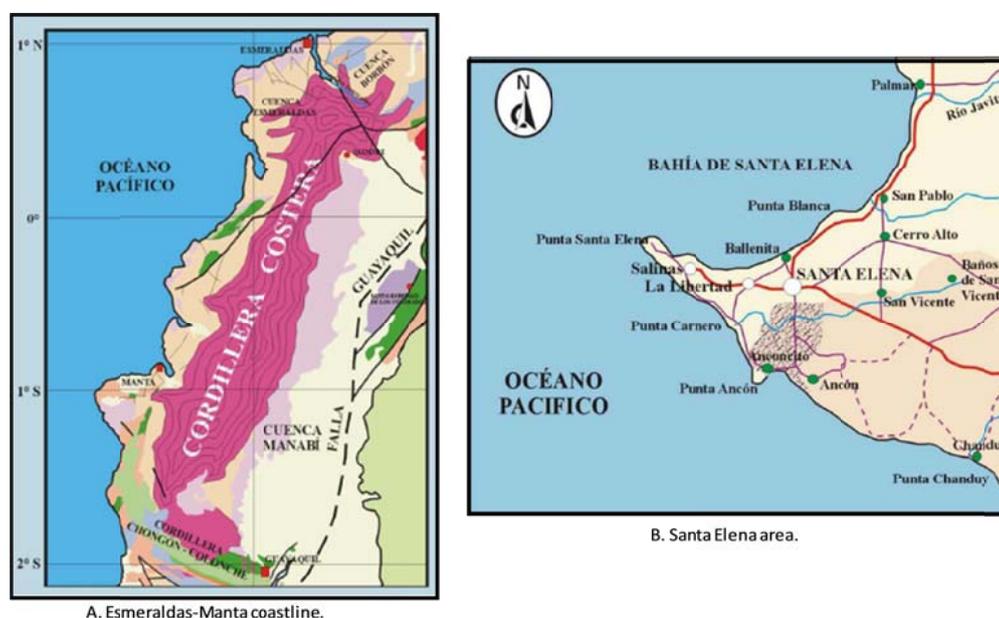


Fig. 1: Geographical setting of marine onshore sections in the Pacific Ecuadorian Basins. Most of samples were taken from Las Esmeraldas-Manta transect and the Progreso Basin in Santa Elena area. Modified of Ordoñez et al. (2006).

RESULTS

The onshore sequences studied (Figure 1) are very well exposed in the area. Most of the marine formations were sampled to calcareous, siliceous and microvertebrates analyses. The specimens identified presumably belong to Borbón, Villingota, Onzolé and Viche Formations, among others. Some of them are one of the best Tertiary sequences known in Ecuador (Figure 2).



Fig. 2: Outcrop photography showing sedimentological features and stratigraphic within the Onzolé Formation, near to Súa Beach in the Atacames area. Note the pretty rhythmical cycles throughout the cliff.

The sedimentary record includes fauna and microfauna as bivalves, turrillids and foraminifers. Some isolated fish bones and otoliths and shark/ whale teeth were also identified. The phytoplankton assemblage is mainly representing by diatoms and nanofossils. The calcareous biogenic sequences are constituted for partially to continuous record, with medium to good preservation of the coccolithophore assemblages (Figure 3).

Preservation of nannolith/coccolith

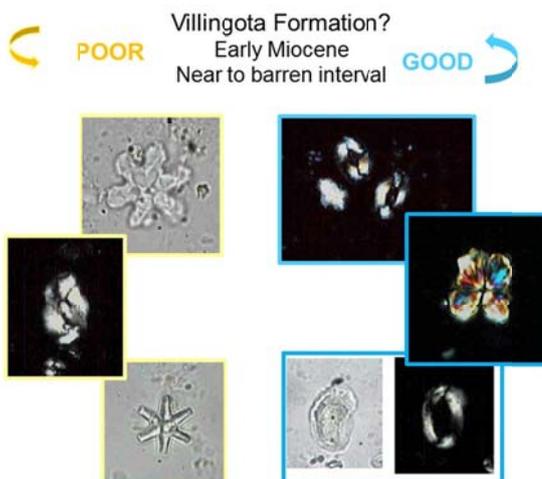


Fig. 3: The figure shows medium to low preservation of isolated coccoliths in the Villingota Formation (?) taken from the Progreso Basin, near to Guayaquil.

The examined samples contain in general medium to very abundant and diversified nanofossil assemblages with medium to low preservation. Some intervals show coccoliths with exceptional good preservation. The biostratigraphic analyses of this study partly encountered problems, especially since some nanofossil events are based on species with extremely rare occurrences or when the assemblage has very few amount of coccoliths.

The global and regional changes occurred in the marine Ecuadorian sequences considered in this outline are well reflected in the nanofossil assemblage character and in their fluctuation pattern, indicating changes in the oligotrophic/eutrophic conditions.

CONCLUSIONS

The preliminary calcareous nannofossil biostratigraphy proposed constitutes the first modern study of calcareous nanoplankton research in Ecuador. The barren levels represent lack of sedimentation and constitute hiatuses, but the calcareous nannofossil events used in the standard zonation are only partially affected. Absences of nannofossils also could be correspond to dissolution or very poor preservation.

Some sequences are recognized as potential to future robust biochronologic scheme for the Cenozoic of northern South American. Future studies considering the excellent information of southwest IODP cores to correlate the records studied in greater detail (work on progress) would support a future palaeoceanographic and paleoecological reconstruction consistently.

Selected References

- Cantalamesa, G., Di Celma, C. & Ragaini, L. (2005). Sequence stratigraphy of the Punta Ballena Member of the Jama Formation (Early Pleistocene, Ecuador): insights from integrated sedimentologic, taphonomic and paleoecologic analysis of molluscan shell concentrations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 216 (1-2), 1–25.
- Mejía-Molina, A., Flores, J.A., Torres Torres, V., Sierro, F.J., 2010. Distribution of calcareous nannofossils in Upper Eocene-Upper Miocene deposits from Northern Colombia and the Caribbean Sea. *Revista Española de Micropaleontología*, 42 (3), 279-300.
- Mejía-Molina, A., Flores, J.A., Torres Torres, V., Sierro, F.J., 2008. Análisis bioestratigráfico mediante Nanofósiles Calcáreos para el Oligoceno–Mioceno medio del norte de Colombia. Sección de superficie del Arroyo Alférez, Colombia. *Revista Española de Micropaleontología* 40, 135-149.
- Ordoñez, M., Jiménez, N., & Suárez, J. (2006). *Micropaleontología ecuatoriana: Datos bioestratigráficos y paleoecológicos de las cuencas: Graben de Jambelí. Progreso. Manabí, Esmeraldas y Oriente; del levantamiento de la Península de Santa Elena, y de las cordilleras colonche, costera y occidental*. Ed. Petroproducción, Quito, 634 pp.
- Raffi, I., Flores, J.-A., 1995. Pleistocene through Miocene calcareous nannofossils from eastern equatorial Pacific Ocean. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 138: 233–286.
- Raffi, I., Backman, J., Fornaciari, E., Pälike, H., Rio, D., Lourens, L.J., Hilgen, F.J., 2006. A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 Million years, *Quaternary Science Review* 25, 3113-3137.

THE PROPOSED TRANS-AMAZON DRILLING PROJECT: ORIGINS AND EVOLUTION OF THE FORESTS, CLIMATE, AND HYDROLOGY OF THE SOUTH AMERICAN TROPICS

P.A. Baker (1), S.C. Fritz (2), C.G. Silva (3), C.A. Rigsby (1)

(1) Yachay Tech University, San Miguel de Urququi, Ecuador, pbaker@yachaytech.edu.ec

(2) University of Nebraska, Lincoln, Nebraska, USA

(3) Universidade Federal Fluminense, Niteroi, Brazil

Abstract. *Proponemos un proyecto combinado IODP-ICDP de perforación Trans-Amazónica que muestre continuamente el Cretácico tardío a sedimentos modernos en cinco diferentes cuencas sedimentarias que transectan la Amazonía ecuatorial de Brasil, desde el foreland andino hasta el margen continental Atlántico. Los objetivos de este proyecto son documentar la evolución de la biodiversidad en los bosques amazónicos y relacionar la diversificación biótica con los cambios en el entorno físico, incluyendo el clima, el tectonismo y el paisaje superficial. La perforación propuesta proporcionará los primeros registros regionales largos y casi continuos de la historia cenozoica de los bosques, su biodiversidad y los cambios asociados en el clima y el medio ambiente.*

Palabras clave: Amazonía, perforación, biodiversidad, hidrología

Key words: Amazonia, drilling, biodiversity, hydrology

INTRODUCTION

The origin of the great biodiversity of tropical South America has been debated for more than a century. The “museum” model posits that low tropical extinction rates, resulting from a relatively equitable and stable tropical climate, enabled the progressive accumulation of species throughout the Cenozoic. In contrast, the “cradle” model posits that most tropical diversity arose from episodic pulses of speciation associated with climatic and geological drivers. Some propose that the majority of present-day species originated prior to the Pleistocene and that species origination rates were shaped primarily by geological agents of vicariance, such as Andean uplift, tectonic arches, marine incursions, fluvial barriers, and the expansion of mega-wetlands. Others argue for significant Quaternary diversification influenced by large-amplitude regional climate variation. These different interpretations of the patterns and drivers of tropical biodiversity can best be resolved by recovering the entire Cenozoic record of plant diversity in the Amazon region and by placing these biotic data into a well-resolved geologic, climatic, phylogenetic, and biogeographic framework.

A large international group of scientists has proposed a combined ICDP-IODP Trans-Amazon Drilling Project that, if funded, will continuously sample upper-Cretaceous to modern sediment to 2 km depth at seven sites in five different ancient sedimentary basins that transect the equatorial Amazon region of Brazil, from the Andean foreland to the continental slope on the Atlantic Ocean margin of the Amazon (Fig. 1). The goals of this project are (1) to document the history of Amazon plant diversity across the entire basin throughout the entire history of the Amazon forest, and (2) to determine how Andean mountain building has affected the climate, landscape evolution, and ultimately, the origins of its species.

GEOLOGIC FRAMEWORK OF THE BRAZILIAN AMAZON

The Brazilian Amazon region (Fig. 1) is comprised of a series of east-west trending, basins that began accumulating sediments in the Paleozoic, overlying and bounded north and south by Precambrian continental basement rocks. Each of the basins is separated from its neighbor by structural highs. Some of these features have previously been posited as topographic highs that played a role in the development of Amazon trans-continental drainage.

TEMPORAL DEVELOPMENT OF THE AMAZON BASIN AND ITS FORESTS

In the Cretaceous, the South American tropical forests were dominated by gymnosperms and ferns. The rise and subsequent expansion of the angiosperm-dominated megathermal forest in the early Cenozoic has been linked to greenhouse climates. Pollen data from multiple sections in Colombia and Venezuela suggest maximum diversity at the Paleocene-Eocene Thermal Maximum, followed by a subsequent decline, a pattern that mirrors global temperature reconstructions. No study of diversity through time was undertaken within the modern Amazon Basin itself. Furthermore, no Paleogene sediments have been recovered and described from the Brazilian Amazon, and the published data from Neogene sequences from exploration wells and outcrops are largely from western Amazonia. Thus, our knowledge of the history of the forests and forest diversity across the Amazon Basin, and the associated climate history, is almost nonexistent.

A fundamental premise of much previous research on the history of South American tropical forests is that Andean surface uplift played a major role in the origin and distribution of neotropical biodiversity by sundering populations east and west, creating new high-elevation habitats, altering precipitation patterns, and it providing nutrients to the adjacent lowlands. However, the timing of surface uplift and its spatial variation remain very poorly known. In general, the emerging data suggest that the timing, rates, and mechanisms of uplift are not spatially uniform. One of

the best ways to constrain Andean uplift and erosion history will be to determine the provenance of the ever-lowland sediments recovered from the proposed drill site in the Acre foreland basin.

Much of western Amazonia was composed of actively subsiding foreland basins from the early Cenozoic to the present and, throughout this time, received sediments eroded from the Andes. In the early Cenozoic, the Amazon basin may have drained westward, then northward, while only the eastern third of the craton drained toward the Atlantic. At some later time, with estimates ranging widely between Miocene and Pleistocene, the Amazon system became a transcontinental fluvial basin and Andean sediments first reached the Atlantic basin.

Prior to establishment of trans-Amazon drainage the Purus Arch may have formed the western limit of proto-Amazon drainage. A counter point-of-view is that the Purus Arch was tectonically inactive during all of the Cenozoic and played no role as a drainage divide. Instead, it may have been the Gurupá Arch that was the key hydrologic barrier to eastward flow of the early Amazon. Its role in Amazon hydrology has seldom been discussed in the literature.

During the Miocene, sedimentary sequences of the Pebas Formation in Peru or the equivalent Solimões Formation in Brazil reached a maximum thickness of 1100 m in the Acre Basin. However, interpretations of the age and depositional environment of these sediments are varied and controversial. It has long been argued that a long-lived freshwater Pebas mega-lake or mega-wetland bisected western Amazonia during the entire early and middle Miocene. More recently, marine incursions have been posited for Amazonia, yet the cited geochemical, sedimentologic, and fossil evidence is not uniquely associated with marine environments.

Controversy also surrounds the role of climate in driving neotropical speciation. Some argue that the majority of present-day species originated prior to the Pleistocene and that species origination rates were largely independent of climate, thus shaped primarily by geological agents of vicariance, including uplift, marine incursions, mega-wetlands, riverine barriers, and arches. In contrast, other workers argue that species originations in the Amazon were the direct result of climate variability or at least that climate played a significant role. For example, the Haffer refugia hypothesis, posits that during Pleistocene dry periods, the Amazon forest contracted into refugia and that populations isolated in these refugia underwent accelerated rates of diversification.

MAJOR QUESTIONS TO BE ADDRESSED BY DRILLING

(a) What is the history of plant diversity across the Amazon basin? Is the Amazon a "museum", steadily accumulating diversity through time? Or does diversity co-vary with global temperature, perhaps as a result of areal expansion of the tropics? How does diversity respond to specific environmental drivers, such as Andean uplift?

(b) What is the history of tropical South American climate from the late Cretaceous to today? Did the progressive widening of the Atlantic Ocean itself on the hydrologic record of the Amazon? Did Andean uplift increase precipitation in the Amazon?

(c) What is the history of Andean uplift and erosion as recorded in Andean foreland basins?

(c) When did west-to-east hydrologic continuity develop between Amazon basins and the equatorial Atlantic? Did the Purus or Gurupá Arches act as an ancient hydrologic divide between eastward and westward drainage?

MAFIC INTRUSIONS IN THE AMAZON

The thickest volumes of the entire 201 Ma Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) are preserved in the sedimentary basins of the Amazon. CAMP magmatism caused rapid global perturbations through the emission of volcanic gases and was associated with the break-up of Pangea, the opening of the Atlantic Ocean, and the mass extinction event at the Triassic-Jurassic boundary. Sills occur within the Paleozoic sedimentary sequences of the Amazonas and Solimões basins, reaching up to a km in thickness, and traceable over for nearly 1000 km. Geochemical and geochronological analysis of these extensive units can be used to test hypotheses regarding the origins of CAMP and its global impacts.

PROPOSED DRILL SITES

In the westernmost Acre basin, Cenozoic foreland basin sequences will be drilled to 2 km total depth, in order to reach the Cretaceous-Paleogene boundary (Fig. 2). In the Solimões basin (Fig. 3), a thinner sequence of the Mio-Pliocene Solimões Formation conformably overlies the early Cenozoic Alter do Chão Formation that unconformably overlies CAMP sills. We propose to drill two sites in Amazonas basin, one located in the far eastern part of the basin on the western flank of the Gurupá Arch, where Cenozoic sediments are appreciably thicker than farther west. We will drill another site on the eastern flank of the Gurupá Arch in the northwestern part of the Marajó basin, where the Cenozoic sequence is ~1km thick, shows considerable marine influence, and can be dated by marine biostratigraphy. Here, the first appearance of detritus with Andean provenance will allow determination of the age of onset of trans-continental drainage. Finally, two sites will be drilled on the Amazon continental slope during a proposed IODP campaign (in 2019). A shallow-water site will target a thick sequence of Quaternary sediment, while a deeper site will target pre-Quaternary sediments, hopefully reaching sediments of the early Paleogene.

Dating the Cenozoic, mostly fluvial, sediments of the Amazon has been challenging. We expect this to be undertaken by a combination of paleomagnetic stratigraphy, palynostratigraphy, U/Pb geochronology, and marine biostratigraphy in the eastern sites proximal to the Atlantic Ocean. Key measurements to be undertaken on all drill

cores are pollen identification and quantification to determine biodiversity and its change through time; organic geochemical measurements that record past climate, yet are relatively insensitive to diagenetic alteration; microfossils and geochemical measurements on carbonate units that can differentiate between fresh, brackish, and marine environments; and provenance studies using U/Pb, SrIR, NdIR and other measurements will allow dating of connectivity of basins across the continent.

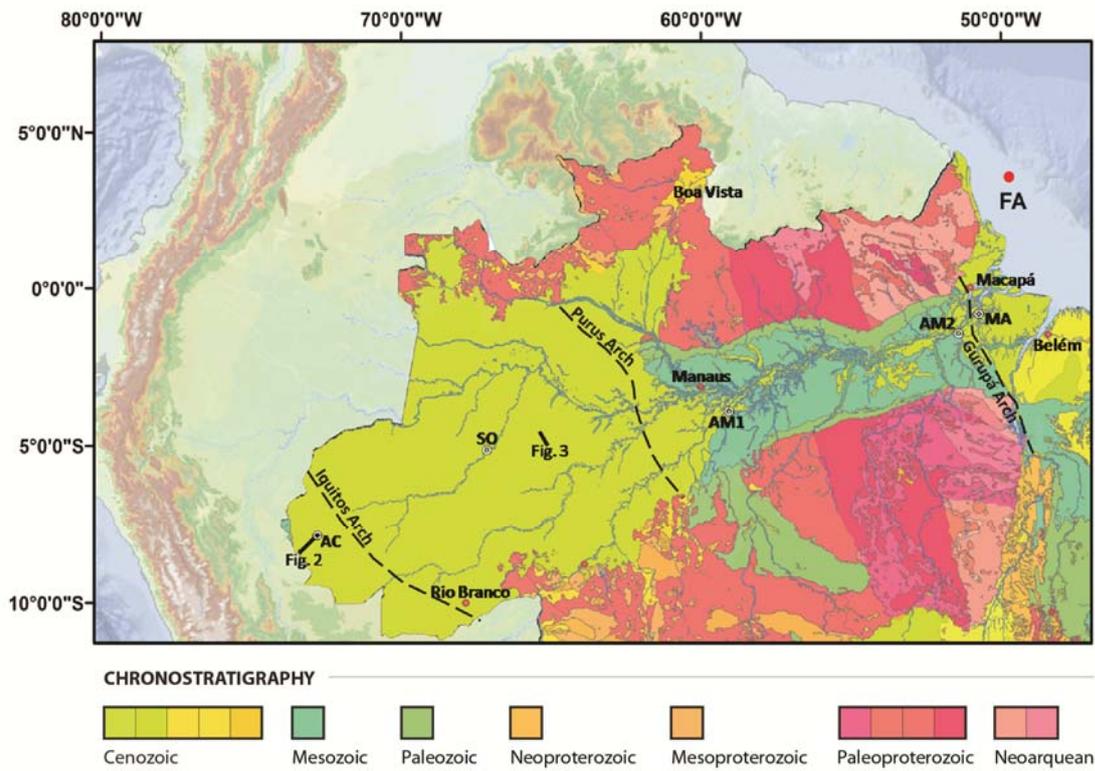


Figure 1. Geologic map of the Amazon region. Shown are the locations of seismic lines in Figures 2 and 3, and proposed drill sites. Drill site locations are shown for the Acre (AC), Solimões (SO), Amazonas (AM) and Marajo (MA) Basins. Each of these basins is separated from the adjoining basin by structural arches.

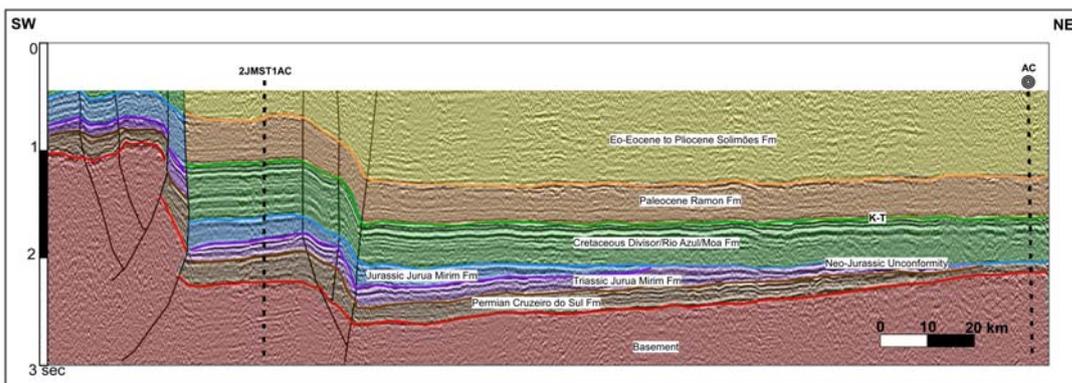


Figure 2. Seismic reflection profile from the Acre Basin. The proposed drill hole location (AC) and previous drill hole location (2JMST1AC) are shown.

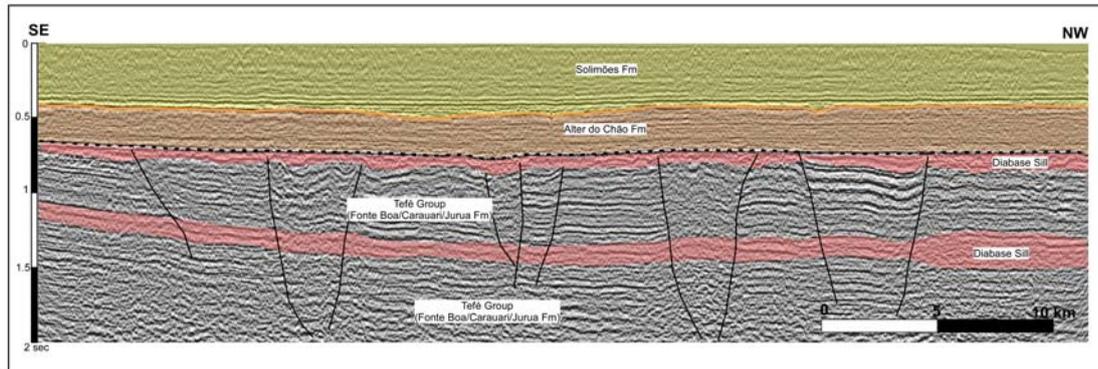


Figure 3. Seismic reflection profile from the Solimões Basin. Multiple diabase sills and interbedded sediments unconformably underlie Cenozoic sediments in this region.

ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA CAUTO-GUACANAYABO, CUBA.

Y. Vázquez-Taset.

(1) Escuela de Ciencias Geológicas e Ingeniería, Universidad Experimental Yachay Tech, Hacienda San José s/n y Proyecto Yachay, San Miguel de Urcuquí, Imbabura. yvazquez@yachaytech.edu.ec

Abstract (Stratigraphy of the Cauto-Guacanayabo basin, Cuba): The Cauto-Guacanayabo Basin is one of the strike-slip basins associated to the Guacanayabo-Nipe tectonic corridor located in eastern Cuba. The most part of the basin is offshore (Guacanayabo Gulf) and constitutes a sedimentary active zone. The basin started in the Middle Eocene and is limited by a strike-slip sinister faults system. It has been recognized structures associated with transtensive and transpressive regimes. The sedimentary infill is constituted by nineteen lithostratigraphic units and shows variable thicknesses exceeding 2500 m. It has been identified four basin scale discontinuities (U-0, U-1, U-2 and U-3) that has allowed to divide the sedimentary infill into four tectono-stratigraphic units (A, B, C and D).

Palabras clave: Relleno sedimentario, Fallas strike-slip, cuenca Cauto-Guacanayabo

Key words: Sedimentary infill, strike-slip faults, Cauto-Guacanayabo basin

INTRODUCCIÓN Y CONTEXTO GEOLÓGICO

El Orógeno Cubano es el resultado de la convergencia y colisión del Arco Volcánico Caribeño y el margen continental de la Placa Norteamericana. Este proceso ocurrió de forma oblicua durante el Cretácico-Paleógeno. La oblicuidad de la convergencia permitió el desarrollo de varios sistemas de fallas strike-slip (Pinar-Varadero, La Trocha y Cauto-Nipe; Fig.1). Dichos sistemas dividieron el orógeno cubano en varios bloques estructurales (Cuba Occidental, Cuba Central y Cuba Oriental) que muestran características y rasgos geológicos diferentes (Rosencrantz y Pardo, 1993). Asociados a los corredores tectónicos se han desarrollado una serie de cuencas sedimentarias que han registrado las evidencias de los diferentes estadios de evolución tectónica del orógeno.

En el orógeno cubano se reconocen las unidades representativas de los diferentes estadios de evolución del Caribe Noroccidental. Estas unidades incluyen los complejos metamórficos, las secuencias sedimentarias de los márgenes de Yucatán y de las Bahamas, los arcos volcánicos del Cretácico y del Paleógeno, y el complejo ofiolítico (Fig. 1).

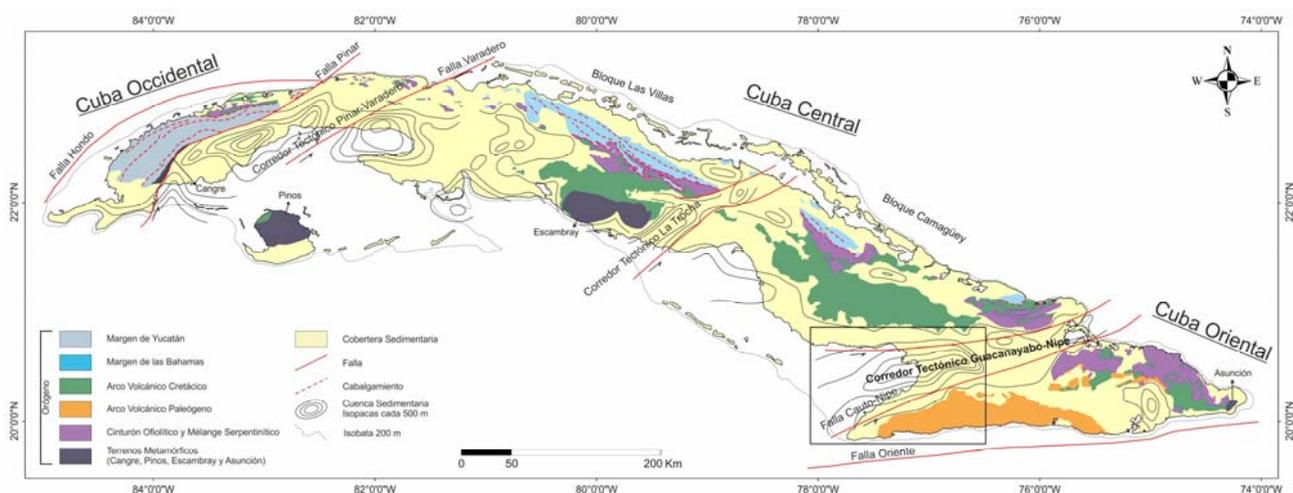


Figura 1. Esquema geológico de Cuba que muestra las unidades que constituyen el orógeno cubano y la cobertura sedimentaria. Se señala la localización de la Cuenca Cauto-Guacanayabo.

El sistema de fallas siniestro Cauto-Nipe limita los bloques Cuba Central y Cuba Oriental (Fig. 1), y define el corredor tectónico Guacanayabo-Nipe. Este corredor es el más joven de los corredores tectónicos del orógeno cubano. Asociado al mismo se han formado las cuencas Nipe, Cacocum y Cauto-Guacanayabo; siendo esta última el objeto de estudio de este trabajo.

MATERIALES Y MÉTODOS

Los materiales que se han usado en este trabajo incluyen una amplia base de datos tanto del subsuelo como de superficie. Los datos incluyen mapas gravimétricos, sondeos, secciones sísmicas, algunas muestras de sondeos y cartografías geológicas a diferentes escalas. Todos estos materiales se pueden consultar en el trabajo de Vázquez-Taset, (2014). Por otro lado las condiciones relativamente llanas de la cuenca, la mala accesibilidad y la abundante vegetación, apenas permitieron obtener información de superficie, por lo que la investigación se basa principalmente en los datos de subsuelo.

La metodología aplicada consistió básicamente en la interpretación combinada de los sondeos y las secciones sísmicas. Dicha interpretación nos permitió identificar las cuatro discontinuidades a nivel de cuenca (U-0, U-1, U-2 y U-3), a partir de las cuales se subdividió el relleno sedimentario en cuatro tectono-secuencias (A, B, C y D; Fig. 2A). Para la totalidad del relleno sedimentario se hizo un mapa de isopacas en tiempo doble (TWT). Además se hicieron estudios petrográficos y paleontológicos a partir de las muestras de sondeos que permitieron precisar edades y características litológicas de las unidades. Se debe señalar que no se definieron unidades nuevas; trabajamos con las unidades ya definidas para la cuenca (Franco-Alvarez et. al., 1994).

RELLENO SEDIMENTARIO

La cuenca Cauto-Guacanayabo es la cuenca de mayores dimensiones asociada al corredor tectónico Guacanayabo-Nipe, y se localiza en el extremo sur del mismo (Fig. 1). La mayor parte de la cuenca se muestra activa (*offshore*) y registra sedimentación actual. Esta zona se corresponde con el Golfo de Guacanayabo. El resto de la cuenca está inactiva (*onshore*).

El relleno sedimentario de la cuenca se ha desarrollado, desde el Eoceno Medio hasta la Actualidad, sobre un basamento constituido por unidades pertenecientes a los arcos volcánicos del Cretácico y el Paleógeno, y quizás sobre el complejo ofiolítico, hacia el noreste. Los espesores cortados por los sondeos varían entre los 380 y 2500 m, registrado en los sondeos Niquero (NQ) y Granma (GR), respectivamente (Fig. 2B). El relleno está constituido por las formaciones Puerto Boniato (pb), Charco Redondo (chr), Farallón Grande (fg), San Luís (sl), Sevilla Arriba (sa), Camazán (cz), Paso Real (psr), Cabo Cruz (ccz), Manzanillo (mz), Güines (gn), Río Maya (rm), Bayamo (by), Dátil (dt), Cauto (ca), Villarroja (vr), Jaimanitas (js), Río Macío (rio), Jutía (jut), y la unidad informal Margas Demajagua (dmj; Fig. 2A). Se han reconocido cuatro discontinuidades a escala de cuenca (U-0, U-1, U-2 y U-3) que han permitido subdividir el relleno sedimentario en cuatro tectono-secuencias (A, B, C y D).

Las Formaciones Puerto Boniato, Charco Redondo, Farallón Grande y San Luís constituyen la secuencia estratigráfica A (Fig. 2A). La secuencia está delimitada a base y techo por las discontinuidades U-0 y U-1, respectivamente. Abarca un rango de edad que va desde el Eoceno Medio hasta el Eoceno Superior. El espesor cortado por los sondeos varía entre los 0 y 674 m. Esta secuencia se inicia con depósitos carbonatados de ambientes marinos someros correspondientes a la Fm Puerto Boniato que transicionan lateralmente a los depósitos de Charco Redondo, también de ambientes marinos someros. Hacia el techo de la secuencia se disponen los depósitos turbidíticos de la Fm San Luís y los carbonatados de la Fm Farallón Grande. Las turbiditas de la Fm San Luís se depositaron en ambientes marinos profundos y localmente pueden transicionar lateralmente a la Fm Farallón Grande, también de ambientes marinos profundos. La secuencia A en su conjunto muestra la profundización y apertura de la cuenca, fuertemente subsidente (Vázquez-Taset, 2014). Además del levantamiento y erosión de la Sierra Maestra.

Las Formaciones Sevilla Arriba, Paso Real, Camazán y Güines muestran edades que varían desde el Oligoceno Superior hasta el Mioceno Medio, y constituyen la secuencia estratigráfica B (Fig. 2A). Esta secuencia está delimitada a base y techo por las discontinuidades U-1 y U-2, respectivamente. En la secuencia predominan los depósitos carbonatados y terrígenos de plataforma marina somera que muestran importantes variaciones laterales de facies y espesores. No presenta ningún ordenamiento vertical definido. Los espesores cortados por los sondeos varían entre 37 y 1337 m (Vázquez-Taset, 2014).

Las Formaciones Cabo Cruz y Manzanillo constituyen la secuencia estratigráfica C, con edades que van desde el Mioceno Medio hasta el Plioceno Inferior (Fig. 2A). La secuencia está delimitada a base y techo por las discontinuidades U-2 y U-3, respectivamente. Predominan los depósitos carbonatados y mixtos de ambientes marinos someros y transicionales, que muestran una ordenación vertical somerizante. Los espesores cortados por los sondeos varían entre los 103 y 1173 m (Vázquez-Taset, 2014).

Las Formaciones Río Maya, Dátil, Bayamo, Cauto, Jaimanitas, Villarroja, Río Macío y Jutía constituyen la secuencia estratigráfica D. Esta secuencia muestra un rango de edades que varía entre el Plioceno Superior y el Holoceno, y espesores cortados por los sondeos de entre 10 y 518 m (Vázquez-Taset, 2014). Está delimitada a base por la discontinuidad U-3 y a techo por la superficie de erosión actual. En la base de la secuencia predominan depósitos carbonatados de ambientes marinos someros, pertenecientes a las Formaciones Río Maya y Bayamo, y la unidad Marga Demajagua, aunque también se encuentran depósitos terrígenos continentales. La parte superior de la secuencia está constituida por depósitos terrígenos de ambientes transicionales y continentales correspondientes a las Formaciones Cauto, Villarroja, Río Macío y Jutía. En general la secuencia D muestra un

ordenamiento vertical diferente para la zona marina (*offshore*) y la continental (*onshore*). En la zona *offshore* (Golfo de Guacanayabo) la tendencia vertical es profundizante, mientras que en la zona *onshore* la tendencia es somerizante.

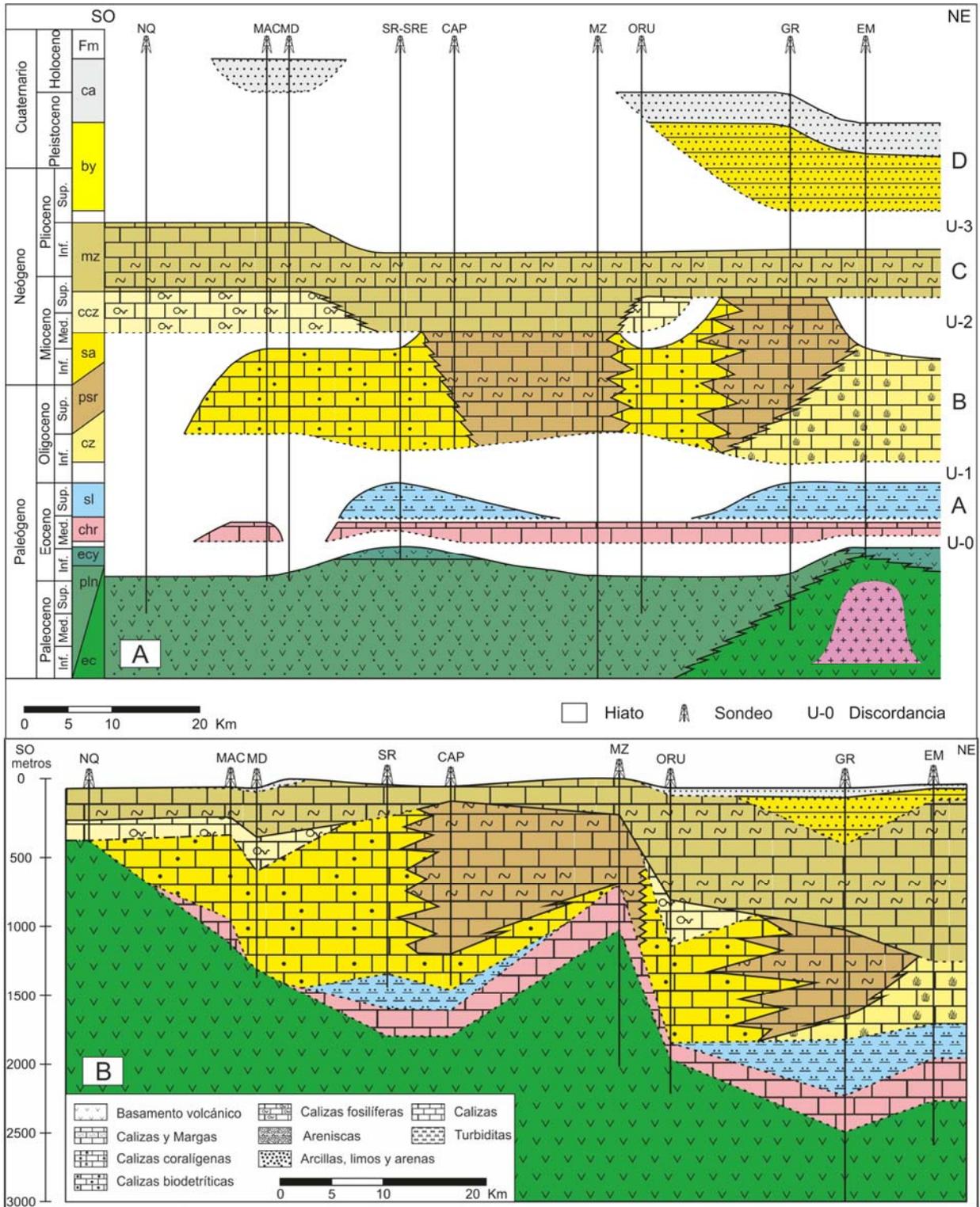


Figura 2. Esquemas cronoestratigráfico (A) y de correlación (B) en dirección SO-NE, por el extremo sur de la cuenca. Además se muestran los sondeos utilizados: Niquero (NQ), Macaca (MAC), Media Luna (MD), San Ramón (SR), Santa Regina (SRE), Campechuela (CAP), Manzanillo (MZ), Oruita (ORU), Granma (GR) y Embarcadero (EM).

La cuenca Cauto-Guacanayabo muestra tres depocentros alargados en dirección noreste-suroeste. Dichos depocentros están delimitados por los altos estructurales de Lewinston, Jobabo y Manzanillo y fallas normales (Vázquez-Taset, 2014). Dos de los depocentros se localizan en el Golfo de Guacanayabo y registran espesores

considerables de sedimentos; mientras que los espesores máximos se corresponden con el depocentro de la parte *onshore* de la cuenca.

En la parte norte de la cuenca, el relleno sedimentario, yace directamente sobre las rocas del Arco Volcánico del Cretácico; mientras que hacia el sur yace sobre las unidades del Arco Volcánico del Paleógeno. El límite norte de la cuenca es de tipo estratigráfico mientras que el sur es tectónico.

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN

El registro sedimentario de la cuenca Cauto-Guacanayabo ha sido subdividido en cuatro secuencias delimitadas a base y techo por discontinuidades. Las secuencias han sido denominadas, de base a techo, como A, B, C y D, y las discontinuidades que las delimitan como U-0, U-1, U-2 y U-3.

La secuencia A representa la sedimentación en la cuenca durante el Eoceno Medio-Eoceno Superior. Se organiza verticalmente como una secuencia de profundización. Los sedimentos detríticos son principalmente fragmentos de rocas volcánicas y provienen, en su mayoría, del Arco Volcánico del Paleógeno, que constituye los relieves de la Sierra Maestra localizados hacia el sur de la cuenca.

La secuencia B registra la sedimentación en la cuenca desde el Oligoceno Superior hasta el Mioceno Medio. Esta secuencia es predominantemente carbonatada y está constituida principalmente por facies de plataforma marina somera. Aunque no muestra una tendencia vertical muy definida se puede establecer una cierta tendencia somerizante.

La secuencia C registra la sedimentación en una plataforma marina mixta durante el Mioceno Superior al Plioceno Inferior. Las facies varían desde calizas bioclásticas de ambientes transicionales a una alternancia de calizas bioclásticas muy fosilíferas con areniscas vulcano-mixticas. Al igual que en la secuencia B, esta secuencia no muestra una tendencia vertical claramente definida, aunque la tendencia somerizante de facies marinas someras a transicionales, suele ser lo más generalizado.

La secuencia D representa el último estadio de evolución del relleno sedimentario que va desde el Plioceno Superior hasta el Holoceno. Muestra las variaciones más importantes en cuanto a ambientes de sedimentación. Esta secuencia se inicia con facies carbonatadas de ambientes marinos someros, transicionales y continentales, y finaliza a techo con depósitos exclusivamente continentales.

El relleno sedimentario presenta tres depocentros alargados y más o menos escalonados en dirección noreste-suroeste. Dicha geometría está controlada por la falla strike-slip Cauto-Nipe. Los espesores máximos se registran en el depocentro *onshore*, que está asociado a la falla normal de dirección norte-sur que delimita la cuenca del alto de Lewinston. El relleno sedimentario se muestra muy compartimentado evidenciando la evolución en un sistema de bloques hundidos (subcuenas) y levantados (altos) de la cuenca.

CONCLUSIONES

El relleno sedimentario de la cuenca Cauto-Guacanayabo está constituida por las secuencias A, B, C y D, delimitadas por las discontinuidades U-0, U-1, U-2 y U-3. Registra la evolución del corredor tectónico Guacanayabo-Nipe desde el Eoceno Medio hasta la Actualidad.

Agradecimientos: Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto SEROS (CGL2014-55900-P).

Referencias bibliográficas

- Franco-Alvarez, G. L., Acevedo-González, M., Alvarez-Sánchez, H., Artime-Peñeñori, C., Barriento-Duarte, A., Blanco-Bustamante, S., Cabrera-Castellano, M., Cabrera-Ortega, R., Carassou-Aragán, G., Cobiella-Reguera, J. L., Coutin-Lambert, R., de Albear, J. F., de Huelbes-Alonso, J., de la Torre-Callejas, A., Delgado-Damas, R., Díaz de Villalvilla, L., Díaz-Otero, C., Dilla-Alfonso, M., Echevarría-Hernández, B., Fernández-Carmona, J., Fernández-Rodríguez, G., Flores-García, R., Florez-Abín, E., Fonseca-Pedraza, E., Furrázola-Bermúdez, G. F., García-Delgado, D., Gil-González, S., González-García, R.A., Gutiérrez-Domech, M. R., Linares-Cala, E., Milián-García, E., Millán-Trujillo, G., Moncada-Ferrera, M., Montero-Zamora, L., Orbera-Hernández, L., Ortega-Sastriques, F., Peñalver-Hernández, L. L., Perera-Falcón, C., Pérez-Arias, J. R., Pérez-Lazo, J., Pérez-Rodríguez, E., Piñeiro-Pérez, E., Recio-Herrera, A. M., Sánchez-Arango, J. R., Saunders-Pérez, E., Segura-Soto, R., Triff-Oquendo, J., Zuazo-Alonso, A., Psczolkowski, A., Brezsnýánszki, K., Slavov, I., and Myczynski, R. 1994. *Léxico estratigráfico de Cuba*. La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología, inédito, 658 p.
- Rosencrantz, E. y Pardo, G. (1993): *An overview of the Cuban Orogen, with an assessment of hydrocarbons potential*. Austin, TX, University of Texas Institute for Geophysics, Technical report 130, 47 p.
- Vázquez-Taset, Y.M. (2014): *Evolución Tectono-estratigráfica de la Cuenca Cauto-Guacanayabo*, Cuba. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 265 p.

ESTUDIO PRELIMINAR DE LOS DEPÓSITOS PLIO-CUATERNARIOS DEL VALLE DEL RÍO SECO (AMBUQUÍ, IMBABURA).

I. Casado (1), M. R. Strecker (1, 2),

- (1) Escuela de Ciencias Geológicas e Ingeniería, Yachay Tech, Hacienda San José SN. icasado@yachaytech.edu.ec
- (2) Institute of Earth and Environmental Science, University of Potsdam, Karl-Liebknecht-Str. 24-25, D-14476 Potsdam (Alemania) strecker@geo.uni-potsdam.de

Abstract (Plio-Pleistocene sedimentary deposits and fluvial terraces of the Rio Seco valley, Ambuquí, N Ecuador: preliminary results): Intermontane basin fills of the Rio Seco have been studied and interpreted them in the context of late Cenozoic tectono-sedimentary and geomorphic processes in northern Ecuador. The Rio Seco basin is bounded by reverse faults that juxtapose Mesozoic basement over late Miocene rocks (Chota Group). Following the Miocene deformation, the basin was eroded until the present-day base level of Rio Seco and Rio Mira. However, 160 m thick conglomerates and debris-flow units filled the basin along three depositional-erosional cycles. To constrain the temporal evolution and to assess basin connectivity through time, we collected radiometrically datable volcanic ashes that are associated with different terrace levels. Our preliminary results document 3 fluvial terraces that represent the vestiges of these cycles, whose ages will be ultimately quantified by radiometric ages. In addition, the 2 oldest terraces are tectonically deformed due to NNE-SSW and NNW-SSE faults, underscoring the protracted tectonic activity

Palabras clave: Depósitos Plio-Cuaternario, neotectónica, terrazas.

Key words: Plio-Quaternary deposits; neotectonic, terraces.

INTRODUCCIÓN

Los depósitos vulcano-sedimentarios de las cuencas interandinas del Ecuador, así como de otras regiones andinas, son los productos generados por los procesos tectónico-climáticos durante el Cenozoico. Para definir la evolución tectónica, sedimentaria y geomorfológica del Plio-Cuaternario es crucial desarrollar un análisis detallado de los depósitos vulcano-sedimentarios. Este análisis va a aportar valiosa información sobre el desarrollo topográfico (i.e. levantamiento de barreras orográficas), sobre los procesos erosivos y sobre su relación con la evolución de la red fluvial. Consecuentemente, el estudio de las terrazas, su sedimentología y su deformación relativa, nos permite identificar el grado de actividad de las estructuras tectónicas que constituyen el borde de cuenca. Para ello, es determinante realizar cartografías de detalle de los depósitos definiendo correctamente sus relaciones geométricas así como de las fallas existentes en la cuenca. Además, también debe ser prioritario la restitución topográfica y la datación de las distintas unidades mediante técnicas radiométricas (U/Pb, Ar/Ar) que permitan definir las tasas de actividad de las fallas. En este sentido las cuencas interandinas del Ecuador presentan una importante ventaja sobre otras cuencas Cenozoicas: la presencia de cenizas volcánicas intercaladas en los estratos sedimentarios. Estos depósitos volcánicos tapizan extensas regiones de terreno y representan excelentes horizontes guía que ayudan en la cuantificación de procesos geológicos.

En nuestro estudio nos hemos focalizado en la sub-cuenca del Valle de Ambuquí, perteneciente al sistema fluvial Chota. La zona de estudio está localizada al Norte de la provincia de Imbabura, en el valle generado por el Río Seco, de dirección NNE-SSW. Se trata de una valle de morfología alargada con 13 km de largo y un promedio de 0.5 km de ancho. En general, se puede observar que en el sistema del Chota, predominan la incisión de valles sub-perpendiculares a la dirección del valle del río (E-W), funcionando como canales de desagüe entre las zonas elevadas al Sur, y el río situado al Norte. Cabe destacar que tanto la estratigrafía de estos depósitos, como su deformación han sido poco estudiadas (Villalba, 1981). La mayor parte de los trabajos geológicos de la zona se han centrado en las unidades miocenas del Chota (Barragán et al. 1996, Winkler et al. 2005) localizadas al Oeste de Ambuquí. Por lo que este trabajo, se centra en exponer los resultados preliminares del estudio que se está llevando a cabo en la zona de Ambuquí con el objetivo de conocer la neotectónica activa de la cuenca neógena del Chota y sus sub-cuencas cuaternarias.

CONTEXTO GEOLÓGICO Y METODOLOGÍA

El valle del Río Seco conecta las elevaciones generadas por los materiales volcánicos de la unidad de Angochagua (Plioceno) con la depresión del Río Chota. El valle del Río Seco se horadó principalmente sobre el basamento de la Fm. Ambuquí (esquistos y cuarcitas del Mesozoico), erosionando también los materiales sedimentarios del Grupo Chota (Mioceno, 6,2 My; Winkler et al. 2005) en la zona Norte del río. Cabe destacar que el límite oriental de la cuenca miocena del Chota, así como la cuenca miocena localizada al Este del valle del río Seco presenta un contacto de tipo tectónico (Barragán 1992, Barragán et al. 1996, Winkler et al. 2005). Este límite de cuenca está compuesto por una estructura tipo pop-up con dos cabalgamientos de dirección NNE-SSW de buzamientos opuestos a uno y otro lado de la estructura. Estos cabalgamientos, junto con otras fallas localizadas en la cuenca, son las responsables del intenso plegamiento observado en la unidad Miocena. Una de estas fallas que sirve de

límite de cuenca en el Mioceno, corta parcialmente el extremo noroccidental del valle del Río Seco con una dirección NNE-SSW. De esta forma, tanto la falla como las unidades miocenas y mesozoicas son fosilizadas por los materiales Plio-Cuaternarios en una secuencia de diferente espesor y carácter deposicional. Además, estos depósitos desarrollan un sistema de tres niveles de terraza fluvial con alturas decrecientes sobre el nivel de base actual. Estos niveles de terraza se encuentran especialmente bien definidos y conservados en las lomas de Choupi, Murciélago, Berenjenal y Paracután. La elevación de las superficies de las terrazas individuales fue determinada con un DGPS.

Para la realización de este estudio se ha llevado a cabo varias campañas de campo centradas en la descripción de los depósitos así como de la realización de una cartografía de detalle de estas unidades. Además se ha establecido un registro de las fallas y fenómenos de deformación en las terrazas y en las zonas del contacto entre el basamento y el relleno sedimentario de la cuenca. En este trabajo, se exponen los resultados de investigación realizados, definiendo las diferentes unidades sedimentarias y geomorfológicas presentes, así como la posible evolución relativa en base a los datos obtenidos hasta el momento.

RESULTADOS

Se han definido tres niveles de terraza (T1, T2 y T3) para la cuenca del Río Seco. La terraza más antigua (T1) se encuentra elevada una altura promedio de 160m sobre el nivel de base actual desarrollando una superficie estructural marcada bien diferenciada en el valle (lomas de Murciélago, etc). Esta terraza a pesar de ser la más antigua (T1) se localiza geográficamente más elevada que las terrazas T2 y T3. Por su parte, la terraza T2 está localizada 30 m sobre el nivel de base actual generando una rampa estructural inclinada unos 15° hacia el N; y la terraza T3 es la más reciente y se encuentra situada 6 m sobre el nivel de base.

Estas terrazas no constituyen unidades de carácter únicamente geomorfológico, sino que presentan características sedimentarias propias. De esta forma, se han definido 4 unidades sedimentarias Plio-Cuaternarias en el valle del Río Seco en función de aspectos litológicos y estratigráficos (Qt1, Qt2, Qt3 y Qt4):

- Unidad Qt1 (A; Fig. 1): Esta unidad está compuesta por brechas y conglomerados heterogéneos de clastos angulosos y sub-redondeados de naturaleza principalmente andesítica/riolítica de gran tamaño (de decimétrico a decamétrico en algunos sectores) y de esquistos de tamaño más pequeño (aunque en algunos sectores también alcanzan el tamaño métrico). Las brechas son granosoportadas con matriz arcillosa, con algunas intercalaciones lenticulares de depósitos matriz-soportados con clastos decimétricos dispersos sin continuidad lateral definida. A techo de esta unidad, se desarrolla un depósito homogéneo de tipo "debris flow" de matriz arcillosa ocre y clastos redondeados procedentes del basamento de tamaño decimétrico de unos 15 m de potencia. Tanto la potencia como el tamaño de los clastos muestran una clara tendencia a la disminución hacia el Norte. Con una potencia máxima de 183 m en la loma de "Choupi" y una mínima de 48 en la loma de "Pallacota". Simultáneamente al aumento del tamaño de los clastos, se observa un aumento en la cantidad de clastos de material volcánico (probablemente de los "Volcánicos de Angochagua de edad Pliocena" situados al Sur) Así como una mayor angulosidad hacia el Sur. Esta unidad presenta un grado de compactación alto que puede permitir identificar a esta unidad fácilmente. Esta unidad yace discordantemente sobre las formaciones Ambuquí y Chota.
- Unidad Qt2 (B; Fig. 1): Se trata de un depósito grano-fino de carácter volcanoclástico, mayormente retrabajado, con dos marcados estratos de ceniza y pumitas blancas. La gran parte del depósito es de grano fino (limoso o arenoso fino), bien seleccionado con capas intercaladas donde se presentan clastos milimétricos y centimétricos de esquistos embebidos en la matriz. También se ha observado laminación planar hacia el techo de la serie. Esta unidad se encuentra tapizando la mayor parte de la superficie del valle, adaptándose a la morfología de las pendientes pre-existentes debido a su naturaleza de caída. Su potencia es variable, llegando a alcanzar valores superiores a los 10 m.
- Unidad Qt3 (C; Fig. 1): La unidad Qt3 está compuesta por brechas semi-consolidadas matriz soportada. Los clastos son principalmente de esquistos, procedentes del basamento y muestran una angulosidad elevada. También se observan intercalaciones de capas arenosas decimétricas de grano fino-medio. En su conjunto, esta unidad se caracteriza por la presencia de una capa de ceniza volcánica hacia el muro. Dichas cenizas han sido muestreadas para estudio posterior. Esta unidad yace discordantemente sobre las unidades Qt1, Qt2, así como sobre las unidades del basamento. La potencia no se ha definido con exactitud, pero muestra variaciones importantes.
- Unidad Qt4 (D; Fig. 1): Se trata de secuencias de gravas y arenas finas/medias dispuestas en paquetes tabulares. Las gravas están bien seleccionadas y son matriz soportadas con clastos de naturaleza monogenética compuestos de esquistos de la Formación Ambuquí de tamaño centimétrico. La matriz es de tamaño limo y arcilla. Las areniscas son de grano fino y se encuentran alternadas con niveles de limo. En ocasiones, presentan laminaciones horizontales. A techo de esta secuencia, se ha desarrollado un depósito de conglomerados de clastos decimétricos de naturaleza silícica cuyas bases son canaliformes. En este nivel se han llegado a identificar 3 capas de ceniza volcánica de caída a lo largo de la zona de

estudio. Dichos materiales se encuentran en las partes más bajas del valle, por lo que a partir de la posición estratigráfica se asume son los materiales más jóvenes de la cuenca.

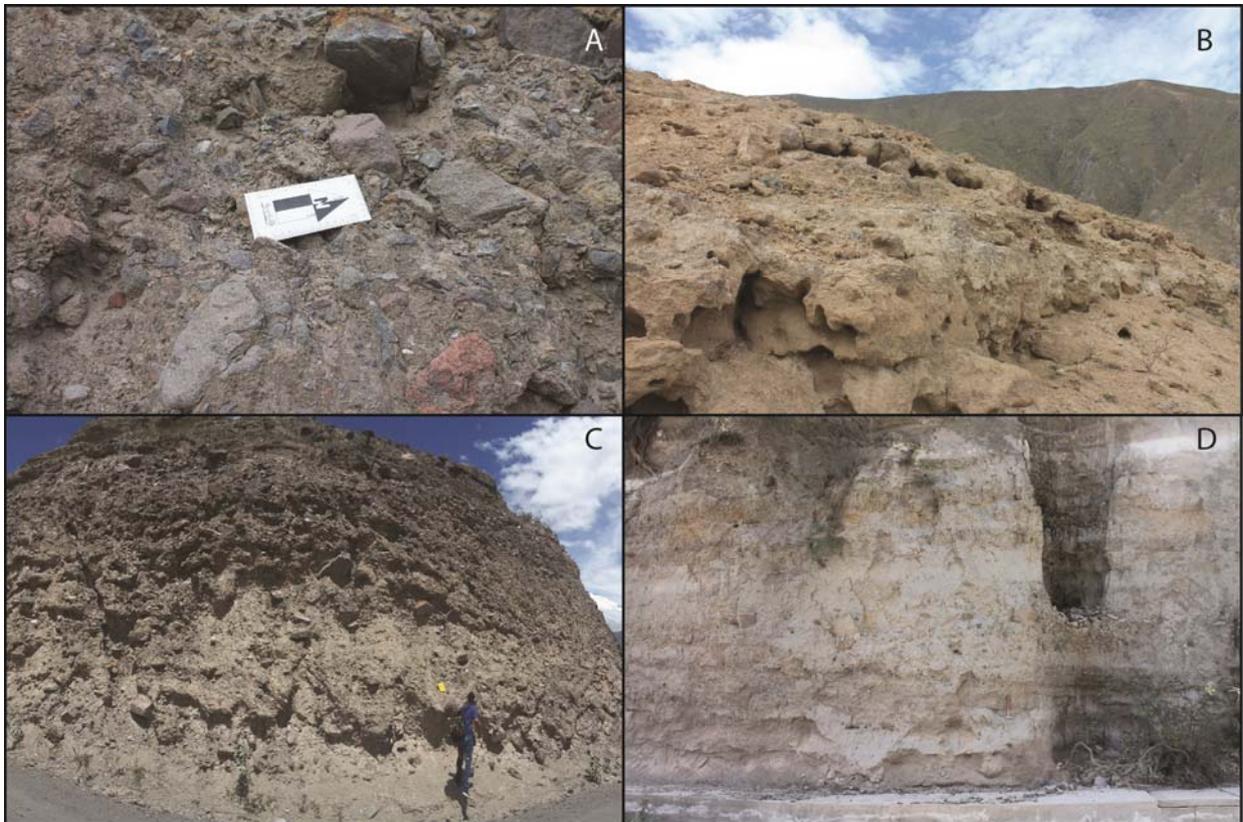


Fig. 1- Imágenes de afloramiento de distintas unidades litológicas Plio-Cuaternarias observadas en el Valle del Río Seco. A) parte basal de la unidad Qt1 donde se pueden observar claramente la heterogeneidad de sus clastos. B) material limoso-arenoso conformado por la unidad Qt2. C) Depósito matriz soportado generado por la unidad Qt3. D) Secuencia fluvial de la unidad Qt4 donde se puede diferenciar claramente un nivel de cenizas volcánicas a techo.

En base a las descripciones propuestas, la terraza T1 está formada por los materiales de las unidades Qt1 y Qt2. La terraza T2 está formada por los materiales de la unidad Qt3; y la T3 está constituida por los materiales de la unidad Qt4.

Estructuralmente, las unidades sedimentarias que componen la terraza T1 (Qt1 y Qt2) muestran un basculamiento máximo hacia el Este de 35° ($002,35E$) en el límite occidental de la cuenca (loma Murciélagos). Según se avanza desde el límite occidental de la terraza hacia el centro del valle (dirección Este), se observa una disminución paulatina del buzamiento de las capas ($050,11N$). De igual manera, la terraza T2 también presenta un basculamiento de sus unidades, aunque de menor entidad (máximo 18°) y con diferente dirección de basculamiento. Este basculamiento de la terraza T2 se presenta claramente definido en la zona más septentrional de la cuenca. Es destacable que tanto la terraza T1 como para la terraza T2, han sido afectados por fallas de componente normal e inversa de bajo salto (inferior a 0.5 m) con una dirección predominante NNW-SSE. Por su parte, la terraza T3 presenta basculamientos deposicionales no superiores a los 12° con dirección predominante Sur.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Según los criterios definidos con anterioridad, los niveles de terraza descritos no parecen ser el resultado de un proceso de sedimentación continua al que consecutivamente le sucede un proceso erosivo en etapas de aterrazamiento. La presencia de una clara diferenciación litológica de los materiales que componen las terrazas, parece indicar la existencia de 3 pulsos sedimentario-erosivos diferenciados en el tiempo.

Previo al primer pulso sedimentario, debió producirse un periodo erosivo intenso que generó un valle similar al actual de dirección N-S, cuya profundización debió ser similar al nivel de base actual del río. Hay que recordar que durante el Mioceno, la zona que constituye el valle del Río Seco, conformaba el área fuente de los materiales de la cuenca del Chota. Barragán et al. (1996), considera que este frente de cabalgamiento fue activo durante los últimos episodios tectono-sedimentarios. Por lo que, es posible que posteriormente al depósito de las unidades miocenas y

como consecuencia del levantamiento de la zona oriental de la cuenca, se produjera un cambio en las condiciones de base, que favorecieron la generación de dicho valle. Esta variación en las condiciones, podría estar relacionado con un posible cambio en la red de drenaje hacia un sistema como el actual, donde existe una conexión entre estas sub-cuencas y el Pacífico. Esto indicaría que dicha conexión sería temporalmente posterior a la Formación miocena más moderna del Chota.

El primer pulso sedimentario comenzó con un ambiente deposicional altamente energético, posiblemente relacionado con un sostenido cambio en el nivel de base producido durante la etapa erosiva previa. La secuencia grandecreciente constituida por la sucesión sedimentaria de las unidades Qt1 y Qt2, podría interpretarse como la respuesta deposicional al levantamiento brusco de la parte septentrional, seguido por un descenso gradual de dicho levantamiento. Este levantamiento pudo generarse por la unión de dos procesos: (1) un levantamiento tectónico que profundiza la deformación de la serie miocena (Barragán et al. 1996); y (2) el ascenso de un volcán situado al Sur durante el Plioceno (Volcánicos de Angochagua). Estas interpretaciones, son consistentes con las observaciones de campo, ya que las variaciones espaciales de tamaño de grano y su disposición espacial determinan que el área fuente se localizaba hacia el Sur. Consecuentemente, la presencia de bloques de materiales volcánicos en la base de la unidad Qt1, nos indican que la edad de esta unidad es posterior a la unidad Volcánicos de Angochagua. Por otra parte, hacia techo de la terraza, observamos un incremento de los materiales vulcano-sedimentarios (unidad Qt2). Las características sedimentarias de la unidad Qt2, parecen sugerir que estos depósitos fueran producidos por lahares hipersaturados generados en la cabecera del volcán, recorriendo largas distancias e incorporando materiales detríticos procedentes del basamento. Posterior a este depósito, se inició otra etapa erosiva que conformó el valle que conocemos hoy en día.

Este espacio generado, fue rellenado parcialmente con el siguiente ciclo sedimentario-erosivo que generaron los materiales de la terraza T2. Durante esta etapa deposicional, el ambiente fue de alta energía, aunque de menor entidad que en la terraza T1. El aumento de los depósitos de tipo debris flow parece indicar la presencia de fuertes precipitaciones que controlaban la sedimentación. Por otra parte, dentro de esta unidad, al igual que ocurría con la unidad Qt2, aparecen niveles de caída de naturaleza volcánica. Finalmente, y al igual que en el caso de la T2, una etapa erosiva da paso al último ciclo que dio lugar a la formación de la terraza T3.

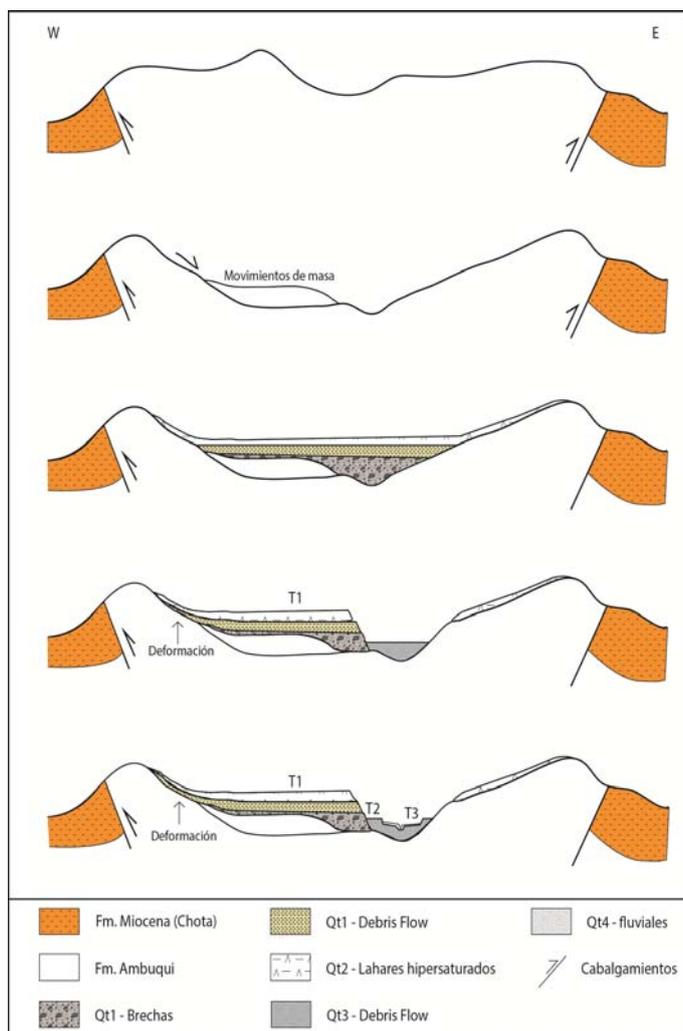


Fig. 2.- Modelo Conceptual del proceso deposicional del valle del Río Seco.

La existencia de una basculación de las unidades sedimentarias Qt1, Qt2 y Qt3, pone de manifiesto la existencia de un proceso tectónico activo sincrónico al depósito de dichas unidades. Además, el alto grado de deformación las unidades Qt1 y Qt2 próximos al límite occidental de la cuenca, parece indicar que el antiguo cabalgamiento occidental de la estructura pop-up (Fig. 2) que constituía el límite oriental de la cuenca miocena, mantuvo un levantamiento sostenido durante el Plio-Cuaternario. Este levantamiento es el causante de la "fuerte" deformación cercana al límite del valle, pero no es capaz de explicar por sí mismo el basculamiento hacia el Norte de las unidades Qt1, Qt2 y Qt3 en las zonas centrales de la cuenca. Para ello, debe existir otro frente de cabalgamiento situado más al sur o alguna falla normal que hunda el extremo norte de la cuenca. De cara al contexto regional actual, parece más probable el primer escenario, dado el intenso plegamiento post-sedimentario registrado en la cuenca miocena del Chota. Esta hipotética estructura, debió de estar activa al menos hasta el inicio del depósito de Qt4 y posiblemente continua activa hoy en día, amplificando los basculamientos de la serie Plio-Cuaternaria hacia el Norte.

De esta forma, y en base la información discutida podemos sintetizar los datos expuestos a modo de breve historia geológica de la evolución de la cuenca desde el Mioceno a la actualidad (Fig. 2).

Inicialmente partimos de una situación donde los materiales mesozoicos que componen la Fm.

Ambuquí estaban expuestos en lo que hoy es la zona central del valle. Tanto al Este como al Oeste de esta zona elevada, se desarrollaron dos cuencas deposicionales miocenas (5.4 - 6.2 My), como respuesta al levantamiento del basamento en lo que hoy es el valle del Río Seco. Posteriormente al depósito de la serie miocena, debió de acontecer una época erosiva que dio lugar a un valle similar al que encontramos hoy en día. Sobre dicho valle se comenzó el pulso sedimentario-erosivo desarrollando la terraza T1. Al final del periodo deposicional que dio lugar a la terraza T1, se han registrado un aumento de los depósitos volcánico-sedimentarios de los que destaca la unidad Qt2.

Posterior a este depósito, se inició otro ciclo sedimentario-erosivo que conformó el valle que conocemos hoy en día. Este espacio generado fue rellenado parcialmente con los materiales de las unidades Qt3 y Qt4. Dentro de estas dos unidades, al igual que ocurría con la unidad Qt2, se presentan niveles de caída de naturaleza volcánica. Estos materiales son críticos para determinar la edad de dichas unidades, así como para acotar temporalmente los eventos descritos anteriormente. Por ello, estos depósitos están siendo analizados para conocer su edad, y de esta forma definir las ventanas temporales de los diferentes procesos geológicos acaecidos en el valle.

Referencias bibliográficas

- Barragán, R. (1992). *Evolución geodinámica de la cuenca del río Chota, Provincia de Imbabura*. Tesis de grado, Escuela Politécnica Nacional - Facultad de Geología y Petróleos – Quito, Ecuador. 140p.
- Barragán, R., Baudino, R., & Marocco, R. (1996). Geodynamic evolution of the Neogene intermontane Chota basin, northern Andes of Ecuador. *Journal of South American Earth Science* 9, 309–319.
- Villaba, F. (1981). *Geología del cuaternario en la zona entre Chota y Ambuquí, provincias de Imbabura Carchi*. Tesis de grado, Escuela Politécnica Nacional –Facultad de Geología y Petróleos – Quito, Ecuador. 140p.
- Winkler, W., Villagómez, D., Spikings, R., Abegglen, P., Tobler, St., & Egúez, A. (2005). The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador. *Journal of South American Earth Science* 19, 5-19.

ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA DE UNA TERRAZA FLUVIAL DEL RÍO TAHUANDO: DEPOSITOS FLUVIALES Y FLUJOS PIROCLÁSTICOS (IBARRA, N ECUADOR)

G. Martín-Merino (1)

(1) Gabriel García Moreno y Pedro Vicente Maldonado, Ibarra. germarme@usal.es

Abstract (Stratigraphical architecture of a fluvial terrace of the Tahuando river: fluvial deposits and pyroclastic density currents (Ibarra; N Ecuador)): In this work have been studied a fluvial terrace belonging to Tahuando river on which the Ibarra city are settlement. The stratigraphy and sedimentology of the last Pleistocene-earlier Holocene succession of up to 30 m of thickness of this terrace have been divided in 7 stratigraphic units which include lake, fluvial and pyroclastic sediments. The high quality of the outcrop allows to study the stratigraphical architecture of two of these units formed for pyroclastic density currents and anabranching fluvial systems. The vertical evolution of facies and correlation with volcanic activity episodes of the Imbabura volcano allow to make an approach on climatological, hydrological and volcanic activity during the aggradation process of the terrace.

Palabras clave: terraza fluvial, corrientes densas piroclásticas, Ecuador, Holoceno
Key words: fluvial terrace, pyroclastic density currents, Ecuador, Holocene

INTRODUCCIÓN

Las terrazas fluviales constituyen uno de los rasgos geomórficos más representativos en muchos valles fluviales. Estas son consideradas unidades aloestratigráficas en las que los sedimentos que las constituyen son un registro de los fenómenos y procesos moldeadores del relieve durante su depósito (Pazzaglia, 2013). Entre los factores que controlan la formación de las terrazas los climáticos y movimientos corticales son los más importantes, estos controlan la paleo-hidráulica regional, cambios de pendiente del perfil longitudinal y el aporte de sedimentos (Pazzaglia, 2013; Vandenberghe, 2003). Sin embargo, en zonas volcánicas, donde se centra este estudio, otro factor importante que debe tenerse en cuenta es la actividad volcánica. Debido a que esta puede comportarse como un importante mecanismo aportador de sedimentos a la red hídrica regional.

Los objetivos de este trabajo son: a) describir las características estratigráficas y sedimentológicas de los depósitos de una terraza del río Tahuando, así como su evolución vertical, b) interpretar la arquitectura estratigráfica de dos de las unidades identificadas y c) reconstruir la historia durante la agradación de la terraza incluyendo los factores y procesos que intervinieron en su formación.

METODOLOGÍA

Este estudio se ha realizado en los taludes de la carretera Panamericana número 35 situados a ambos lados del río Tahuando dentro de la localidad de Ibarra (fig. 1). Estos taludes representan afloramientos de buena calidad en los que se puede observar la sucesión completa de la terraza y tener una vista 2-D de los depósitos. Para su estudio estratigráfico y sedimentológico se han realizado un total de 4 columnas estratigráficas, además de varias columnas de detalle, todas ellas suman un total de 110 m. Para determinar la arquitectura estratigráfica del depósito se elaboraron paneles fotográficos donde se han reconocido las principales superficies estratigráficas, las facies y asociaciones de facies.

SUCESIÓN ESTRATIGRÁFICA

La sucesión estratigráfica de esta terraza del río Tahuando, con un espesor mayor a los 30 m, está constituida por materiales siliciclásticos de origen fluvial, lacustre y volcánico (fig. 2). Esta se ha dividido en 7 unidades estratigráficas cuyos límites han sido definidos en base superficies erosivas o bien cambios bruscos en las facies. El espesor total de la sucesión disminuye hacia el O, hacia la margen izquierda del río Tahuando, acompañado por el acuñamiento de algunas de las unidades (fig. 2).



Fig.1: Localización de las secciones estudiadas en este trabajo.

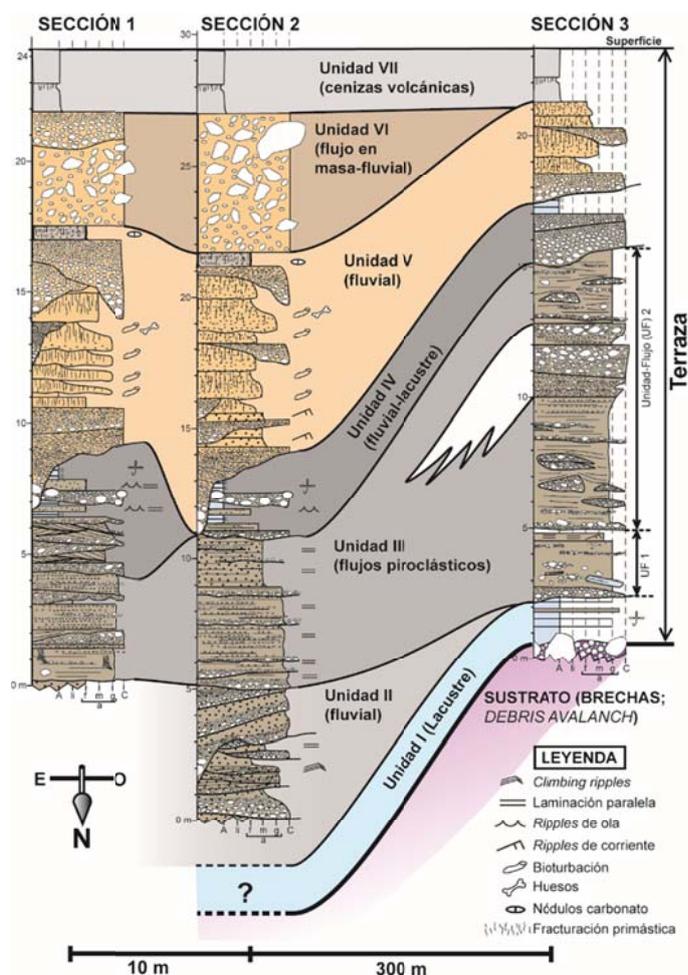


Fig. 2: Panel de correlación elaborado a partir de las secciones realizadas en la terraza fluvial el río Tahuando. Localización de las secciones ver fig. 1.

Los depósitos piroclásticos que integran la unidad III son los que se tratan con más detalle en este trabajo. Esta unidad presenta un espesor aproximado de 13 m en la margen O del río (sección 3; fig. 2) y se adelgaza hasta los 4,5 m hacia el E (sección 1; Fig. 2). Su límite superior está definido por una superficie erosiva y su sucesión estratigráfica está formada por materiales piroclásticos de color blanco a gris claro formados por cenizas, lapilli, aglomerados y brechas. La unidad IV está formada por dos tramos, el inferior por canales rellenos con conglomerados y arenas en secuencias granodecrecientes con superficies de acreción lateral y estratificaciones cruzadas en surco. Por otro lado, el tramo superior está integrado por arcillas de color blanco en estratos centimétricos a decimétricos con abundantes restos vegetales flotados e intercalaciones de menos de 5 cm de sedimentos orgánicos. Intercalados con las arcillas también aparecen arenas de grano medio, bien clasificadas y con laminación de *ripples* simétricos de oleaje. En la parte media de este tramo arcilloso aparece un estrato con base ligeramente erosiva de conglomerados masivos o con una grosera estratificación cruzada. En las arcillas ocasionalmente aparece bioturbación animal con estructuras de escape. El techo de esta unidad es una prominente superficie erosiva sobre la que descansa la unidad V. Esta unidad V, que se tratará con detalle más adelante, su espesor disminuye hacia el O y está formada por una sucesión exclusivamente fluvial.

La unidad VI se caracteriza por la presencia de un potente estrato tabular formado por brechas matriz soportadas con clastos hasta de 1 m de tamaño. Por encima de la brecha descansan estratos discontinuos de conglomerados y arenas de origen fluvial. La sucesión estratigráfica de la terraza finaliza con la unidad VII integrada por dos estratos superpuestos de ceniza fina. En el techo del inferior se puede observar fracturación prismática que indicaría cierta actividad edáfica. A lo largo de la sucesión existe un importante cambio litológico en los conglomerados fluviales. Los clastos de la unidad II presentan la misma composición que la unidad suprayacente integrada por los depósitos piroclásticos. Sin embargo, en la unidad V los conglomerados presentan una litología totalmente diferente con clastos de mayor densidad de color gris oscuro con fenocristales de plagioclasa posiblemente de composición andesítica. Por otro lado, la unidad IV presenta clastos mezclados de ambas litologías.

Los depósitos de la terraza descansan sobre una potente unidad de brechas matriz-grano-soportadas interpretada como un *debris avalanch* procedente desde el sur, formado a partir de colapsos del complejo volcánico Imbabura, su edad aproximada es Pleistoceno superior 43 ka BP (Le Pennec et al., 2011). La sucesión de la terraza comienza con un tramo de hasta 2 m de espesor formado por arcillas laminadas de color blanco a marrón claro (unidad I; fig. 2) que recubren las brechas inferiores. Estas arcillas presentan algunas intercalaciones de láminas de hasta 1 cm de espesor de sedimentos orgánicos y restos vegetales flotados. En ellas son frecuentes intercalaciones de estratos tabulares de hasta 15 cm de espesor formados por líticos o pumita de menos de 2 cm de tamaño, grano-soportadas libres de matriz masivas o gradadas. La unidad II se caracteriza por presentar secuencias granodecrecientes de hasta 1,5 m de espesor con bases erosivas formadas por conglomerados organizados y bien clasificados hacia la base que pasan hacia techo a arenas o arenas conglomeráticas con estratificación cruzada en surco. Las secuencias finalizan con arenas finas con *ripples* asimétricos de corriente y *climbing ripples*. También aparecen canales de más de 30 m de ancho y hasta 5 m de espesor. Su relleno muestra una secuencia granodecreciente formada por conglomerados con clastos hasta de 50 cm, masivos en la base del canal sobre los que aparece superficies de acreción lateral y estratificación horizontal. Esta unidad presenta un espesor mínimo de 5 m y se solapa hacia el O sobre la unidad infrayacente hasta desaparecer.

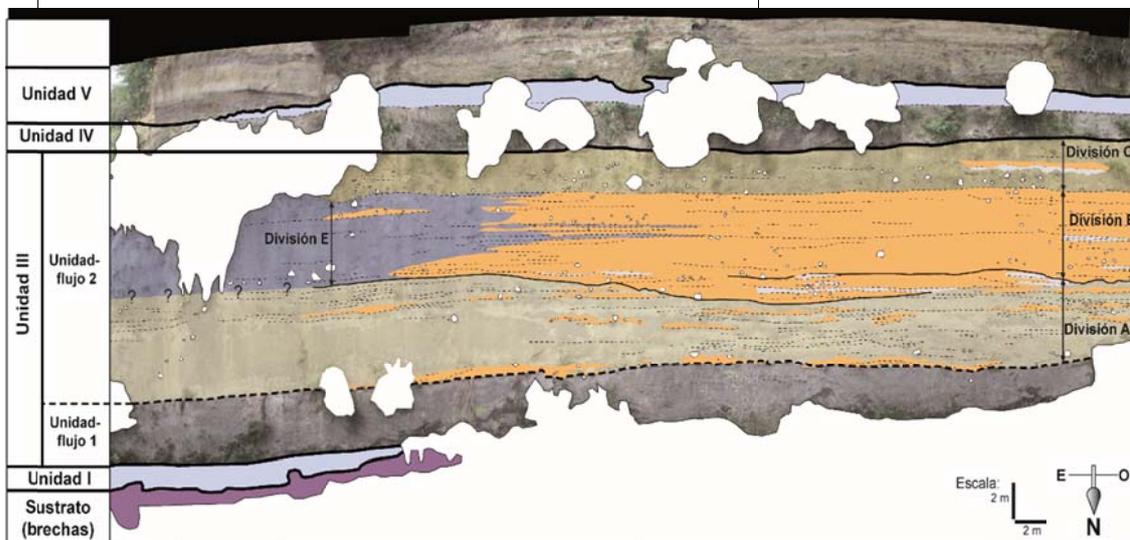
ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA DE LOS FLUJOS PIROCLÁSTICOS DE LA UNIDAD III

Los depósitos de la unidad III en base al tipo de facies que les constituyen son interpretados como sedimentos acumulados a partir de flujos piroclásticos (Druitt, 1998; Sulpizio et al., 2014). En esta unidad se han reconocido dos unidades de flujo en el sentido de Branney y Kokelaar (2002), las cuales están separadas por un estrato de cenizas tamaño limo a arcilla de color blanco interpretada como depósitos de caída aérea (*ash-cloud*) que nos marcaría una interrupción en la sedimentación entre dos flujos piroclásticos sucesivos (fig. 3). Este estrato aparece discontinuo y plegado debido a la cizalla y erosión producida por el paso del flujo superior. Para analizar la arquitectura estratigráfica de estas unidades de flujo se ha utilizado el concepto de divisiones de Branney y Kokelaar (2002) que constituirían diferentes ambientes de depósito dentro del flujo piroclástico integradas por una o varias facies. Estas divisiones pueden aparecer superpuestas o bien cambiar lateralmente entre ellas. Los clastos que componen este depósito presentan vesiculación nula a media.

La unidad de flujo 1 tiene un espesor aproximado entre 2 a 3 m. Esta descansa directamente sobre la unidad II de arcillas lacustres con un contacto ligeramente erosivo. Su sucesión estratigráfica comienza en la base por un estrato de hasta 70 cm de potencia lenticular de aglomerados clasto-soportados con los cantos redondeados a subredondeados con gradación inversa en la base. Por encima aparece un tramo formado por ceniza gruesa y lapilli masivos con cantos dispersos decimétricos e intercalaciones de estratos lenticulares de aglomerados de hasta 2 m de longitud y 60 cm de espesor. En conjunto en este tramo los clastos aparecen concentrados hacia la parte inferior y superior del mismo. También se han observan fragmentos embebidos en las cenizas o dentro de los aglomerados de las arcillas lacustre de la unidad I. Esta unidad de flujo finaliza con un estrato continuo <50 cm de espesor formado por ceniza media con laminación fina paralela. Esta unidad de flujo es interpretada como resultado de una corriente piroclástica con una elevada concentración de partículas. La corriente estaría estratificada con una parte inferior más densa dominada por el escape de fluidos y la interacción de partículas y una parte superior con flujo turbulento. Los conglomerados de la base y los clastos de arcilla pertenecientes a la unidad I son interpretados como indicadores de la existencia de un flujo turbulento formado por delante de la corriente principal como resultado de la entrada de aire (Branney y Kokelaar, 2002; Druitt, 1998).

En la unidad de flujo 2 se han diferenciado 6 divisiones cada una de ellas constituida por dos o más facies y que representarían diferentes regiones de una corriente piroclástica (fig. 3). Estas divisiones son nombradas utilizando letras. La división A, situada en la parte inferior, está constituida por cenizas medias a gruesas, lapilli y aglomerados. Las cenizas presentan una estratificación centimétrica a decimétrica, con estratos masivos y gradados alternando con otros con una fina laminación. Los aglomerados son clasto-soportados formando estratos lenticulares frecuentemente con base y techo neto erosivo. Estos aglomerados son masivos, o bien presentan gradación inversa o incluso cierto ordenamiento interno con estratificación y clastos imbricados. La división A evoluciona gradualmente a la división B mediante un aumento en el tamaño de grano del sedimento y las intercalaciones de aglomerados. Esta división está formada principalmente por aglomerados y lapilli en estratos decimétricos hasta de 1 m de espesor tabulares con gradaciones inversas bien desarrolladas, estos presentan límites netos. La división B también evoluciona progresivamente hacia techo a la división C. Esta división está constituida por cenizas gruesas y lapilli en estratos tabulares centimétricos a decimétricos masivos o con gradaciones y presentan intercalaciones de aglomerados en estratos tabulares y lenticulares decimétricos con límites no bien definidos. Además, al contrario a como ocurre en la división A en esta división los estratos de cenizas circundante no se adaptan a los estratos de aglomerados sino que estos están embebidos en las cenizas.

Fig. 3: Panel fotográfico en el afloramiento de la terraza en la sección 3. En él se han identificado algunas de las unidades estratigráficas descritas y se ha interpretado los depósitos piroclásticos de la unidad III. Para la interpretación de estos depósitos se han representado las superficies estratigráficas mejor visibles y las diferentes divisiones que los integran, excepto la división D visible más hacia el oeste.



La división C muestra una disminución progresiva en el tamaño de la ceniza acompañado con el desarrollo de facies con laminación fina. La unidad de flujo 2 finaliza hacia el techo con la división D caracterizada por la presencia de secuencias granodrecientes con bases erosivas bien desarrolladas con aglomerados, cenizas medias a finas con laminación paralela y cruzada y estratos de cenizas tamaño limo a arcilla de color blanco.

La división B lateralmente se interdigita con la división E (fig. 3) formada por ceniza media a gruesa con una estratificación bien desarrollada centimétrica a decimétrica definida por estratos masivos y gradados con intercalaciones centimétricas de aglomerados discontinuos tabulares sin límites definidos. En las secciones 1 y 2, hacia donde hay una disminución de espesor del depósito, se ha definido otra división denominada F. Esta división está formada principalmente por estratos lenticulares de aglomerados clastos-soportados decimétricos que pasan hacia arriba y lateralmente a un sedimento mal clasificado de lapilli y cenizas gruesas con una estratificación centimétrica bien desarrollada. Intercalados también aparecen estratos discontinuos de cenizas medias a gruesas con laminación, estratificadas o masivas.

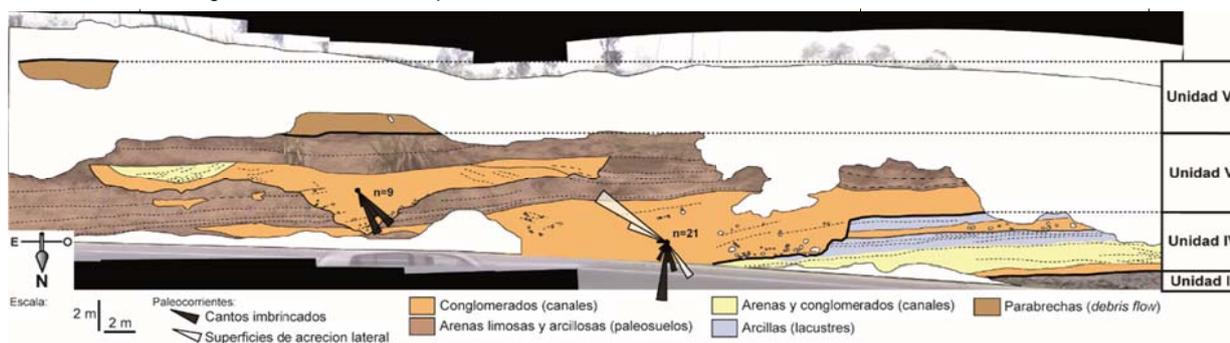
La unidad de flujo 2 se interpreta como un flujo piroclástico en el que podemos diferenciar dos etapas durante su desarrollo, una inferior de energía creciente (*waxing flow*) representada por las divisiones A y B durante la que dominarían procesos de fluidificación e interacción de granos en la zona límite de flujo. Esta etapa sería el resultado de un proceso de progradación de un flujo piroclástico caracterizado por el transporte de aglomerados y brechas en su parte central. A esta etapa le habría seguido otra de energía decreciente (*waning flow*) representada por la división C caracterizada por un aumento de la sedimentación y una disminución de la cizalla ejercida por el paso del flujo, con una zona límite de flujo también dominada por la fluidificación e interacción de los granos. La etapa final D muestra rasgos propios de flujos turbulentos como secuencias granodrecientes, bases erosivas, estructuras de flujo y capas de cenizas muy finas (*ash cloud*). Las divisiones E y F representan zonas marginales de la corriente piroclástica cuyo *thalweg* estaría representado por la división B (Branney y Kokelaar, 2002; Druitt, 1998; Sulpizio et al., 2014).

ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA DE LOS DEPÓSITOS FLUVIALES DE LA UNIDAD V

La unidad V está constituida por una sucesión fluvial caracterizada por canales conglomeráticos embebidos en materiales de grano más fino (fig. 4). Las facies que constituyen el relleno de los canales son masiva en la base seguida por conglomerados con superficies de acreción lateral que en ocasiones presentan superficies erosivas con cambios en la dirección de acreción de las superficies y finalizan con arenas gruesas y arenas conglomeráticas en estratos canaliformes con estratificación cruzada en surco. Los canales, en sección, presentan formas simétricas y tienen una relación baja anchura/profundidad <6.25 . Estos no muestran una migración lateral y aparecen con una conectividad baja. En los conglomerados se han tomado medidas de paleocorrientes en las superficies de acreción lateral y los cantos imbricados (fig. 4). La dirección de las dos medias son oblicuas entre sí e indicarían una dirección de la corriente entre NO a NE. Estos canales están embebidos en una sucesión formada por arenas limosas y arcillosas masivas y mal clasificadas organizadas en estratos tabulares continuos lateralmente con espesores entre 50 cm a 1 m y con bases erosivas. Presentan abundante bioturbación animal en forma de galerías verticales y fracturación primástica con moteados ocres y beis. Dentro de estos sedimentos se ha encontrado un esqueleto completo perteneciente a un ciervo.

Las características de los sedimentos que rodean a los canales permiten interpretarles como depósitos pertenecientes a lóbulos de desbordamientos. Debido a la mala clasificación de estos sedimentos, estos serían transportados y sedimentados en la llanura de inundación en forma de flujos de barro o flujos hiperconcentrados. La elevada bioturbación, la estructura prismática y los moteados beis y ocres que presenta el sedimento sugieren que estos fueron sometidos posteriormente a su depósito a un proceso de edafización (Miall, 2006). Los canales presentan una baja relación anchura/profundidad esto muestra que no sufrían una fuerte migración lateral, eran canales estables, caracterizados por un relleno lateral resultado de la acreción de barras ancladas a los márgenes. Estos rasgos junto con su baja conectividad es similar a las características que presentan los sistemas fluviales anastomosados estables (Makaske et al., 2002; Nanson y Knighton, 1996). Los sistemas fluviales propios asociados a esta granulometría gruesa son los de tipo *braided*. Sin embargo, existen algunos factores que

Fig. 4: Interpretación del panel fotográfico realizado en los afloramientos de la sección 1, donde se ha identificado algunas de las unidades estratigráficas, así como la arquitectura fluvial de la unidad V.



favorecen la formación de un sistema anastomosado con esta granulometría, como son: la elevada cohesión de los sedimentos de la llanura de inundación, grandes variaciones en los caudales y una tasa de sedimentación elevada dentro del canal asociada a una disminución en la pendiente del mismo (Nanson y Knighton, 1996).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Entre los factores responsables de la formación de las terrazas, uno de los que más peso tiene sobre los procesos de agradación y erosión a una escala temporal corta son los cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario (Pazzaglia, 2013). Al parecer el proceso de agradación que da lugar a la acumulación de sedimentos que rellenan un antiguo valle fluvial está relacionado en latitudes altas o bien en latitudes bajas pero elevadas altitudes con periodos climáticos fríos. Durante estos periodos fríos caracterizados por el avance de las masas de hielo tiene lugar una mayor producción de detritos que son aportados hasta los valles provocando su relleno (Pazzaglia, 2013). En el norte de los Andes se han registrado dos periodos glaciares entre 33 y 14 ka BP (*Late Glacial Maximum*) y entre 12 y 10 ka BP (*Younger Dryas*) (Clapperton, 1997).

Los depósitos del *debris avalanch* sobre los que se asientan la terraza han sido datados aproximadamente en 43 ka BP. Estas brechas presentan un paleorelieve marcado por lo que habrían sufrido un proceso de erosión formando un paleovalle que sería relleno por los sedimentos de la terraza. El proceso de relleno comenzaría con la formación del sistema lacustre de la unidad I. Hace 30 ka BP el volcán Imbabura inició un periodo eruptivo generando grandes cantidades de material piroclástico que fueron acumulados en la parte oriental del volcán llegando al fondo del antiguo valle del río Tahuando (Le Pennec et al., 2011). Esta etapa eruptiva coincidía con un periodo climático frío por lo que las condiciones hidrológicas y climáticas presentes constituirían el marco necesario para dar lugar al proceso de agradación en el valle durante el ciclo de formación de la terraza. Estos primeros flujos que posiblemente quedaron restringidos a áreas más cercanas al volcán, fueron retrabajados por los sistemas fluviales y transportados aguas abajo dando lugar a la formación de la unidad II. El aumento posterior de la actividad volcánica daría lugar al relleno del valle con la llegada de importantes volúmenes de flujos piroclásticos representados por la unidad III. El depósito de la unidad IV marca el cese de la llegada de material piroclástico al fondo del valle del río Tahuando y comienza un retrabajamiento de los mismos por sistemas fluviales. Debido quizás a las condiciones climáticas existentes estos sistemas fluviales continuaron con el proceso de agradación. Con la unidad V tiene lugar un importante cambio en el área madre de los sistemas fluviales debido a una reestructuración de la red hídrica de la región. La red de drenaje posiblemente finalizaría de erosionar los depósitos piroclásticos que rellenaban el valle, procedentes del volcán Imbabura, y comenzaron a erosionar otras áreas de la región probablemente la sierra de Angochagua. Después de la llegada de un potente flujo en masa (unidad VI), la historia del relleno del valle finaliza con otro periodo de actividad volcánica para dar lugar a las capas de ceniza de la unidad VII.

Referencias bibliográficas

- Branney, M., & Kokelaar, P. (2002). *Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites*. Geological Society memoirs. London, vol 27, 143 pp.
- Clapperton, C., Hall, M., Mothes, P., Hole, M., Still, J., Helmens, K., . . . Gemmell, A. (1997). A Younger Dryas Icecap in the Equatorial Andes. *Quaternary Research*, 47, 13-28.
- Druitt, T. (1998). Pyroclastic density currents. En: *The Physics of Explosive Volcanic Eruptions* (Gilbert, J., Sparks, R., eds). Special Publications Geological Society. London, vol. 145, 145-182.
- Le Pennec, J., Ruiz, A., Eissen, J., Hall, M., & Fornari, M. (2011). Identifying potentially active volcanoes in the Andes: Radiometric evidence for late Pleistocene-early Holocene eruptions at Volcán Imbabura, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 206, 121-135.
- Makaske, B., Smith, D., & Berendsen, H. (2002). Avulsions, channel evolution and floodplain sedimentation rates of the anastomosing upper Columbia River, British Columbia, Canada. *Sedimentology*, 49, 104
- Miall, A. D. (2006). *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag Ed., Berlin, 4th ed., 582 pp.
- Nanson, G. C., & Knighton, A. D. (1996). Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 217-239.
- Pazzaglia, E. J. (2013). Fluvial terraces. En: *Treatise on Geomorphology* (Shroder, J., Wohl, E., eds.) Academic Press Ed., San Diego, 379-412.
- Sulpizio, R., Dellino, P., Doronzo, D. M., & Sarocchi, D. (2014). Pyroclastic density currents: state of the art and perspectives. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 283, 36-65.
- Vandenbergh, J. (2003). Climate forcing of fluvial system development; an evolution of ideas. *Quaternary Science Reviews*, 22, 2053-2060.

LA FORMACIÓN HOLLÍN EN LA CORDILLERA DEL CÓNDOR: ESTUDIO DE LA TRANSICIÓN FLUVIO-MARINA, EN LA TRANSGRESIÓN DEL ALBIANO. DATOS PRELIMINARES

C. Romero (1), C. Vallejo (1), G. Cerón (2),

- (1) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11•253, Quito. christian.romero@epn.edu.ec
cristian.vallejov@epn.edu.ec
(2). Dpto. de Petróleos, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11•253, Quito. gonzalo.ceron@epn.edu.ec

Abstract (Hollin Formation at Cordillera del Condor: a Study of the Fluvial–Marine Transition, during the Albian Transgression): This study characterizes the lithofacies and depositional environments of the Cretaceous sedimentary sequence at Centro Shaimi in the Zamora Chinchipe province, Cordillera del Condor, southeastern Ecuador. U-Pb detrital zircon dating of the basement rocks range between is 200 to 116 Ma, suggesting a pre-Hollín erosion of the Misahuallí and Alao Arcs, and a 116 Ma as a maximum age for the Hollin Formation. A total of 12 lithofacies are identified, distributed along approximately 70 [m] outcrop section of the Hollin and Napo formations. In the analyzed section, the Lower Hollin Member was deposited in a fluvial environment dominated by braided rivers. The Upper Hollin interval is associated with a coastal environment with strong tidal influence and platform facies to the top. The transgression recorded in the Upper Hollin Member include supratidal, intertidal, subtidal and platform sub-environments. The base of the Napo Formation corresponds to the continuation of the transgression recorded in the Upper Hollin Formation, and include platform shales and carbonates, with abundant Albian macrofossils. Quartz-rich sandstones of the Basal Tena Member of the Maastrichtian Tena Formation overly in unconformity the Albian shales of the Napo Formation, suggesting a strong pre-Maastrichtian erosional event, characterized by the rapid exhumation of the upper cretaceous section of the Napo Formation.

Palabras clave: Fm. Hollín, Sedimentología, Cordillera del Cóndor, Shaimi
Key words: Fm. Hollín, Sedimentology, Cordillera del Cóndor, Shaimi

INTRODUCCION

En la actualidad, la Cuenca Oriente, junto a las Cuencas de Santiago, Marañón en Perú, forma parte del sistema de cuencas foreland de trans-arco de los Andes del Norte. El Ciclo Tectono-Sedimentario Cretácico que es expresado por las Formaciones Hollín, Napo y Tena, registra periodos transgresivos y regresivos del intervalo Aptiano a Campaniano (Vallejo et al., 2002).

La base de esta mega secuencia sedimentaria correspondiente a la Formación Hollín (Aptiano-Albiano), es el reservorio de mayor importancia de petróleo *in situ* en la Cuenca Oriente, por ende una de las Formaciones geológicas de mayor interés científico en la región (Rivadeneira, 2014). Diversos modelos Tectono-Sedimentarios se han propuesto para la Formación Hollín, incluyendo los trabajos de De Souza Cruz, (1988), White, et ál. (1995), Shanmugan et ál., (2000); Barragán et al., (2014). Como resultado de estas investigaciones se ha propuesto que la Formación Hollín se encuentra compuesta de dos miembros: Hollín principal que consiste de una secuencia predominantemente arenosa de planicie aluvial, mientras que la sección superior de Hollín gradada verticalmente a sedimentos costeros con cuerpos arenosos influenciados por mareas y tormentas y ambientes de plataforma (White, et al. 1995); registrando la transición de ambientes fluviales a entornos marinos someros, como resultado de la transgresión del Albian (Robert et al., 2002; Jaillard et al., 2005).

En la región sur oriental del Ecuador (ver Fig. 1), la información geológica sobre la Formación Hollín es muy limitada, únicamente se conocen afloramientos reportados por campañas de levantamiento geológico a gran escala (DINAGE–INGEMMET, 2005; INIGEMM, 2012). En el presente estudio se presenta la identificación y caracterización de facies sedimentarias, ambientes de formación, características petrofísicas (porosidad y permeabilidad) de afloramientos análogos al registro del subsuelo de la Formación Hollín, en el Sector de Centro Shaimi, Cantón Nangaritza, en la provincia de Zamora Chinchipe (ver Fig. 1).

METODOLOGÍA-RESULTADOS

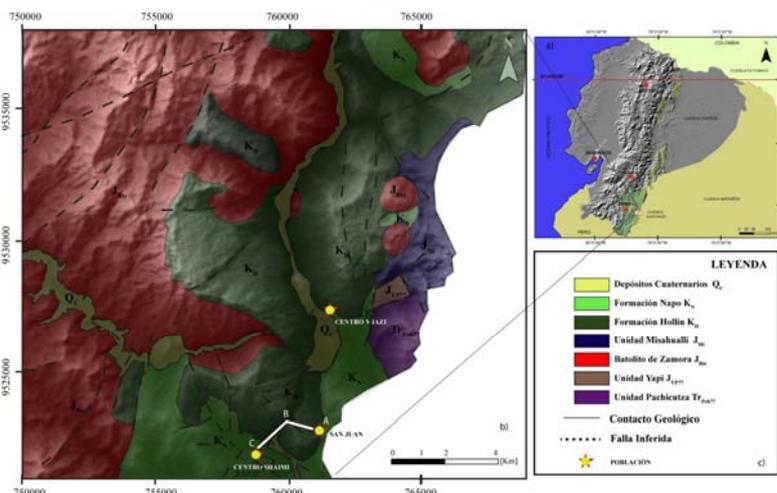
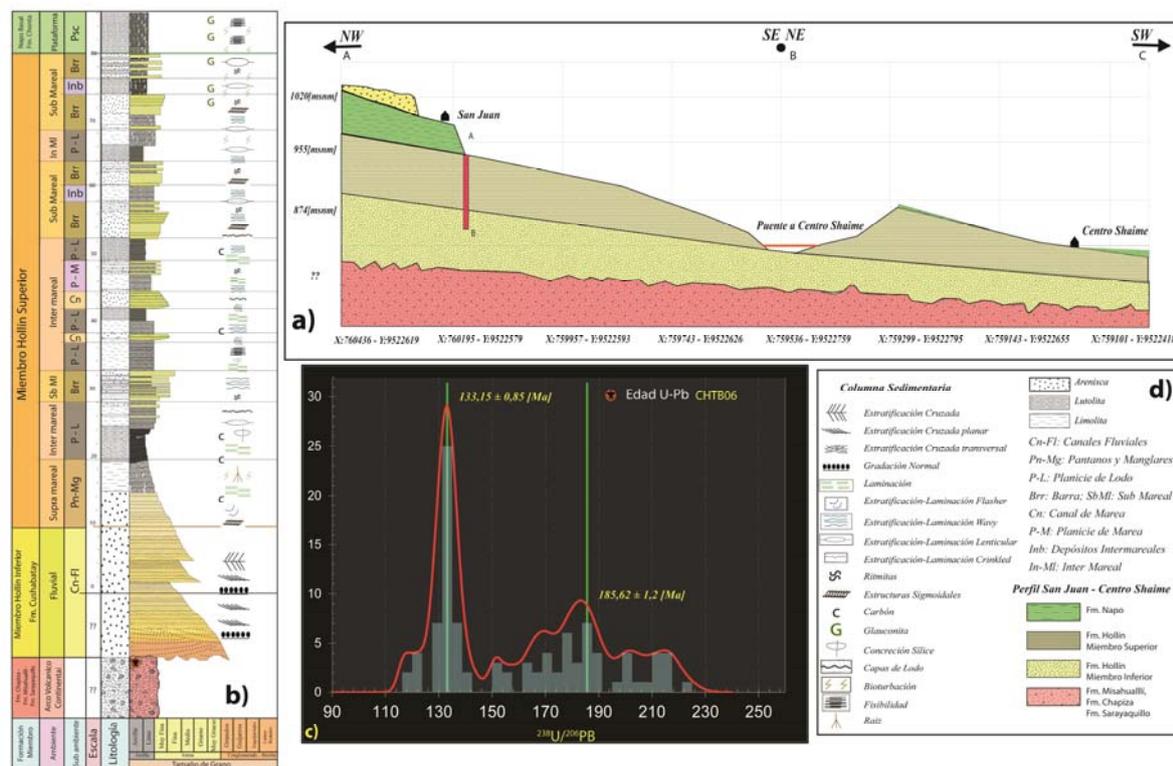


Fig. 1. Mapa de ubicación: En la Figura 1a) se muestra la distribución espacial de afloramientos de la Formación Hollín en el Ecuador. En la Figura 1b) se muestra la geología básica de la zona de estudio establecida por el DINAGE - INGEMMET (2005) y modificada por el INIGEMM (2012).

Este estudio se basa en la recolección de información estratigráfica y sedimentológica directamente de afloramientos, aplicando el método de observación científica. Se describieron, estructuras sedimentarias: erosivas, deposicionales, post-deposicionales, estilos de apilamiento de depósitos, tamaño de grano, textura, color, tipos de minerales, con la finalidad de asociar el tipo de roca con ambiente de depósito y los procesos de formación. A partir de edades U-Pb de circones detríticos se ha establecido la edad del basamento sobre el cual se desarrolló la Formación Hollín. Los resultados del mismo son presentados en las Figs. 2-3-4 y en la tabla 1.



En la zona de estudio el basamento sobre el cual se desarrolla en inconformidad la mega secuencia cretácica (Ver fig. 3), se encuentra constituido por volcanosedimentos correlacionables con las Fms. Chapiza-Misahuallí y su equivalente en Perú (Fm. Sarayaquillo). Litológicamente corresponde a tobas andesíticas con inclusiones amigdaloides (Ver Fig. 3c). Dataciones U-Pb realizadas en zircones detríticos de esta sección volcanoclástica, presentan edades que varían entre 116 y 200 Ma (Ver Fig. 2c), indicando una edad máxima de 116 Ma para la Formación Hollín, lo que sugiere que la sección pre-Hollín en la zona de estudio es producto de la erosión de los Arcos Misahuallí y Alao, definidos por Spikings et al. (2014).



Figura 3: Basamento de la Secuencia Cretácica: Fig. 3a) Inconformidad sobre volcano sedimentos, sobre la cual descansa la Fm. Hollín. Fig. 3b) Arenisca de grano grueso con estratificación cruzada y clastos volcánicos. Fig. 3c) Toba andesítica con inclusiones amigdaloides.

M	Descripción de litofacies	Interpretación	Resultados Petrofísica
Hollín Principal	AGXVC: Areniscas de color blanco con tonalidades rojizas, de tamaño de grano grueso, con estratificación cruzada y clastos volcánicos (Ver Fig. 3b).	Estas facies son atribuidas al ambiente fluvial, sustentado en la apilación de paquetes métricos, con bases erosiva, de tendencia grano decreciente, con morfología cóncava, en la cual se desarrolla ampliamente estratificación cruzada (canales fluviales; Mial A., 1977).	Estas facies presentan valores de porosidad en rango de 10 a 15% y valores de permeabilidad que van de 78 a 259,96 [mD], lo que las constituirían en un buen reservorio.
	AGM: Areniscas de color blanco, de tamaño de grano grueso masiva.		
	AGG: Areniscas de color blanco con tonalidades rosáceas de tamaño de grano grueso, gradada.		
	AMXT: Areniscas de color blanco con tonalidades grises, de tamaño de grano medio, con estratificación cruzada transversal (Ver Fig. 4-A1).		
	AMXP: Areniscas de color blanco con tonalidades amarillentas, de tamaño de grano medio a grueso, con estratificación cruzada paralela (Ver Fig. 4-A2).		
	AFM: Arenisca de color blanco, de tamaño de grano fino a medio, masiva (Ver Fig. 4-A3).		
Hollín Superior	LAMO-LNC: Limolita arenosa con abundante materia orgánica, restos de raíces y hojas (Ver Fig. 4-B1) en intercalaciones con lodolita negra con carbón y ámbar.	Estas facies nos indica el desarrollo de pantanos o manglares; que son muy comunes en ambientes fluviales costeros tropicales (Desjardins et al., 2012). Lo que nos indicara que estamos en un ambiente supra mareal. La litofacie LNC nos indica el límite próximo a una planicie de lodo.	En función a su litología, su baja permeabilidad (menor a 1[mD]) y ausencia de porosidad es interpretada como roca sello.
	LL-LAL: Lodolita laminada en asociación con lodolitas arenosas con estratificación lenticular (Ver Fig. 4-B2;4-B12).	Esta asociación de facies muestra proporciones de arcilla superiores al 95%, que según Dalrymple R. y Choi K., (2007), depósitos con estas proporciones de partículas finas (Limo, Arcilla) se forman por decantación de sedimento en suspensión en planicies de lodo (sub ambiente intermareal).	
	AAFB- AAL: Areniscas arcillosa con laminación flaser y con bioturbación (Ver Fig. 4-B3), acompañadas de Arenisca Lodosa Laminada, asociadas a intercalaciones de arenisca y lodo (IAL Ver Fig. 4-B12)	Estas facies presentan proporciones de arcilla y limo entre el 5% y 95%, en depósitos paralelos de geometría alargada, es interpretada como una Planicie Mixta (sub ambiente intermareal).	
	AFXs- AMCL: Arenisca fino granular con estratificación cruzada y láminas de lodo (Ver Fig. 4-B7) junto a arenisca de grano medio, con grandes cantidades de mica, y clastos de lodo.	En asociación estas facies forman cuerpos cóncavos con superficie erosiva, y de tendencia grano decreciente, estas figuras son interpretadas como canales mareales (sub ambiente intermareal).	
	ALW- IAL- AFck- AFS: Arenisca lodosa con laminación ondulítica; asociada a intercalaciones de arenisca y lodo, acompañada con arenisca fino granular con estratificación crinkled (Ver Fig. 4-B4) y arenisca fino granular con estructuras sigmoidales (Ver Fig. 4-B9).	Este conjunto de facies se presentan en morfología convexas, de base horizontal no erosiva, forman secuencias grano creciente, por lo cual son interpretadas como barras submareales. La presencia de bioturbación en las facies de areniscas lodosas con laminación ondulítica y lenticular (Ver Fig. 4-B10) sugiere que hubo períodos con bajas tasas de sedimentación que permitieron la proliferación de organismos (Desjardins et al., 2015).	
	ALBG: Arenisca lodosa con bioturbación y con glauconita (Ver Fig. 4-B11) en asociación con estructuras submareales como son laminación crinkle, wispy, contorsionada.	Esta zona es interpretada como el límite proximal a una plataforma siliciclásticas.	

Tabla 1. Descripción e Interpretación de Litofacies.

Para la Formación Hollín se han identificado catorce (14) litofacies: seis (6) facies fluviales, dos (2) facies supra mareales, (4) facies inter mareales, dos (2) facies sub mareales; susceptibles a análisis petrográficos, petrológicos y petrofísicos convencionales (porosidad y permeabilidad). (Tabla 1 y Fig. 4)

Sobre los niveles de glauconita se desarrolla una secuencia de lutitas y calizas fosilíferas, conocidas como la Fm. Napo en Ecuador (Fm. Chonta en Perú). En las cuales se ha encontrado *Inoceramus cf. anglicus* según G. Bulot característico del Albiano medio (Comunicación Personal, 03 de noviembre del 2016). Estudios anteriores asociaban parte de este nivel estratigráfico a lo definido como Formación Shaime (INIGEMM, 2012). Sin embargo el ambiente de depósito y la edad de estos sedimentos indican claramente que se trata de sedimentos de origen marino que sobreyacen estratigráficamente la Formación Hollín, representando la transgresión regional del Albiano, conocidos en gran parte de la Cuenca Oriente como el Miembro Napo Inferior.

En la parte superior de la sección analizada se presentan arenas de cuarzo de grano medio a grueso de aproximadamente de 6 metros de espesor. Estas arenas que sobreyacen en erosión a la secuencia de lutitas negras y calizas de la sección albiana de la Formación Napo. Correlaciones regionales sugieren que estas areniscas de cuarzo con estratificación cruzada corresponderían a la base de la Formación Tena, denominada como arenisca Basal Tena de edad Maastrichtiana, el cual es un importante reservorio de petróleo. La Arenisca Basal Tena en la Cuenca Oriente, Cuenca Santiago y Zona Subandina se deposita luego de un evento de levantamiento que erosiona gran parte de la sección de la Formación Napo. Consideramos que en esta zona antes de la depositación de estas areniscas se erosiona la sección Cenomaniana-Campaniana de la Formación Napo

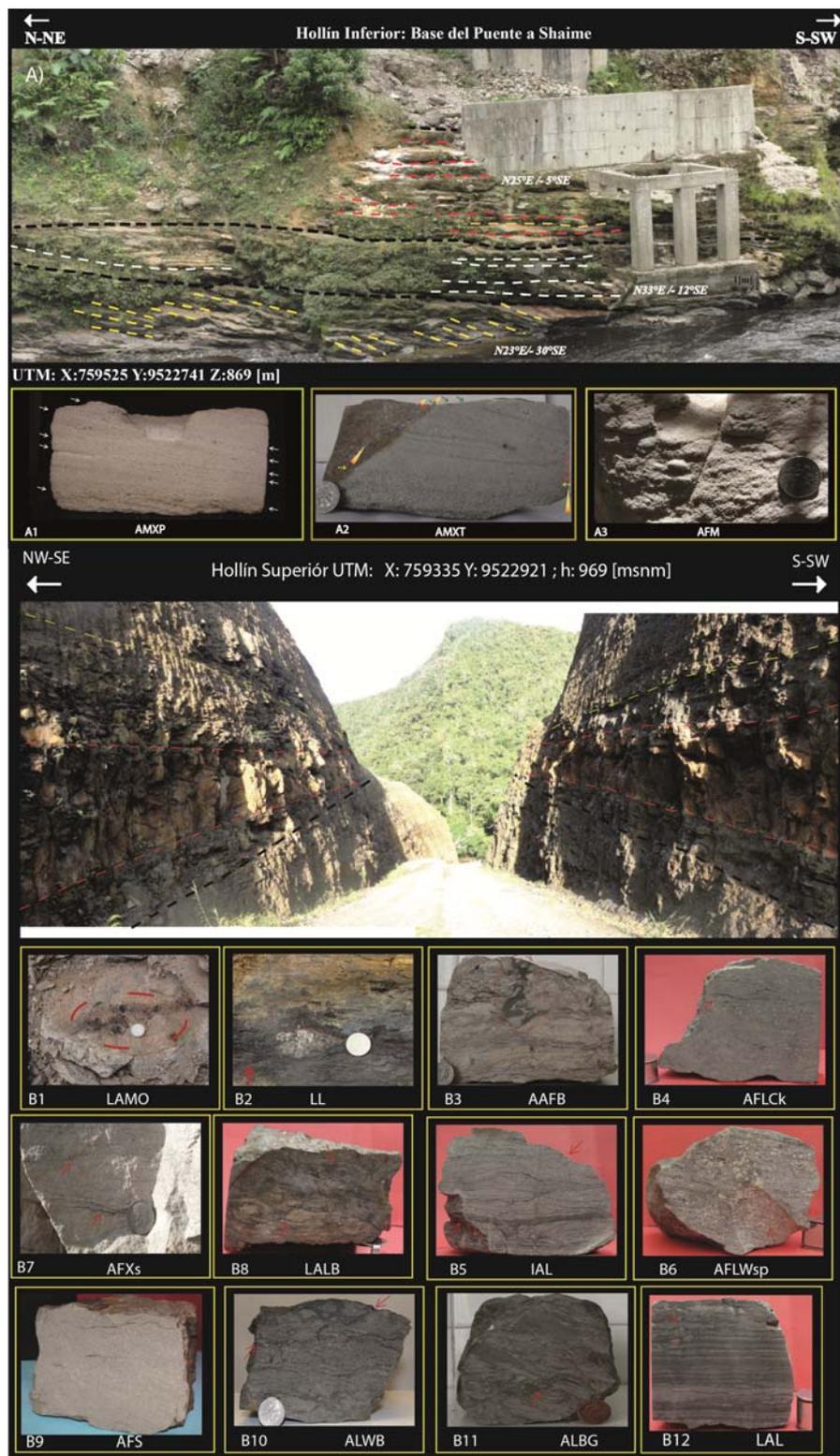


Fig. 4 Fotografías de las diversas Litofacies descritas en la Tabla 1.

CONCLUSIONES

A partir de la identificación de estructuras sedimentarias, el conjunto de asociaciones de litofacies, y su distribución en las litofacies que afloran en las cercanías de Centro Shaima, se ha identificado la transición de ambientes fluviales (Hollín Principal) a ambientes costeros con influencia de mareas y plataforma marina somera (Hollín Superior). Esta transición de facies hacia un ambiente de plataforma marina es muy similar a lo observado en el resto de la Cuenca Oriente. Esta transgresión se asocia con la transgresión Albiana descrita por Jaillard et al., (2005)

Por otra parte, la secuencia Hollín fue depositada sobre un basamento volcánoclastico de edad Jurásico superior – Cretácico Medio, como se indica en las edades detríticas obtenidas de los sedimentos volcánoclasticos que subyacen la Formación Hollín. Por lo que se sugiere la erosión pre-Hollín tanto del arco Misahuallí como del arco Alao, este último propuesto por Spikings et al (2014). Este análisis descarta la presencia de una secuencia de sedimentos marinos de edad Albiana anteriores a la Formación Hollín. En este estudio también se define un gran evento de deformación que erosiono la sección Cenomaniana-Campaniana de la Formación Napo, posiblemente como uno de los primeros efectos de la acreción de la gran provincia ígnea del Caribe contra la margen noroccidental sudamericana propuesto por Vallejo (2006). Posterior a este evento, areniscas de cuarzo del Miembro Basal Tena se depositaron en discordancia sobre sedimentos marinos de edad albiana de la Formación Napo.

Agradecimientos: Agradecemos a todas las personas que han facilitado y contribuido de alguna manera en nuestra investigación. A los laboratorios de Sedimentología, Geoquímica, Preparación de Láminas Delgadas y Petrología de la Facultad de Ingeniería en Geología; adicionalmente el Laboratorio de Petrofísica de la Facultad de Ingeniería en Petróleos de la Escuela Politécnica Nacional.

Referencias bibliográficas

- Barragán, R., Frederic, C., White, H., Baby, P., Rivadeneira, M., Ramirez, F y Rodas., J. (2014). *Estratigrafía Secuencia del Cretácico de la Cuenca Oriente del Ecuador en La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo*. IRD-PetroAmazonas. Quito-Ecuador.
- Dalrymple, R., y Choi, K. (2007). Morfología y tendencia de facies a través de la transición fluvio-marina en un Sistema de depósito dominado por mareas: un marco esquemático para la interpretación de estratigrafía secuencial y ambientes de depósito. *Earth-Sci. Rev.* 81, 135–174p.
- Desjardins, P., Buatois, L., y Mángano, M., (2012). Planicies Mareales y cuerpos de arena submareales, en trazas fósiles como indicadores de ambientes sedimentarios. *Earth-Sci. V.* 64. 529–561p.
- DINAGE - INGEMMET. (2005). *Proyecto multinacional andino: Geociencias para las comunidades andinas Ecuador-Perú-Canadá: Geología de Ecuador y Perú entre 3° s y 6° s.* (vol. 1). Quito, Ecuador.
- Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero y Metalúrgico. (2012). *Proyecto Mapeo Geológico Escala 1:50 000: Memoria Técnica de la Hoja Geológica Centro Shaima*. Quito, Ecuador: INIGEMM.
- Jaillard E., Bengtson P., and A. V. Dondt. (2005). La Transgresión Marina en el Ecuador y Norte del Perú en el Cretácico Tardío: Un Marco Estratigráfico Redefinido. *Journal of South American Earth Sciences*. 19. pp. 307–323.
- Jaillard, E. 1997. *Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretácico y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador. Informe final del convenio Orstom-Petroproducción*, 164 pp. (Petroproducción, Quito).
- Miall, A. (1977). Una Revisión del Ambiente Depositional de Ríos Meandricos. *Earth Sci. Rev.*, 13, 1-62p.
- Rivadeneira M. (2014). *Breve Reseña Histórica de la Exploración Petrolera de la Cuenca Oriente en La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo*. IRD-PetroAmazonas. Quito-Ecuador.
- Robert, E. (2002). La Transgresión del Albiano en la Cuenca de los Andes (Perú): Bioestratigrafía, Paleontología (Amonites) y Estratigrafía Secuencial. *Strata*. 38. pp 1-380.
- Shanmugam, G., M. Poffenberger, M., y Toro, J (2000). Facies de Estuarios Dominados por Mareas en las Formaciones Hollín y Napo ("T y U"), Campo Sacha, Cuenca Oriente del Ecuador. *AAPG Bulletin*, v. 84, 652-682p.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., & Beate, B. (2014). La Historia Geológica del Noroeste de Sudamerica: de Pangea al inicio de la colisión de la Gran Provincial Ígnea del Caribe (290 -75 [Ma]). *Gondwana Reserarch* , 45.
- Souza Cruz, C. (1988). *Facies Sedimentarias Cretácicas y Ambientes Depositionales, Cuenca Oriente del Ecuador*. III Congreso Andino de la Industria del Petróleo. Brasil.
- Tschopp H. (1953). *Exploración de Petróleo en la Cuenca Oriente del Ecuador*. AAPG, Vol. 37 N°10, 2303-2347p.
- Vallejo, C., Hochuli, P., Winkler, W., Von Salis, K., (2002). Análisis Palinológico y estratigrafía secuencial del Grupo Napo en el pozo Pungarayacu 30, Zona Sub-andina, Ecuador. *Cretaceous Research* 23, 845–859p.
- Vallejo C., (2006). *Evolución de la Cordillera Occidental e los andes del Ecuador (Cretácico tardío – Paleógeno)*. Tesis doctoral. Swiss federal institute of technology zürich. Suiza.
- White, H. J., Skopec, R. A., Ramirez, F. A., Rodas, J. A. & Bonilla, G. (1995). Caracterización de reservorios de las formaciones Hollín y Napo, Cuenca Oriente, Ecuador, en cuencas petroleras de Sudamerica. (eds Tankard, A. J., Suarez, S. & Welsink, H. J.), *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 62, 573–596.

A REVIEW OF THE CALCAREOUS NANNOFOSSIL BIOCHRONOLOGY OF ONSHORE AND OFFSHORE MIOCENE COLOMBIAN SEQUENCES

Alejandra Mejía-Molina (1, 2, 3) José-Abel Flores (1), Francisco J. Sierra (1)

- (1) Departamento de Geología, Grupo de Geociencias Oceánicas. Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca, España. alejandra@usal.es, flores@usal.es, sierra@usal.es
(2) Instituto Colombiano del Petróleo – ICP–ECOPETROL S.A. Km. 7 vía Piedecuesta, Santander, Colombia.
(3) Current professional position: Hacienda Urucuquí y Proyecto Yachay s/n. Urucuquí, Ecuador. amejia@yachaytech.edu.ec

Abstract: A high-resolution stratigraphic and biochronologic study was carried out on three Neogene sedimentary sequences. Two were recovered in onshore Colombian and the other corresponds to an offshore core drilled in Caribbean Sea. The onshore sequences, Arroyo Alférez and Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 are one of the best Neogene sequences known for the Lower Magdalena Valley. The offshore ODP Site 999 is located on Colombian basin, Western Caribbean. The biostratigraphic zonation proposed constitutes the first calcareous nannoplankton research to construct a biochronologic scheme for the Cenozoic of northern Colombia, which has direct applications for oil exploration in the offshore areas of the Colombian Caribbean basin.

Key words: Colombia, Calcareous nannofossils, Biochronology, Miocene

INTRODUCTION

An accurate time calibration of sediment sequences is of crucial importance to precisely date geological events and determine rates of change. It provides the basis for all interpretations concerning the history of ocean circulation, climate and the evolution of biota. In the sequences studied, the horizons of calcareous nannofossils identified were established following the biochronology proposed by Berggren *et al.*, 1985, Raffi and Flores, 1995, Raffi *et al.*, 2006, and Hüsing *et al.* (2007, 2010).

RESULTS

A high-resolution stratigraphic and biochronologic study was carried out on three Neogene sedimentary sequences (Figure 1). Two were recovered in onshore Colombian and the other corresponds to an offshore core drilled in Caribbean Sea.

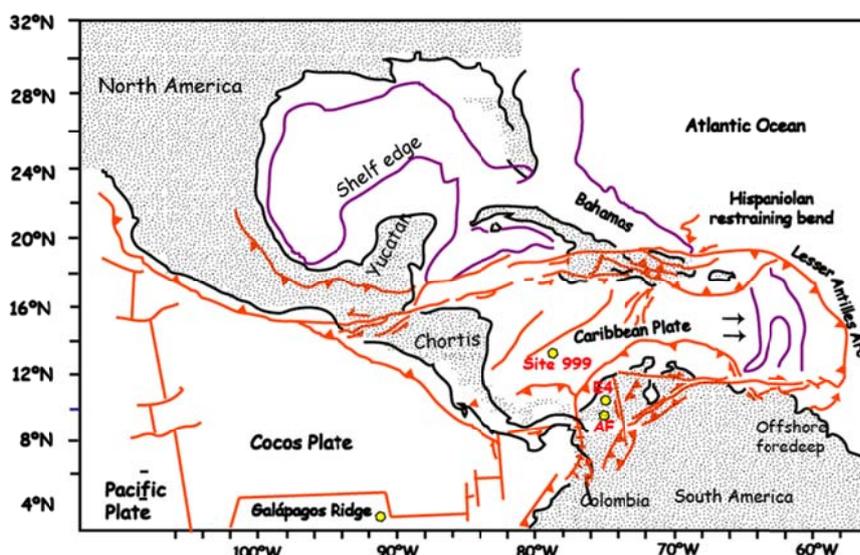


Fig. 1: Geographical setting of Arroyo Alférez (AF), Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 (E4) onshore sections and ODP Site 999 offshore core in the Caribbean Colombian Basin. Modified of Acton *et al.*, 2000.

The onshore sequences, Arroyo Alférez and Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 (Figure 2) are one of the best Neogene sequences known for the Lower Magdalena Valley. Mostly it consists of a massive succession of dark gray silty mudstones with occasional glauconitic sandstone intercalations. Several biochronologic horizons of calcareous nannofossils were identified.

The offshore ODP Site 999 is located on Colombian basin, Western Caribbean. The section consists mainly of clay-rich carbonates classified as nannofossil and foraminiferal clayey mixed sediments. Twenty horizons were used to establish the biochronology, some of them are globally calibrated.

All three sequences include a generally continuous record, with medium to good preservation of the coccolithophore assemblages (Figure 3).

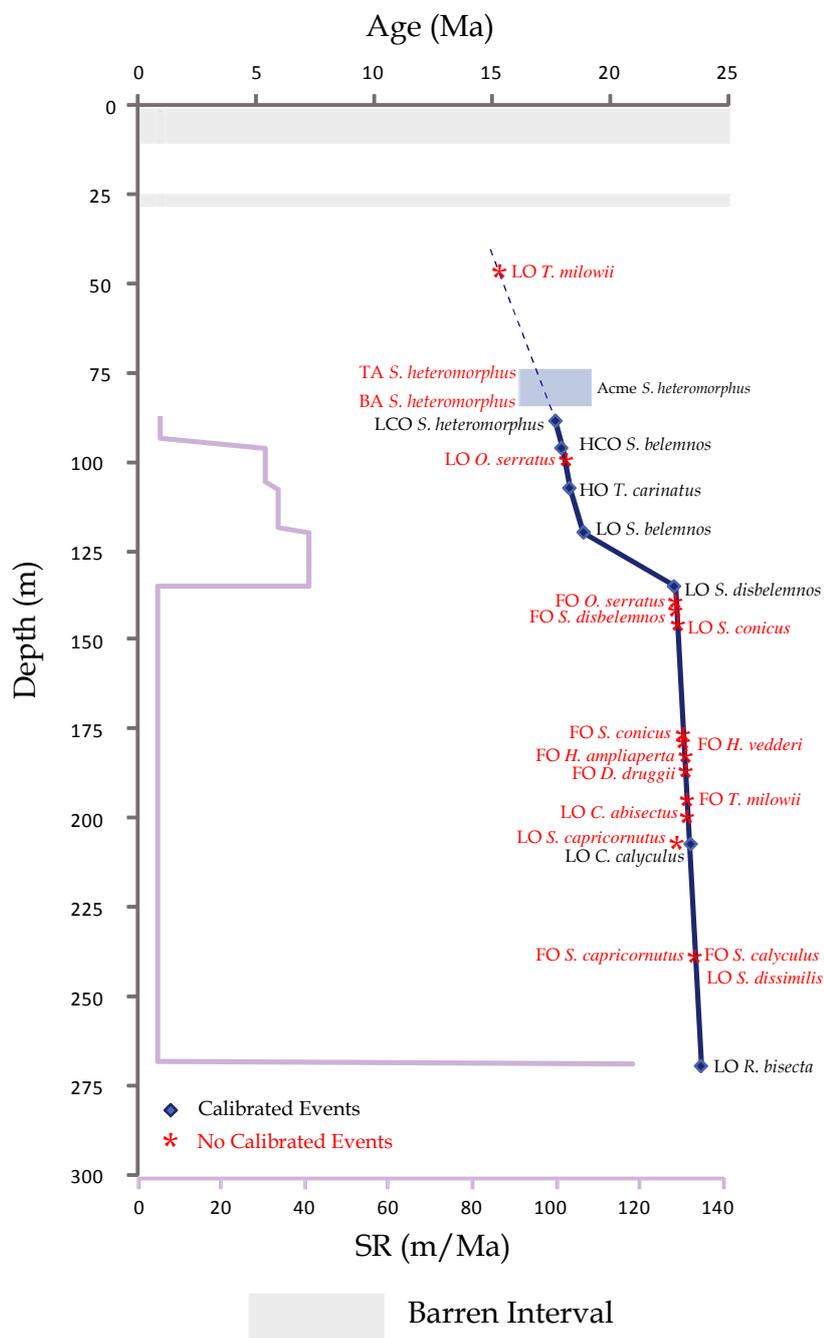


Fig. 2: Seven biochronologic horizons were identified to the Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 core from the LO of *Reticulofenestra bisecta* (23.9 Ma) to FO of *Sphenolithus heteromorphus* (17.721 Ma). It is corresponding to about 0.257 Ma resolution. Lack of sedimentation constitutes hiatuses (minimum 0.263 Ma).

The biostratigraphic zonation proposed constitutes the first calcareous nanoplankton research to construct a biochronologic scheme for the Cenozoic of northern Colombia, which has direct applications for oil exploration in the offshore areas of the Colombian Caribbean basin (Mejía-Molina *et al.*, 2008, 2010).

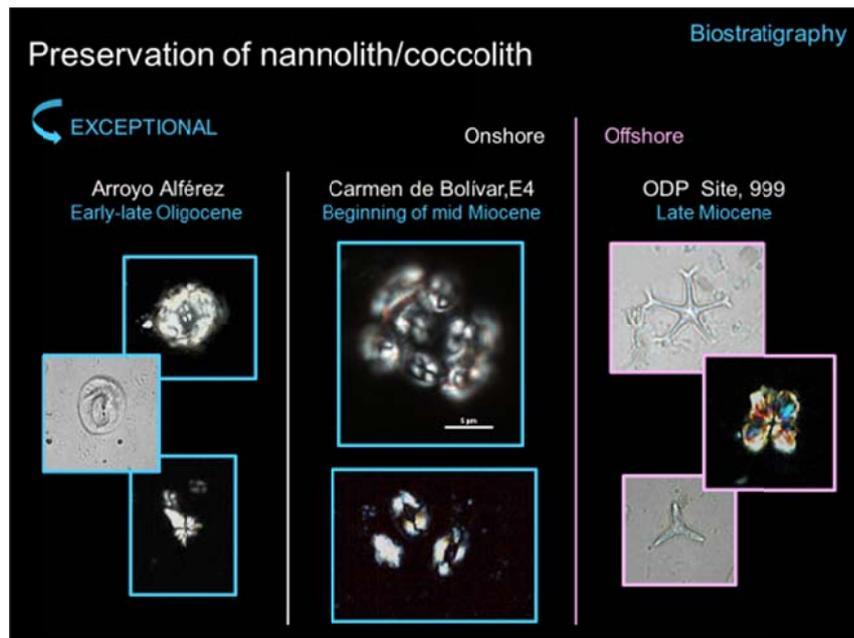


Fig. 3: Good preservation of isolated coccoliths and exceptional preservation of coccospheres are showed. The white bar corresponds to 1 μm .

CONCLUSIONS

Differences between low-global latitude biochronology's are referred to several genera of calcareous nannofossils occurrences but not compromise the stratigraphic successions of events in the records. However, it is important to mention the evident lack of stratigraphic levels identified in the proximal sequences, the Arroyo Alférez and the Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4.

The lost levels represent lack of sedimentation and constitute hiatuses, but the calcareous nannofossil events used in the standard zonation are not affected.

Alternatively, this research did not reveal the presence of hiatus at any level of ODP 999 record.

Acknowledgements: This study was funded by CONVENIO DE COOPERACION TECNOLOGICA No. 001 de 2007 between ECOPEL S.A. – INSTITUTO COLOMBIANO DEL PETROLEO and UNIVERSIDAD DE SALAMANCA.

References

- Berggren W. A., Kent D. V., Swisher C. C., Aubry M. P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation (W. Berggren, D. Kent, M. Aubry & J. Hardenbol, eds). Society for Sedimentary Geology Special Publications 54, 129-212.
- Hüsing S.K., Cascella, A., Hilgen F.J., Krijgsman W., Kuiper K.F., Turco E., Wilson, D., 2010. Astrochronology of the Mediterranean Langhian between 15.29 and 14.17 Ma. *Earth and Planetary Science Letters* 290, 254-269.
- Hüsing, S.K., Hilgen, F.J., Abdul Aziz, H., Krijgsman, W., 2007. Completing the Neogene geological time scale between 8.5 and 12.5 Ma. *Earth and Planetary Science Letters* 253, 340-358.
- Mejía-Molina, A., Flores, J.A., Torres Torres, V., Sierro, F.J., 2010. Distribution of calcareous nannofossils in Upper Eocene-Upper Miocene deposits from Northern Colombia and the Caribbean Sea. *Revista Española de Micropaleontología*, 42 (3), 279-300.
- Mejía-Molina, A., Flores, J.A., Torres Torres, V., Sierro, F.J., 2008. Análisis bioestratigráfico mediante Nanofósiles Calcáreos para el Oligoceno-Mioceno medio del norte de Colombia. Sección de superficie del Arroyo Alférez, Colombia. *Revista Española de Micropaleontología* 40, 135-149.
- Raffi, I., Flores, J.-A., 1995. Pleistocene through Miocene calcareous nannofossils from eastern equatorial Pacific Ocean. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 138: 233-286.
- Raffi, I., Backman, J., Fornaciari, E., Pälike, H., Rio, D., Lourens, L.J., Hilgen, F.J., 2006. A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 Million years, *Quaternary Science Review* 25, 3113-3137.

FÓSILES Y MICROFACIES DE LA FORMACIÓN MACUMA (CARBONÍFERO-PÉRMICO) EN EL SURORIENTE DE ECUADOR

R. Lasluisa (1), K. Moreno (1), A. Cabero (1), J.L. Román-Carrión (2), B. Vela (1), F. Villares (1), M. Zúñiga (1)

- (1) Departamento de Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11:253, Quito, Ecuador, rox6_eli@hotmail.com; joyss_ka23@hotmail.es; ana.cabero@epn.edu.ec; belen_vela_@hotmail.com; fabian.villares@epn.edu.ec; mayra.zuniga@epn.edu.ec
- (2) Laboratorio de Paleontología, Instituto de Ciencias Biológicas, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11:253, Quito, Ecuador jose-luis.roman@epn.edu.ec

Abstract (Fossils and Microfacies of the Macuma Formation (Carboniferous-Permian), Southeastern Ecuador). *The Macuma Formation is the only fossiliferous remnant of the Carboniferous Period known in Ecuador. Their outcrops appear in the Southeastern, in the Cutucú Mountains. Due to difficult access, the paleontologic information has not been updated since the 1950s-1970s, when the age (Upper Carboniferous-Lower Permian) was determined based on the fusulinids content. This study presents previous results about invertebrate content, and microfacies of the Macuma Formation associated with a carbonated platform environment. The fossil content includes brachiopods (Terebratula, Derbya, Neospirifer cf. condor, Productus cf. semireticulatus), crinoids, bryozoans (Fenestella and Polypora) and fusulinids (TRICITIDAE family), and suggest a Lower Carboniferous age for the middle and basal part of the Macuma Formation. This age proposal, fit with the age proposal based on palynomorphs content of the Macuma Formation at the Sacha log (Orient Basin).*

Palabras clave: Braquiópodos, Fusulínidos, Paleozoico, Subandino de Ecuador

Key words: Brachiopods, Fusulinids, Paleozoic, Subandean of Ecuador

INTRODUCCION

El Paleozoico en el Ecuador está representado principalmente por rocas metamórficas que afloran en la zona andina. La Formación Macuma es una de las pocas unidades paleozoicas con fósiles conocida en Ecuador, aflora solamente en el Suroriente del país, en la Cordillera de Cutucú. Dicha Cordillera forma parte del Dominio Occidental o Sistema Subandino (Fig. 1), el cual presenta 3 zonas morfo-estructurales de norte a sur: el Levantamiento Napo que corresponde a un inmenso domo alargado con orientación NNE-SSO, limitado al Este y al Oeste por fallas transpresivas; la Depresión Pastaza donde las fallas se vuelven más cabalgantes al contacto Zona Subandina – Cordillera Oriental; y la Cordillera de Cutucú, la cual se caracteriza por un cambio de orientación de las estructuras, de N-S a NNO-SSE (Baby et al., 2004). Los estudios paleontológicos de la cuenca Oriente se han centrado tradicionalmente en las rocas mesozoicas en el nororiente ecuatoriano; en especial los microfósiles, ligados a los yacimientos de petróleo (Ordóñez et al., 2006). La información paleontológica de invertebrados referente al suroriente es igualmente parcial y centrada también en los materiales mesozoicos (Dhondt & Jaillard, 2005; Bulot et al., 2005). Debido al difícil acceso y a la cobertura vegetal de la zona, el análisis paleontológico detallado de la Formación Macuma no ha sido actualizado desde los años 50-70, cuando se determinó su edad entre el Carbonífero Superior-Pérmico Inferior, en base al contenido de fusulinas (Tschopp, 1953; Bristow & Hoffstetter, 1977). Estudios más recientes basados en palinomorfos, ubican a esta Formación con edades entre el Carbonífero Temprano a Medio para la parte basal de la Formación y Carbonífero Pérmico para la parte superior (Suárez y Ordóñez, 2007). Este trabajo presenta resultados preliminares sobre el contenido de invertebrados de la Formación Macuma, y sus microfacies asociadas, realizados en el marco de un Proyecto de investigación cuyo objeto es analizar el patrimonio y registro paleontológico de las Formaciones en torno a la Cordillera de Cutucú (Fig. 1).

METODOLOGÍA-RESULTADOS

El trabajo de muestreo preliminar se llevó a cabo en la vía hacia Macuma (provincia de Morona Santiago, Fig. 1), si bien los afloramientos principales de la Formación Macuma se encuentran a mitad del trayecto, donde el Río Macuma corta la parte norte de la Cordillera de Cutucú, en torno al denominado Cerro Macuma que en la literatura parece ser una estructura de graben invertido con un sustrato Paleozoico erosionado donde la parte expuesta de la Formación Macuma en dicho cerro alcanzaría los 575 metros de espesor (Christophoul et al., 1998). Las muestras objeto de este estudio se recogieron en afloramientos cercanos a la vía (Fig. 1). El contenido en macrofósiles fue analizado tras una limpieza previa de las muestras. Así mismo, se realizaron láminas delgadas para el estudio de microfósiles y caracterización petrológica general de las facies fosilíferas.

El tramo estudiado de la Formación Macuma está constituido en su parte basal a media por calizas fosilíferas grises azuladas y calizas masivas negras, que alternan con lutitas negras y verdosas. Las unidades de calizas negras masivas aumentan su potencia hacia el oeste. Intercalados con estas unidades masivas, aparecen esporádicamente sills de monzonita. Las unidades superiores poseen mayor contenido detrítico, areniscas, y niveles lutíticos más potentes, intercalados con calizas grises oscuras fosilíferas en bancos potentes. Toda la Formación se encuentra plegada, y a lo largo de la vía las unidades muestran buzamientos entre 10 a 40° hacia el NW, con rumbos N-NE.

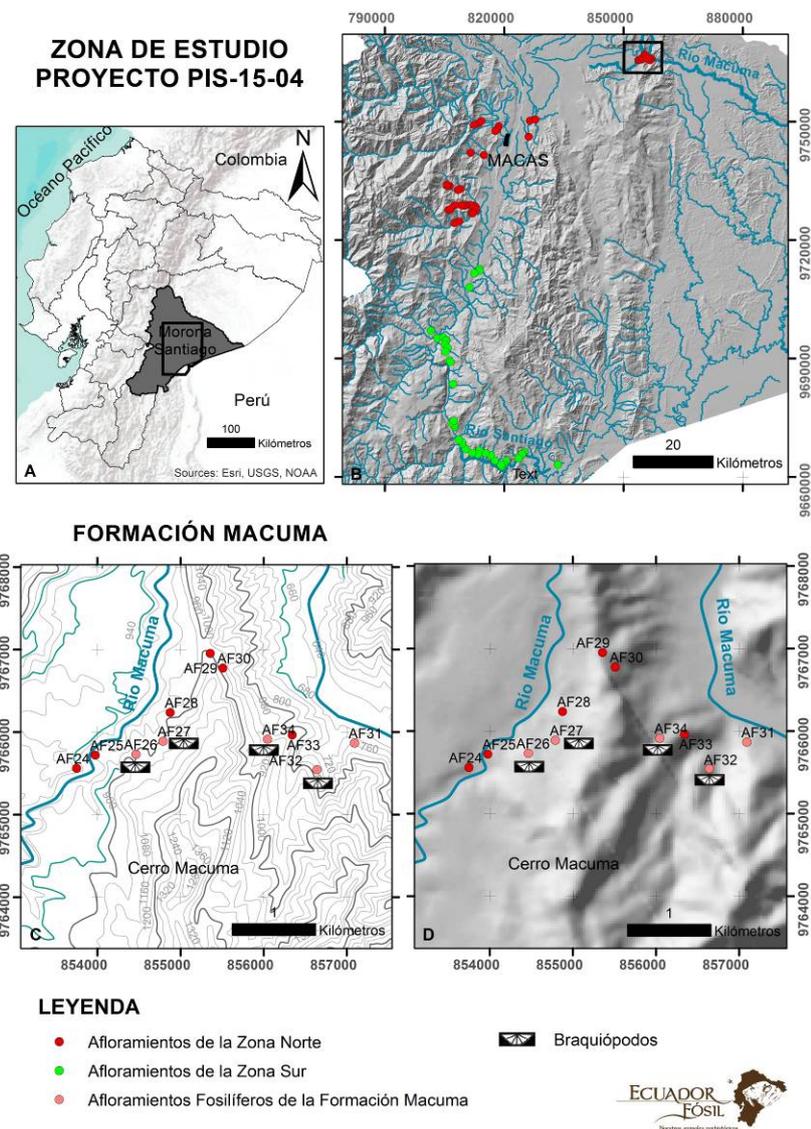


Fig. 1: **A** Localización de la Cordillera de Cutucú en el Subandino de Ecuador, **B** Puntos de afloramientos visitados hasta el momento de esta publicación, en el marco del Proyecto PIS15-04. En los mapas inferiores **C** y **D**, afloramientos de la Formación Macuma visitados en la vía hacia Macuma.

Las calizas fosilíferas, tanto hacia la base como en las unidades superiores, poseen abundantes braquiópodos (*Terebratula*, *Derbya*, *Neospirifer* cf. *Condor* (Carbonífero Superior-Pérmico Superior), *Productus* cf. *Semireticulatus* (Missisipiense – Pérmico Superior) crinoideos y briozoos (*Fenestella* y *Polypora*) (Fig.2). Tafonómicamente se observan diferentes grados de preservación asociados a las distintas litologías. En las calizas grises superiores existen especímenes afectados por disolución parcial y recristalizaciones de calcita, así como leve deformación por compactación. Para los briozoos y crinoideos, la fragmentación es alta. En las facies más superiores aparecen niveles lutíticos beige-rojizos en los que existe una completa disolución del carbonato, y los restos aparecen como moldes o improntas resaltados por óxidos, lo que dificulta la identificación y el reconocimiento en lámina delgada (Fig. 3). En estos niveles, se identifican también altos contenidos de braquiópodos (*Productus*, *Chonetes*), junto con abundantes restos de briozoos, y algas. Asociados a estos niveles fosilíferos, aparecen unidades sedimentarias a-fosilíferas más variadas, representadas por facies de lutitas masivas y areniscas calcáreas de grano fino a medio. El grado de preservación y restos tanto de crinoideos como de briozoos dificulta una identificación taxonómica más precisa a nivel de especie o incluso a nivel de Familia en el caso de los crinoideos. Los géneros de braquiópodos, así como de briozoos identificados, poseen rangos amplios de distribución temporal dentro del Paleozoico. Tan solo las especies de braquiópodos identificadas hasta el momento sirven para asignar un rango general de Edad de la Formación entre el Carbonífero Inferior y el Pérmico Superior. Las microfacies en lámina delgada reflejan la presencia de mudstones con recristalización de dolomita que enmascara el contenido fosilífero (Fig. 2); además de wackestones y grainstones micríticos con contenidos variables de briozoos, braquiópodos y crinoideos con buen estado de preservación (Fig. 2).

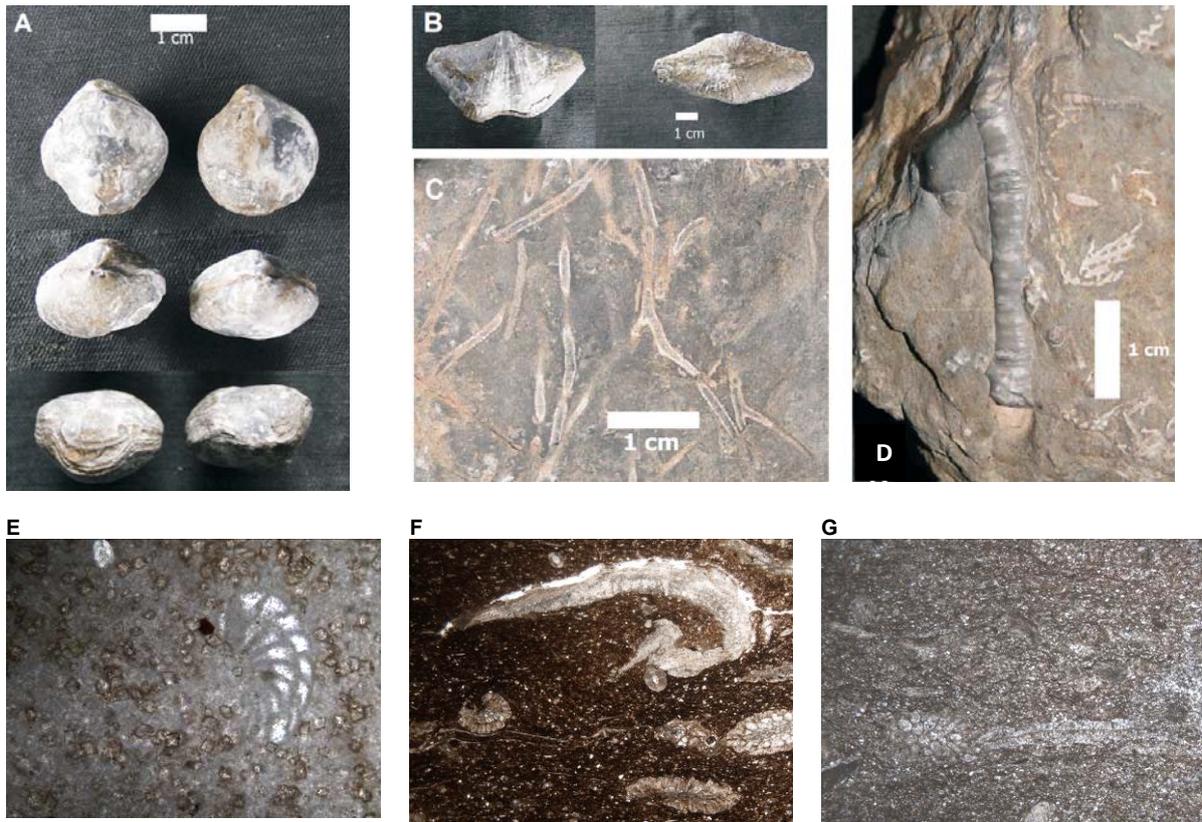


Fig. 2: Fósiles de las calizas grises azuladas de la parte superior de la Fm. Macuma. A. Especímenes de *Terebratula* sp. B. *Neospirifer* cf. *condor*. C. Briozoos D. Crionideos y fragmentos de briozoo *Fenestella*. E. Microfotografía de lámina delgada (luz natural x10) de calizas dolomitizadas (AF 30 en Fig. 1). F-G. Microfotografías (luz natural x2,5) de facies de calizas más fosilíferas y detríticas de las unidades superiores de la Formación Macuma (AF. 26 y 27 en Fig. 1).



Fig. 3: Fragmentos de briozoo *Fenestella* (arriba). Fotografía inferior: moldes de briozoos y braquiópodos (*Orbiculoidea* sp. entre otros). Muestras de las lutitas de las unidades fosilíferas superiores (AF. 26 y 27 en Fig. 1).

Dentro de las calizas grises basales a intermedias, el estudio petrológico ha permitido revisar el contenido de fusulinidos. En el muestreo preliminar se han podido identificar dos Familias de fusulinas presentes en la Formación (Fig. 4), entre ellas la familia SCHWAGERINIDAE (*Tricitites*) y la familia FUSULINIDAE (*Fusulinella*) ya citada anteriormente por Tschopp, (1953) y Bristow & Hoffstetter (1977). Ambas familias son muy abundantes en el Carbonífero Superior al Pérmico Inferior a lo largo de todas o la mayoría de las cuencas del "Paleo-tethys" (Vachard, 2000). Algunas de las formas revisadas preliminarmente corresponden a formas de cortes axiales sencillas, asociadas principalmente al Carbonífero Inferior (Fig. 4-C).

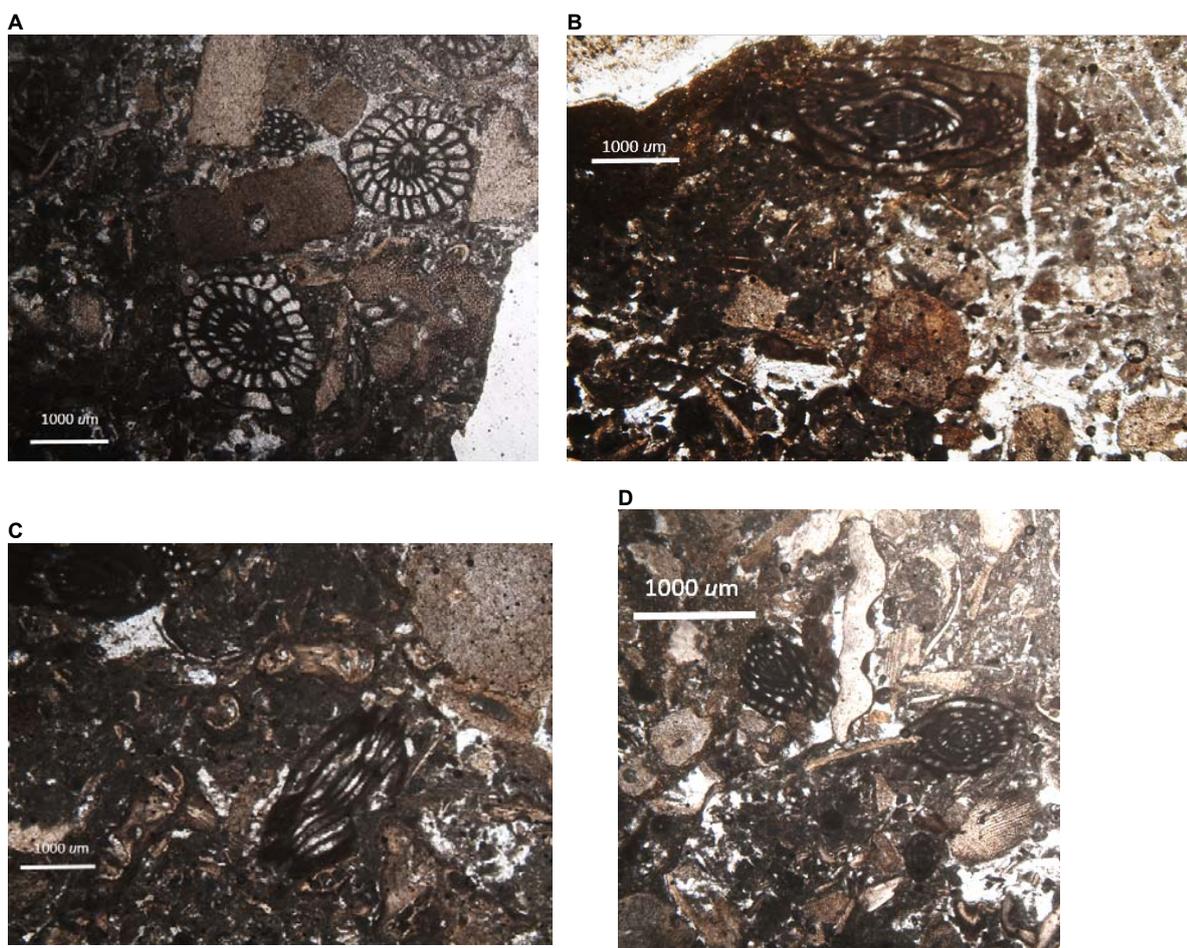


Fig. 4: Microfotografías de Foraminíferos fusulínidos () de la Formación Macuma. A-B-C Familia SCHWAGERINIDAE. A. Corte axial, B. Corte transversal, C. corte axial de *Tricitites*. D Familia FUSULINIDAE, corte axial de *Fusulinella*.

DISCUSIÓN-CONCLUSIONES

Todas las facies de la Formación se asocian a un ambiente de plataforma carbonatada. El contenido fósil coincide con los principales grupos descritos por Tschopp, (1953), si bien entre el contenido de briozoos y crinoideos se reconocen tres grupos de briozoos diferentes de los descritos inicialmente y varios grupos de crinoideos cuya identificación debe ser completada. La presencia de *Productus* cf. *Semireticulatus* (Carbonífero Inferior – Pérmico Superior), junto con la presencia de formas primitivas de *Tricitites* encontradas (Fig. 4C), encajarían con la propuesta de edad de Suárez y Ordóñez (2007) para la Formación Macuma, con inicios de la misma hacia el Carbonífero Inferior. El contenido e identificación más preciso de crinoideos, braquiópodos y fusulinidos permitirá mejorar el rango de edad de la Formación y la comparación biogeográfica con los registros de otras zonas del continente sudamericano (Cisterna et al., 2014, entre otros).

Agradecimientos: Trabajo posible gracias al financiamiento de la Escuela Politécnica Nacional, proyecto PIS-15-04-Análisis paleontológico y estratigráfico de la cuenca alta del Río Santiago. Los fósiles descritos permanecerán en las colecciones de paleontología de la EPN en Quito.

Referencias bibliográficas

- Baby P., Rivadeneira M., Barragán R., (2004). *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo*, FEA-IRD-Petroproducción, 295 p.
- Bristow C.R., Hoffstetter, R. (1977). *Lexique Stratigraphique International. Vol. V. Amerique Latine. Fascicule 5 a 2. Ecuador*. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.
- Bulot L., Kennedy W., Jaillard E. & Robert E. (2005). Late Middle-early Late Albian ammonites from Ecuador. *Cretaceous Research*, 26: 450-459.
- Cisterna, G.A., Sterren, A.F., Niemeyer, H.R (2014). Las sucesiones carbonáticas marinas del Pérmico Temprano en Antofagasta, norte de Chile. *Andean Geology* 41 (3): 626-638.
- Christophoul F. (1998). Comisión *Zona Gualaquiza, Carretera Mendez-Patuca, Santiago-Morona y cerro Macuma*. Petroproducción-OSTROM, 41pp.
- Dhondt A. & Jaillard E. (2005). Cretaceous bivalves from Ecuador and northern Peru. *Journal of South American Sciences*, 19: 325-342.
- Ordóñez M., Jiménez N. & Suárez J. (2006). *Micropaleontología Ecuatoriana*. Petroproducción-CIGG, 633 pp.
- Suárez, J., Ordóñez, M. (2007). Nuevas evidencias bioestratigráficas del Pre-Cretácico de la Cuenca Oriente del Ecuador. En: E. Díaz-Martínez e I. Rábano (Eds.), *4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America Cuadernos del Museo Geominero*, nº 8. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 2007. 383-391.
- Tschopp H.J. 1953 - Oil Explorations in the Oriente of Ecuador. *AAPG Bull.*, V. 37, N° 10, p. 2303-2347.
- Vachard D., Fourcade E. (1997). Foraminifères et Algues du Permian du Guatemala. *GEOBIS*, 30,6:745-784.
- Vachard D., Flores de Dios A., Pantoja J., Buitrón B., Arellano J., Grajales M. (2000). Les Fusulines du Mexique, une revue Biostratigraphique et Paléogéographique *GEOBIS*, 33,6: 655-679.
- Vachard D., Flores de Dios A., Buitrón B., Grajales M. (2000b). Biostratigraphie par fusulines des calcaires Carbonifères et Permians de San Salvador Patlanoaya (Puebla, Mexique). *GEOBIS*, 33, 1:5-33.

REGISTRO DE AMONITES DE LA FORMACIÓN SANTIAGO (JURÁSICO INF.) EN EL SURORIENTE DE ECUADOR

K. Moreno (1), R. Lasluisa (1), J.L. Román-Carrión (2), A. Cabero (1), B. Vela (1), F. Villares (1), M. Zúñiga (1)

- (1) Departamento de Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11:253, Quito, Ecuador, joyss_ka23@hotmail.es; rox6_eli@hotmail.com; ana.cabero@epn.edu.ec; belen_vela@hotmail.com; fabian.villares@epn.edu.ec; mayra.zuniga@epn.edu.ec
- (2) Laboratorio de Paleontología, Instituto de Ciencias Biológicas, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11:253, Quito, Ecuador jose-luis.roman@epn.edu.ec

Abstract (Record of Ammonites of the Santiago Formation (Lower Jurassic) in the Southeastern of Ecuador): *The pre-Cretaceous of the Cutucú Mountains at the Southeastern of Ecuador is represented by Paleozoic to Mesozoic Formations. The Santiago Formation (Lower Jurassic) is constituted mainly by shales rich in organic matter, sandstones and limestones deposited in a foreland basin. Previous studies on this Formation have been focused on its potential as crude oil parent rocks. It is evidenced the presence of ammonoids as well as fish remains whose taxonomic study and their respective record of specimens within a paleontological collection is incomplete. This work present previous results to determine the state of preservation of the fossil material and the fossiliferous potential of the Santiago Formation due to its relevance in the paleontological record of the Jurassic of Ecuador, besides contributing to improve or corroborate the age of the Santiago Formation.*

Palabras clave: Sinemuriense, Amonites, Cordillera Cutucú, Ecuador

Key words: Sinemurian, Ammonites, Cutucú Mountains, Ecuador

INTRODUCCION

La Formación Santiago forma parte del grupo de Formaciones pre-Cretácicas cuyas edades varían entre el Paleozoico y el Mesozoico, y que constituyen las primeras fases de evolución tectono-sedimentaria de la cuenca Oriente (Díaz et al., 2003). Es una Formación cuyo interés científico se centra principalmente en su potencial como roca madre de petróleo (Baby et al., 2004) y los únicos afloramientos se restringen a la Cordillera de Cutucú, en la parte sur de la Zona Subandina al oriente del Ecuador (Tschopp, 1953). Existen buenos afloramientos a lo largo del río Santiago, en los cuales se ha definido la Formación Santiago (Morán & Moyano, 1999) que consta de calizas negras arcillosas en bancos delgados, alternando con areniscas calcáreas, lutitas negras de apariencia bituminosa y comunes areniscas turbidíticas feldespáticas (Benítez et al., 1997).

Pertenciente al Jurásico, los niveles de lutitas fueron los que se considerarían como fuente generadora de petróleo en la Cuenca Oriente (Díaz et al., 2003), sin embargo, no existen estudios geoquímicos que corroboren esta información (Gaibor et al., 2008), aunque los valores de madurez y los parámetros cuantitativos y cualitativos de la materia orgánica obtenidos en Rivadeneira (1985) la califican como roca madre activa y que está en capacidad de producir hidrocarburos líquidos y gaseosos. Ésta tesis es refutada por Gaibor et al. (2008), que en base a los análisis de palinofacies y Rock Eval muestra un predominio del kerógeno tipo III y II lo cual indica un moderado a bajo potencial de roca madre.

La Formación se interpreta depositada en una cuenca extensiva con conexión al mar y restringida circulación (Pindell & Tabutt, 1995) durante la apertura de un rift intracratónico (Christophoul, 1999), pero su variación y desarrollo lateral de facies en la Cuenca Oriente no han sido aún bien definidos (Baby et al., 2004).

La Formación Santiago se divide en tres miembros sedimentarios, dentro de ella ha sido descrita la presencia de ammonoideos en las lutitas del miembro intermedio Yuquianza (Gaibor et al., 2008). Dommergues et al. (2004) describen amonites recolectados en la Formación Santiago al sur de Patuca, sin indicar la localización exacta de los ejemplares descritos, Así mismo, Tschopp (1953) y Bristow & Hoffstetter (1977), citan la presencia de restos de peces en la misma, pero igualmente sin indicación de la ubicación dentro de la Formación.

El más reciente estudio de Gaibor et al. (2008) indica la bioestratigrafía de la formación sin hacer referencia al estudio taxonómico del contenido fosilífero presente en ella. Los invertebrados del grupo de los ammonoideos al igual que los restos de peces son de gran importancia en el registro paleontológico del Jurásico del Ecuador y pueden contribuir a mejorar o corroborar la edad de la Formación Santiago. Además, muchas de las especies de ammonoideos han sido descritas, pero no se tiene registro de ejemplares en las colecciones científicas de los museos paleontológicos del país.

El presente trabajo busca determinar el estado de preservación del material fósil, evidenciar el potencial fosilífero de la Formación Santiago, y complementar las colecciones paleontológicas de los Museos de la Escuela Politécnica Nacional a partir de las muestras colectadas en dicha Formación, contribuyendo así con material para estudios posteriores. Se presentan los resultados preliminares de los muestreos llevados a cabo como parte de un Proyecto de Investigación cuyo objetivo es analizar el patrimonio paleontológico del Sureste ecuatoriano que ha sido pobremente estudiado.

METODOLOGÍA-RESULTADOS

El muestreo preliminar se realizó en la vía Patuca-Santiago entre los poblados de Patuca y Tiwintza en la provincia de Morona Santiago (Fig. 1), a lo largo de los ríos Upano, Namangoza y Santiago, donde los principales afloramientos de la Formación Santiago son claramente observables y se encuentran muy cerca de la carretera (Fig. 2). La espesa cobertura vegetal que rodea la carretera y la falta de caminos dificulta el acceso y la búsqueda de nuevos afloramientos hacia el interior de la Cordillera. La mayor parte de los afloramientos visitados estaban parcial y localmente meteorizados en la superficie descubierta de vegetación posiblemente por la humedad de la región.

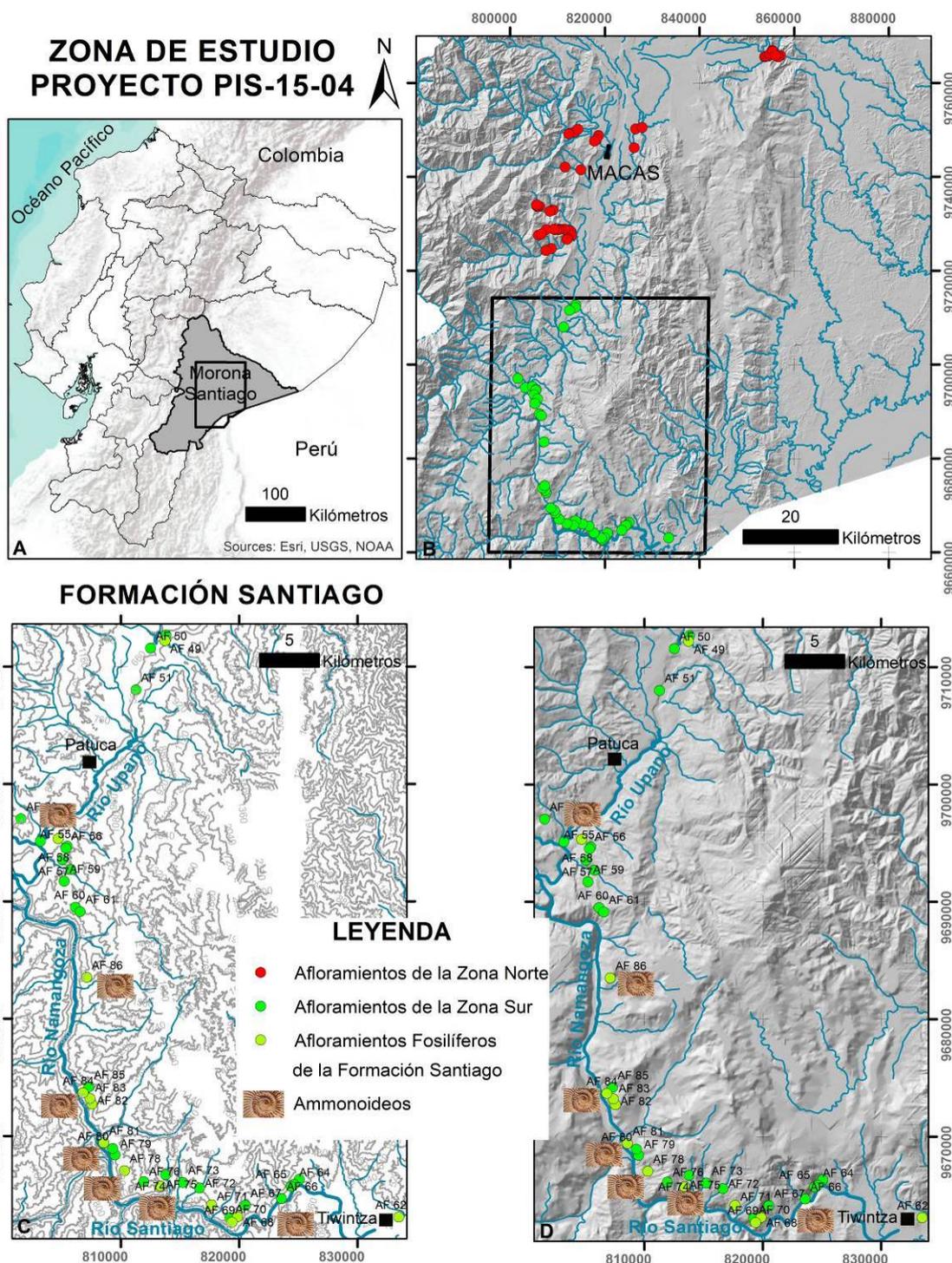


Fig. 1: **A** Localización de la Cordillera de Cutucú en el Subandino de Ecuador, **B** Puntos de afloramientos visitados hasta el momento de esta publicación, en el marco del Proyecto PIS-15-04. En los mapas inferiores **C** y **D**, afloramientos de la Formación Santiago visitados en la vía hacia Tiwintza.

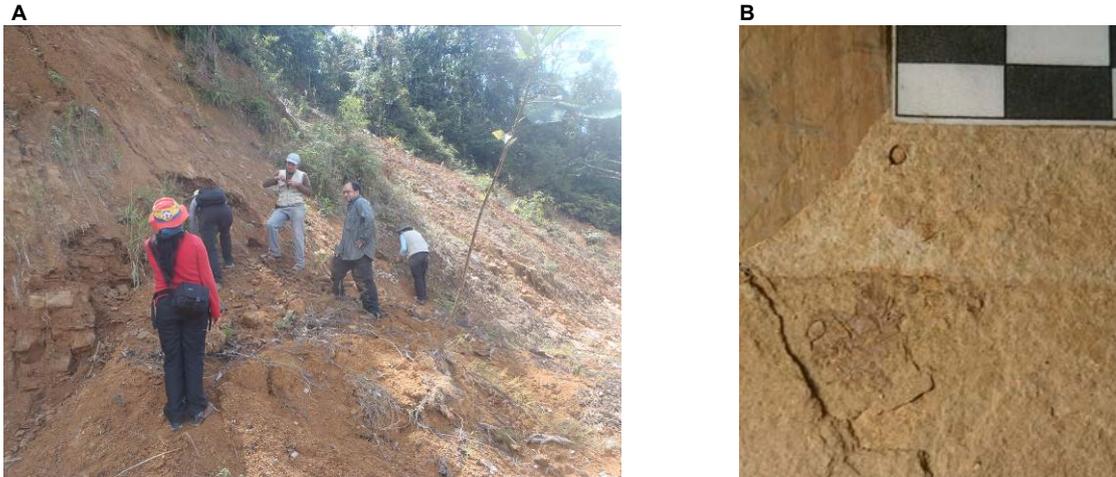


Fig. 2: **A** Afloramiento 75 en la vía Patuca-Santiago, **B** Roca colectada en dicho punto que contiene restos de peces (las barras de la escala representan 1 cm)

Las muestras recogidas fueron sometidas a limpieza y posterior identificación de los ejemplares colectados, la información paleontológica se completará ulteriormente con los análisis de microfósiles, y estudios petrográficos de láminas delgadas de los afloramientos muestreados. Todos los ejemplares identificados permanecen en la Colección de fósiles del Museo de Historia Natural Gustavo Orcés, de la Escuela Politécnica Nacional.

Los especímenes de ammonoideos colectados (afloramientos en Fig. 1) corresponden la mayoría a improntas en negativo en rocas detríticas. En general los tamaños de los especímenes preservados enteros son pequeños (1 a 5 cm), y los ejemplares de mayor tamaño muestreados, corresponden a fragmentos.

Los ammonoideos aparecen en lutitas y lutitas arenosas grises a negras, principalmente en el miembro Yuquianza (intermedio) que se caracteriza por un ambiente turbidítico (según Gaibor et al., 2008) y en el miembro Patuca (superior) depositado en un ambiente transicional entre turbidítico y deltaico (según Gaibor et al. 2008), estos últimos son especímenes muestreados por primera vez dentro de este miembro en este trabajo, ya que los ejemplares colectados por Dommergues et al. (2004) no es posible asignarlos a algún Miembro específico al no poseer información de la localización.

No se han identificado horizontes altamente fosilíferos, y es escasa la presencia conjunta de varios ejemplares y especímenes. En general, los restos de ammonoideos se encuentran aislados y dispersos en las lutitas.

Entre las especies colectadas y revisadas se encuentran indicadas en las Figuras 3 a 7, las cuales fueron identificadas mediante Trueman & Williams (1925), Geyer (1974), Pavía et al. (1992), Dommergues et al. (2004), y Esquivel et al. (2005).



Fig. 3: **Arietites ceratitoides**, en lutitas negras. Se observa una concha planoespiral, evoluta, de pequeño tamaño, costillas densas y gruesas no regulares y no son constantes a lo largo de toda la espira, en las vueltas internas pierden su densidad, pero en las vueltas exteriores se disponen hacia adelante, el espacio intercostal varía con el incremento de la altura de la vuelta, no se distingue carena ni vientre. Presentes en el Miembro Yuquianza (Afloramiento 81)



Fig. 4: *Paltechioceras cf. rothpletzi* en lutitas arenosas, Se observa una concha planoespiral, evoluta, costillas muy regulares, densas y afiladas que son constantes a lo largo de toda la espira y particularmente en las vueltas internas son muy cercanas y densas con una disposición ligeramente hacia adelante, lento incremento en la altura de la vuelta, no se distingue la carena por completo. Presentes en el Miembro Yuquianza (Afloramientos 78 y 69).



Fig. 5: **A** Restos de amonite en lutitas grises en el Miembro Yuquianza (Afloramiento 78). **B** Resto de amonite de considerable tamaño en lutitas arenosas algo meteorizadas del Miembro Yuquianza (Afloramiento 75)



Fig. 6: Grupos de fósiles de ammonites en lutitas grises. Hacia la izquierda de la imagen se observa un fragmento de *Arnioceras sp.* Sección de la vuelta externa subelíptica con flancos redondeados con crestas laterales altas, involuto, planoespiral, surcos amplios y profundos, costillas con poco espacio entre ellas son rectas, afiladas y de gran altura. A la derecha–inferior de la imagen se observa *Leptechioceras sp.* Es una concha planoespiral, evoluta, se distinguen ligeramente las costillas con una disposición hacia adelante, son gruesas y no tan densas en las vueltas exteriores, en las vueltas interiores se empaican, la carena es muy visible, posee un lento incremento de la altura de la vuelta y varias vueltas. Presentes en el Miembro Yuquianza (Afloramiento 78)

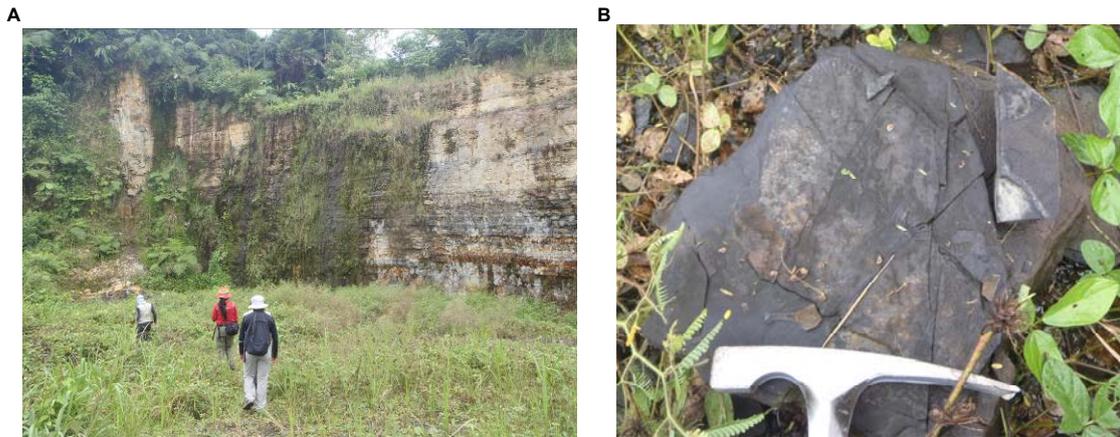


Fig. 7: **A** Afloramiento 54 perteneciente al Miembro Patuca, **B** Restos de Amonites en un bloque caído de lutitas de dicho afloramiento.

DISCUSIÓN-CONCLUSIONES

Los muestreos preliminares de macrofósiles de la Formación Santiago han revelado especies similares a las descritas en trabajos anteriores (Tschopp, 1953; Geyer, 1974; Aspdén & Ivimey-Cook, 1992; Pavía et al., 1992; Dommergues et al., 2004; Gaibor et al., 2008), si bien ahora se conocen con mayor precisión la localización de niveles con presencia de fósiles dentro de la Formación, así como nuevas ubicaciones de presencia de ammonoideos en el Miembro Patuca. En general los especímenes de ammonoideos, en los afloramientos visitados, son de pequeño tamaño, y en forma de improntas, lo que puede dificultar su visualización e identificación en campo. Los especímenes no poseen alto valor para exposición museística dado su tamaño y preservación. Las edades que representan los fósiles según Trueman & Williams (1925) encajan con la asignada hasta el momento para la Formación Santiago de Sinemuriense según Tschopp (1953).

Agradecimientos: Trabajo posible gracias al financiamiento de la Escuela Politécnica Nacional, proyecto PIS-15-04-*Análisis paleontológico y estratigráfico de la cuenca alta del Río Santiago*. Los fósiles descritos permanecerán en las colecciones de paleontología de la EPN en Quito.

Referencias bibliográficas

- Aspdén J.A., Ivimey-Cook H.C., 1992. *Nuevos datos paleontológicos del centro y sureste del Ecuador*. Boletín Geológico Ecuatoriano, CIG-MYP 3 (1), 33–42.
- Baby P., Rivadeneira M., Barragán R., 2004. *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo*, FEA-IRD-Petroproducción, 295 p.
- Benitez S., Cotrina J., Berrones G., 1997. *Primer Informe Estratigráfico sobre las Formaciones Chapiza y Santiago en la vía Patuca – Santiago*. IT – 32 – PPG – 97.
- Bristow C.R., Hoffstetter R., 1977. *Lexique Stratigraphique International*. Vol. V. Amerique Latine. Fascicule 5 a 2. Ecuador. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.
- Christophoul F., 1999. *Discrimination des influences tectonique et eustatiques dans les bassins liés des zones de convergence: exemples du bassin subandin d'Equateur*. Thèse Université Toulouse III – Paul Sabatier, 184.
- Díaz M., Baby P., Rivadeneira M., Christophoul F., 2003. *El pre-Aptense de la Cuenca Oriente ecuatoriana*. La cuenca Oriente: Geología y Petróleo: Travaux de l'Francais d'Études Andines, tomo 144, 23-44p.
- Dommergues J.-L., Meister C., Jaillard E., 2004. *Ammonites de la formation Santiago de la zone subandine du S-E de l'Équateur (Jurassique inférieur, Sinémurien)*. Reveu de Paléobiologie, Genève 23 (1): 355-371p, ISSN 0252-6730.
- Esquivel C., León R., Flores K., 2005. *Caracterización de una nueva localidad fosilífera del Jurásico Inferior con crinoides y amonites en el centro-oriente de México (Temapá, Hidalgo)*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol 22, num 1, p 97-114.
- Gaibor J., Hochuli J.P.A., Winkler W., Toro J., 2008. *Hydrocarbon source potential of the Santiago Formation, Oriente Basin, SE of Ecuador*, Journal of South American Earth Sciences 25, pp 145-156.
- Geyer O., 1974. *Der Unterjura (Santiago-Formation) von Ekuador*. Neue. Jb. Geologische Palaontologische M. 9 (Stuttgart), pp. 525–541.
- Morán H., Moyano F., 1999. *Corte Geológico de las Formaciones Cretácico-Terciaria en el frente de Cabalgamiento Andino entre Morona y Santiago*. Tesis de Grado. ESPOL-Guayaquil, Ecuador. 211 pp.
- Pavía G., Hirtz A., Landini W., Loayza S., 1992. *The Lower Jurassic in the Santiago District (SE Ecuador)*. In: Gayet, M., Racheboeuf, P.R. (Eds.), *Résumés des communications présentées lors de la table ronde européenne*. "Paléontologie et stratigraphie en Amérique Latine", Lyon, p. 41.
- Pindell J., Tabbutt K., 1995. *Mesozoic–Cenozoic Andean paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems*. In: Tankard, A.J., Suarez, R., Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*, vol. 62. American Association of Petroleum Geologist, Memoir, pp. 101–128.
- Rivadeneira M.V., Ramirez F., 1985. *Prospectos hidrocarbúferos: La Zona Subandina Amazónica*. Trabajo presentado en el Sexto Congreso Latinoamericano de Geología (Bogotá-Colombia, 85). ORO Y PETROLEO, revista del Colegio de Ingenieros Geólogos, de Minas y Petróleo. Informe Técnico Especial N° 3. agosto de 1986 14-25pp.
- Trueman A.E., Williams D.M., 1925. *XXXIV - Studies in the Ammonites of the Family Echioceratidæ*, Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 53(3), pp. 699–739. doi: 10.1017/S0080456800027551.
- Tschopp H.J., 1953, *Oil Explorations in the Oriente of Ecuador*. AAPG Bull., V. 37, N° 10, p. 2303-2347.

REGRESO DE MATERIAL FÓSIL A LAS COLECCIONES PALEONTOLOGICAS DE LA ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

José Luis Román-Carrión (1), Renán Cornejo (2) & Ana Cabero (2).

- (1) Instituto de Ciencias Biológicas. Ladrón de Guevara. E11 253. Quito-Ecuador. Joseluis.roman@epn.edu.ec
(2) Departamento de Geología. Facultad de Geología y Petróleos. Escuela Politécnica Nacional.

Abstract (Return of fossil material to the paleontological collections of the Escuela Politécnica Nacional). *This paper summarizes the work carried out with the aim of repatriating to Ecuador part of its paleontological heritage that has remained housed in foreign scientific collections and constitutes important research material. It has been possible to obtain vertebrates and invertebrates fossils of different geological ages. The study of these fossils will contribute to improve the Geological and Paleontological knowledge of Ecuador. This material is now deposited in the Collection of Paleontology of the Instituto de Ciencias Biológicas, Escuela Politécnica Nacional. It is hoped to continue in the near future with these efforts and increase our scientific collections.*

Palabras clave: Colecciones científicas, fósiles, material Tipo, patrimonio paleontológico.
Key words: Scientific collections, fossils, Tipo material, paleontological heritage.

INTRODUCCIÓN

Las Investigaciones geológicas y biológicas en el Ecuador se remontan desde antes de la época republicana, las principales y mayores exploraciones fueron realizadas por investigadores y exploradores de origen Europeo, de entre ellas se destacan las realizadas por la Misión Geodésica Francesa en 1736 y liderada por Carlos María de La Condamine, en adelante investigadores como Alexander Von Humboldt, Bonpland, H. Mayer, Wagner, Branco, F. Spillmann, R. Hoffstetter, entre otros, arribaron al Ecuador y mucho del material colectado fue depositado en las colecciones científicas de sus respectivos países. Hasta ahora conocemos y tenemos referencias de material paleontológico de origen ecuatoriano en: Museo de Historia Natural de París; Museo de Historia Natural de Berlín, Museo Americano de Historia Natural y Universidad de Michigan Estados Unidos.

Desde hace unos años nos hemos propuesto seguir la pista del material fósil que reposa en colecciones internacionales con el objetivo de conocer de su existencia y en la medida de lo posible poder contar con el material en nuestras colecciones para uso y consulta de investigadores nacionales y alumnos interesados en la materia. Esta idea además se hace palpable al hablar de la protección al Patrimonio Paleontológico del Ecuador, que en los últimos años ha despertado un especial interés. El material en mención se encuentra depositado en la Colección de Paleontología del Instituto de Ciencias Biológicas de la Escuela Politécnica Nacional. Se espera en el futuro poder continuar con estos esfuerzos e incrementar nuestras colecciones científicas.

RESULTADOS

Hasta el momento hemos logrado repatriar las piezas fósiles ecuatorianas que se describen a continuación, con la gentil colaboración de los investigadores y curadores a su cargo.

Mandíbula Pez Pycnodonto, gen. sp. indet. Colectada por Renan Cornejo en septiembre de 1984, en el miembro inferior de la Formación Napo, junto al río Quijos (Km.78 vía Quito-Lago Agrio). Esta pieza fue enviada al Dr. John Lundberg investigador del Departamento de Ictiología. Academia de Ciencias Naturales de Philadelphia Estados Unidos, para su estudio, sin embargo la naturaleza incompleta del fósil no permitió su determinación a nivel específico. Regresó al Ecuador en el año 2016.

La pieza corresponde a un fragmento de mandíbula con tres hileras de placas dentales que permiten relacionar al ejemplar con peces pycnodontiformes (Figura 1).



Figura 1. Emi mandíbula de *Pez Pycnodontiformes*, Formación Napo.

Espécimen TIPO de *Phaneus violetae* Zunino 2013

Colectado por el Dr. Mario Zunino de University of Urbino “Carlo Bo” Italia, en el año 1986. Como su autor mismo lo describe, fueron colectados varios especímenes de “Bolas de Cangagua” en la calle Riter, en el centro – occidente de la ciudad de Quito en estratos superiores de la Formación Cangagua. Al analizar el contenido interno de una de las bolas logró obtener una cabeza del escarabajo constructor de dicha bola. Cabe señalar que se trata de un fósil con una preservación excelente, sobretodo de los colores y tricomas (Figura 2). Este ejemplar ha permitido conocer de mejor manera la naturaleza de los icnofósiles *Coprinisphaera murguiai* y *C. kitu* (Figura 3).



Figura 2. Espécimen TIPO de *Phaneus violetae* Zunino 2013

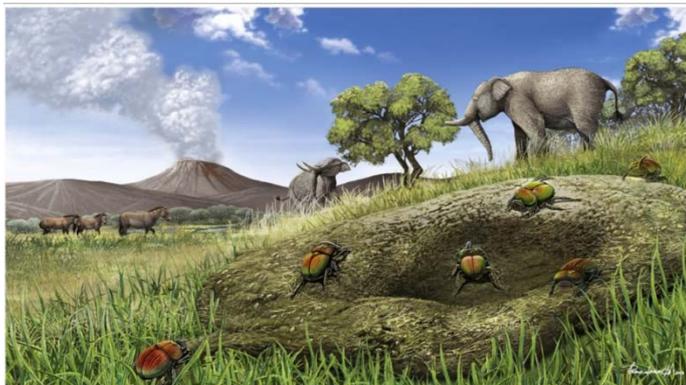


Figura 3. Reconstrucción realizada por Pablo Lara de un ambiente Pleistocénico con *Phaneus violetae*. Tomado de Sánchez, et al. 2013

Fósiles de Mamíferos miocénicos del sur del Ecuador

Estos fósiles (Figuras 4 - 6) fueron colectados por el Dr. Richard Madden de University of Michigan en sus varios viajes de exploración al territorio ecuatoriano principalmente a las provincias de Cañar y Azuay. Fueron llevados al Museo de la Universidad Nacional de la Plata en Argentina para ser estudiado por el Dr. Gustavo Scillato-Yané. De este material han resultado varias publicaciones, la más importante describe el TIPO de *Anadasypus aequatorianus* Carlini et al 2013. Un armadillo de talla pequeña del Mioceno del sur del Ecuador (Figura 7).

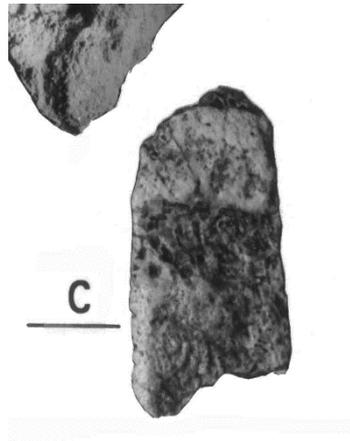


Figura 4. Placa móvil de CINGULATA Pampatheriidae indet



Figura 5. Cóndilos occipitales y caniniforme de Toxodonte (*Andinotoxodon bolivarensis*)

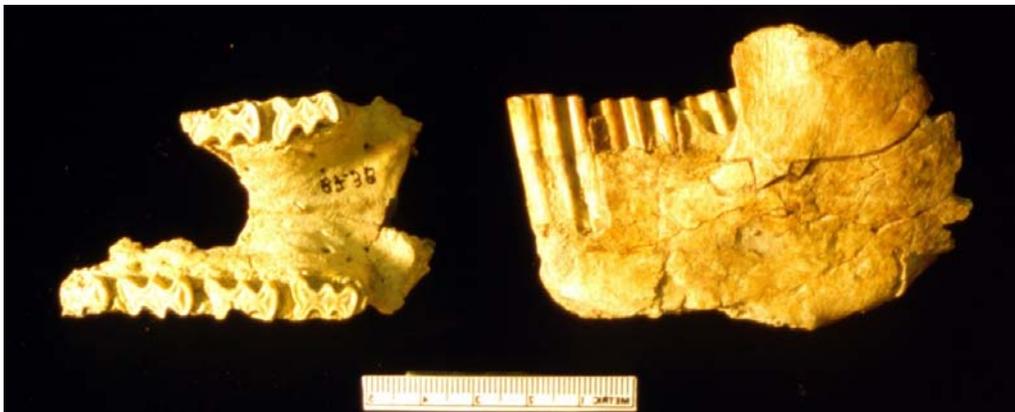


Figura 6. Fragmentos craneales de Gliptodonte (*Prosclerocalyptus intermedius*).

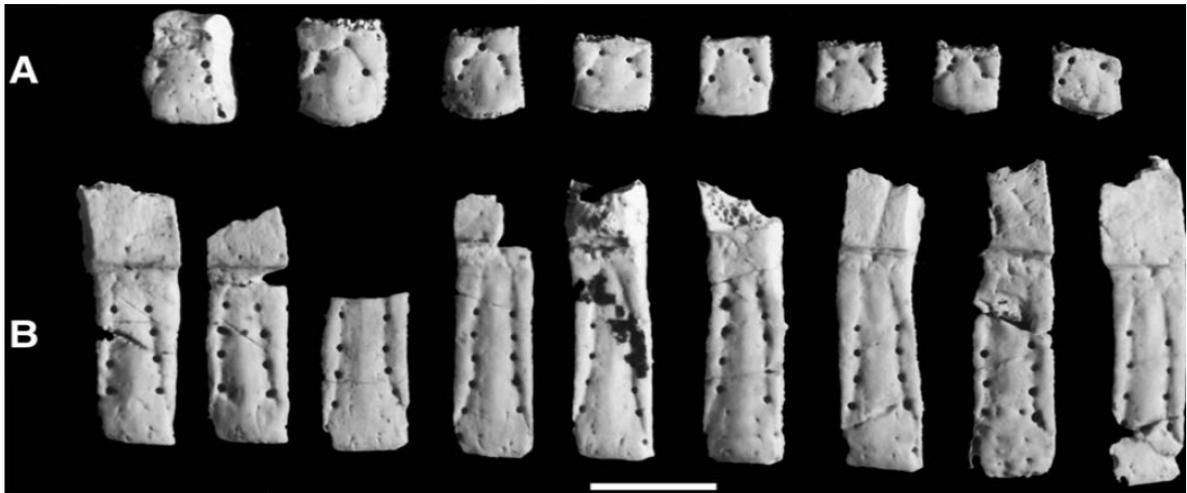


Figura 7. Material TIPO de *Anadasypus aequatorianus* Carlini 2013

Agradecimientos:

Queremos expresar nuestro más sincero agradecimiento a las personas que hicieron posible este trabajo: a los curadores y responsables de cada una de las colecciones científicas: Jhon Lundberg, y María Ángeles Arce: Department of Ichthyology. Academy of Natural Sciences. Philadelphia; a Mario Zunino: University of Urbino "Carlo Bo", Campus Scientifico "Enrico Mattei", Urbino-Italia; a Victoria Sánchez y Jorge Genise del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. A Richard Madden: University of Chicago; Gustavo Scillato-Yane: Universidad Nacional de La Plata. Argentina; a Giovanni Onore. Fundación Otonga, a Adrián Troya por la fotografía de *P. violetae*, a Pablo Lara por la ilustración de Coprinisphaeridae y a Ramiro Barriga ICB-EPN.

Referencias bibliográficas

- Carlini A., M. Castro, R. Madden & G. Scillato-Yané. (2013): A new species of Dasypodidae (Xenarthra: Cingulata) from the late Miocene of northwestern South America: implications in the Dasypodini phylogeny and diversity, *Historical Biology: An International Journal of Paleobiology*.
- Hoffstetter, R., (1952). Les Mammifères Pleistocènes de la République de l'Equateur: *Memoires de la Societe geologique de France* 31, 1-391.
- Madden, R., J. Lundberg & G. Scillato-Yané. (1989). Vertebrate Paleontology Stratigraphy and Biocronology of the Miocene of southern Ecuador. *Journal of Vertebrate Paleontology*. (9) 3.
- Sánchez, M.V., Genise, J., Bellosi, E., Román-Carrión, J.L., Cantil, L., (2013). Dung beetle brood balls from Pleistocene highland palaeosols of Andean Ecuador: A reassessment of Sauer's *Coprinisphaera* and their palaeoenvironments: *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 386, 257-274.
- Zunino, M. 2013. The first dung beetle retrieved from Coprinisphaeridae ichnofossils: *Phanaeus violetae* n. sp. (Coleoptera: Scarabaeinae) from Ecuadorian Cangahua balls. *Acta Zoológica Mexicana*. 29 (1): 219-226.



SESIÓN 6

Sismos

Desde sus mecanismos hasta los efectos e impactos en la sociedad



GEOMETRIA DEL CONTACTO INTERPLACA DE SUBDUCCIÓN EN BASE A DATOS DE SISMICA ACTIVA

J-G. Barros L. (1), Y.Font (2)

(1) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. jgbarros@igepep.edu.ec

(2) IRD, Universidad de Nice Sophia-Antipolis, Nice, Francia. font@geoazur.unice.fr

Abstract (Geometry of the interplate subduction contact based on active seismic data): Determining the geometry of the interplate contact (CI) in the Ecuadorian subduction (0-20 km) is a primary objective to understand the processes of deformation of the subduction zone and to better evaluate the seismic threat. To achieve this goal, 24 active seismic profiles were collected from various authors, which served as a basis to show the along-strike variation in depth and geometry of the interplate contact between 0 and 8 km depth, except in 5 lines where the CI can be followed up to ~20 km deep. The geometry of the CI presents an important lateral variation with two morphological highs: an incoming (~50x40 km) high located in the northern part (~0.5°N, observed partly by Marcaillou et al., 2016) and a high zone (~200x30 km) located in the southern part (~1.25°S, observed in part by Sanclemente, 2014). The morphological details mentioned are related to high surface bathymetry in the incoming plate.

Palabras clave: Contacto Interplaca, Geometría de la placa Nazca, Sismos de subducción.

Key words: Interplate contact, the Nazca plate geometry, Earthquake of subduction.

INTRODUCCIÓN

Las zonas de subducción, donde una placa tectónica se hunde bajo otra en un contexto de convergencia relativa, liberan la mayor parte de energía sísmica en el mundo mediante grandes y mega terremotos. Estos terremotos ocurren cerca de la superficie en la zona de contacto interplaca cuando el roce entre ellas es suficiente para bloquear el movimiento relativo y permitir la acumulación en el tiempo de energía elástica.

En el Ecuador, la subducción generó terremotos destructivos que ocurrieron en: 1906 Mw 8.8, 1942 Mw 7.8, 1958 Mw 7.7, 1979 Mw 8.2 (Kanamori and McNally, 1982; Beck and Ruff, 1984) y el más reciente en abril de 2016 (IG-EPN); además de una sismicidad moderada con una serie de enjambres sísmicos presumiblemente asociados a eventos de deslizamiento lento cercanos a un área con un parche altamente acoplado (Chlieh et al., 2014; Nocquet et al., 2014).

Por tal razón, conocer la geometría del contacto entre la placa Nazca y el margen occidental de la placa Sudamericana, en sus primeros 20 km de profundidad se convierte en un objetivo primario para lograr comprender los procesos de deformación de la zona de subducción y así evaluar de mejor manera la amenaza sísmica en el Ecuador.

METODOLOGÍA-RESULTADOS

Para la determinación de la geometría del contacto interplaca (hasta 20 km) se utilizó los siguientes datos de sísmica de reflexión y refracción (Figura 1, de norte a sur):

- García et al. (2014) y Agudelo et al. (2009)
- Marcaillou et al. (2016)
- Sallares et al. (2005)
- Collot et al. (2002)
- Sanclemente (2014)
- Sage et al. (2006)
- Gailler et al. (2007) / Graindorge et al. (2004)
- Calahorrano et al. (2008)
- Segovia (2016)

La colección de estos perfiles permitió ver la variación de profundidad y geometría del CI entre 0 y ~8 km de profundidad excepto en 3 líneas donde se puede seguir el CI hasta ~20 km de profundidad.

Hay que notar que los procesamientos son hechos por autores diferentes y la coherencia de las imágenes en profundidad está asociada a un margen de error no indicado por los autores. Sin embargo, evaluamos que este error es inferior al km cuando el CI es menor a ~8 km de profundidad.

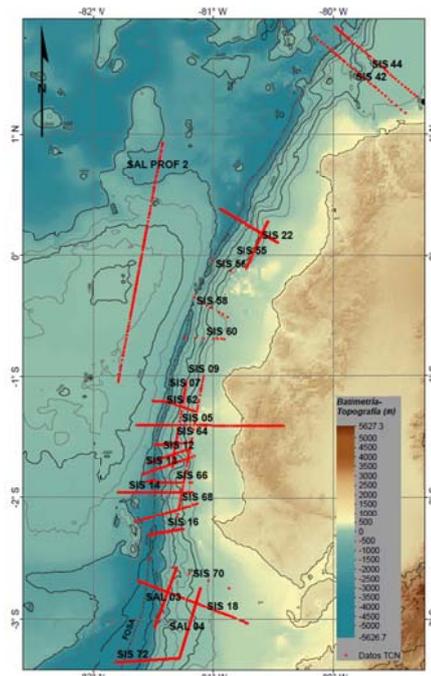


Fig. 1: Perfiles sísmicos utilizados para construir el CI. Batimetría-Topografía de Michaud et al. (2006) en color.

En cada perfil sísmico mostrado en la figura 1, se verificó la coherencia de los trazados entre los perfiles que se intersecaban, alisando luego el resultado final en cada uno. El alisado permite quitar la variación de alta frecuencia de la geometría promedio (como pequeños montes submarinos). Este alisado permite obtener una imagen de primer orden de las variaciones de profundidad y de pendiente del CI.

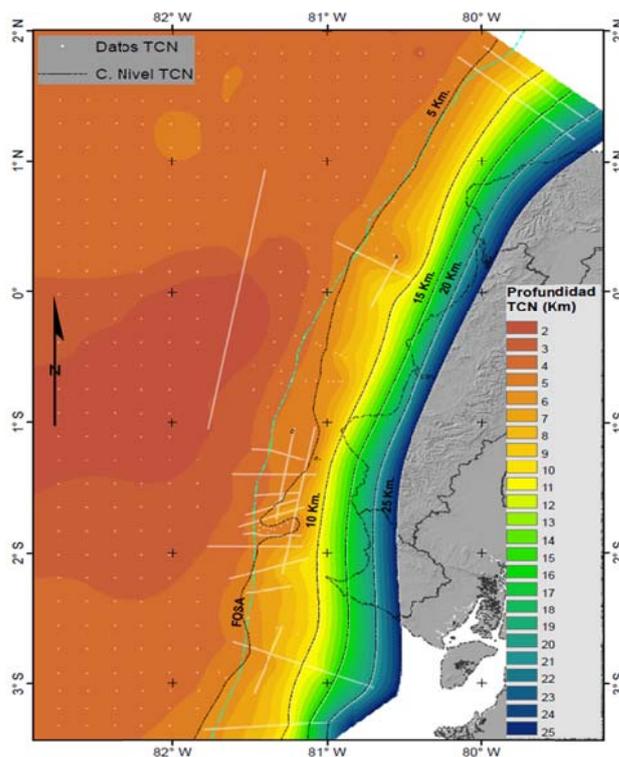


Fig. 2: Geometría del contacto interplaca (CI) hasta 25 km.

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN

En la Figura 3A se puede distinguir la geometría de la cordillera de Carnegie entrando en subducción entre 0° y ~2°S. Inmediatamente después de la Carnegie, la fosa se separa del isocontorno de 5 km en los mismos límites, revelando una zona alta (~3 km) de aproximadamente 200 km de largo por 30 km de ancho en su parte más pronunciada.

Esta zona alta permite dividir el techo de la corteza Nazca en tres zonas, una zona norte (~0° hasta el límite norte del modelo), una zona central (~0° hasta 2°S) y una zona sur (2°S hasta el límite sur del modelo).

Se observa (Figura 3A) además una anomalía topográfica cerca de la fosa (de 6 a 10 km en profundidad) entre ~0.5°N y 0°, interpretada por Marcaillou et al., (2016) como un monte sub-marino en subducción. Las dimensiones de este entrante son ~50x40 km.

La parte superficial del Techo de la Corteza Nazca (TCN=CI), propuesto en este estudio revela principalmente estas dos morfologías: un entrante en la parte norte (~0.5°N, Figura 3B) y una zona alta en la parte sur (~1.25°S, Figura 3C). Los dos tienen una correlación con accidentes batimétricos (Figura 3 B y C).

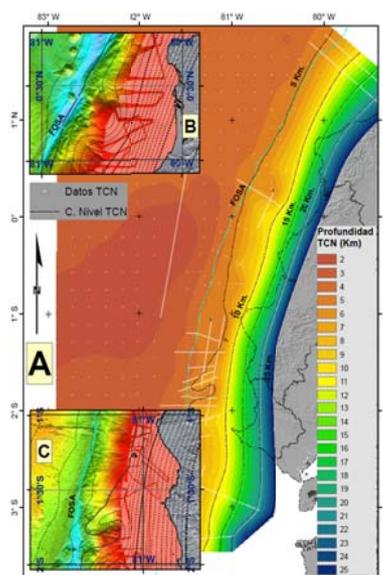


Fig. 3: A. Superficie del TCN con curvas de iso-profundidad (cada 5 km) hasta 25 km de profundidad. Puntos blancos: ubicación de los perfiles sísmicos. B-C: Batimetría de Michaud et al., (2006, en color); Líneas continuas y líneas entrecortadas negras: Isolíneas de profundidad del TCN cada 1000m.

Al comparar la sismicidad costal reubicada por Font et al., (2013) con la geometría superficial del CI, se puede observar que los grupos 1 y 2 se encuentran en los límites norte y sur del entrante definida en $\sim 0.5^\circ\text{N}$ y el grupo 3 parece definir el lado este del levantamiento propuesto en $\sim 1^\circ\text{S}$ (Figura 4).

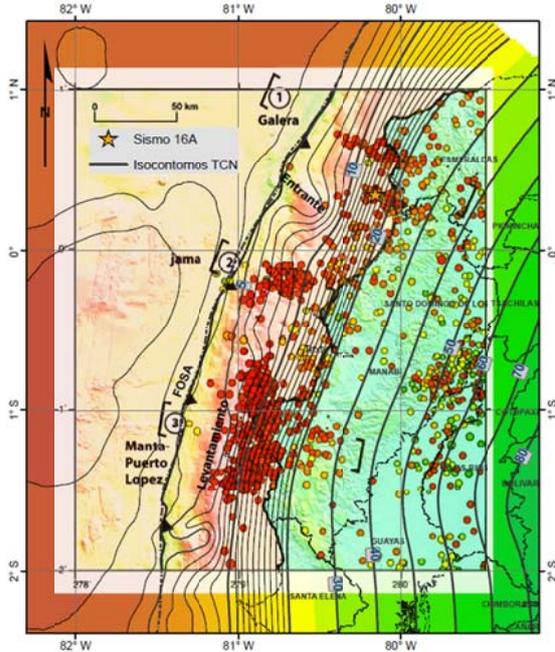


Fig. 4: Techo de la corteza Nazca (isolíneas) con la sismicidad histórica relocalizada de Font et al., (2013); Estrella naranja: Epicentro sismo 16 abril de 2016 (16A-2016)

Al ubicar las réplicas del sismo del 16 de abril de 2016 (IG-EPN, 16A-2016), sobre la geometría superficial del techo de la corteza Nazca (Figura 5A) se puede apreciar (aunque los procesos de ubicación sean diferentes) que estos tienen tres alineaciones, que coinciden (solo en parte para la alineación central) con los grupos de sismicidad definidos por Font et al. en el 2013 (Figura 5B).

La Figura 6 muestra la zona de ruptura (Nocquet et al., 2016) del sismo de Pedernales. Al comparar esta zona con la geometría del techo de la corteza Nazca, se puede observar que el entrante propuesto en este estudio limita espacialmente la extensión del área de ruptura en dirección de la fosa.

CONCLUSIONES

La geometría de la zona de contacto interplaca (0-20 km) revelada en este estudio presenta una variación lateral importante con dos altos morfológicos: un entrante ($\sim 50 \times 40$ km) en la parte norte ($\sim 0.5^\circ\text{N}$, observado en parte por Marcaillou et al., 2016) y una zona alta ($\sim 200 \times 30$ km) en la parte sur ($\sim 1.25^\circ\text{S}$, observado en parte por Sanclemente, 2014). Los detalles morfológicos mencionados se relacionan con altos batimétricos en superficie.

La buena correlación entre la posición del entrante norte y la ubicación de los terremotos pre y post sismo de Pedernales (Mw 7.8, abril 2016), parece indicar que la distribución de los sismos en esta zona es, en mayor parte, controlada por la geometría de la placa Nazca en subducción y la corteza cabalgante.

Al comparar el entrante norte propuesto en este estudio con la zona de ruptura del sismo de Pedernales (2016), se observó que este limita espacialmente la extensión occidental de la zona de ruptura.

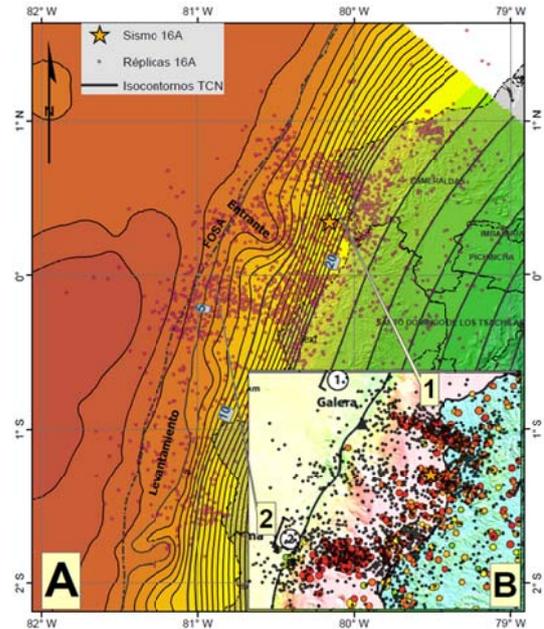


Fig. 5: A. Techo de la corteza Nazca (isolíneas); Puntos rosados: réplicas del sismo del 16A- 2016; Estrella naranja: Epicentro sismo 16A-2016. B. Sismicidad histórica de Font et al (2013); Puntos nearos: réplicas del sismo del 16A-2016

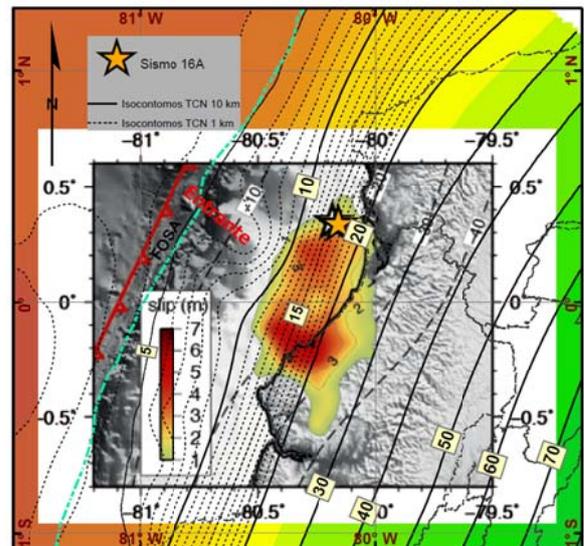


Fig. 6: Área de ruptura del sismo del 16 de abril de 2016 (Nocquet et al., 2016) con isocontornos del Techo de la Corteza Nazca (TCN).

Referencias bibliográficas

- Agudelo, W., Ribodetti, A., Collot, J.Y. & Operto, S. (2009). Joint inversion of multichannel seismic reflection and wide-angle seismic data; improved imaging and refined velocity model of the crustal structure of the north Ecuador-south Colombia convergent margin, *J. geophys. Res.*, 114(B2). <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB005690>
- Beck, S.L., y Ruff, L.J. (1984). The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: evidence for the asperity model: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 9281-9291.
- Calahorrano, A., Sallares, V., Collot, J.-Y., Sage, F. y Ranero, C.R. (2008). Nonlinear variations of the physical properties along the southern Ecuador subduction channel; results from depth-migrated seismic data, *Earth planet. Sci. Lett.*, 267(3-4), p. 453-467.
- Chlieh, M., Mothes, P.A., Nocquet, J.-M., Jarrin, P., Charvis, P., Cisneros, D., Font, Y., Collot, J.-Y., Villegas-Lanza, J.C., Rolandone, F., Vallée, M., Regnier, M., Segovia, M., Martin, X., Yepes, H. (2014). Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 400, p. 292-301. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.05.027>
- Collot, J.Y., Charvis, P., Gutscher, M.A. y Operto, S. (2002). Exploring the Ecuador-Columbia active margin and interplate seismogenic zone, *EOS, Trans. Am. Geophys. Un.*, 83(17), p. 189-190.
- Font, Y., Segovia M., Vaca S. & Theunissen T. (2013). Seismicity patterns along the Ecuadorian subduction zone: new constraints from earthquake location in a 3-D a priori velocity model, *Geo. Journal*.
- Gailler, A., Charvis, P., Flueh, E.R. (2007). Segmentation of the Nazca and South American plates along the Ecuador subduction zone from wide angle seismic profiles. *Earth Planet. Sci. Lett.* 260, p. 444-464. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.045>
- García, L., Galve A., Charvis P., Marcaillou B. (2014). Three-dimensional velocity structure of the outer fore arc of the Colombia-Ecuador subduction zone and implications for the 1958 megathrust earthquake rupture zone, *American Geophysical Union*, 20, p. 1041-1060.
- Graindorge, D., Calahorrano, A., Charvis, P., Collot, J.-Y. & Bethoux, N. (2004). Deep structures of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquakes recurrence interval, *Geophys. Res. Lett.*, 31(4). <http://dx.doi.org/10.1029/2003GL018803>
- IG-EPN, Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional. <http://www.igepn.edu.ec/solicitud-de-datos>
- Kanamori, H. y McNally, K.C. (1982). Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 72, p. 1241-1253.
- Marcaillou, B., Collot, J. Y., Ribodetti, A., d'Acremont, E., Mahamat, A. A., Alvarado A. (2016). Seamount subduction at the North-Ecuadorian convergent margin: Effects on structures, inter-seismic coupling and seismogenesis, *Earth and Planetary Science Letters*, 13, p. 146-158.
- Michaud, F., Collot, J. Y., Alvarado, A. & Lopez, E. (2006). Batimetría y Relieve Continental, ed. a. R. d. E.P. c. y. t. d. INOCAR, p. 679, IOACVM-02-Post, INOCAR, Guayaquil, Ecuador.
- Nocquet, J.-M., Chlieh, M., Mothes, P.A., Rolandone, F., Jarrin, P., Cisneros, D., Alvarado, A., Audin, L., Bondoux, F., Martin, X., Font, Y., Régnier, M., Vallée, M., Tran, T., Beauval, C., Maguiña Mendoza, J.M., Martínez, W., Tavera, H., Yepes, H. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the Northern Andes. *Nat. Geosci.* <http://dx.doi.org/10.1038/NGEO2099>
- Nocquet, J.-M., Jarrin, P., Vallée, M., Mothes, P. A., Grandin, R., Rolandone, F., Delouis, B., Yepes, H., Font, Y., Fuentes, D., Regnier, M., Laurendeau, A., Cisneros, D., Hernandez, S., Sladen, A., Singaicho, J.-C., Mora, H., Gomez, J., Montes, L., Charvis, P. (2016). Supercycle at the Ecuadorian subduction zone revealed after the 2016 Pedernales earthquake, *Nature geoscience*.
- Sallares, V., Charvis, P., Flueh, E.R., Bialas, J., the SALIERI Scientific Party (2005). Seismic structure of the Carnegie ridge and the nature of the Galapagos hotspot. *Geophys. J. Int.* 161, p. 763-788. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02592.x>
- Sage, F., Collot, J.Y. y Ranero, C.R. (2006). Interplate patchiness and subduction-erosion mechanisms; evidence from depth-migrated seismic images at the central Ecuador convergent margin, *Geology (Boulder)*, 34(12), p. 997-1000.
- Sanclemente, E. (2014). Seismic imaging of the structure of the central Ecuador convergent margin: relationship with the inter-seismic coupling variations, Ph.D. Thesis, Université de Nice-Sophia Antipolis, 269 pp.
- Segovia M. (2016). Microseismicity around an asperity in the Ecuadorian subduction zone. Tesis Doctoral, Earth Sciences, Université Cote d'Azur, Niza (Francia), 241 pp.

CAMPO DE VELOCIDAD GPS Y ACOPLAMIENTO INTERSÍSMICO EN LA SUBDUCCIÓN DEL PERÚ

J. Villegas-Lanza(1), M. Chlieh(2), O. Cavalier (3), H. Tavera(1), P. Baby (2), J. Chire (4), J-M. Nocquet (2)

- (1) Instituto Geofísico del Perú. Lima - Perú. juancarlos.villegas@igp.gob.pe
- (2) Institut de Recherche pour le Développement, France.
- (3) Geoazur, Université de Nice, Nice, France.
- (4) Instituto Geográfico Nacional. Lima - Perú

INTRODUCCIÓN

En las últimas dos décadas las herramientas de geodesia espacial, en particular el Sistema Global de Posicionamiento por Satélite (GNSS) ha contribuido a mejorar el conocimiento y comprensión de los procesos geofísicos asociados a la deformación de la corteza terrestre y al ciclo sísmico. Las mediciones con GPS permiten hoy en día cuantificar el desplazamiento de un punto sobre la superficie de la Tierra con un nivel de precisión milimétrico. En los últimos años gracias al esfuerzo de proyectos nacionales y de cooperación internacional, se ha ido incrementado gradualmente la instalación de instrumentos de monitoreo permanente y la densificación y medición de puntos temporales. En este estudio se presentan resultados del análisis de datos GPS adquiridos en los últimos años. Los resultados del campo de velocidad GPS evidencian diferentes patrones de deformación a lo largo del territorio nacional, los cuales son resultado de al menos dos procesos: i) deformación elástica inducida por la acumulación de esfuerzos en la zona de subducción y ii) deformación de largo plazo inducida por el movimiento de un nuevo bloque tectónico en el margen occidental del Perú. Posteriormente, se realiza el modelado numérico de los desplazamientos a fin de estimar el nivel de acoplamiento sísmico en la interfaz de subducción. El modelo obtenido muestra tres áreas a lo largo del margen peruano con alto nivel de acoplamiento sísmico o acumulación de energía, cuyo potencial para generar terremotos de gran magnitud en el futuro es muy alto.

Palabras clave: Zona de Subducción, Terremotos, Deformación cortical, GPS, Ciclo Sísmico, Perú.

CONTEXTO GEODINÁMICO Y SISMOTECTÓNICO DEL PERÚ

El Perú se encuentra ubicado en una zona de convergencia de placas, también conocida como zona de subducción, en donde la Placa oceánica de Nazca con un frente de más de 6000 km de longitud desde Colombia (latitud 6°N) hasta Chile (latitud 46°S), se introduce por debajo de la Placa continental Sudamericana a una velocidad relativa de 6 a 7 cm/año (Norabuena *et al.*, 1998; Kendrick *et al.*, 2003). Esta zona de subducción es una de regiones sísmicas más activas de la Tierra, grandes terremotos de magnitud superior a 8.0, que son generadores de tsunamis devastadores, ocurren con relativa frecuencia cada ~15-20 años (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>).

La zona de subducción en el Perú, en función de sus características geomorfológicas y de la recurrencia de grandes terremotos, se divide en 3 segmentos: Sur, Centro y Norte (delimitados por la dorsal de Nazca y la fractura de Mendaña, ver Figuras 2 y 3). La historia sísmica de los segmentos Sur y Centro indica que en estas regiones han ocurrido periódicamente terremotos de gran magnitud acompañados de tsunamis, con periodos de recurrencia de 150 a 200 años (Dorbath *et al.*, 1990), siendo los más recientes los ocurridos en Nazca 1996 (Mw=7.7), Arequipa 2001 (Mw=8.4) y Pisco 2007 (Mw=8.0). Por el contrario, el segmento Norte, se caracteriza por la ausencia de terremotos de gran magnitud (M>8.0), al menos así lo evidencian los reportes históricos que se remontan al siglo XVI (Silgado, 1978; Seiner, 2009). No obstante, eventos de magnitud moderada como los ocurridos en Piura 1960 (7.6Mw) y Chimbote 1996 (7.5Mw), que produjeron tsunamis locales que afectaron las costas de Lambayeque y Ancash, parecen ser característicos de esta región (Villegas, 2014). Por otro lado, es necesario indicar que en el interior del continente también ocurren sismos de magnitud moderada (M<7.0), que son producto de la interacción de las fallas corticales, y que al ocurrir cerca de la superficie (< 30 km) suelen ser perjudiciales.

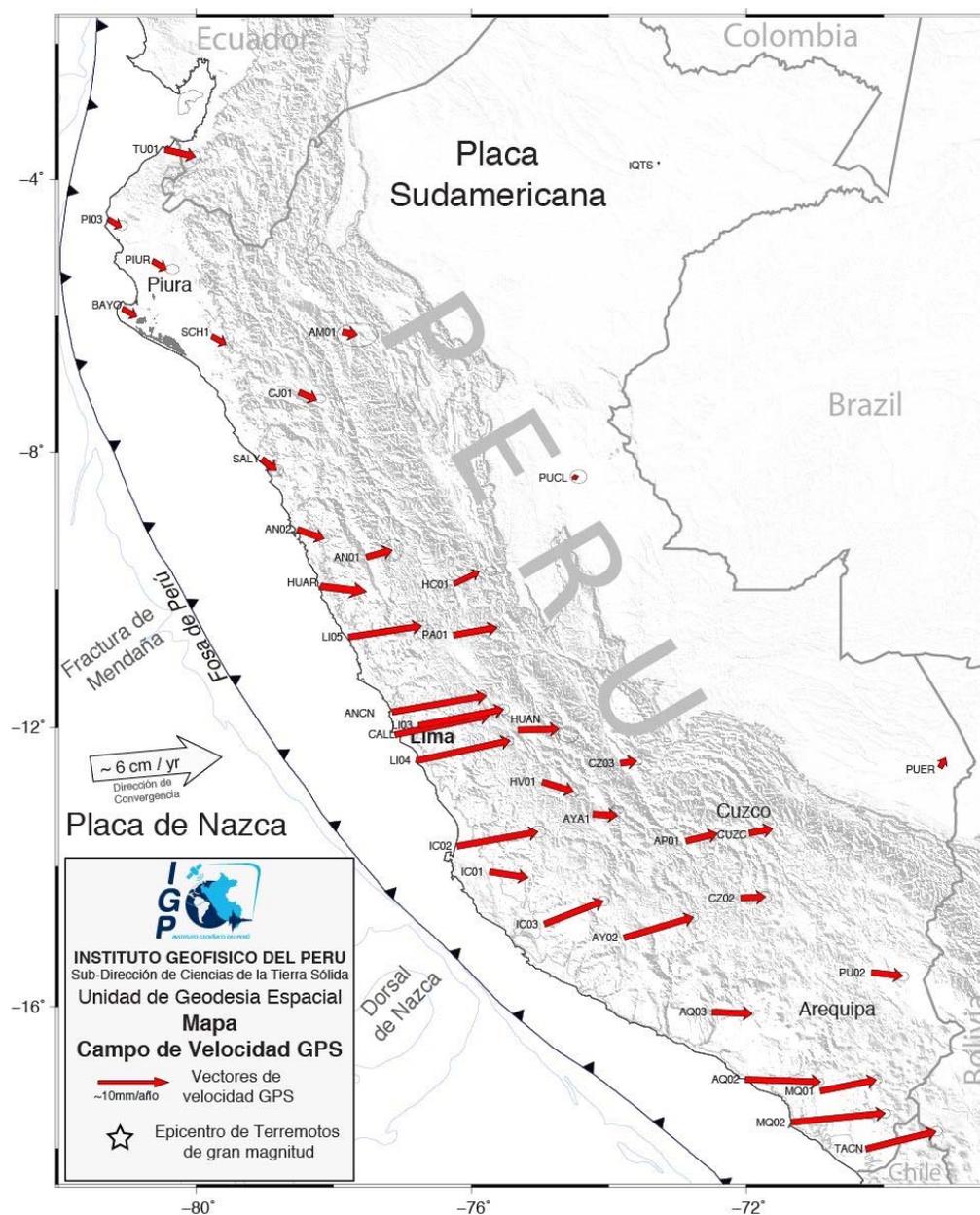


Figura 1. Se muestra el campo de velocidad GPS respecto a Sudamérica estable. Los vectores representan el desplazamiento de la corteza terrestre en milímetros por año. En general, se observa que los vectores presentan desplazamientos hacia el Este consistentes con la dirección de convergencia de placas. Las tasas más altas de deformación se presentan en el centro y sur de Perú. En el norte del Perú los desplazamientos son más bajos.

Campo de velocidad GPS y acoplamiento sísmico en la zona de subducción de Perú

Es este trabajo se analizaron datos geodésicos de estaciones temporales y permanentes de las redes del IGP, IRD e IGN, correspondientes a un periodo de información de 7 años a partir del 2008. Para el procesamiento y análisis de datos se utilizó el software científico Gamit/Globk. En la Figura 2 se presentan los resultados obtenidos del campo de velocidad GPS. Las velocidades, expresadas en milímetros por año con respecto Sudamérica estable (marco de referencia), muestran distintos patrones de deformación que varían a lo largo del margen peruano: (1) En el noroeste del Perú las velocidades GPS muestran un desplazamiento cuasi-constante de 5-6 mm/año en dirección sureste; comportamiento que es consistente con la hipótesis del movimiento rígido de un bloque tectónico que comprendería la zona de ante-arco desde la fosa hasta la cordillera occidental extendiéndose hacia el sur del Perú. Dicha hipótesis ha sido ampliamente discutida en las investigaciones de Nocquet et al., (2014) y Villegas, (2014). (2) En la región central de Perú se observan altas velocidades GPS con dirección noreste-este, similar al sentido de la convergencia. Estas velocidades que alcanzan tasas de hasta ~21 mm/año en la costa, disminuyen sistemáticamente hacia los Andes y el interior del

continente, observándose además variaciones laterales al norte y sur de Lima, lo cual refleja cambios laterales del fuerte acoplamiento sísmico en la interfaz de subducción de dicha región. (3) En el sur del Perú, a partir de la dorsal de Nazca, se observan también áreas con valores altos de velocidades GPS que varían entre 12 y 20 mm/año en la costa, lo cual sugiere que el acoplamiento sísmico en esta región también es significativo. El campo de velocidad observado refleja el efecto superpuesto de dos contribuciones principales: (i) el fuerte acoplamiento heterogéneo a lo largo de la interfaz de subducción, y (ii) deformación tectónica de largo plazo inducida por el bloque tectónico y el acortamiento cortical en la placa continental.

Para reproducir el efecto de la convergencia en la interfaz de subducción, es necesario corregir el campo de velocidad de la contribución del movimiento del bloque tectónico (Nocquet et al 2014, Villegas, 2014), de modo que se pueda modelar únicamente el acoplamiento sísmico. En la Figura 2 se muestran los resultados del modelado numérico mediante la inversión del campo de velocidad GPS corregido. A lo largo del margen peruano se observan tres importantes áreas que presentan alto acoplamiento sísmico, es decir son áreas que están acumulando energía desde hace muchos años e incrementando su potencial para generar sismos de gran magnitud ($M > 8.0$). Estas áreas, de norte a sur, son: (1) la región central de Perú, que abarca el segmento desde Barranca hasta Pisco (> 350 km de longitud), (2) el segmento frente a las ciudades de Nazca y Chala (~ 150 km), y (3) la región sur de Perú, que abarca desde la provincia de Ilo, Tacna hasta el Norte de Chile (> 150 km).

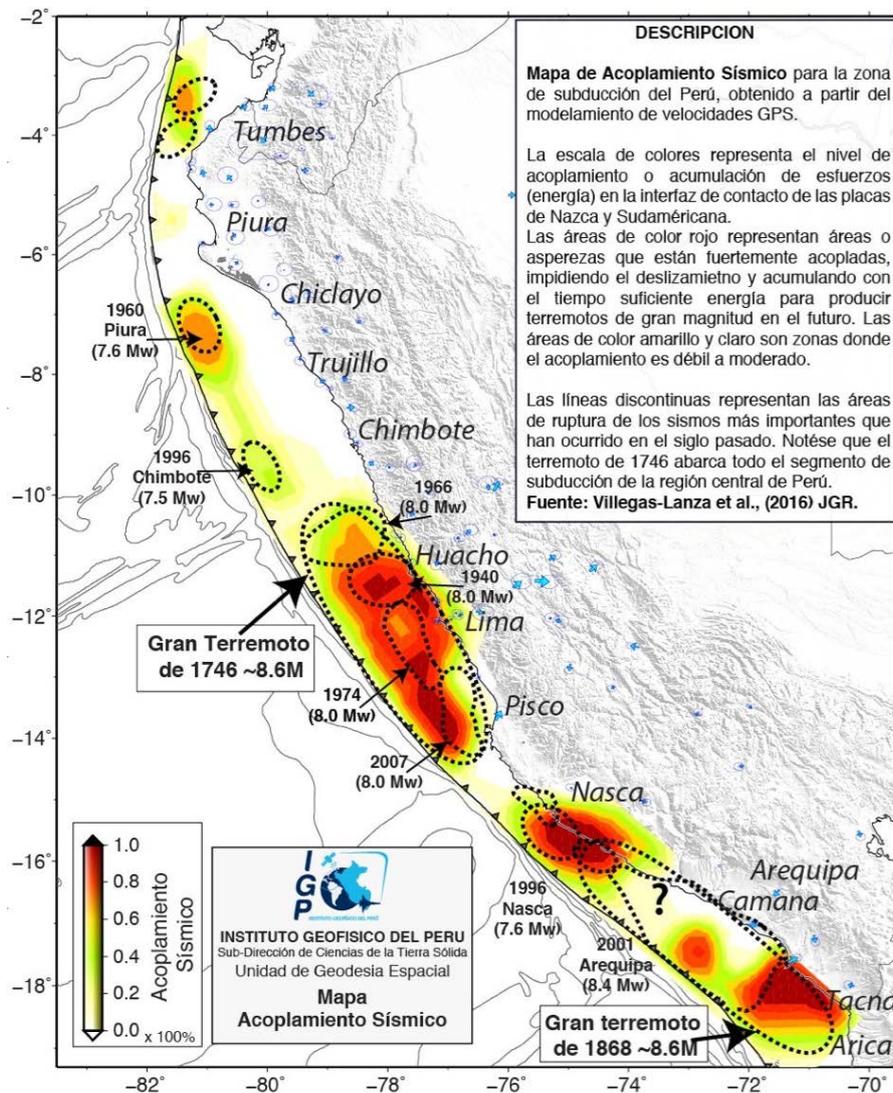


Figura 2. Se muestra el mapa de acoplamiento sísmico para la zona de subducción del Perú obtenido a partir del modelamiento de los desplazamientos GPS. Las zonas con de color rojo representan las áreas de mayor acumulación de esfuerzos en donde ocurrirán los próximos terremotos de gran magnitud en los próximos años.

Los resultados obtenidos son consistentes con la historia sísmica del margen peruano, la cual muestra que desde hace varias décadas a cientos de años no se ha producido un terremoto de gran magnitud, por tanto, la acumulación de esfuerzos en dichas áreas se sigue incrementando, lo que eleva el peligro sísmico en la costa peruana. Otro resultado interesante de este estudio indica que el segmento de subducción del norte del país presenta un nivel de acoplamiento sísmico débil a moderado, lo que sugiere que la convergencia de placas en este sector se daría preferentemente de manera asísmica, es decir sin que se produzca importante acumulación de energía como para generar terremotos de gran magnitud ($M > 8.5$). No obstante no se descarta que sismos de magnitud moderada como los ocurridos en el siglo pasado en 1996 y 1960 ($M \approx 7.5$) puedan ocurrir en cualquier momento. Una descripción más detallada de la investigación que ha permitido obtener estos resultados se presenta en los estudio de Nocquet et al., (2014) y Villegas-Lanza et al., (2016).

CONCLUSIONES

En las últimas décadas las observaciones geodésicas en zonas de alta actividad sísmica han contribuido a mejorar el conocimiento sobre los procesos geofísicos asociados a la deformación cortical y al ciclo sísmico de los grandes terremotos.

En este estudio se obtuvieron dos importantes resultados: (1) El campo de velocidad GPS a escala nacional, que muestra los actuales patrones de deformación de la corteza terrestre, los cuales son producto de la deformación elástica inducida por la acumulación de esfuerzos en la interfaz de subducción y la deformación tectónica de largo plazo; y (2) El acoplamiento sísmico a lo largo de la interfaz o zona de subducción del Perú, el cual permite identificar tres importantes áreas en donde el acoplamiento sísmico es alto, y en donde desde hace muchos años no ocurre sismos importantes, lo que incrementa el potencial para generar terremotos de gran magnitud ($M > 8.0$) en los próximos años. Estas áreas, de norte a sur, son: la región central de Perú, que abarca el segmento desde Barranca hasta Pisco, el segmento frente a las ciudades de Nazca y Chala, y la región sur de Perú, que abarca desde la provincia de Ilo, Tacna hasta el Norte de Chile.

Finalmente, estos resultados constituyen nuevo conocimiento científico que permiten caracterizar mejor las áreas de mayor peligro sísmico a lo largo del margen de subducción del Perú, y también sirve de base para la toma de acciones dentro del ámbito de la Gestión de Riesgo de Desastres, ya que permite priorizar zonas de intervención para estimar el riesgo y tomar acciones de reducción de la vulnerabilidad y de preparación ante la ocurrencia de sismos. Dada la importancia para nuestro país, se recomienda implementar un mayor número de instrumentos geodésicos y geofísicos de monitoreo permanente a fin de mejorar el conocimiento y estar mejor preparados.

Referencias

- Dorbath, L., A. Cisternas, and C. Dorbath (1990), Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80(3), 551–576.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E., & Fortes, L. P. S. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125-131.
- Nocquet, J.-M. et al. (2014), Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes, *Nat. Geosci.*, 7(March), 287–291, doi:10.1038/NGEO2099
- Norabuena, E. et al. (1999), Space Geodetic Observations of Nazca-South America Convergence Across the Central Andes, *Science*, 279(5349), 358–362, doi:10.1126/science.279.5349.358.
- Seiner Lizárraga, L. (2009), *Historia de los sismos en el Perú. Catálogo: Siglos XV-XVII*, edited by F. Editorial, Universidad de Lima, Lima.
- Tavera, H., & E. Bufo (1998), Sismicidad y sismotectónica del Perú, *Fis. Tierra*, 10, 187–219.
- Silgado, E. (1978), *Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974)*, Lima.
- Villegas-Lanza, J. C. (2014), *Earthquake cycle and continental deformation along the Peruvian subduction zone*, PhD Diss. Univ. Nice. S. Antipolis, France.
- Villegas-Lanza, J. C. et al. (2016), Active tectonics of Peru: Heterogeneous interseismic coupling along the Nazca megathrust, rigid motion of the Peruvian Sliver, and Subandean shortening accommodation, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121, 7371-7394, doi: 10.1002/2016JB013080.

EVENTO DE DESLIZAMIENTO LENTO DEL AÑO 2005 EN LA ZONA CENTRAL DE LA SUBDUCCIÓN DE ECUADOR

Jarrin Paúl (1), Nocquet Jean-Mathieu (2), Alvarado Alexandra (1), Rolandone Frederique (3), Mothes Patricia (1), Cisneros David(4)

- (1) Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito-Ecuador. pjarrin@igeepn.edu.ec
- (2) Geoazur IRD, Universidad de Nice Sophia-Antipolis, Observatorio de la Côte d'Azur, CNRS, 250 Rue A. Einstein, 06560 Valbonne-Francia.
- (3) Instituto de Ciencias de la Tierra de Paris, CNRS UMR 7193, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- (4) Instituto Geográfico Militar, Quito-Ecuador.

Abstract: 2005 Slow slip event in the central Ecuador subduction zone

The central Ecuadorian subduction zone near La Plata island, is a region characterized by frequent seismic swarms that occurred in 1977, 1996, 1998, 2002, 2005, 2010, and 2013. Among the seismic swarms detected so far, the 2005 crisis was the most energetic. Using GPS survey measurements over a period of 20 years (1994-2014), we develop a methodology to calculate displacements before and after the 2005 seismic swarm. We find surface displacements of up to ~20 centimeters with magnitude decreasing inland. Using elastic dislocation model (Okada 1985) in an infinite half-space, the observed displacements were modeled. Our results show a maximum slip of 0.5 m at the interface, leading to an equivalent moment release of 9.57×10^{19} Nm (magnitude M_w between 7.2 – 7.3) to be compared with moment released of 1.00×10^{19} Nm., equivalent to a magnitude moment M_w 6.6 (Holtkamp et al., 2010). Moderate m_w 5.5-6 earthquakes therefore only represents 10% of the total seismic moment released indicating that the process was 90% aseismic. These results demonstrate the existence of a slow slip event associated with the seismic swarm. Our inversion also indicates that the slip spacial distribution occurred around La Plata island, and correlates with a highly coupled shallow patch. We see sufficient evidence to suggest that the whole patch was broken by a mixed seismic/aseismic process during the 2005 slow slip event.

Palabras clave: GPS, SSE, geodinámica, sismos, Geodesia.

Key words: GPS, SSE, geodynamic, earthquakes, Geodesy.

INTRODUCCIÓN

En los últimos años, gracias al monitoreo continuo con estaciones GPS ubicados en varios márgenes de subducción, se han documentado varios episodios de deslizamiento asísmico en la interfaz de contacto de las fallas. Estos eventos que se dan de manera mucho más lenta (desde días a meses), comparados con el deslizamiento de un terremoto típico, han sido observados en diferentes zonas de subducción, por ejemplo en la costa Este del Pacífico (Dragert et al., 2001; Lowry et al., 2001; Miller et al., 2002; Kostoglodov et al., 2003; Larson et al., 2004; Wallace et al., 2006;), Japón (Hirose et al., 1999; Ozawa et al., 2002; Sagiya, 2004), o Nueva Zelanda (Beavan et al., 2003; Douglas et al., 2005; Wallace et al., 2010), a los que se les ha denominado eventos de deslizamiento lento (Slow Slip Event: SSE) o sismos lentos, que hasta el momento no son muy bien entendidos. Estos eventos pueden desencadenar otros tipos de deformación, tal como los enjambres sísmicos que pueden tener una contribución significativa en la liberación del momento acumulado. Cuantificar el tamaño, la ubicación y la frecuencia de los SSE es una tarea muy importante en la caracterización del peligro sísmico para las zonas de subducción (Wallace et al., 2006).

En el año 2010, en la zona central de la Subducción de Ecuador, específicamente debajo de la Isla de la Plata se produjo un sismo lento (SSE) asociado a una fuerte e intensa actividad micro-sísmica local distribuida en espacio y tiempo (enjambre sísmico) con una duración de 6 días, que liberó energía con una magnitud de momento equivalente a 6.2 – 6.3 (Vallée et al., 2013; Chlieh et al., 2014). En base al catálogo de Holtkamp et al., (2011) y al catálogo homogéneo para Ecuador de Beauval et al., (2013) se observa que en esta misma zona (0.5°S – 2.5°S) se produjeron 2 enjambres sísmicos, el primero ocurrió en 1977 y duró cerca de un mes con una magnitud máxima de M_w 5.6 (Holtkamp et al., 2011); y el segundo en el 2005 (Fig. 1) con magnitud de momento superior a 6,2 (Segovia 2009; Holtkamp et al., 2011, Beauval et al., 2013) la suma total del momento fue equivalente a un terremoto de 6.6 M_w (Holtkamp et al., 2011). La sismicidad registrada por el Instituto Geofísico (IG-EPN) sugiere que en esta área ocurrieron al menos 3 enjambres sísmicos desde 1990 que son los de 1998 (Segovia, 2001), 2002 y 2005 (Segovia, 2009; Vaca et al., 2009). Sin embargo la mayor energía liberada corresponde a los eventos de 1996, 1998 y 2005 (Fig. 2) (sin tomar en cuenta el sismo de Bahía de Caráquez de agosto de 1998, que está en el límite norte de la zona), que coinciden con los criterios propuestos por Holtkamp and Brudzinski (2011). También es notorio que la mayor parte de actividad y de energía liberada corresponde al enjambre sísmico de Manta en 2005 (Fig. 3), (Vaca, 2007, Segovia, 2008).

Este estudio se enfoca en analizar de forma más completa el enjambre sísmico del año 2005 utilizando medidas de GPS, debido a que en este período ocurrió la mayor liberación de energía de todos los enjambres, y es el primer evento que ocurrió después de la instalación de una red geodésica de campaña en la zona.

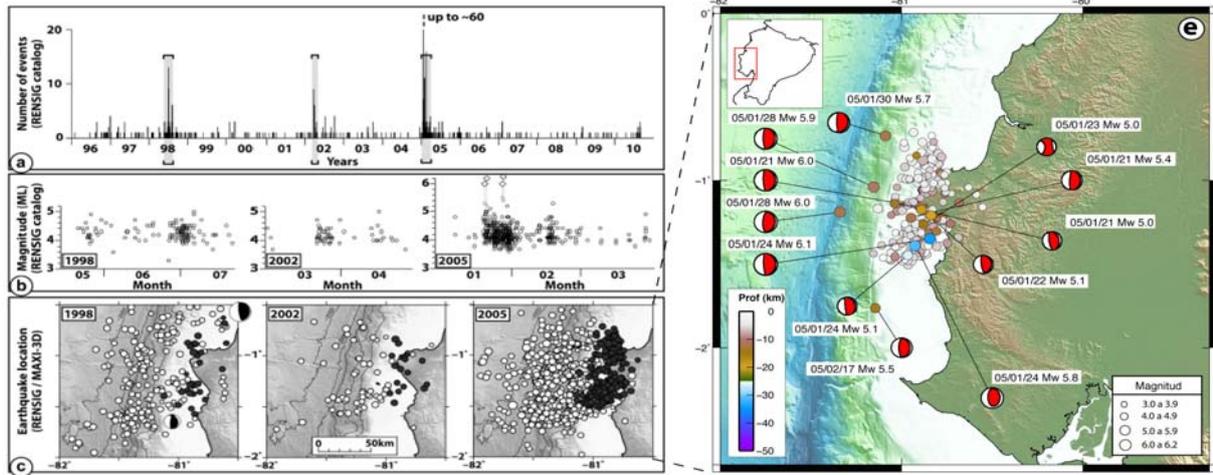


Figura 1: Sismicidad característica de la región de Manta-Isla de la Plata. a) Histograma de sismicidad (Catálogo RENSIG) desde 1996 a 2010. b) Magnitud de los sismos vs tiempo para los tres principales períodos de actividad. ML es representado por círculos y Mw por diamantes. c) Localización epicentral de la sismicidad presentada en la figura 1.4 b) con círculos blancos (RENSIG) y re-localizados con un modelo 3D representado por círculos negros (Catálogo MAXI-3D). Los mecanismos focales con magnitud ~5.5 son del catálogo Global CMT. (Tomado de Vallé, et al. 2013). e) Sismicidad y mecanismos focales para el enjambre sísmico del 2005. La sismicidad fue tomada de Font et al., (2013).

METODOLOGÍA-RESULTADOS

A partir de las series de tiempo GPS, se calcularon los desplazamientos asociados al sismo de Bahía de Caráquez ocurrido en 1998 con una magnitud Mw 7.1 (Beauval et al., 2013) en 12 estaciones y asociados al enjambre sísmico de Manta 2005 en 13 estaciones. El campo de desplazamiento para el enjambre sísmico de Manta 2005 se muestra en la Figura 2, donde los vectores amarillos, muestran una dirección hacia el oeste sur-oeste para las estaciones BAHX, MINA, DESV, y hacia el oeste nor-oeste para las estaciones JUJA, DAUL, BALZ, AYAN. Valores que van incrementándose (de 16.8mm a 115.8mm) de Oeste a Este desde los sitios que están en la longitud ~79.9° hasta la longitud ~80.9° (hacia la costa). El campo de desplazamiento está limitado al norte de la ciudad de Bahía de Caráquez por el desplazamiento de la estación BAHX (20.48mm), y al Sur por los desplazamientos de las estaciones AYAN (8.21mm), y LIBF (28.23mm), indicando que el movimiento en la falla durante el enjambre sísmico no se propagó al sur de la latitud 1.75°. La fuerte dirección de los desplazamientos de las estaciones MANT y BAHX (Fig. 2), para el sismo de Bahía de Caráquez 1998 y enjambre sísmico de Manta 2005, se debe a que se encuentran a lado de la zona de ruptura. Esta característica del movimiento se ha observado en otras regiones del mundo, como en Boumerdes-Zemmouri, Algeria (Delouis B., et al 2004).

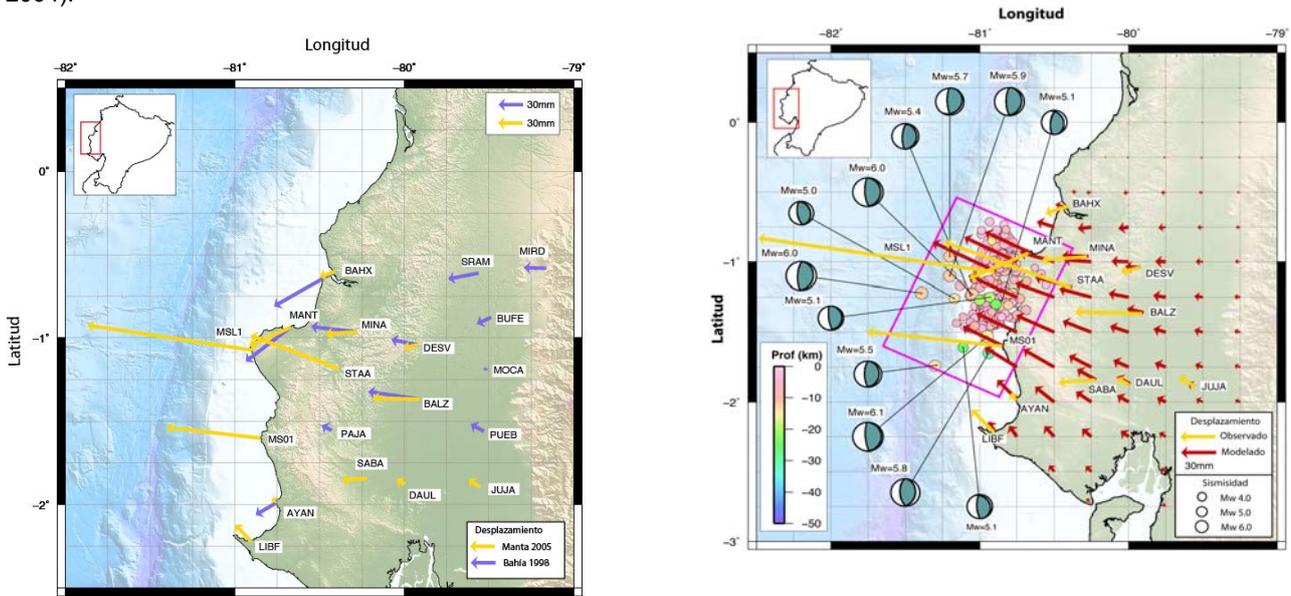


Figura 2: Desplazamientos obtenidos a partir de las medidas de campaña GPS (1994.0 - 2015.1). Los vectores de color amarillos representan los desplazamientos asociados al enjambre sísmico de Manta 2005.0, y los vectores de color lila representan los desplazamientos del sismo de Bahía de Caráquez 1998.

Figura 3: Modelo de dislocación elástica para el enjambre sísmico de Manta 2005. Los vectores amarillos representan los desplazamientos observados, los vectores rojos representan los desplazamientos modelados. El rectángulo lila corresponde a la superficie donde se fijó la dislocación. La solución de los mecanismos focales del catálogo del global Centroid Moment Tensor (GMCT).

Utilizando un modelo elástico de dislocación (Okada, 1985) se modelaron los desplazamientos encontrados durante el enjambre sísmico de Manta. Los resultados del modelo (Fig. 3) dan una magnitud equivalente de 7.0 (Mw), donde el valor de desplazamiento máximo superficial predicho es de 60.4 mm para la estación MSL1. Para sitios localizados a 25 km de distancia (al norte y sur) de la estación MSL1, el modelo da valores entre 38.8 a 50.2 mm con dirección oeste nort-oeste. En el campo lejano, el modelo muestra desplazamientos que van incrementándose (desde la longitud -79°) con una tendencia cóncava en dirección oeste sur-oeste desde el norte hasta la latitud -1° , y con dirección oeste nor-oeste desde el sur hasta la latitud -1° . Los resultados obtenidos del modelo directo (Fig. 3) muestran una configuración de desplazamiento sintético superficial similar a los desplazamientos observados, pero con una diferencia en la tendencia y magnitud de los desplazamientos (zona donde se fijó la superficie de falla), esto se debe principalmente a que se usó un rake de 90° , sin embargo las soluciones de los mecanismos focales (GCMT) dan un rango entre 71° a 123° . De manera general, este simple modelo no logra reproducir los grandes desplazamientos encontrados en la costa. Esto implica que el valor de slip escogido (115 mm) es demasiado pequeño y que el evento debe tener una magnitud mayor que Mw 7.0. Otro factor importante a considerar, es que los modelos de dislocación consideran un medio elástico semi-infinito, aspectos como el ángulo de inclinación de la superficie de falla y la topografía no son tomadas en cuenta. Utilizando la geometría del plano de falla (slab curvo modificado de 0 a 35 km de profundidad) y los desplazamientos en superficie se realizó un modelo inverso. Los resultados de las inversiones (fig. 4: A, B, C) muestran la existencia de un deslizamiento (slip) localizado en las cercanías de la Isla de la Plata. Las figuras 4:A y 4:C son el resultado de un modelo "suave"; es decir, el valor del factor de relación entre dislocaciones vecinas es mayor a 5000 (smoothing) y cuya distribución de slip es homogénea, sin embargo en la solución de la figura 4:A, un modelo con "suavidad intermedia" (smoothing de 5000) se observa que la magnitud de los desplazamientos calculados en la región del máximo slip se resuelve de mejor manera respecto a la solución presentada en la figura 4:C (modelo suave).

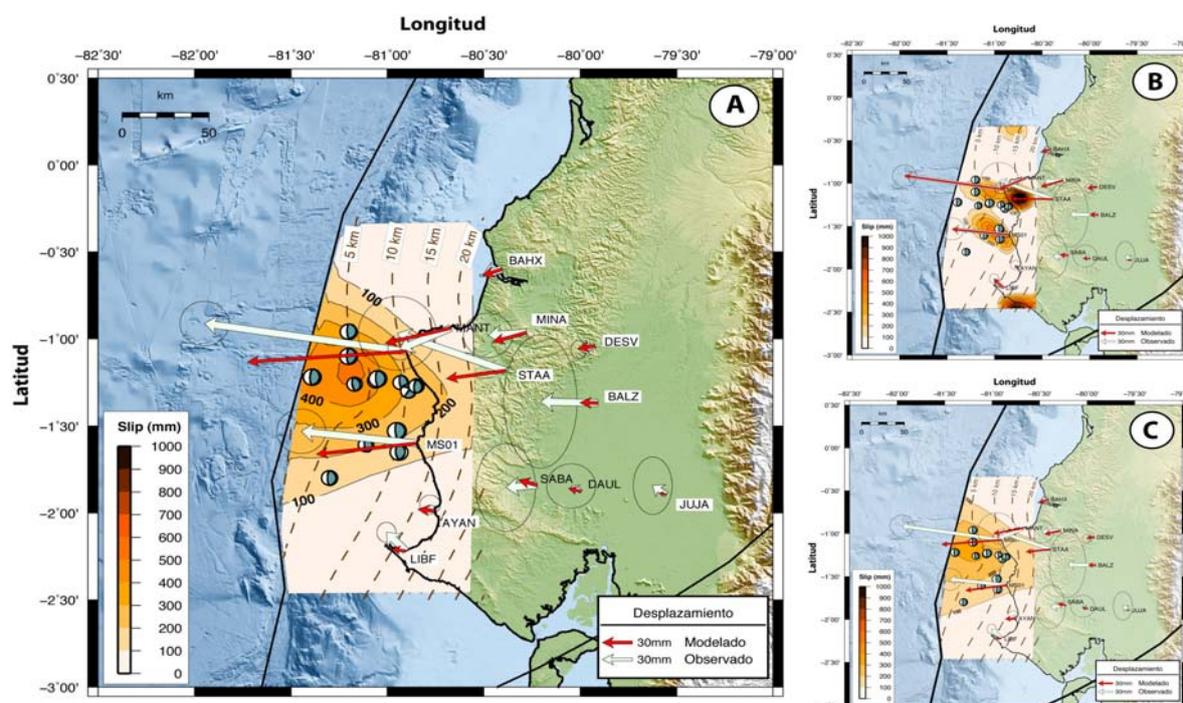


Figura 4: Mapa de deslizamiento para el enjambre sísmico de Manta 2005. A) Modelo con suavidad intermedia, obtenido con un valor de smoothing de 5000 y damping de 10. B) Modelo rugoso, obtenido con un smoothing de 100 y damping de 10. C) Modelo muy suave, obtenido con un smoothing de 30000 y damping de 10.

Por otro lado, el resultado presentado en la figura 4:B, se le denomina un modelo "rugoso", debido a que el factor de relación entre dislocaciones vecinas es bajo (smoothing de 100), y muestra una distribución espacial del slip no homogénea; es decir, se presentan varios parches pequeños de slip, que no son resueltos. Esto significa que la solución modela también el ruido presente en los datos. De las tres figuras presentadas (Fig. 4: A, B, C), se escoge el resultado del modelo intermedio (Fig. 4:A), que presenta un buen equilibrio entre el fit (ajuste) de los datos GPS (χ^2) y el nivel de suavizado (smoothing) del modelo ($1/\lambda$) (Fig. 5).

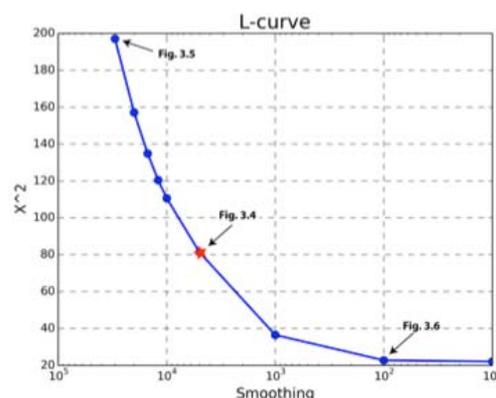


Figura 5: Relación entre el suavizado (smoothing) y el χ^2 para las diferentes soluciones de la inversión. La estrella roja representa la solución de la inversión con parámetros intermedios.

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN

Los resultados de la inversión muestran la existencia de un deslizamiento significativo hasta una profundidad de 20km. Para dicho modelo (Fig. 4: A) la raíz cuadrática ponderada (wrms) es ~ 5.6 mm (para modelos muy suaves el wrms es menor a 7.1 mm y para modelos rugosos es ~ 2.4 mm). Realizando un promedio entre las soluciones de la inversión, el deslizamiento máximo se encuentra en el rango de 471.2mm a 553.0mm (deslizamiento promedio de 512.1mm), que equivale a una magnitud de momento M_w que se encuentra entre 7.2 a 7.3. Holtkamp et al., (2010) estimó que la liberación de momento equivalente para todos los sismos del enjambre sísmico del 2005 fue de 1.00×10^{19} Nm., que equivale a una magnitud de momento M_w de 6.6. El resultado obtenido indica que solo el 10% del momento total fue relajado de manera sísmica y que el 90% fue de manera asísmica. En todas las soluciones, el momento del SSE es siempre mucho mayor que el momento sísmico relajado, esto demuestra un proceso dominado por deslizamiento asísmico. Los desplazamientos en las componentes horizontales de los sitios de campaña muestran un claro movimiento hacia el oeste (fig. 2). Las estaciones GPS MSL1 y MS01 muestran los mayores desplazamientos, (-202.3mm y -115.2mm respectivamente) en la componente *este* y (30.9mm, 13.3mm respectivamente) *norte*, sin embargo la resolución de los datos no permiten extraer los desplazamientos para la componente vertical de las estaciones. En el SSE del 2005 se observa que existen desplazamientos en estaciones que se encuentran al pie de los Andes que fijan de mejor manera la distribución del slip, cosa que no sucedió para el SSE del 2010. El SSE del año 2010 liberó una magnitud de momento equivalente a un terremoto de M_w entre 6.2 a 6.3 y fue asociado a una intensa actividad sísmica (650 eventos). Sin embargo, el momento sísmico relajado representa solo 0,2% del momento del SSE del 2010, comparado con el SSE del año 2005, en donde el momento sísmico relajado representa el 10% del momento del SSE, confirma que el SSE del 2005 es el primer evento registrado y el más fuerte en los últimos 12 años. Analizando la distribución espacial de la sismicidad del SSE del año 2005 se observa que su ocurrencia está dentro (casi la totalidad) de la zona afectada por el deslizamiento lento, de igual forma como sucedió para el SSE del año 2010. Sin embargo no es el caso si observamos otras zonas donde se han producido SSE como en Hikurangi, New Zealand (Delahaye et al., 2009), La península de Boso (Sagiyá 2004), Guerrero México (Liu et al., 2007), donde la sismicidad estuvo adyacente al área del deslizamiento lento (Vallée et al., 2013).

CONCLUSIONES

En la región Manta – Isla de la Plata se observa la coexistencia de eventos de deslizamiento lento (SSE) y crisis sísmicas (enjambres) que han ocurrido principalmente en 2005 y 2010. Además en la región se han presentado otros enjambres sísmicos como en 1977, 1996, 1998 (sin contar el sismo de Bahía de Caráquez de agosto de 1998) y 2002. Los datos GPS con medidas de campaña no son suficientes para poder extraer una señal clara de los desplazamientos para los enjambres sísmicos de 1996 y/o 1998. El sismo de Bahía de Caráquez de agosto de 1998 (M_w 7.1) es observado en varias estaciones de campaña GPS, sin embargo la cantidad de medidas y la resolución de los datos no permite separar el enjambre sísmico de mayo de 1998 en la región de Manta, del sismo principal (Bahía 1998), sin embargo los datos de la sismicidad siguen siendo un indicador de la ocurrencia de estos eventos. Debido a la duración de estos enjambres (~ 1 mes) no se descarta la posibilidad de que hubiesen ocurrido otros SSE en la zona, lo que además parece ser una característica de la forma en la que se deforma esta región.

El análisis de interferometría radar de apertura sintética (INSAR) de Holtkamp et al., (2011) no aportó ninguna información sobre la relación del posible SSE y el fuerte enjambre sísmico del 2005, debido principalmente a la pérdida de coherencia de las imágenes satelitales. Los datos de GPS y este estudio han permitido por primera vez confirmar la existencia de un evento de deslizamiento lento (SSE) relacionado con el enjambre sísmico del año 2005. La fuerte relación entre el SSE y el enjambre sísmico se puede explicar por la presencia de una interfaz en subducción mayormente asísmica, sobre la cual pequeñas y localizadas asperezas se rompen sísmicamente y generan el desplazamiento asísmico luego de cada crisis.

La magnitud momento equivalente (M_w) liberado durante el SSE del 2005 se encuentra en el rango de 7.2 a 7.3, mientras que el del SSE del 2010 está en el rango de 6.0 a 6.3, lo que ratifica que el evento del 2005 produjo mayor deslizamiento y liberó más energía. El SSE del 2005 ocurrió a una profundidad somera (entre 5km a 15km), que se superpone muy bien a la distribución de la aspereza circular aislada de 50 km de diámetro con una profundidad menor a 15km descrita por Chlieh et al., (2014), que no es el caso para el SSE del 2010, el cual ocurrió solo en una parte profunda de la aspereza (bajo la Isla de la Plata y en la zona de transición acoplada/desacoplada del down-dip). Estos resultados confirman que los esfuerzos acumulados en una zona con fuerte acoplamiento (parche) pueden ser relajados de manera sísmica y asísmica, dando un buen nivel de confianza a la distribución del acoplamiento propuesta por Nocquet et al., (2014), dejando abierta la posibilidad de incluir las nuevas informaciones en los modelos de acoplamiento intersísmico para constreñir de mejor manera su nueva distribución espacial.

Observando los resultados del modelamiento de los datos para el SSE del 2005, y teniendo como antecedente el SSE del 2010, y el SSE del 2013 (Segovia et al., 2015), se puede definir a esta zona como un laboratorio natural de estudio debido a la generación de eventos de deslizamiento lento en una pequeña zona de transición (creeping/acoplamiento) que presenta un parche de fuerte acoplamiento intersísmico local en la zona de contacto interplaca (Valle et al., 2013; Nocquet et al., 2014; Chlieh et al., 2014, Jarrin en prep.). Tomando en cuenta lo anterior, se inició con la densificación de más estaciones GPS continuas (2) y la fijación de nuevos puntos para medidas de campaña (4) que ayuden a detectar y constreñir de mejor manera los futuros eventos en la zona.

Agradecimientos: Al Instituto Geofísico, EPN, IRD en el marco del proyecto ADN y LMI.

Referencias bibliográficas

- Blewitt G., Lavallée D., 2002, Effect of annual signals on geodetic velocity, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107.
- Beauval C., Yepes H., Palacios P., Segovia M., Alvarado A., Font Y., Aguilar J., Troncoso L., and Vaca S., 2013, An earthquake catalog for seismic hazard assessment in Ecuador. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 103.
- Castagnetti C., Casula G., Dubbini M., Capra A., 2009, Adjustment and transformation strategies of ItalPoS permanent GNSS network, *Annals of Geophysics*, Vol. 52.
- Chlieh M., Mothes P., Nocquet JM., Jarrin P., Charvis P., Cisneros D., Font Y., Collet JY., Villegas JC., Rolandone F., Vallée M., Regnier M., Segovia M., Martin X., Yepes H., 2014, Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust, *Earth and Planetary Science Letters*, 292-301.
- Cortés J., 2012, *Activité des failles de la plaque supérieure dans l'avant-arc côtier du nord du Chili*, Thèse Doctorat, Université de Toulouse (France), 279 p.
- Delouis B., Vallée M., Meghraoui M., Calais E., Maoche S., Lammali K., Mahsas A., Briole P., Benhamouda F., and Yelles K., 2004, Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data, *Geophysical Research Letters*, vol. 31, doi:10.1029/2004GL020687.
- Dixon T. H., 1991, An introduction to the Global Positioning system and some geological applications, *Reviews of Geophysics*, 91 RG00152.
- Dixon T. H. and Moore J. C., 2007, *The seismogenic zone of subduction thrust faults*, Columbia university Press, page 680
- Dragert H., Wang K., Thomas S., 2001, A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface, *Science*, Vol 292.
- Font Y., Segovia M., Vaca S., Theunissen, Seismicity patterns along the Ecuadorian subduction zone: new constraints from earthquake location in a 3-D a priori velocity model, *Geophysical Journal International*, doi:10.1093/gji/ggs083.
- Herring T., King R., McClusky S., 2010, *Globle reference manual*, MIT.
- Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii, and S. Miyazaki (1999), A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, *Geophysical research letters*, 26, 3237–3240.
- Holtkamp S., Pritchard M., Lohman R., 2011, Earthquake swarms in South America, *Geophysical Journal International*, N° 187, pág.128-146.
- Iglesias A., Singh S., Lowry A., Santoyo M., Kostoglodov V., Larson K. and Sánchez F., 2004, The silent earthquake of 2002 in the Guerrero seismic gap, Mexico (Mw=7.6): Inversion of slip on the plate interface and some implications, *Geophysical International*, Vol.43, 309-317.
- Kostoglodov V., Krishna S., Santiago J., 2003, A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap Mexico, *Geophysical research letters*, Vol 30.
- Lowry A., Larson K., Kostoglodov V., Bilham R., 2001, Transient fault slip in Guerrero southern Mexico, *Geophysical research letters*, Vol 28.
- Mendoza C., and Dewey j., 1984, Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958 and 1979: implications for barrier models of earthquake rupture, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol 74, N° 2, pág. 557-593.
- Nocquet JM., Villegas JC., Chlieh M., Mothes P., Rolandone F., Jarrin P., Cisneros D., Alvarado A., Audin L., Bondoux F., Martin X., Font Y., Regnier M., Vallée M., T. Tran, Beauval C., Maguñía JM., Matinez W., Tavera H., Yepes H., 2014, Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes, *Nature geoscience*, DOI:10.1038.
- Okada Y., 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 75, 1135-1154.
- Okada Y., 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 82, 1018-1040.
- Sagiya T., 2004, Interplate coupling in the Kanto district central Japan and the Boso Peninsula silent earthquake, *Abstract*.
- Savage J.C., 1983, A dislocation Model of strain accumulation and release at a subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88, 4986-4996.
- Schwartz S., Rokosky J., 2007, Slow slip events and seismic tremor at Circum-Pacific subduction zones, *Reviews of Geophysics*, 45, RG3004.
- Scales J., and Tenorio L., 2001, Prior information and uncertainty in inverse problems, *Geophysics* Vol 66, N°2, 389-397.
- Segall P., Davis J., 1997, Gps applications for geodynamics and earthquake studies, *Earth Planet Sci.* 15:301-36.
- Segovia M., 2001, *El sismo de Bahía del 4 de agosto de 1998: caracterización del mecanismo de ruptura y análisis en la zona costera*, Tesis de Ingeniería, Escuela Politécnica Nacional (Ecuador), 160 p.
- Segovia M., 2008, *Análisis espacio-temporal del enjambre de Puerto López entre enero y febrero de 2005 con observaciones de la estación de banda ancha de OTAVALO*, Tesis Master 2 SGT PREFALC, Escuela Politecnica Nacional (Ecuador), 72 p.
- Vaca S., 2007, Tesis Master2 SGT, "Sismotectónica de la región de Manta - Equateur", Université de Nice – Francia, 54 p.
- Vallée M., Nocquet JM., Battaglia J., Font Y., Segovia M., Régnier M., Mothes P., Jarrin P., Cisneros D., Vaca S., Yepes H., Martin X., Béthoux N., Chlieh M., 2013, Intense interface seismicity triggered by a shallow slow slip event in the Central Ecuador subduction zone, *Journal of geophysical research*, Vol 118, 1-17.
- Wallace L. and Beavan J., 2006, A large slip event on the central Hikurangi subduction interface beneath the Mananwatu region, North Island, New Zealand, *Geophysical Research Letters*, Vol 33, L11301.
- Wallace L. and Beavan J., Bannister S., Williams C., 2006, Simultaneous long-term and short-term slow slip events at the Hikurangi subduction margin New Zealand, *Journal of Geophysical research*, Vol 117.
- Wallace, L., and Beavan J., 2010), Diverse slow slip behavior at the Hikurangi subduction margin, New Zealand, *Journal. Of Geophysical Research*, 115,
- Wang L., Zöller G. and Hainzl S., 2015, Joint Determination of slip and stress drop in a Bayesian inversion approach: A case study for the 2010 M8.8 Maule Earthquake, *Pure and Applied Geophysics*, 172 (2015), 375 – 388.

EL NIDO SISMICO DE PISAYAMBO

L. Troncoso (1)

(1) Carrera de Geología, Facultad de Geología, Minas, Petróleos y Ambiental, Universidad Central del Ecuador. Ciudadela Universitaria. Quito. ltroncoso@uce.edu.ec

Abstract (The seismic nest of Pisayambo (NSP)) *The seismic nest of Pisayambo (NSP) is the area of the highest temporal and spatial concentration of seismic events in the country and is located between 0,9S - 1,3S y 78W - 78,5W. The permanent monitoring and instrumentation deployed by Instituto Geofísico (IG) since 1988, has found that the NSP activity is about 25 % of the total number of earthquakes located in Ecuador. There are two theories to explain its possible origin, the first is related its location, related to the Right Lateral or Strike Slip Fault System and the second one is related to the presence of a magmatic body under the NSP. However, none of the two theories have been sufficiently proved. In the present investigation, the instrumental catalog from 1993 until June 2009 was used and additional information from 4 broadband seismic sensors installed near the NSP from May to June 2009 completed the dataset. The main objective of the seismic deployment of this network was to optimize the gap between the IG¹ stations to improve the locations as well as to construct focal mechanisms.*

Palabras clave: Enjambre, Nido Sísmico, Magnitud, Pisayambo

Key words: Seismic Nest, Pisayambo, magnitude, swarm

INTRODUCCIÓN

En los estudios microsísmicos llevados a cabo por Hall et al. (1979, 1980) y Woodward-Clyde and HIGGECO (1981) se reconoció que en las cercanías de la laguna de Pisayambo, existía una zona con alta actividad sísmica, caracterizada por la generación de centenares de sismos de baja magnitud.

El monitoreo sísmico instrumental realizado por el Instituto Geofísico (Instituto Geofísico), a través de la RENSIG (Red Nacional de Sismógrafos del IG) desde 1988 hasta 2009 (fecha cierre del presente estudio), permitió establecer que en la zona se genera una constante y muy alta actividad sísmica. En sus informes sísmicos anuales (Instituto Geofísico, 2001, 2002, 2003, 2004, 2005, 2006, 2007 y 2008) se resalta que el NSP (Nido Sísmico de Pisayambo) se caracteriza por un elevado número de eventos localizados, llegando a representar sobre el 25% del total de la sismicidad registrada en el Ecuador. Se añade además que la liberación de energía sísmica es muy alta y se relaciona a la alta tasa de eventos generados por km², y muy esporádicos sismos de magnitud mayor a 4,7 (Mb).

En base al monitoreo instrumental, Hall et al. (1979, 1980), Woodward-Clyde and HYGGEKO (1981), Aguilar (1996), e IG (Instituto Geofísico, informes anuales 2001 a 2008), señalan que la actividad no se caracteriza por la generación de sismos muy grandes (magnitud mayor a 7 en Stein and Wyssession, 2003). Aunque Woodward-Clyde and HYGGEKO (1981) mencionan que una falla ubicada en la zona del NSP (denominada como Pisayambo por estos autores), fue la fuente responsable del Terremoto de Ambato, uno de los sismos reportados con mayor número de muertos en el Catálogo de Terremotos del Ecuador (Egred, sin publicar). Este evento ocurrió el 5 de agosto de 1949 y el trabajo realizado por Beauval et al., (2010) sobre las intensidades generadas por el mismo, señala que la magnitud GR de este evento es 6,8 y la posible falla responsable es el segmento denominado Pucará. Esta falla se ubica más al sur de la falla Pisayambo (Egüez et al., 2003 y Alvarado com. pers., 2009), pero aún dentro del área de influencia del NSP (Figura No. 1).

Con respecto al origen del NSP se tienen varias teorías, pero ninguna ha sido claramente respaldada por lo que se mantiene cierto grado de incertidumbre hasta la actualidad. Aguilar et al. (1996) establecieron que la actividad del NSP es causada por el ascenso de material caliente que daría como resultado el nacimiento de un volcán o una caldera. Esto lo postulan basados en el análisis que realizaron a la distribución espacial y temporal de los eventos y la determinación del valor *b*. En esta misma temática, Guillier et al. (1996) señalaron que el NSP ocurre en una zona de la cordillera de los Andes donde solo se generan eventos someros (menores a 30 km) y no se registra actividad sobre la placa subducida de Nazca. Lo que da entender que la falta de actividad profunda se debe a la presencia de un cuerpo caliente bajo la zona del NSP.

Entre las primeras teorías sobre el origen del NSP se encuentra la de Hall et al. (1980) que mencionan la posibilidad de que la actividad esté relacionada a dos sistemas de fallas que cruzan la Cordillera Real en este sector, sin mencionar claramente las características de las mismas. Los últimos estudios de neotectónica y el análisis de la Geodinámica del Bloque Subandino han establecido la presencia un Sistema Dextral Mayor que cruza la Cordillera Real en este sector (Soulas et al. 1991). En el estudio de peligro sísmico de Bonilla y Ruiz (1992) se determinó que la fuente sísmica de Pisayambo estaba integrada por las fallas de Pisayambo, Llanganates y Chambo, con mecanismo transcurrente, profundidad focal de 10 km y con magnitud máxima posible (Ms) de 7,2 - 6,8 y 7,0, respectivamente. Estos autores en base al trabajo de Woodward-Clyde and HIGGECO (1981) mencionan la posibilidad de que las fallas de Pisayambo y Llanganates formen parte del Sistema Dextral Mayor.

Solo 18 eventos del NSP fueron comunes para una o más estaciones de la red temporal y la RENSIG. De este grupo únicamente 3 fueron registrados por todas las estaciones. Se puede observar el alto número de eventos registrados en las estaciones temporales, con S-P menor a 3 s, mostrando una fuente permanente de alta actividad sísmica muy cercana a estas estaciones y generadora de eventos de magnitud muy pequeña. En promedio se registró entre 7 y 5 sismos diarios en dichas estaciones. Sin embargo, estos eventos fueron únicamente registrados por estas estaciones, y en algunos casos solo por la estación instalada cerca al sector Ana Tenorio.

Todos los eventos registrados por la red temporal son señales de alta frecuencia con arribos de ondas P y S muy claras, no se registró señales de baja o muy baja frecuencia.

Para este estudio se utilizó las lecturas obtenidas de los eventos registrados por la RENSIG y ROVIG (Red Observatorios Vulcanológicos del IG) entre mayo a junio 2009. Para ese período se cuenta con estaciones sísmicas de período corto y banda ancha instaladas en la Costa, Sierra y Oriente. En la zona de la Sierra, debido a la presencia de volcanes activos, hay un mayor número de estaciones concentradas en los edificios volcánicos, como en el Tungurahua y Cotopaxi (Figura No. 2).

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN

En la parte de neotectónica se estableció que la zona del NSP está influenciada por la presencia del Sistema Dextral Mayor. El estudio neotectónico de Alvarado (com. pers., 2009) establece que en la zona existen varias fallas con dirección NE SW, siendo las principales estructuras las fallas de Pisayambo y Llanganates (Figura No. 1). De acuerdo a la localización de los sismos de mayor magnitud registrados instrumentalmente, se considera que la parte de mayor liberación de energía de la falla de Pisayambo está en su proyección hacia el SW. En tanto, sismos de importante magnitud se localizan muy cerca a la parte central de la falla de Llanganates, (con rumbo NE). Estas consideraciones nos permiten asumir que la actividad de estos ramales forma un paso escalonado, sin la presencia de una estructura curva que los vincule. Es importante señalar que no se encontró información relacionado con el tipo de movimiento de la falla Llanganates. Pero por ser uno de los mayores ramales del Sistema Dextral Mayor, se puede considerar que responde a este movimiento.

Por los resultados obtenidos en este estudio se estableció la presencia de una falla normal activa con rumbo NW-SE, que se ubica en el paso de los ramales Pisayambo y Llanganates. El bloque que desciende por la actividad de esta falla forma la depresión sobre la cual se ubica una serie de lagunas, entre ellas Pisayambo. De acuerdo al tensor de esfuerzos encontrado se establece que la actividad sísmica en la zona responde a un régimen extensional en dirección NNE SSW (figura No. 3).

Keller and Pinter (2002) señalan que si dos o más trazos de falla aproximadamente paralelos bajo un régimen transcurrente dextral, aparecen en forma de escalones, en las zonas de paso o de traslape pueden producir áreas con levantamiento o subsidencia. Estos pasos son conocidos como pasos restrictivos (restraining steps) y liberados (releasing steps), dependiendo si generan zonas de compresión con levamientos o zonas de extensión con subsidencias.

En resumen, se concluye que la existencia de fallas dextrales en posición escalonada, Falla Pisayambo y Llanganates, generan una zona de paso liberado (releasing steps) con extensión en sentido NNE, que ha dado origen a la falla normal y también al borde sur occidental de la cuenca y a la estructura semicircular ubicada al occidente de la misma. Con esto se menciona la posibilidad de que estas últimas estructuras sean producto del régimen extensional encontrado y estén relacionadas con las fallas normales mencionadas por Italcconsult (1971) y Kennerley (1971). Sin embargo, es necesario realizar mayor estudio sismotectónico y neotectónico para confirmar la posible existencia de estas últimas estructuras.

CONCLUSIONES

El NSP es la zona de mayor actividad del país con un registro permanente o casi permanente de sismos de baja magnitud (menor a 4 Mb) y esporádicos eventos de magnitud mayor a 5 (Mb). Además de la actividad permanente se generan 2 tipos de comportamiento: enjambres de menos de 5 días de duración con eventos de magnitud menor a 4 (Mb), y secuencias tipo sismo principal - réplicas. Estas secuencias están asociadas con eventos de magnitud mayor a 4,1 (Mb).

La mayor liberación de energía en el NSP está relacionada con la generación de eventos de magnitud mayor a 4,5 (Mb), es decir, se relaciona con las secuencias tipo sismo principal - réplicas, en tanto los enjambres sísmicos no generan picos de liberación de energía.

En el año 2001 se localizó el mayor número de eventos, pero el nivel de energía liberado no generó un pico de importancia. Se concluye que durante este año se generó una sismicidad casi permanente con el registro promedio de 3 eventos por día, valor mayor al calculado para la actividad total del NSP (2 eventos por día). Para futuros trabajos queda pendiente establecer la causa de esta anomalía.

En los años 2005, 2006 y 2007 se observa un comportamiento descendente de la energía liberada y el número de eventos localizados, y se lo relaciona con el registro de un sismo de magnitud (5,1) en el año 2004. Este evento fue registrado el 28 de marzo y generó el pico más alto de liberación de energía, en el período 1993 a junio 2009.

La energía liberada anual tiene un comportamiento casi similar, sin que los picos máximos y mínimos muestren cambios bruscos con respecto a sus vecinos.

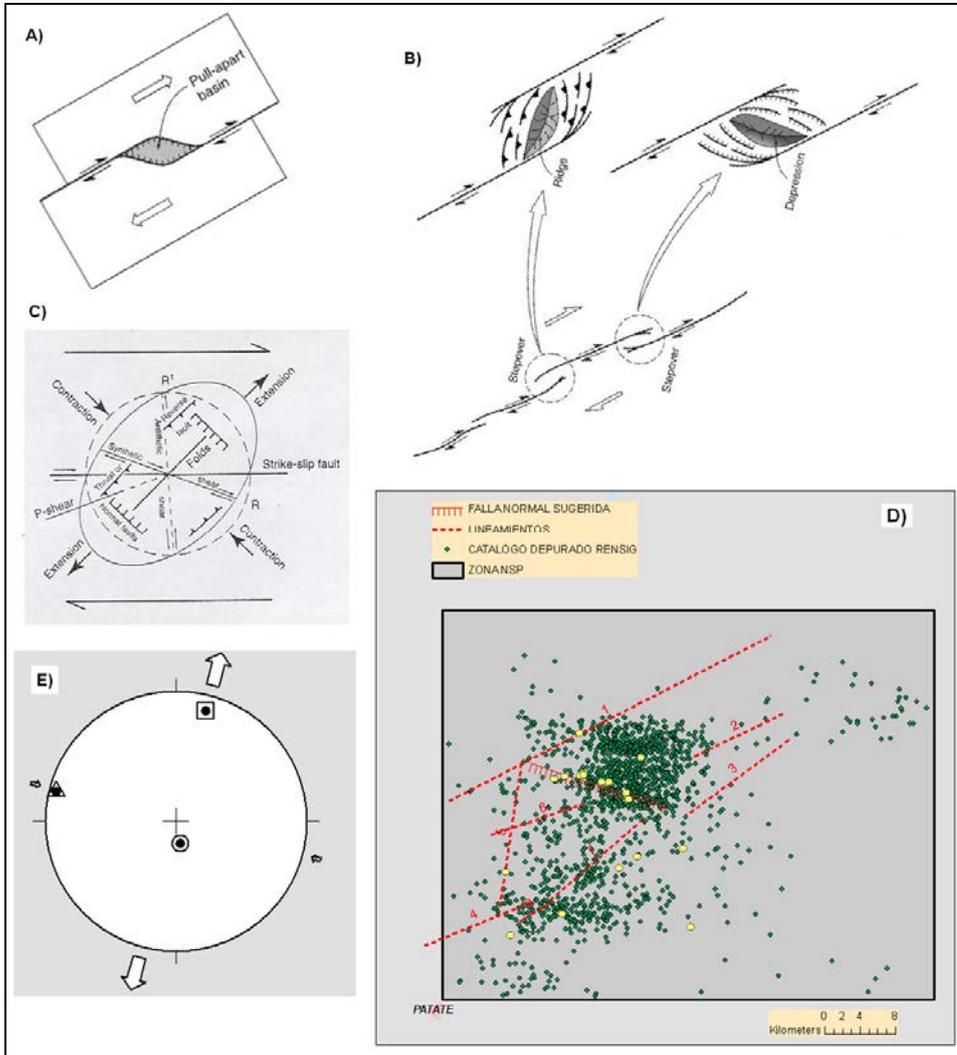


Figura No. 3 Resumen de los resultados obtenidos en el estudio y posibles modelos a comparar. A) Modelo de sistema de fallas dextrales con paso liberado curvo y generación de cuenca pull – apart. B) Modelo de fallas dextrales con paso liberado y restringido en escalón, y estructuras generadas por extensión y compresión en dichas zonas. C) Detalle de la elipse de deformación. Modificado de: http://ic.ucsc.edu/~casey/eart150/Lectures/3NormStrkSlpFlts/4Thrust.Normal_StrkSlp_flts.htm. D) Mapa con los resultados obtenidos en el presente estudio y E) Tensor de esfuerzos obtenido para la zona con los mecanismos focales de mayo a junio de 2009

El ingreso de las lecturas de las estaciones de la red temporal del NSP mejora las soluciones porque disminuye de manera considerable los errores en la componente horizontal y vertical, en promedio de 5 a 2 km.

La falta de las lecturas de las fases de la estación de Pisayambo (PISA), genera soluciones hipocentrales con errores considerables y comparables a los obtenidos sin considerar los registros de la red temporal.

Las mejores soluciones hipocentrales (con menores errores) se obtienen con el modelo de velocidades PREV y con las lecturas de las fases P y S de las estaciones cercanas (ubicadas a menos de 100 km del centro del NSP).

Al comparar las soluciones hipocentrales obtenidas en este trabajo con las del catálogo sísmico del IG se establece que: las profundidades son mayores a las reportadas en el catálogo del IG, con un valor promedio de 4 km, las soluciones epicentrales tienden a concentrarse y muestran que los datos del catálogo se dispersan sin un claro patrón hacia el este y oeste. Por lo tanto, la actividad del NSP podría ser más concentrada en el espacio. Esto será comprobado al instalar estaciones sísmicas permanentes y cercanas al NSP.

En los datos del catálogo se encontró un comportamiento anómalo, que se asume es el resultado de la influencia del operador encargado de realizar la localización. Esta anomalía fue determinada por la presencia de sismos sobre los 6 km, entre los años 1994 y 2004. Y un alto número de eventos con profundidades fijas en 12 y 14,8 km, entre 1997 y 2009.

El proceso de relocalización de las mejores soluciones hipocentrales fue realizado con el programa hypoDD, que es un software que tiene como base el algoritmo de doble diferencia (DD) desarrollado por Waldhauser y Ellsworth (2000).

De la comparación de las soluciones obtenidas en la relocalización con una muestra de las mejores soluciones del catálogo sísmico del IG, se estableció que no hay cambios importantes relacionados con la localización epicentral. De manera global se observa que las dos soluciones muestran tendencia a alinearse en dirección NE. Las soluciones hipocentrales obtenidas en la relocalización se profundizaron un promedio de 3 km con respecto al valor promedio del catálogo. En los dos casos no se observan datos bajo los 30 km de profundidad.

Mediante el análisis sismológico de los datos obtenidos en este estudio (mayo a junio 2009) se estableció la presencia de una falla normal con rumbo NW – SE con importante actividad sísmica (durante el período de estudio) y movimiento normal.

Al determinar el campo de esfuerzos presente en la zona se encontró un esfuerzo de extensión en dirección NNE SSW.

En la parte de neotectónica se estableció que la zona del NSP está influenciada por la presencia del Sistema Dextral Mayor, con varios de sus ramales que muestran rumbo NE

Se concluye que la existencia de fallas dextrales en posición escalonada, Falla Pisayambo y Llanganates, generan una zona de paso liberado (releasing steps) con extensión en sentido NNE, que ha dado origen a la falla normal asociada al lineamiento 8 (figura No. 4) y posiblemente también al borde sur occidental de la cuenca y a la estructura semicircular ubicada al occidente de la misma. Con esto se menciona la posibilidad de que estas últimas estructuras sean producto del régimen extensional encontrado y estén relacionadas con las fallas normales mencionadas por Italconult (1971) y Kennerley (1971). Sin embargo, es necesario realizar mayor estudio sismotectónico y neotectónico para confirmar la posible existencia de estas últimas estructuras.

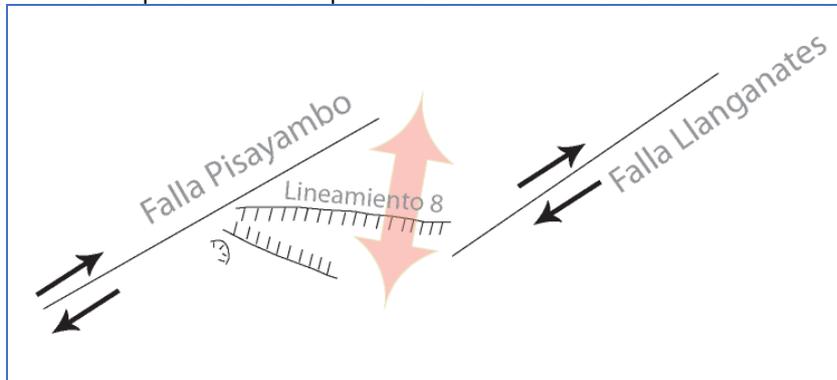


Figura No. 4 Gráfico que resume el modelo propuesto para el funcionamiento de la falla normal encontrada en el NSP. La flecha en rojo indica la dirección de la extensión

En los datos obtenidos en este estudio no se encontró evidencia sísmica de movilización o vibración de fluidos bajo o alrededor del NSP, por lo que no se puede establecer nada sobre el origen relacionado con este tipo de actividad.

Agradecimientos: A los directivos del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional del año 2007 – 2008 por las facilidades y apoyo prestadas para la realización del presente estudio.

Referencias bibliográficas

- AGUILAR, J., CHATELAIN, J. L., GUILLIER, B., YEPES, H. "The Pisayambo, Ecuador, Seismicity Nest: Towards the birth of a volcano?". En: Geodinámica Andina, ORSTOM. GEOSCIENCES RENNES. Troisième symposium international sur la Géodynamique Andine. Collection COLLOQUES et SEMINAIRES. ORSTOM édition. PARIS. 1996. 126 – 129.
- ALVARADO, A. Mapa de fallas y pliegues cuaternarios del Ecuador. Instituto Geofísico. Escuela Politécnica Nacional. (Base de datos). Reporte Interno. 2009.
- BEAUVAL, C., YEPES, H., BAKUN, W., EGRED, J., ALVARADO, A., and SINGAUCHO, J. C. (2010) Locations and magnitude of historical earthquakes in the Sierra of Ecuador (1587 – 1996).

- BENOIT, J. and McNUTT, S. "Global volcanic earthquake swarm database and preliminary analysis of volcanic earthquake swarm duration". *Annali di Geofisica*. Vol. XXXIX. No. 2. 1996. 221 – 229.
- BONILLA, L. y RUIZ, M. Evaluación del Peligro Sísmico en el Ecuador. Tesis de Grado. Escuela Politécnica Nacional. Quito – Ecuador. 199p.
- CALAHORRANO, A. Estudio el origen del enjambre sísmico de la zona norte de la Ciudad de Quito durante 1998 -1999. Tesis de Grado. Escuela Politécnica Nacional. Quito – Ecuador. 2001. 182p.
- DELVAUX, D. and SPERNER B. "New aspects of tectonic stress inversión with references to the TENSOR program". *The Geological Society of London. Special Publications*. 2003, 212, 75-100.
- DELVAUX, D. Win_Tensor.(Programa). 2009. Versión 1.4.23 Disponible en: http://users.skynet.be/damien.delvaux/Tensor/WinTensor/win-tensor_download.html#InstallNotes
- DUNN, M. RELOCATION OF Eastern Tennesss Earthquake using hypoDD. Thesis. Faculty of the Virginia Polytechnic Institute and State University. Chair: CHAPMAN, M. 2004.74p.
- EGO, F., SEBRIER, M., LAVENU, A.,EGUEZ, A, and YEPES, H. "A new geodynamical model for the northern Ecuadorian Andes". *Terra Abstracts*. 5(1): 203. 1993.
- EGRED, J. Catalogo de Terremotos del Ecuador 1541 – 2009.(Base de datos). Instituto Geofísico. Escuela Politécnica Nacional. Sin publicar.
- EGUEZ, A., ALVARADO, A. y YEPES, H. Mapa de Fallas y Pliegues Cuaternarios de Ecuador y Regiones Oceánicas Adyacentes. (Mapa y base de datos). Programa Internacional de la Litósfera, Grupo de Trabajo II-2, Principales Fallas Activas del Mundo. USGS. 2003. Disponible en: <http://www.igeptn.edu.ec/>
- GUILLIER, B., CHATELAIN, J. L., ALVARADO, A., YEPES, H., POUPINET, G., FELS J. F. " Lithoscope Experiment in Northern Ecuador : Preliminary Results. En: *Geodinámica Andina, ORSTOM. GEOSCIENCES RENNES. Troisième symposium international sur la Géodynamique Andine. Collection COLLOQUES et SEMINAIRES. ORSTOM édition. PARIS. 1996. 55 – 58.*
- GUTSCHER, M., MALAVEILLE, J., LALLEMAND, S., y COLLOT, J. Y. "Tectonic segmentations of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision". *Earth and Planetary Sciences letters*. 168. 255-270.
- HALL, M., BASABE, P., y YEPES, H. "Estudio de las fallas tectónicas y la actividad microsísmica del Valle Interandino, entre Pastocalle y Ambato". *Politécnica, Monografía de Geología*. Vol. V. No. 2. 1980. 57-78.
- HALL, M., BASABE, P., y YEPES, H. Estudio de las fallas tectónicas y la actividad microsísmica del Valle Interandino entre Pastocalle y Ambato. Dirección Navional de Defensa Civil. Facultad de Geología. Excuela Politécnica Nacional. Quito. 1979. 30p.
- HERRMANN, R., "FASTHYPO – A hypocenter location program". *Earthquakes notes*. Vol. 50. 25-37.
- INSTITUTO GEOFISICO. Catálogo sísmico instrumental del Ecuador de 1993 a 2001.(Base de datos).Escuela politécnica Nacional. Sin publicar.
- INSTITUTO GEOFISICO. Informe Sísmico para el Ecuador – Año 2001, 2002, 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008. Escuela Politécnica Nacional. Quito. Disponible en: <http://www.igeptn.edu.ec/>
- IGLESIAS, R., EGUEZ, A., PEREZ V. y MOLINA, G. Mapa neotectónico del Ecuador: Nivel Exploratorio. Consejo de Seguridad Nacional. Dirección Nacional de Defensa Civil. Escuela Politécnica del Ejército. Memoria Técnica. 1991. 119p.
- ITALCONSULT. Proyecto Pisayambo: Informe sobre los resultados de las investigaciones de campo y laboratorio. Geología y Geotecnia. Ecuador. Junta Nacional de Planificación y Coordinación. Instituto Ecuatoriano de Electrificación. Instituto Ecuatoriano de Recursos Hidráulicos. Volumen 2. 1971. 277p.
- KELLER, E. and PINTER, N. *Active Tectonics. Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall Earth Sciences Series. Second Edition. New Jersey. Prentice Hall, 2004, 359 p.
- KENNERLEY, J. B. *Geology of the Llanganates Area, Ecuador*. Institute of Geological Sciences. Overseas Division. Photogeological Unit. Report No. 21. London. 1971. 10p.
- LAVENU, A. "La Neotectónica. Ejemplos en el Ecuador". *Estudios de Geografía*. Colegio de Geógrafos del Ecuador. Corporación Editora Nacional. Quito. Vol. 6. 5 -30.
- LITHERLAND, M., ASPDEN, J. A. and JEMIELITA, R. A. The metamorphic belts of Ecuador. *Overseas Memoir 11. British Geological Survey. England*. 1994. 144.
- PENNINGTON, W. D. "Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonic of northwestern south America". *J. Geophys. Res.* 86. B11. 10 753-10 770.
- PREVOT, R., CHATELAIN, J. L., GUILLIER, B., and YEPES, H. "Tomographie des Andes équatoriennes: evidence d'une continuité des Andes Centrales". *Géophysique interne/Internal Geophysics*. 1996. 833-840.
- SEGOVIA, M. "14 years of instrumental seismicity in Ecuador: What have we seen and learned?". *Bulletin of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering*. vol. 39. 1 - 11.
- SOULAS, J.P., EGUEZ, A., YEPES, H. and PEREZ, H. Tectónica activa y riesgo sísmico en los Andes Ecuatorianos y el extremo sur de Colombia. *Bol. Geol. Ecuat*. Vol. 2. No. 1. 1991. 3-4.
- STEIN, S. and WYSESSION W. *An introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Blackwell Publishing. Australia. 2006. 489p.
- WALDHAUSER, F. hypoDD – A program to compute Double Difference Hypocenter Location. *Open File Report 01-113*. 2001. 25p.
- WALDHAUSER, F. and ELLWORS, W. "A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2000. 90, 6, 1353 – 1368.
- WALDHAUSER, F. and ELLSWORTH, W. HYPODD. (Programa). Version 1.1. Disponible en: <http://www.ldeo.columbia.edu/~felixw/hypoDD.html>
- WOODWARD-CLYDE CONSULTANTS and HIGGECO. Investigations for the studies of seismic risk for the Agoyan Dam Site. The Agoyan Hydroelectric Project of the Instituto Ecuatoriano de Electrificación (INECEL). 1981. 81p.
- ZARIFI, Z. and HAVSKOV, J. "Characteristics of dense nests of deep and intermediate-depth seismicity". *Advances in Geophysics*. 46. 2003. 237-278.

INTENSIDAD MACROSÍSMICA ESI-07 Y EFECTOS GEOLÓGICOS DEL TERREMOTO DE PEDERNALES DEL 16.04.2016 (Mw 7.8)

K. Chunga (1), A.M. Michetti (2), M. Mulas (3), D. Besenon (3), F. Livio (2), M.F. Ferrario (2), D. Garcés (3), F. Ochoa (4)

(1) Universidad Estatal Península Santa Elena, UPSE, Facultad de Ciencias de la Ingeniería, Avda. Principal La Libertad, Ecuador. E-mail: kchung@upse.edu.ec

(2) Università dell'Insubria, Dipartimento di Scienze e Alta Tecnologia, Como, Italia

(3) Escuela Superior Politécnica del Litoral, Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, Campus Gustavo Galindo Km 30.5 Vía Perimetral, P.O. Box 09-01-5863, Ecuador.

(4) Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas

Abstract (Coseismic ground effects and ESI-07 intensity of the 2016 Mw 7.8 Pedernales Earthquake): Maximum intensities of VII to X ESI-07 have been assigned by the 2016 Mw 7.8 Pedernales earthquake (Ecuador), from measurements of earthquake environmental effects (EEE) in the whole Manabí province and the southern part of the Esmeraldas coastal region. Coseismic coastal uplift (primary effects), liquefaction and sand boils, ground cracks, lateral spreading and settlements with fissuring parallel to beachfront areas, longitudinal and transverse fractures in asphalt and concrete roads, landslides and rock falls (secondary effects), were documented over an area of 17.790 Km². The VI ESI-07 intensities are assigned to Cube, Tacusa, Colope, southern part of the Esmeraldas province. The application of the ESI2007 Scale has allowed to construct an independent Macroseismic field where all EEE data are well confronted with those intensities obtained from European macroseismic scale (EMS98).

Keywords: Earthquake hazard, earthquake environmental effects, ESI-07 intensity scale, Ecuador

Palabras clave: Riesgo por terremoto, efectos geológicos cosísmicos, escala de intensidad ESI-07, Ecuador

INTRODUCCIÓN

A las 18h58 PM, tiempo local del 16 de abril de 2016, el terremoto de subducción con magnitud Mw 7.8 sacudió con gran intensidad la provincia de Manabí y la zona costera sur de la provincia de Esmeraldas, causando daños severos y colapsos de 5.174 edificios, 663 personas fallecidas, 9 desaparecidas y 28.775 albergados (SGR, 2016). Las ciudades de Manta y Portoviejo, localizadas entre 145 a 150 Km de distancia del epicentro, reportaron los mayores daños estructurales. La profundidad del foco sísmico fue de 20 Km (IGEPN) y la fuente sísmica es asociada a la dinámica de desplazamiento, colisión y subducción de la placa oceánica de Nazca contra el segmento continental del Ecuador. El evento principal de Pedernales (Mw 7.8), tuvo un sismo premonitor de 10 minutos (IGEPN), lo cual permitió que muchas de las personas lograran salir a las calles y espacios abiertos, esta información fue proporcionada por testigos de los poblados de Pedernales y Jama.

Reconocimientos en el terreno de los efectos geológicos cosísmicos fueron realizados tres días después del terremoto, documentados en un área de 17.790 Km² (provincia de Manabí y parte sur de la provincia de Esmeraldas), incluyendo los "efectos de sitio" localizados en las ciudades de Manta y Portoviejo. Los máximos daños de edificaciones fueron causados por las amplificaciones de las ondas sísmicas en suelos saturados geotécnicos de tipos E y F (NEC-15). La escala de intensidad aplicada en este estudio es la ESI-07 (*Environmental Seismic Intensity*, Michetti et al., 2007). El área epicentral de mayor intensidad comprende el poblado de Pedernales y sus próximas comunidades de Coaque, Jama y Canoa, donde las I_{max} IX – X ESI-07 han sido asignadas desde las evidencias de levantamiento de costa, licuefacción de suelos, sinkholes, deslizamientos de taludes naturales y estabilizados, grietas en suelos naturales, fallamientos superficiales y fracturas transversales y longitudinales en vías de asfaltos y hormigón. Los sitios desde Cojimies hasta Chamanga tienen menores dimensiones de efectos cosísmicos, donde el grado de VIII ESI-07 es asignada. Con todas estas observaciones en el terreno, las isosistas de máximas intensidades desde VII a X son confrontable con la zona de deformación desde imágenes radar de interferometría (ie., Nocquet et al., 2016).

Las réplicas de magnitud moderada de Mw 6.7 (02h57 AM TL, tiempo local) y Mw 6.8 (11h46 AM, TL) han sido registradas el 18 de mayo de 2016, sentida también en la ciudad de Guayaquil, con Intensidad EMS98 de III a IV (IGEPN). Los hipocentros para ambos sismos fueron de 15 Km (IGEPN). Estas réplicas también generaron rasgos cosísmicos en un área de 1.270 km², como grietas en el terreno, licuefacción de suelos – volcanes de arenas en la isla Muisne y menores deslizamientos en Pedernales y Mompiche. Algunas edificaciones que estaban en la lista de demolición, colapsaron en los poblados de Pedernales, Canoa y Portoviejo. La distribución espacial de las intensidades en el área epicentral permitirá elaborar mapas de isosistas desde grados de intensidades VII a X, donde los efectos geológicos del terremoto son más significativos y las dimensiones de daños decrecen a medida que nos alejamos del sitio Pedernales. Además, los efectos de sitios son indicadores de perfiles geotécnicos de suelos E y F, donde el rasgo geomorfológico es fundamental para la amplificación de las ondas sísmicas en sedimentos saturados de depositación holocénica.

TECTÓNICA, SISMICIDAD HISTÓRICA Y PALEOSÍSMICA

La zona de interfase de subducción es compleja, pero puede ser bien distinguida en profundidad por los rasgos de inmersión de la subducente placa de Nazca contra el segmento continental conformado por la placa Sudamericana

y el Bloque Norandino. Otros rasgos estructurales que pueden definir los bordes de estructuras sismogénicas (llamadas también divisiones sismotectónicas) son las zonas de fracturas de la corteza oceánica (ie., Kelleher, 1972; Carena 2011). Para toda la costa del Ecuador, tres principales segmentos sismogénicos puede ser previamente descrita para la zona de subducción, desde el segmento meridional al septentrional: la costa sur – Golfo de Guayaquil, la costa central (provincia de Manabí) y la costa norte (Chlieh et al., 2014; Chunga, 2010; Nocquet et al., 2014; Yepes et al., 2016). En este último segmento de estructura sísmica, el 31 de enero de 1906 frente a la costa de Esmeraldas (Ecuador) y Tumaco (sur de Colombia) se reportó el sexto terremoto más fuerte del planeta, con magnitud Mw 8.8 (McNally & Kanamori, 1982; Ye et al., 2016; Yoshimoto et al., 2017). Posteriores terremotos catastróficos acontecieron en 1958 (Mw 7.6) y 1979 (Mw 7.7; USGS). En la zona sur de Esmeraldas, es bien distinguida la delimitación de la fractura Galera, es así que las distribuciones espaciales de las réplicas de sismos del terremoto de Pedernales culminan en esta área sísmica.

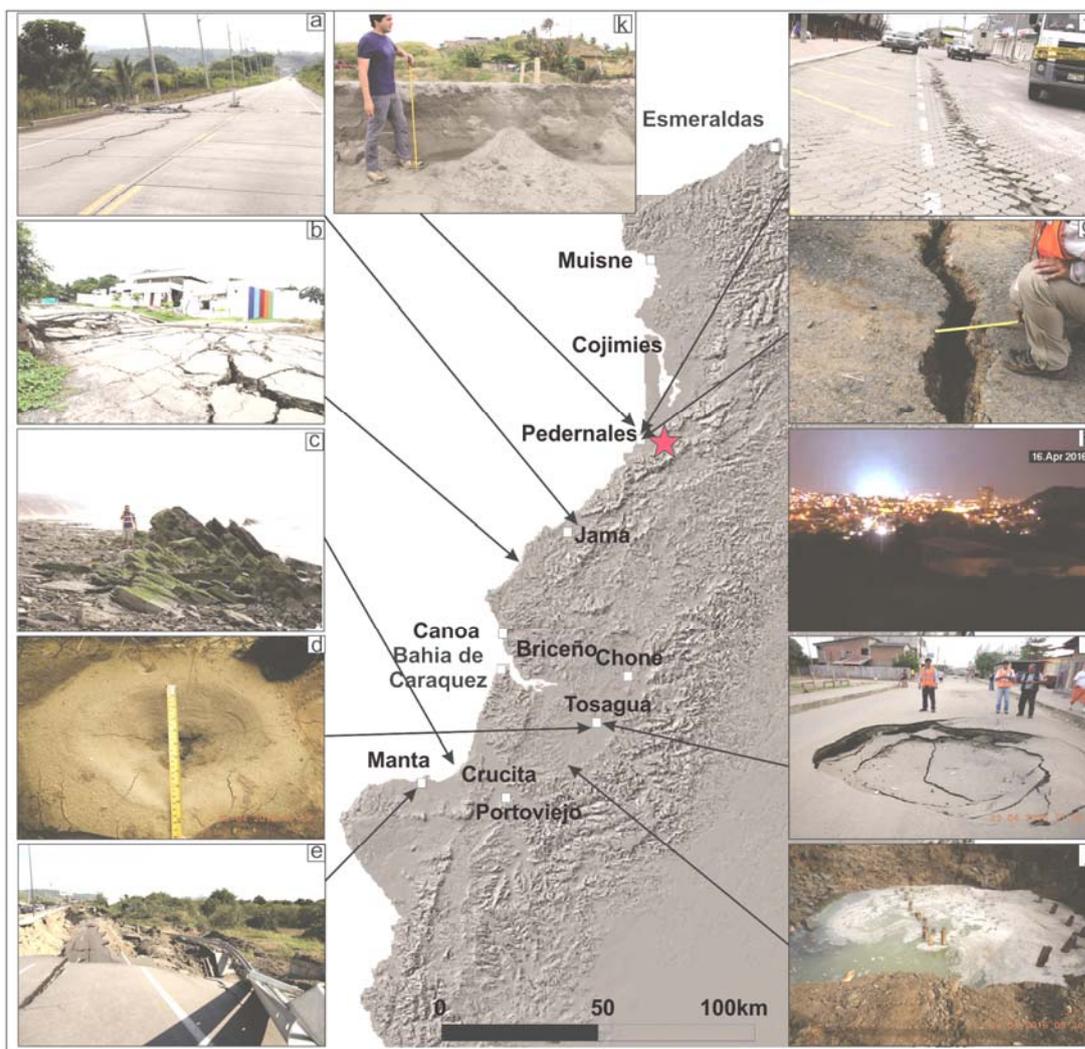


Fig. 1: Efectos ambientales cosísmicos durante el terremoto de Pedernales: (a) fracturas transversales en la vía Jama; (b) lateral spreading y subsidencia en CIBV de Jama; (c) estratos rocosos levantados en la plataforma de abrasión en Crucita; (d) volcán de arena en Tosagua; (e) lateral spreading y daños en el puente Mejía; (f) levantamiento y deformación de adoquines en malecón de Pedernales; (g) grietas en suelo natural en Chamanga; (h) emisiones de luces observadas desde Guayaquil; (i) sinkhole en Tosagua; (j) anomalía hidrológica y emisión de gas en el sector sur de Tosagua; y (k) levantamiento de costa de 1.4m en Pedernales.

La estructura sismogénica de la costa central del Ecuador tiene registros históricos de fuertes terremotos acontecidos en los últimos 120 años (USGS), iniciando con el terremoto del 3 de mayo de 1896 (M 7.1), 1 de junio de 1907 (M 7.4), 14 de mayo de 1942 (Mw 7.9), 16 de enero de 1956 (Mw 7.4), 4 de agosto de 1998 (Mw 7.1) y el reciente evento del 16 de abril de 2016 (Mw 7.8). La recurrencia de sismo M>7 es cada ~20 años, de los registros dos sismos han sido muy fuertes. La estimación de la máxima magnitud considerando los 280 Km de longitud de esta estructura central podría alcanzar terremotos en el orden de Mw 8 - 8.1 (Chunga et al., 2016a). Las estructuras de deformaciones sinsedimentarias de origen sísmico en secuencias estratigráficas cuaternarias, son la evidencia más notoria de los potenciales fuertes terremotos acaecidos en el pasado (Michetti et al., 2017), lamentablemente la historia sísmica para esta parte de la costa inicia en 1896 (M 7.1). Datos más antiguos han sido reportados por Chunga et al. (2016b), y Mulas et al. (2015), donde en los sedimentos holocénicos del sitio de

Jaramijó se describe un potencial fuerte terremoto local acontecido hace 1.170 ± 30 años, donde un tsunami con run-up de 5 metros pudo alcanzar las costas de Manabí. El evento sísmico de este evento pudo generarse con un sismo de $8 \leq M_w \leq 8.1$. Después del terremoto de Pedernales (16.04.2016) en la zona de Tarqui de la ciudad de Manta, se realizaron trincheras exploratorias en la que se evidenció un potencial depósito de Tsunami que podría ser confrontado con la secuencia de Jaramijó y permitiría aportar con más información del episodio sísmico, reconstrucción paleogeográfica y desplazamientos de culturas precolombinas.

EFFECTOS COSÍSMICOS Y ASIGNACIÓN DE INTENSIDADES ESI-07

Las propagaciones de las ondas sísmicas tienen comportamientos diferentes en los diversos tipos de rocas, dependiendo mucho de su consistencia litológica y espesor; sin embargo esta amplificación pueden ser incrementada (ie., efecto de sitio) en los sedimentos aluviales. Testigos en las poblaciones de Pedernales y Jama, indicaron que el movimiento sísmico tuvo una duración de 47 segundos, mientras, que en el sector sur de la ciudad de Guayaquil a 240 Km de distancia del epicentro, la duración del terremoto fue documentada entre 70 a 80 segundos. Desde un punto de vista del análisis geomorfológico y referido al área epicentral del sismo de Pedernales, las planicies costeras supratidales, zonas de depresiones entre colinas, planicie de paleo-meandros, llanuras de inundación abandonadas, paleo-lagunas litorales o albuferas (ie., Tarqui, Manta), son susceptibles para la formación de efectos geológicos cosísmicos (EEE, *earthquake ground effects*).

Rasgos cosísmicos con asignaciones de máximas Intensidades IX – X.- Los efectos cosísmicos primarios evidenciados entre Pedernales y Manta, están caracterizados por levantamientos de playas arenosas y acantilados costeros, entre 0.3 a 1.6 m de desplazamiento vertical. Para el sitio de Pedernales, los pobladores indicaban que un día antes del terremoto, la zona de playa intertidal y supratidal tenían forma de planicie, sin embargo 2 días después del evento sísmico se evidenciaron escarpes entre 0.9 a 1.4 m de altura, otros sitios indican 1.6 m de altura; este rasgo morfotectónico puede estar asociado al levantamiento tectónico de este segmento costero, donde el nivel de mar permitió la rápida erosión y formación de escarpes verticales en sedimentos arenosos saturados. Además, en las zonas supratidales se presentaron efectos cosísmicos secundarios como deformaciones onduladas en superficie afectando las edificaciones y calles, algunos adoquines fueron acomodados como pliegues con desplazamientos verticales entre 8 a 10 cm (ie., Pedernales). Hundimiento de las capas de adoquines (subsistencia) fueron comúnmente observados. Efectos cosísmicos secundarios también fueron documentados, daños considerables en la carretera de hormigón, donde los hierros internos fueron desplazados hacia arriba formando fracturas transversales de 8 a 15 cm de abertura. En Jama, en las vías de material asfáltico las fracturas presentaron mayor deformación, alcanzando los 20 a 30 cm de abertura en rupturas transversales, y en el terreno natural las grietas alcanzaron el 1 m de abertura.

Rasgos cosísmicos con asignación de intensidad VIII.- De las 290 estaciones de muestreos, 126 reportaron deslizamientos y caídas de rocas de taludes naturales y estabilizados. Al norte de Canoa, la ciclovía y carretera fueron desplazadas por un escarpe con superficie de tipo rotacional que afectó el talud estabilizado. Las dimensiones de los deslizamientos están en el orden de 800 a 10.000 m^3 , afectando en muchos sitios los carriles de las principales vías de asfalto y hormigón. Los deslizamientos de tipo rotacional en zona de relleno (entre cortes de laderas) favorece la formación de lateral spreading. En la zona de Boca de Briceño, el macizo rocoso de las colinas ya reportaba fracturamiento o diaclasamiento activo donde era frecuente encontrar caídas menores de rocas. Las poblaciones con mayores reportes de evidencia cosísmica de intensidad VIII ESI, son Coaque, Jama y Canoa. San Isidro, Ricaurte, Bahía de Caráquez, Flavio Alfaro, Boca de Palmito, Pavón, Marco y San Clemente. Para la provincia de Esmeraldas, son documentados en los sitios Mompiche, Salima, Daule, Bellavista y Chamanga. Para las vías de tipo asfalto las fracturas longitudinales son mayores, entre 10 a 20 cm y las transversales entre 15 a 25 cm, vías construidas en terrazas y depresiones entre colinas. Las grietas en el terreno natural, en particular en planicies costeras supratidales de Cojimíes, alcanzaron los 20 a 25 cm de abertura en suelo arenoso, varias viviendas fueron atravesadas por este lineamiento. En la zona intertidal las grietas alcanzaron el 1 m de ancho, luego fue cubierto por arena en marea alta. En Chamanga varias viviendas próximas a la línea de costa, colapsaron por *lateral spreading* y por la formación de las grietas que alcanzaron los 15 a 25 cm de abertura. En total fueron reportados 65 datos en los sitios de Cojimíes, Coaque, Jama, Canoa, San Vicente, Puente Mejía, Junín, San Isidro, Chone, Manta, Rocafuerte y Chamanga.

Rasgos cosísmicos de volcanes de arenas (ie., sand boils) y sinkhole fueron evidenciados en la isla de Muisne, Boca de Briceño, Chone, Mompiche y Tosagua. Las condiciones favorables son los suelos saturados, la poca profundidad del nivel freático y la posición geomorfológica en planicies aluviales, superficie de paleo-meandros y llanuras de inundación abandonadas. Los volcanes de arenas fueron numerosos con expansión del flujo arenoso de 30 a 55 cm de diámetros en Tosagua, mientras que en la zona supratidal de Mompiche estuvieron en el orden de 15 a 35 cm de diámetros. En el parque Central de la isla Muisne, múltiples licuefacciones de suelos arenosos - *sand boils* entre 50 cm a 80 cm de diámetros fueron formados después de 1 minuto del terremoto principal de Mw 7.8, inundando dos cuerdas del parque, además de deformación ondulada en veredas, esquinas (con fractura de 1 cm abertura), adoquines, y calles. En el parque central, el monumento del Ángel colapsó y las casas asentadas en el borde del estero, con grietas paralela a la línea de costa provocaron los desplazamientos y destrucción de las viviendas. Fenómenos similares también fueron re-activados el 18 de mayo de 2016 (11h46 TL), este antecedente indica que estos rasgos de licuefacción de arena son formados con $M_w \geq 6.8$.

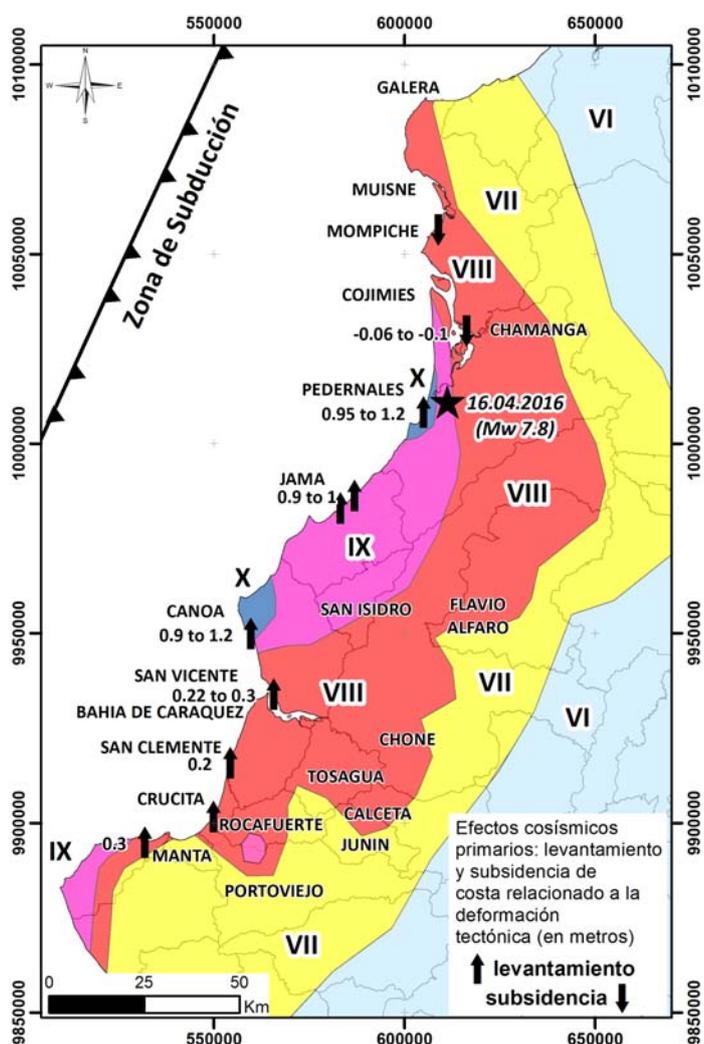


Fig. 2: Efectos cosísmicos primarios de levantamientos y subsidencias tectónicas de la costa y asignaciones de intensidades ESI-07 para el terremoto de Pedernales del 16.04.2016 (Mw 7.8).

Caráquez; para Esmeraldas, en Cheve y Morascumbo. Grietas en terreno natural fueron documentadas en áreas de planicies aluviales, donde alcanzaron los 10 cm de abertura, ejemplo el sitio de Junín. Para los rasgos geomorfológicos de terrazas aluviales y/o llanuras de inundación abandonada, las grietas abiertas estaban en el orden de los 2 a 4 cm, ejemplo Manta y Crucita. *Lateral spreading* fue documentado en el sitio Bolvoni de la ciudad de Portoviejo, donde parte del margen fluvial colapsó, provocando un daño parcial en el puente. Las grietas paralelas en el malecón de Bahía de Caráquez alcanzaron los 20 cm de abertura. Daños de “aprove” en los puentes y desplazamiento verticales (entre 10 a 15 cm) en el lado lateral de las vías (de hormigón, ejemplo Rocafuerte) fueron causados por la formación de los *lateral spreading*. Las grietas naturales alcanzaron los 20 a 25 cm de abertura en la planicie aluvial de Calceta. Las formaciones de los “*lateral spreading*” fueron reportadas en San Mateo, Piedra Larga, Chone, Calceta, Jaramijó, Sesme, Pavon, Mate, Muisne, San Isidro, Portoviejo y Bahía de Caráquez. En Chone también se documentó subsidencia (hundimiento) por licuefacción de suelo.

En referencia a los sitios con deslizamientos menores de 50 m³ y en fracturas menores de 1 cm en pavimento de asfalto, les fue asignados grados de intensidades VI, donde la evidencia en el terreno es esporádica. Otros efectos secundarios no han sido considerados para asignación de intensidades, como las emisiones de gases en los sitios de Portoviejo y Jipijapa. Las anomalías hidrológicas fueron comúnmente reportadas en el área epicentral con afectaciones de pozos de aguas subterráneas y disminución temporal del caudal en ríos. Emisiones de luces (*earthquake lights*) son efectos electromagnéticos observados durante el terremoto, y reportados desde Guayaquil, Salinas y Quito. Comerci et al. (2015), indican que la ionización anómala del aire podría ser la causa de estas luces, y las luminosidades pueden ser causadas por efectos de triboluminiscencia (debido a la fricción de la roca a lo largo de fallas cosísmicas o incluso grandes caídas de rocas) o gases ardiendo (metano) encendidos por las chispas del rozamiento que escapan del suelo a lo largo de fracturas cosísmicas.

Rasgos geológicos con asignación de intensidad VII y VI y otros efectos- La dimensión de material acumulado desde taludes naturales inestables está en el orden de los 50 a 250 m³, en algunas estaciones de muestreos se presentaron menores pero múltiples conoides de detritos. En el sitio San Vicente, los fragmentos de rocas caídas alcanzaban hasta el 1 m de diámetro. En las laderas vía San Isidro, la capa arbórea presentó fenómeno de denudación. Los rasgos geomorfológicos donde se desarrollaron estos efectos corresponden a talud de colina y corte de ladera en terrazas aluviales, en los sitios Coaque, Jama, Canoa, San Vicente, San Jacinto, Portoviejo, Pueblo Nuevo, Junín, Calceta, San Isidro, Zapallo, Tosagua, Flavio Alfaro, El Carmen, Boca de Palmito, El Achote, Puerto Cayo, Matiano, Manta, Jaramijó, Boca de Chila; y en el sector sur de la prov. Esmeraldas, en Guachal, Chamanga y Cheve Abajo. Durante la compilación de datos en el terreno, se nos informó de revisar la franja costera entre Cube – Tacusa y Colope (norte de la ciudad de Esmeraldas), se verificó que hay taludes naturales inestables de material limo arcilloso que frecuentemente afectan la carretera; sin embargo estos taludes no reportaron caídas de rocas ni menores deslizamientos durante el terremoto Mw 7.8, por lo que la intensidad registrada en este sector de la provincia de Esmeraldas tiene grado menor de VII.

En las carreteras de tipo hormigón no se han reportado daños, pero sí en las vías de material asfáltico, donde las fracturas diagonales, transversales y longitudinales (referido al eje de la carretera) presentaron entre 2 a 8 cm de abertura, estas observaciones en Portoviejo, Crucita, Junco - Cerecita, Jaramijó, Manta, San Mateo, San Isidro, Puente Mejía, Junín y Bahía de

CONCLUSIONES

La distribución espacial de los efectos geológicos ha permitido evaluar las áreas con mayores daños en el terreno. La intensidad X ESI-07 se registró desde Pedernales hasta Jama y en Canoa, donde se evidencian levantamientos tectónicos hasta 1.6 m, de acantilados y playas arenosas (efectos primarios). Al norte en Cojimíes y Chamanga, los rasgos cosísmicos fueron menores, confirmando que la mayor deformación en el terreno se extiende estructuralmente desde Pedernales hacia Manta. La intensidad no puede ser asignada en mar, sin embargo esta deformación cortical de seguro provocó deslizamientos submarinos en el borde de talud continental con tendencia al oeste, en dirección de la fosa tectónica. Rasgos de grietas en terreno natural (ie. Jama) con abertura de 1 m y fracturas transversales en carreteras de hormigón (ie, vía Pedernales – Jama, abertura 8 a 15 cm) y asfalto (20 a 30 cm), permiten asignar un valor de intensidad de IX ESI-07. La isosista de la intensidad VIII ESI-07 se extiende al Este, en los poblados de San Isidro y Flavio Alfaro, y hacia el sur Chone y Tosagua; los deslizamientos son más notorios en esta área, donde los materiales de detritos desplazados desde taludes naturales y estabilizados están en el orden de los 800 a 10.000 m³.

Todas estas observaciones en el terreno y las isosistas de intensidades VIII a X ESI-07, elaborada en este artículo, son confrontables con las imágenes de radar de interferogrametría diferencial del satélite Sentinel-1A (He et al., 2017; Nocquet et al., 2016; Ye et al., 2016; Yashimoto et al., 2017). Sectores urbanos en las ciudades de Portoviejo y Manta, tienen asignaciones de intensidad mayores a las poblaciones vecinas, conociendo que el epicentro para estos sitios están en el orden de los 145 a 150 km de distancia. Los daños en viviendas e infraestructuras han sido por las condiciones desfavorables del terreno que permitieron amplificaciones de ondas sísmicas en suelos saturados y en arcillas de muy alta plasticidad. En particular para la zona de Tarqui en Manta, los suelos saturados son de ambiente de paleo-laguna litoral (deformación cíclica de las arcillas), y en estos sectores se reportaron mayores colapsos de viviendas, en confrontación con casas y edificios vecinos donde los suelos son de tipo arenosos (licuefacción de suelos granulares). La actualización del Código Ecuatoriano de la Construcción debe considerar estas intensidades ESI-07, que permite delinear aquellas zonas más críticas y efectos de sitio con potenciales perfiles de suelos saturados geotécnicos E y F donde los efectos cosísmicos han sido desarrollados; y los cuales pueden ser recurrentes para esta zona sísmica del litoral ecuatoriano en los próximos 20 años.

Agradecimientos: Al “Team de Geología Geotecnia Guayaquil” conformado por geólogos e ingenieros civiles voluntarios de la Universidad de Guayaquil y ESPOL. MTOP a través de Carola Gordillo y Marcelo Oleas por su logística en el trabajo de campo y gabinete. Prof. Alessandro Michetti y su equipo de trabajo de la Universidad del Insubria (Italia), por la supervisión en la evaluación de intensidades.

Referencias bibliográficas

- Carena, S. (2011) - Subducting-plate topography and nucleation of great and giant earthquakes along the South America trench. *Seismol. Res. Lett.*, 82 (5) 629-637, doi:10.1785/gssrl.82.5.629.
- Chlieh, M. et al. Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 400, 292_301 (2014).
- Chunga K., Besenon D., Mulas M. et al. (2016a). Areal distribution of Ground effects induced by the 2016 Mw 7.8 Pedernales earthquake (Ecuador). 88° Congresso della Societa' Geologica Italiana. Napoli, 7/9 sept.
- Chunga K., Mulas M., Quiñonez M.F., et al. (2016b). Geomorphologic and Stratigraphic relationships as indicators of Geologic Hazard and Paleoseismicity, central coast of Ecuador. PATA, 30 May to 3 June, Crestone, Colorado, USA. 4 pages.
- Chunga K. (2010). Shallow crustal earthquakes and seismic zonation for Ecuador through the integration of geological, seismological and morphostructural data. University of Insubria. Ph.D. Thesis, p. 165. (Italian version).
- Comerci V., Vittori E., Blumentti AM., et al. (2015). Environmental effects of the December 28, 1908, southern Calabria-Messina (southern Italy) earthquake. *Nat. Hazards*, vol 76, Issue 3, pp 1849–1891. doi:10.1007/s11069-014-1573-x
- He P., Hetland E., Wang Q et al. (2017). Coseismic slip in the 2016 Mw 7.8 Ecuador earthquake imaged from Sentinel-1A radar interferometry. *Seismological Research Letters*, Vol. 88, number 2A. doi: 10.1785/0220160151
<http://www.igepn.edu.ec/eq20160416-home>
<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>
- Kanamori, H. & McNally, K. (1982). Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 72, 1241_1253.
- Kelleher, J. (1972). Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, vol 77, No. 11, pp. 2087-2103.
- Michetti A.M., E. Esposito, L. Guerrieri, S. Porfido, L. Serva, et al. (2007). Environmental Seismic Intensity Scale 2007 - ESI 2007. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 74, 7-54, Servizio Geologico d'Italia – APAT, Roma, Italy.
- Mulas M., Chunga K., Peña E., Falquez D., et al. (2015). Stratigraphic And Lithofacies Study Of Distal Rain-Triggered Lahars: The Case Of West Coast Of Ecuador. AGU, San Francisco USA. 14/18 December.
- Nocquet J.-M., Jarrin P., Vallée M. et al. (2016). Supercycle at the Ecuadorian subduction zone revealed after the 2016 Pedernales earthquake. *Nature Geoscience* 10, 145-149. doi:10.1038/ngeo2864
- Nocquet, J.-M. et al. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nat. Geosci.* 7, 287_292.
- NEC-15 (2015). Norma Ecuatoriana de la Construcción, Ministerio de Desarrollo Urbano y Vivienda, MIDUVI, Quito.
- SGR (2016). Informe de situación No. 67 del Terremoto 7.8° Pedernales. Secretaría de Gestión de Riesgos (18/05/2016, 17h30).
- Ye, L. et al. The 16 April 2016, Mw 7.8 (Ms 7.5) Ecuador earthquake: a quasi-repeat of the 1942 Ms 7.5 earthquake and partial re-rupture of the 1906 Ms 8.6 Colombia-Ecuador earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.* 454, 248_258 (2016).
- Yepes, H. et al. (2016). A new view for the geodynamics of Ecuador: implication in seismogenic source definition and seismic hazard assessment. *Tectonics* 35, 1249_1279
- Yoshimoto M. et al. (2017). Depth-dependent rupture mode along the Ecuador-Colombia subduction zone. *Geophysical Research Letters*. 44, 2203-2210. Doi: 10.1002/2016GL071929

ESPECTROS DE RESPUESTA SÍSMICA: UNA BREVE REVISIÓN DE CONCEPTOS

P.B. Palacios (1), H. Yepes (1), J.M. Marrero (1,2)

(1) Instituto Geofísico. Escuela Politécnica Nacional. Ladrón de Guevara E11-253 y Andalucía, Quito, Ecuador.

(2) Instituto Geográfico Militar, Seniergues E4-676 y Gral. Telmo Paz y Miño, Quito, Ecuador.

Abstract (Seismic response spectra: a short review of concepts): Seismic response spectra are the dynamic response of a set of oscillators driven by seismic waves. These spectra are used to investigate the building dynamics under seismic forces, where two reference frames are involved, the moving soil and an ideal fixed point. Response spectra relative to both reference frames and their physical interpretation for very small and very large periods are presented in this document. Response spectra of 7.8 Mw earthquake on 16 April 2016, the strongest seismic event in the last two decades in Ecuador, are computed.

Palabras clave: Espectros de Respuesta, Terremoto, Edificios.

Key words: Response Spectra, Earthquake, Buildings.

INTRODUCCIÓN

Entender cómo se transfiere la energía sísmica del suelo a las edificaciones es el paso esencial en prevención de desastres causados por terremotos, pues permite crear construcciones con diseños más resistentes y apropiados. Las edificaciones tienen varios modos de vibración que dependen de los materiales usados, la geometría del diseño, su número de grados de libertad, entre otros. Sin embargo, el modo principal o primer modo de vibración puede ser estudiado con un oscilador simple de un grado de libertad (sistema SDoF: Single Degree of Freedom), donde se asume conocido un cierto nivel de amortiguamiento.

Existen varios estudios centrados en determinar los espectros de respuesta de los sistemas SDoF. La mayor dificultad en los años 70 estuvo relacionada con el mejoramiento de algoritmos y métodos computacionales que permitan cálculos rápidos (ej, Nigam 1969, Liao 2016), especialmente usando fórmulas de recurrencia. La comparación de estos métodos también ha contribuido a una mejor comprensión de sus alcances y limitaciones (Jin, 2004). La existencia actual de computadores rápidos permite implementar algoritmos directos en los que únicamente se requiere especificar los polos y ceros de la función de transferencia que caracteriza al sistema SDoF, como se explica más adelante.

El problema del sistema SDoF, que simula a un edificio oscilante, involucra dos marcos de referencia, pues durante un terremoto el suelo se mueve respecto a un punto estático, que puede ser el centro del planeta o un punto ideal fijo, y el edificio también se mueve respecto al suelo ya en movimiento. Entonces el problema consiste en determinar las aceleraciones, para cada frecuencia natural posible de oscilación, en ambos marcos de referencia. Generalmente, desde el punto de vista de la ingeniería civil, hay mayor interés en la respuesta del edificio respecto al punto fijo, ya que respecto a él inicialmente el edificio no está sometido a fuerzas horizontales significativas. Sin embargo, la ecuación de movimiento se plantea y resuelve respecto al suelo en movimiento, y luego se calcula el efecto respecto al punto fijo. En este documento se hace énfasis en el rol que desempeñan los marcos de referencia en la interpretación física de la respuesta de los edificios.

ECUACIÓN DE MOVIMIENTO

El esquema de la Figura 1 muestra ambos marcos de referencia, **O** para el punto fijo y **S** para el suelo. Entonces, para un tiempo arbitrario t el desplazamiento del suelo $y_S(t)$ respecto a **O**, el desplazamiento $x(t)$ de la masa m respecto a **S** y el desplazamiento $y(t)$ de la masa respecto a **O**, satisfacen las siguientes relaciones:

$$\begin{aligned}y(t) &= y_S(t) + x(t) \\ \dot{y}(t) &= \dot{y}_S(t) + \dot{x}(t) \\ \ddot{y}(t) &= \ddot{y}_S(t) + \ddot{x}(t),\end{aligned}\tag{1}$$

donde el punto y los dos puntos sobre las variables representan la primera y segunda derivada respecto al tiempo, esto es velocidad y aceleración. El triángulo en el esquema representa un sensor capaz de medir el desplazamiento, velocidad o aceleración del suelo del respecto al punto fijo, y se asume que es un registro conocido.

A partir de la segunda ley de Newton la ecuación de movimiento respecto al marco **S** es:

$$\ddot{x}(t) + 2\xi\omega_0\dot{x}(t) + \omega_0^2x(t) = -\ddot{y}_S(t),\tag{2}$$

donde $\omega_0 = \sqrt{k/m}$ es la frecuencia natural de vibración del oscilador sin amortiguamiento con coeficiente de elasticidad k . $\xi = \eta/\eta_C$ es la proporción del amortiguamiento η respecto de su valor crítico $\eta_C = 2m\omega_0$. Nótese el signo menos que antecede a la aceleración del suelo en el extremo derecho de la ecuación (2). Para comprender la razón de ello imagínese una persona en un auto viajando a velocidad constante, y a partir de cierto

momento el auto acelera respecto a un observador externo. La persona al interior del auto, que está en marco de referencia móvil, registrará una fuerza en sentido contrario al desplazamiento del auto, debido a su inercia. Por lo tanto la ecuación (2) está escrita para el marco de referencia S .

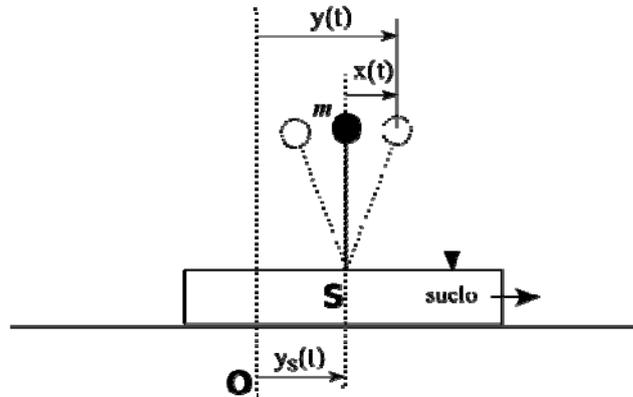


Fig. 1: Esquema para determinar la ecuación de movimiento, usando un marco de referencia fijo O y del suelo móvil S .

Para resolver la ecuación (2) se asume también que las condiciones iniciales de posición y velocidad son cero, es decir reposo absoluto respecto a S . La solución se halla aplicando transformadas de Fourier a ambos lados de la ecuación (2), pasándola entonces del dominio temporal al espectral:

$$\ddot{X}(\omega) + 2\xi\omega_0\dot{X}(\omega) + \omega_0^2 X(\omega) = -\ddot{Y}_s(\omega), \quad (3)$$

donde se representa con mayúsculas las transformadas de Fourier de las variables temporales, escritas previamente en minúsculas. Como además en dominio espectral las derivadas satisfacen la relación

$$\dot{X}(\omega) = i\omega X(\omega) = (i\omega)^2 X(\omega), \quad (4)$$

donde i es la unidad imaginaria, entonces la solución de la ecuación de movimiento se puede escribir como

$$X(\omega) = \frac{-1}{(i\omega)^2 + 2\xi\omega_0(i\omega) + \omega_0^2} \ddot{Y}_s(\omega) \quad (5)$$

y usando para $Y_s(\omega)$ relaciones similares a (4) se satisface que:

$$\begin{aligned} X(\omega) &= h(\omega)Y_s(\omega) \\ \dot{X}(\omega) &= h(\omega)\dot{Y}_s(\omega) \\ \ddot{X}(\omega) &= h(\omega)\ddot{Y}_s(\omega) \end{aligned} \quad (6)$$

siendo

$$h(\omega) = \frac{-(i\omega)^2}{(i\omega)^2 + 2\xi\omega_0(i\omega) + \omega_0^2}, \quad (7)$$

lo cual resuelve la ecuación de movimiento en el marco de referencia S .

Calculando las transformadas de Fourier en (1) se obtienen las soluciones, desplazamiento, velocidad y aceleración espectral, en el marco de referencia O

$$\begin{aligned} Y(\omega) &= H(\omega)Y_s(\omega) \\ \dot{Y}(\omega) &= H(\omega)\dot{Y}_s(\omega) \\ \ddot{Y}(\omega) &= H(\omega)\ddot{Y}_s(\omega) \end{aligned} \quad (8)$$

con

$$H(\omega) = 1 + h(\omega) = 1 - \frac{(i\omega)^2}{(i\omega)^2 + 2\xi\omega_0(i\omega) + \omega_0^2} = \frac{2\xi\omega_0 \left[(i\omega) + \frac{\omega_0}{2\xi} \right]}{(i\omega)^2 + 2\xi\omega_0(i\omega) + \omega_0^2}. \quad (9)$$

Aquí $H(\omega)$ actúa como un filtro conocido con un cero en el numerador, dos polos en el denominador y $2\xi\omega_0$ como constante de normalización. Para obtener las soluciones en el tiempo simplemente se calculan las transformadas de Fourier inversas de las relaciones (8).

ESPECTROS DE RESPUESTA

Una vez obtenidas $y(t)$, $\dot{y}(t)$ y $\ddot{y}(t)$ los correspondientes espectros de respuesta de desplazamiento, velocidad y aceleración, se los calcula tomando el máximo del valor absoluto de sus amplitudes. Como estas soluciones son dependientes del parámetro ω_0 los espectros serán funciones de él. A modo de ejemplo, la Figura 2 muestra el desplazamiento (HXN), velocidad (HHN) y aceleración (HNN) del suelo, a partir del registro de la componente Norte en la estación APO1 (Portoviejo), durante el terremoto del 16 de Abril de 2016 en Ecuador. Los espectros de respuesta en el marco de referencia **S** aparecen en la Figura 3 y respecto al marco de referencia **O** en la Figura 4.

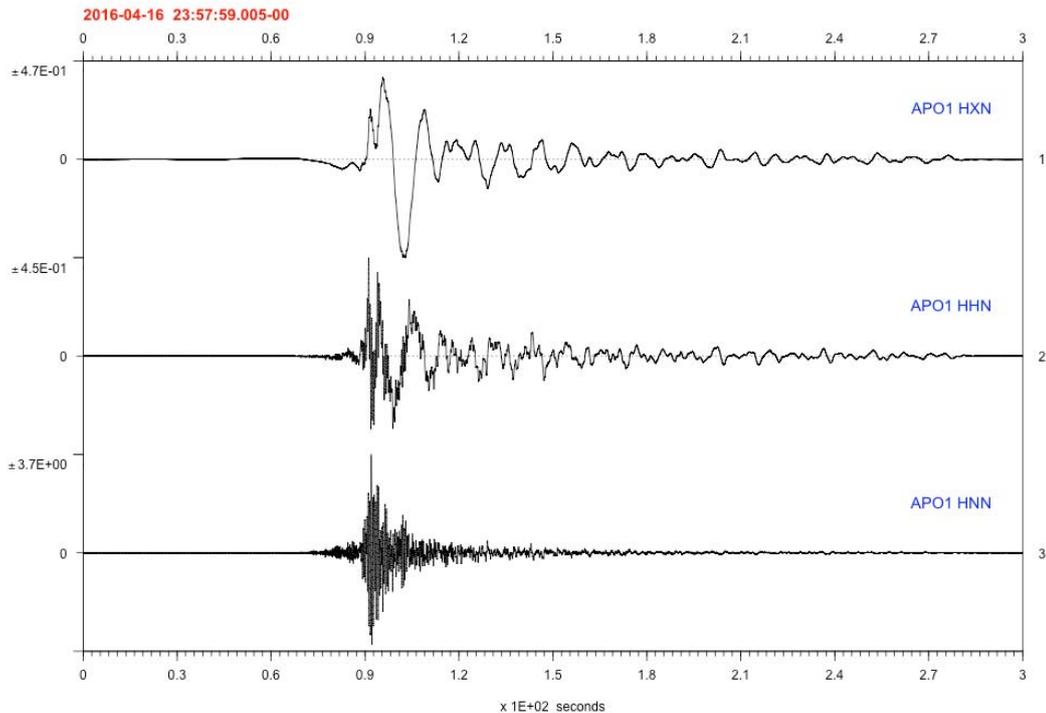


Fig. 2: Sismo 7.8 Mw del 16 Abril de 2016: Componente Norte del desplazamiento (HXN – m), velocidad (HHN – m/s) y aceleración (HNN – m/s²) del registro de la estación acelerométrica APO1, Portoviejo.

PROPIEDADES

En la literatura usualmente se menciona que a período cero ($T = 2\pi\omega_0^{-1} \rightarrow 0$) el espectro de aceleración toma el máximo valor del registro. En este caso, a partir de las ecuaciones (7) y (9), se nota que si $\omega_0 \rightarrow +\infty$ entonces $h(\omega) \rightarrow 0$ y $H(\omega) \rightarrow 1$. Las variables temporales, dependiendo del marco de referencia, se obtienen al aplicar la transformada inversa de Fourier en (6) y (8). En el primer caso se obtiene la función temporal nula, y en el segundo se obtiene el mismo registro determinado por el sensor sobre el suelo, sea este desplazamiento, velocidad o aceleración. De ahí que la propiedad queda como:

A período cero los espectros de respuesta de desplazamiento, velocidad y aceleración, toman el máximo valor absoluto de los correspondientes registros (desplazamiento, velocidad y aceleración) en el marco de referencia fijo, y cero en el marco de referencia del suelo móvil.

De modo similar, a período infinito ocurre que $\omega_0 \rightarrow 0$ obteniéndose $h(\omega) \rightarrow -1$ y $H(\omega) \rightarrow 0$. Es decir, se satisface la siguiente propiedad:

A período infinito los espectros de respuesta de desplazamiento, velocidad y aceleración, tienden a cero en el marco de referencia fijo, y toman el máximo valor absoluto de los correspondientes registros (desplazamiento, velocidad y aceleración) en el marco de referencia del suelo móvil.

Las Figuras 3 y 4 muestran la satisfacción de estas propiedades para el ejemplo del terremoto del 16 de Abril en APO1.

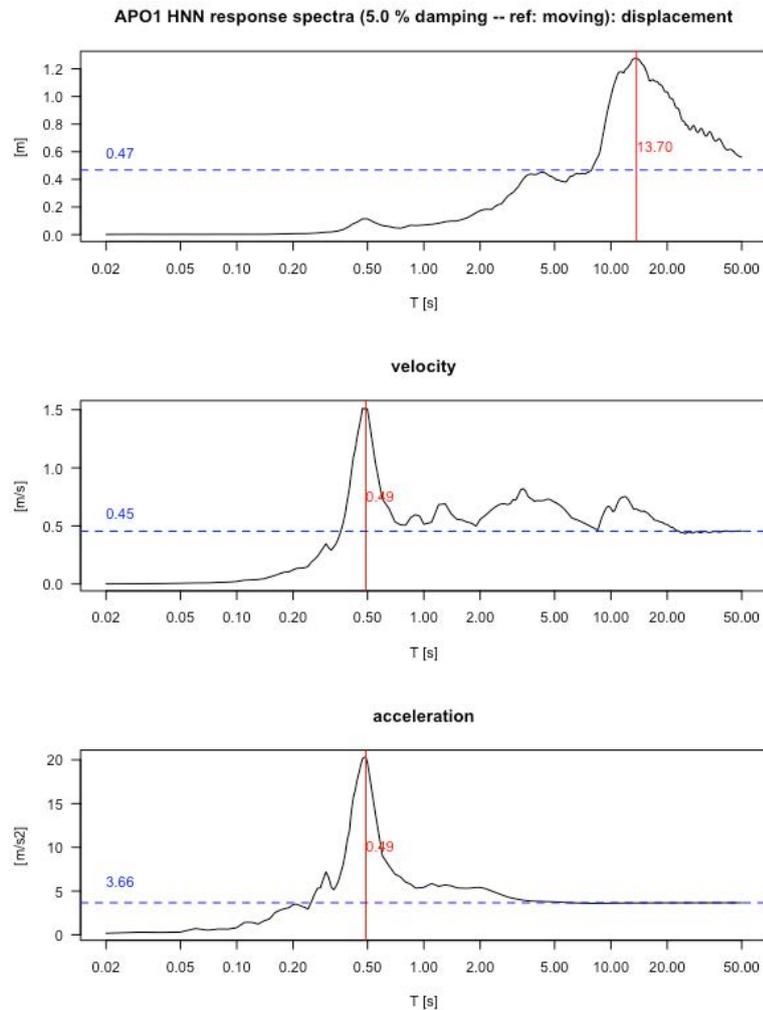


Fig. 3: Sismo 7.8 Mw del 16 Abril de 2016: Espectros de respuesta de desplazamiento, velocidad y aceleración, con 5% de amortiguamiento relativo, de la componente Norte registrada en APO1, Portoviejo, respecto al marco de referencia móvil del suelo. La línea cortada azul representa la máxima amplitud de las trazas de la Figura 2. Las líneas rojas verticales ubican el período T del máximo valor espectral.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Desde el punto de vista de la ingeniería los espectros de respuesta respecto al marco de referencia fijo son los que mayor importancia tienen. La Figura 4 muestra que las estructuras con frecuencias naturales altas (períodos muy bajos) adquieren valores de desplazamiento, velocidad y aceleración idénticos a los obtenidos a partir del registro de APO1. Es decir, en este caso las estructuras se comportan de un modo muy rígido. Al contrario, para períodos muy grandes, la flexibilidad de las estructuras sería tan alta que el sismo no causaría cambios en desplazamiento, velocidad y aceleración, haciendo que para un observador ubicado en dichas estructuras el terremoto sea prácticamente imperceptible.

De las Figuras 3 y 4 se nota que los máximos de los espectros de respuesta no necesariamente son coincidentes en período, o frecuencia. Ello puede deberse a que aún bajas aceleraciones, sólo positivas o sólo negativas en alguna ventana de tiempo, pueden aún incrementar valores de velocidades y desplazamientos.

El rango, en períodos o frecuencias, en el que es factible graficar los espectros de respuesta está restringido por la frecuencia de Nyquist y por la capacidad de detección del sensor. En el caso de APO1 la tasa de muestreo de los datos aquí presentados es de 100 Hz, lo que implica que la máxima frecuencia observable es de 50 Hz, equivalente a un período de 0.02 s. Además de la capacidad de detección del sensor, el máximo período observable estaría limitado por la longitud del registro que se use.

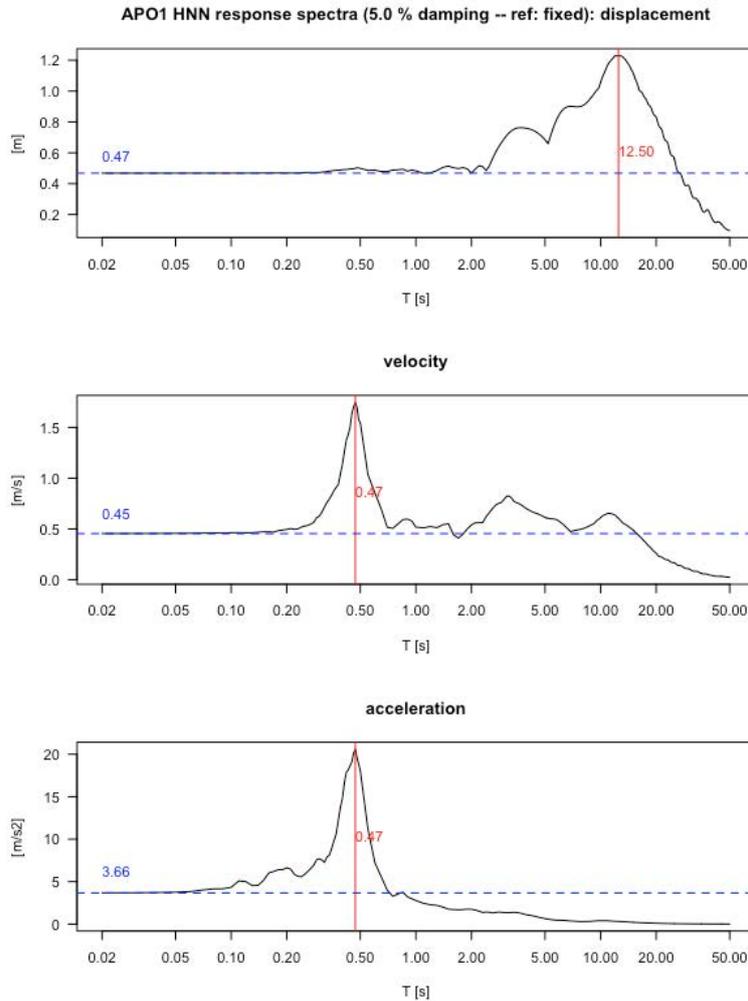


Fig. 4: Sismo 7.8 Mw del 16 Abril de 2016: Espectros de respuesta de desplazamiento, velocidad y aceleración, con 5% de amortiguamiento relativo, de la componente Norte registrada en APO1, Portoviejo, respecto al marco de referencia fijo. La línea cortada azul representa la máxima amplitud de las trazas de la Figura 2. Las líneas rojas verticales ubican el período T del máximo valor espectral.

Los modos de vibración de edificios reales son tri-dimensionales e involucran otros efectos no apreciables en una o dos dimensiones, como por ejemplo efectos de torsión. Sin embargo, el estudio de esos casos se lo realiza mediante acoplamiento de varios sistemas SDoF, como el revisado aquí, por lo que su comprensión es esencial en investigaciones de ingeniería civil.

Agradecimientos: Agradecemos a Jean-Mathieu Nocquet y Mónica Segovia por sus valiosas revisiones y comentarios. También expresamos un sincero agradecimiento a Matthieu Perrault por su tiempo y apoyo en conversaciones preliminares sobre el tema.

Referencias

- Jin X, Q. Ma & S. Li (2004). Comparison of Four Numerical Methods for Calculating Seismic Dynamic Response of SDoF Systems. *13th World Conference of Earthquake Engineering, Vancouver*, paper No. 2889.
- Liao C., W. Ding & F. Li (2016). An improved algorithm for numerical calculation of seismic response spectra. *Geodesy and Geodynamics*, 7 (2), 148–155.
- Nigam N.C. & P.C. Jennings (1969). Calculation of Response Spectra from Strong-Motion Earthquake Records. *BSSA*, 59 (2), 909–922.

EL SISMO 7.8 Mw DEL 16 DE ABRIL DE 2016: EFECTOS DE SITIO Y RESPUESTAS ESPECTRALES EN PORTOVIEJO, ECUADOR

P.B. Palacios (1), H. Yepes (1), J.M. Marrero (1,2), P. Ramón (1), F. Vásconez (1), C. Macías (1), E. Telenchana (1), C. Viracucha (1), M. Vera (3), J. Celorio (3), J. García (3), G. Loor (3).

- (1) Instituto Geofísico. Escuela Politécnica Nacional. Ladrón de Guevara E11-253 y Andalucía, Quito, Ecuador.
- (2) Instituto Geográfico Militar, Seniergues E4-676 y Gral. Telmo Paz y Miño, Quito, Ecuador.
- (3) Gobierno Autónomo Descentralizado del Cantón Portoviejo, Calle Bolívar entre Olmedo y Morales, Portoviejo, Ecuador.

Abstract (7.8 Mw Earthquake on 16 April 2016: Site effects and Spectral Responses in Portoviejo, Ecuador): In this study we present a methodology to estimate accelerograms and spectral responses for the Portoviejo city, which suffered severe damage during the 7.8 Mw earthquake, on 16 April 2016. To contribute to the understanding of the observed damage, in this study we estimate accelerograms based on the record of the APO1 accelerometric permanent station located in the city, and then compute the site Frequency Response Functions (FRF) from the records of a moving network deployed in the city after the main earthquake. The earthquake record of APO1 is corrected with its corresponding FRF to estimate the accelerogram at inner firm ground, that is without site effects. Then, this accelerogram is transformed by the FRF of 111 stations to estimate the accelerograms at the surface, which simulates the presence of 111 stations collecting data during the earthquake. Later, this information is used to compute spectral responses of city buildings, previously existing or for a future planning.

Palabras clave: Portoviejo, Terremoto, Efectos de Sitio, Respuesta Espectral.

Key words: Portoviejo, Earthquake, Site Effects, Spectral Response.

INTRODUCCIÓN

El daño que un terremoto puede causar a una ciudad depende de muchos factores, algunos de tipo natural y otros derivados de la intervención humana, entre ellos la magnitud del sismo, la distancia a él, la dinámica del proceso de ruptura, los efectos de camino, los efectos de sitio en la ciudad, el tipo de edificaciones, la calidad de materiales usados en ellas, etc. Este estudio se centra en los factores sísmicos concurrentes en la ciudad de Portoviejo.

Desde el punto de vista de la naturaleza los efectos de sitio son amplificaciones o absorciones de ondas sísmicas en función de las características de la columna estratigráfica de cada lugar, y que no pueden explicarse por la dinámica de la ruptura de la fuente sísmica ni por el camino que las ondas atraviesan hasta llegar al lugar de interés. La ley que indica que la intensidad esperada de un sismo, medida en un punto seleccionado, es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia, se rompe frecuentemente debido a la complejidad de la estructura geológica de la corteza. Uno de los casos más llamativos y estudiados corresponde al desastre que causó el terremoto 8.1 Ms del 19 de Septiembre de 1985 de Michoacán sobre Ciudad de México. Campillo et al. (1989) discuten las posibles causas que explican las fuertes intensidades de este sismo en la ciudad, pese a que su fuente estuvo a unos 300 km. Una de las causas relevantes es que Ciudad de México está construida en una cuenca sedimentaria rellena de materiales blandos, parcialmente ocupada por un antiguo lago, desecado con posterioridad. Las cuencas sedimentarias amplifican las ondas sísmicas fundamentalmente por dos razones; porque las ondas, al viajar por ellas, deben hacerlo más lentamente que en la corteza dura, compensando con un incremento de sus amplitudes a fin de conservar la energía; y porque la secuencia de las distintas capas sedimentarias pueden formar lentes geológicos que amplifican las ondas por interferencia constructiva.

La ciudad de Portoviejo está situada sobre materiales sedimentarios, altamente permeables, formando terrazas y que en la actualidad se encuentran atravesados por el río Portoviejo. Esto causó que la dinámica del suelo de Portoviejo durante el terremoto no fuera homogénea, evidenciando efectos de sitio. Consecuentemente las respuestas de los edificios, que dependen de la dinámica de los suelos, también deben estudiarse para entender los daños en la ciudad.

En el ámbito de la intervención humana, la respuesta de un edificio depende fundamentalmente del diseño estructural y de los materiales usados. Aunque estas estructuras muestran distintos modos de vibración, pueden reducirse a un modelo simplificado en el que se los representa mediante un oscilador simple de un grado de libertad y con un nivel de amortiguamiento relativo conocido (ej. Liao et al., 2016), usualmente 5%. En este caso la altura del edificio determina la frecuencia o período natural de vibración del oscilador, y el amortiguamiento relativo condiciona el valor de la máxima amplitud de oscilación horizontal del edificio. Entonces, el espectro de respuesta de un sismo dado representa el conjunto de máximas aceleraciones que tendría cada uno de estos osciladores, diferenciados únicamente por su período natural.

En este estudio se ha logrado determinar cómo fue el terremoto 7.8 Mw del 16 de Abril de 2016 a lo largo de Portoviejo (Figura 1), es decir, se ha logrado a obtener los acelerogramas para cualquier punto de la ciudad, simulando la presencia de estaciones acelerométricas durante el evento en un punto arbitrario de Portoviejo. Estos resultados pueden ser usados en el diseño de futuras construcciones, dependiendo del lugar y planificación urbanística.

El experimento de Portoviejo se desarrolló entre el 18 de Mayo y 30 de Septiembre de 2016, instalándose una red móvil de 7 estaciones equipadas con sensores sísmicos Trillium Compact 120s y digitalizadores Reftek 130SMA. Se midieron un total de 147 sitios, situados a distancias entre 300 y 600 m, a excepción de la zona central de la ciudad que se estudió con mayor detalle. El tiempo mínimo de permanencia fue de 48 horas, y duraba hasta registrar claramente alguna replica, generalmente localizada entre 30 y 300 km de la ciudad. La ciudad de Portoviejo fue cubierta aproximadamente en un 90 %.

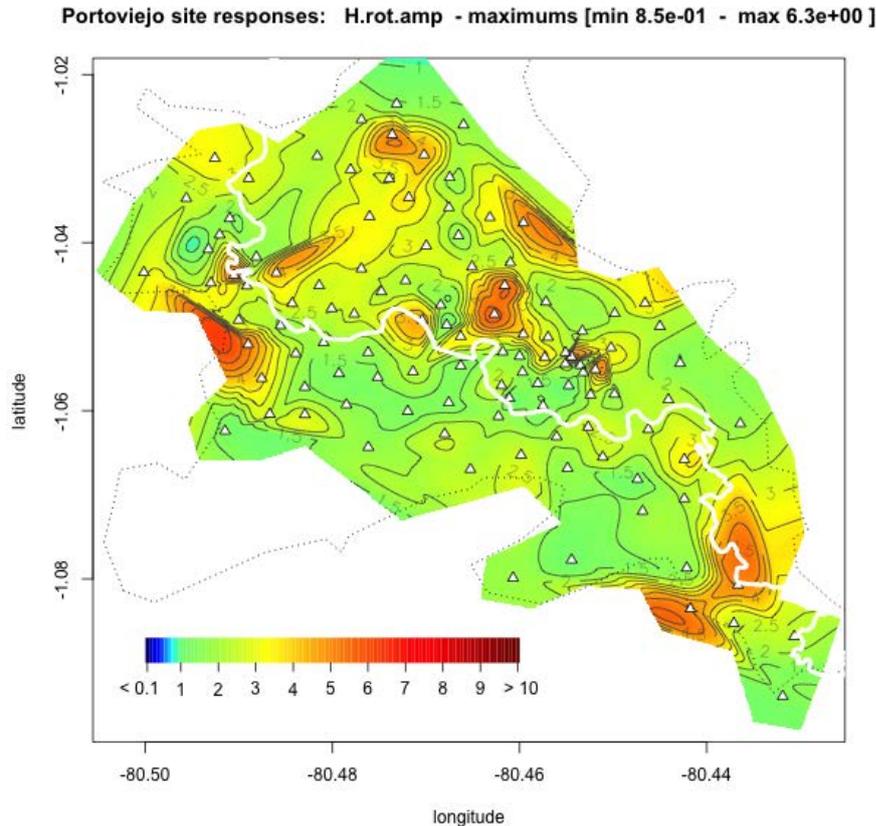


Fig. 2: Máximas amplitudes horizontales de las FRF, luego de interpolar 111 sitios (triángulos blancos). La escala de colores representa los valores adimensionales de amplificación (> 1) o atenuación (< 1). La línea de puntos representa el perfil de la ciudad. El río Portoviejo aparece como una curva blanca atravesando la imagen de color.

De los 147 sitios obtenidos se validaron 111. Los datos descartados corresponden a estaciones donde se presume la existencia de ruido cultural permanente que contamina la señales, como por ejemplo bombas de agua o generadores eléctricos. En las 111 estaciones restantes, el ruido cultural fue minimizado mediante dos aproximaciones: considerando únicamente aquellas trazas entre 05:00 y 09:59 GMT (horas de la noche de mayor calma); y filtrando las señales en el rango 0.5–10 Hz. El límite inferior del filtro utilizado evita la presencia de microsismicidad global y el superior minimiza la actividad cultural, que generalmente se caracteriza por tener altas frecuencias. Esto implica que, para temas de ingeniería, el método se restringe a periodos entre 0.1–2 s.

A cada estación, o punto de medición, le corresponde tres FRF, una por cada componente espacial. La componente horizontal (H) es el resultado de la suma vectorial de las componentes Norte (N) y Este (E). La Figura 2 muestra las máximas amplificaciones de la componente H, luego de interpolar las 111 estaciones marcadas con triángulos blancos. Tal como ya se ha explicado, después de corregir el acelerograma en APO1 y calcular sus respectivas FRF, se obtuvo la señal en suelo firme y se lo filtró con las FRF de cada una de las estaciones, obteniéndose las aceleraciones en superficie de este evento. Las máximas aceleraciones de la componente H se muestran en la Figura 3.

Finalmente, la Figura 4 muestra las máximas aceleraciones de los espectros de respuesta para las edificaciones, en la componente Norte. Los espectros de respuesta fueron calculados con 5% de amortiguamiento relativo.

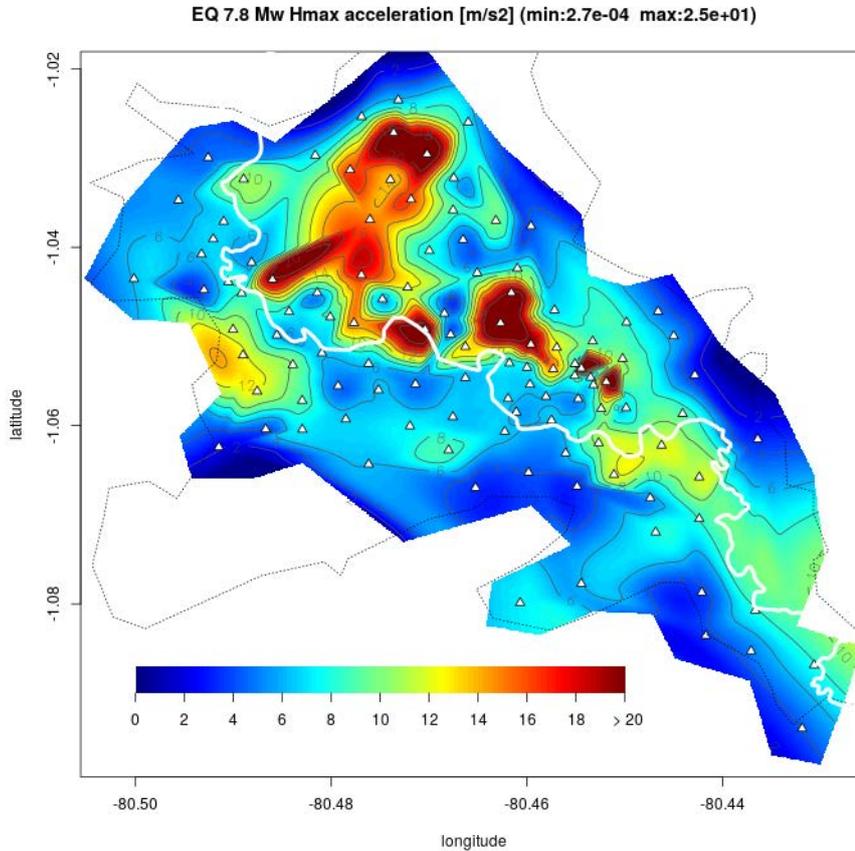


Fig. 3: Máximas aceleraciones horizontales del terremoto 7.8 Mw del 16 de Abril de 2016, luego de interpolar 111 sitios (triángulos blancos). La escala de colores representa amplitud en m/s².

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La similitud de las zonas de mayor amplificación (Figura 2), con los resultados del sismo en superficie (Figura 3) y las respuestas espectrales (Figura 4) muestran una clara influencia de los efectos de sitio durante el terremoto, tanto sobre el suelo como sobre las edificaciones. Los máximos mostrados en estas figuras se relacionan con diferentes frecuencias y dependerá del contenido espectral del sismo para que las amplificaciones por efectos de sitio se hagan efectivas e incidan sobre las edificaciones.

La Figura 3 muestra que el suelo de Portoviejo tuvo aceleraciones principalmente entre 2–25 m/s². Los mayores valores se localizaron en sectores al Norte y centro de la ciudad. Vale observar también que el Noroccidente de la ciudad, considerado como zona posible de expansión, tuvo altas aceleraciones. Por los valores altos de aceleración encontrados en algunas zonas de la ciudad, es posible que, de modo similar a Ciudad de México, Portoviejo presente efectos de sitio significativos pudiendo sufrir daños severos aunque las fuentes sísmicas sea relativamente distantes. En cualquier caso, para una discusión más amplia de los resultados de efectos de sitio aquí encontrados, está pendiente aún compararlos con la aplicación de otros métodos, por ejemplo el método de coda (Kato et al., 1995), relativo a una estación de referencia que bien puede ser APO1.

La aplicabilidad del método usado en el presente estudio en parte está limitado a la posible existencia de ruido sísmico con baja influencia de la actividad cultural, lo cual difícilmente ocurriría en centros urbanos que se mantienen activos las 24 horas. Por otro lado, el método también depende de la existencia de sismos distantes, por lo que en regiones de muy baja sismicidad (ej. Argentina, Brasil o Reino Unido) no sería aplicable. Sin embargo, en regiones de alta actividad sísmica, como el Ecuador, ofrece buenas posibilidades de aplicación. En particular, la existencia de réplicas después de un sismo principal, abre una ventana de tiempo que puede ser aprovechada para realizar estudios de efectos de sitio a fin de comprender mejor el peligro sísmico de sectores o ciudades específicas.

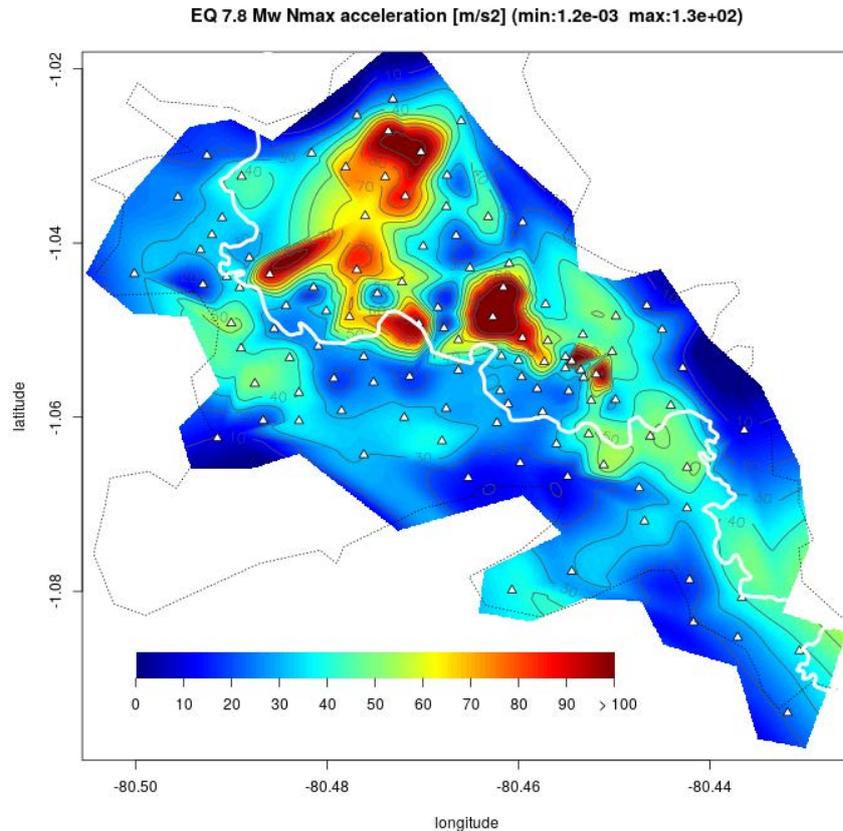


Fig. 4: Máximas aceleraciones en la componente Norte de la respuesta espectral de las edificaciones, luego de interpolar 111 sitios (triángulos blancos). La escala de colores representa amplitud en m/s².

Agradecimientos: Agradecemos a Juan Carlos Villegas por sus valiosos comentarios que permitieron mejorar el presente documento. Este estudio fue financiado y desarrollado en cumplimiento del Convenio Marco de Cooperación Interinstitucional entre el Gobierno Autónomo Descentralizado Municipal del Cantón Portoviejo y la Escuela Politécnica Nacional.

Referencias

- Campillo M., Gariel J.C., Aki K. & Sanchez-Sesma F.J. (1989). Destructive strong ground motion in Mexico City: source, path, and site effects during the great 1985 Michoacán earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79 (6), 1718–1735.
- Kato K., Aki K. & Takemura M. (1995). Site Amplification from Coda Waves: Validation and Application to S-Wave Site Response. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85 (2), 467–477.
- Liao C., Ding W. & Li F. (2016). An improved algorithm for numerical calculation of seismic response spectra, *Geodesy and Geodynamics*, 7 (2), 148–155.
- Loachamin R, Unda G (1975) Levantamiento geológico a escala 1:50 0000, hoja de portoviejo. techreport Hoja 13, Dirección General de Geología y Minas.
- http://www.geoinvestigacion.gob.ec/mapas/100K_r/HOJAS_GEOLOGICAS_100k/PORTOVIEJO_PSAD56_Z17S.compressed.pdf
Último acceso: 6 April 2017.
- Palacios P., J-M Kendall & H. Mader (2015). Site effect determination using seismic noise from Tungurahua volcano (Ecuador): implications for seismo-acoustic analysis. *Geophys. J. Int.*, 201, 1082–1098.
- USGS (2016). ShakeMap. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us20005j32#shakemap>. Último acceso: 6 April 2017.

METODOLOGÍA PARA LA EVALUACIÓN DEL IMPACTO PRODUCIDO POR EL TERREMOTO DE 7.8 Mw DEL 16 DE ABRIL DE 2016

J.M Marrero (1,2), J. Pastor-Paz (2), C. Erazo (2), H. Yepes (1), P. Palacios (1), P. Ramón (1), C. Estrella (2)

- (1) Instituto Geofísico. Escuela Politécnica Nacional. Ladrón de Guevara E11-253, Quito. josemarlin@gmail.com, hyepes@igepn.edu.ec, ppalacios@igepn.edu.ec, pramon@igepn.edu.ec
 (2) Instituto Geográfico Militar, Seniergues E4-676 y Gral. Telmo Paz y Miño, Quito. jacob.pastor.paz@gmail.com, catalina.erazo@mail.igm.gob.ec, carlos.estrella@mail.igm.gob.ec

Abstract (Methodological protocol for the Impact assessment produced by the magnitude 7.8 earthquake on 16 April 2016): The magnitude 7.8 earthquake that struck off Ecuador's central coast on 16 April 2016 produced severe damage over Esmeraldas and Manabí provinces. A preliminary assessment showed a highly concentrated damage in the most important towns and cities while the rest of the territory seemed less extensively affected. With the aim of understanding the causes of the observed damage, its spatial distribution, different data sources containing structural engineering assessments were homogenized and combined specifically for the Portoviejo Municipality. The proposed methodology also includes several algorithms to improve the georeferencing data. The final results show a more extensive damage zone than previously observed in the Municipality, being the populations of Portoviejo, Crucita and Rio Chico cities the most affected. This methodology could be applied in real time to help decision making during the reconstruction process.

Palabras clave: Riesgo sísmico; evaluación de impacto; Portoviejo
Key words: Seismic risk; impact assessment; Portoviejo

INTRODUCCIÓN

El 16 de Abril de 2016 se produjo en Ecuador un terremoto 7.8Mw que afectó gravemente a las provincias de Manabí y Esmeraldas, alcanzando en algunas zonas intensidades de IX (IG-EPN, 2016) en la escala EMS-98 (ESC, 2009). Los daños fueron muy importantes, afectando a diversos núcleos urbanos, entre ellos Federnales, San José de Chamanga, Jama, Manta, Portoviejo, entre otros.

Durante los primeros días transcurrido el sismo, se realizó un esfuerzo importante por parte de numerosas instituciones públicas, privadas y ONG's para determinar la gravedad de los daños causados en las edificaciones. Técnicos e ingenieros se desplazaron a las zonas afectadas portando fichas sobre las que plasmaron sus impresiones y dictámenes en relación al estado de las edificaciones. Otras instituciones, entre ellas el Instituto Geográfico Militar (IGM, 2016), apoyaron telemáticamente mediante el análisis de fotografías aéreas de gran resolución e imágenes satelitales.

Para reducir el riesgo asociado a este tipo de fenómenos es fundamental entender el impacto real que produjo el sismo. Para ello es necesario, por una parte, comprender las características de los daños producidos en las edificaciones, y por otra, la distribución espacial del daño per se. Para entender este último, se realizó un esfuerzo importante en el Gobierno Autónomo Descentralizado (GAD) de Portoviejo, mediante la incorporación de múltiples fuentes de información (Figura 1) y el desarrollo de software específico para su análisis basado en plataformas de software libre. Este trabajo permitió obtener una visión más amplia de la dimensión del daño, información que en la actualidad está siendo relacionada en detalle con otras variables, entre ellas la respuesta sísmica del suelo, las características geológicas del terreno, pendiente, superficie construida e información catastral.

METODOLOGÍA

La información inicial que se evaluó corresponde a las inspecciones realizadas por diversos grupos de técnicos desplazados al GAD de Portoviejo. Esta fuente de información se centraba principalmente en los daños ocurridos en la zona centro de la ciudad (Figura 2). Posteriormente se incluyeron datos del propio GAD, entre ellos las solicitudes de obra menor, solicitudes de derribo (de las edificaciones que quedaron gravemente dañadas) e inspecciones

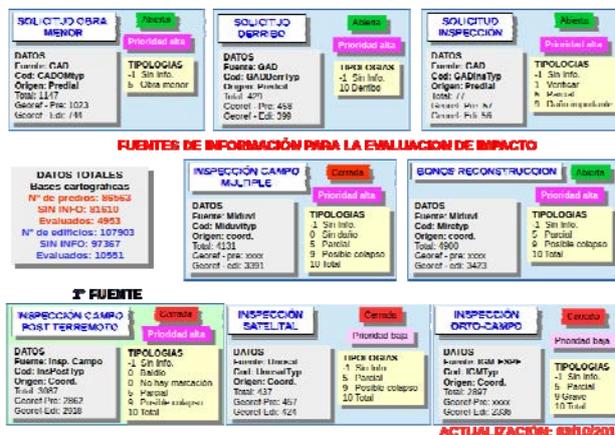


Fig. 1: Fuentes de información utilizadas. Algunas de ellas están cerradas, otras se encuentran todavía abiertas, por lo que el proceso de actualización continúa.

realizadas por los propios técnicos de la municipalidad. A estos datos se añadieron las inspecciones de campo y los bonos para la reparación y reconstrucción de viviendas, ambos provenientes del Ministerio de Desarrollo Urbano y Vivienda (MIDUVI, 2017), y los análisis visuales realizados por el Programa de Operaciones de Aplicaciones Satelitales de las Naciones Unidas (UNOSAT, 2016) y el Instituto Geográfico Militar (2016). Esta información se relacionó conjuntamente con una capa cartográfica de edificaciones desarrollada a partir de datos del IGM a escala 1:5000 (2017) con el Open Street Map (HOT, 2016) y el apoyo de la cartografía catastral que cubre parte del GAD de Portoviejo.

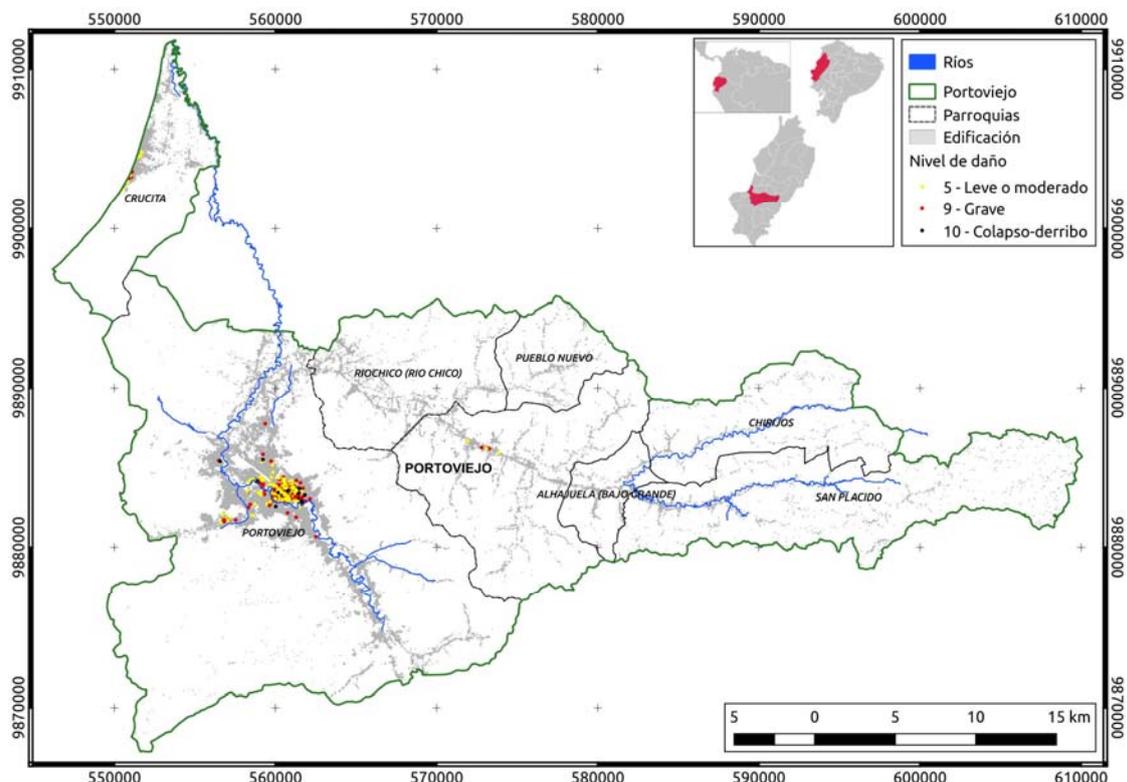


Fig. 2: Valoración del impacto producido por el terremoto de acuerdo a las inspecciones iniciales disponibles en el GAD de Portoviejo.

Para el manejo de fuentes de información tan variadas, fue necesario realizar una labor de homogenización de las valoraciones de daños registrados. Para dicha labor se tuvo en cuenta, en algunos casos, la gradación ya señalada por la fuente, por ejemplo, el “semáforo” para el caso del Ministerio de Desarrollo Urbano y Vivienda (MIDUVI, 2017) o una distinción final entre daños leves, graves y colapsos (UNOSAT, 2016). En otros se adaptó a partir de la interpretación de los daños descritos para cada vivienda estudiada. El resultado final distingue entre cinco categorías (Tabla 1), donde -1 hace referencia a todas aquellas edificaciones de las que no se dispone de ningún tipo de información, que en realidad corresponde a la inmensa mayoría. El resto son categorías numéricas equivalentes a 4 niveles de daños.

Tabla 1: Relación de daños y valoración numérica

Número asignado	Descripción
-1	Sin información
0	Sin daño
5	Daño leve o moderado
9	Daño grava o muy grave
10	Colapso o derribo

Uno de los problemas observados en las fuentes de información está relacionado con la georreferenciación espacial, en algunos casos significativamente defectuosa. Para mejorarla se desarrollaron varios algoritmos que, no solo determinaban la edificación más probable dañada de acuerdo a la coordenada original, sino que además determinan la valoración de daño final (Tabla 1) de acuerdo a todas las fuentes de datos utilizadas, en el caso que dicha edificación haya sido revisada en varias de ellas. Esto permite detectar los posibles problemas y, si es necesario, retornar a la fuente original el dato para su posterior revisión.

Este proceso de mejora de la georreferenciación tiene en cuenta varios aspectos, por ejemplo considera siempre el valor mayor de daño en el caso de que varias fuentes hayan valorado la misma edificación. También se estableció un radio de búsqueda de 25 m alrededor de una coordenada dada, que no tuviera una coincidencia con una edificación. Para distinguir entre edificaciones importantes y otras que pudieran ser simples estructuras, se establece un límite de 20 m² de superficie. Para el caso de los datos provenientes del GAD, solo se dispone de la clave predial, por lo que debe buscarse dentro del lote/terreno la edificación con el daño observado. Una vez culminada esta fase, se dispone de un archivo ordenado donde, una vez descartados los datos defectuosos, los restantes quedan referenciados a una edificación existente (Figura 3). Esta metodología permite ampliar la información inicial sobre los daños ocurridos (Figura 2) y, al mismo tiempo, realizar análisis estadísticos posteriores combinando los daños con diversas variables físicas y sociales relevantes.

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

Como se observa en las Figuras 2 y 3, la utilización de numerosas fuentes de información ha permitido obtener un mapa donde las edificaciones afectadas prácticamente están ampliamente repartidas a lo largo de todo el GAD. Los daños más significativos desde un inicio se localizan en la ciudad de Portoviejo, pero también son importantes los observados posteriormente en las parroquias de Crucita y Río Chico.

Debido a los errores comentados en la georreferenciación de los datos, existe un cierto grado de incertidumbre en los resultados finales. Si el análisis del impacto que se quiere realizar es meramente espacial, estos errores no son tan críticos, dado el rango de 25 m aproximadamente en el que se producen. Sin embargo, a la hora de aplicar procedimientos estadísticos para tratar de entender las causas de los daños, estas deficiencias introducen un cierto rango de error que se debe tener en cuenta. Por ejemplo, la variación espacial puede dar lugar a que se asuma un edificio de una determinada altura como dañado, cuando el dato real se refiere a una edificación completamente diferente.

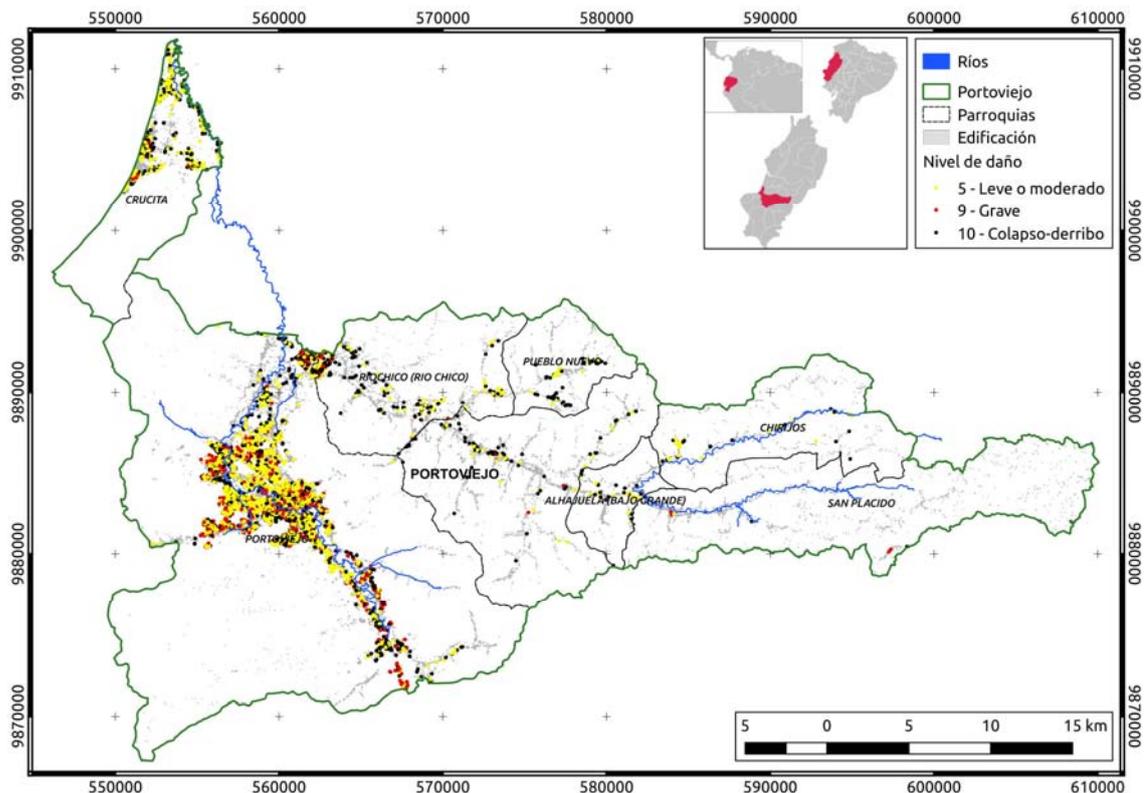


Fig. 3: Valoración del impacto producido por el terremoto incorporando todas las fuentes de información disponibles en el GAD de Portoviejo.

CONCLUSIONES

La incorporación de múltiples fuentes de información es fundamental para ampliar y conocer en mayor detalle el impacto real producido por un terremoto y la distribución espacial de los daños. Disponer de una metodología que integre estas fuentes y permita su rápido análisis es primordial, especialmente durante las primeras semanas transcurrido el impacto del terremoto. No sólo puede servir para conocer de forma más eficiente la realidad del impacto, sino también para ayudar a la toma de decisiones en el proceso de reconstrucción.

Pese a la amplia difusión de dispositivos con GPS incorporados, los errores en la toma de coordenadas son lo suficientemente importantes como para que la ubicación final quede fuera del edificio que se pretende evaluar. Si no se realiza una corrección manual posterior (post procesamiento), es probable que buena parte de los datos tomados en campo estén mal ubicados. Esta circunstancia dificulta el análisis posterior y hace necesario protocolos de mejora automatizados, con el fin de no perder datos.

Los esfuerzos orientados a entender el impacto real de un terremoto son fundamentales para reducir la vulnerabilidad ante episodios futuros. Al mismo tiempo, pueden ser utilizados para mejorar los modelos de vulnerabilidad de aquellas ciudades que todavía no han sido afectadas por este tipo de eventos. Se está trabajando en mejorar ambos aspectos.

Agradecimientos: Al Programa PROMETEO (SENESCYT) y al convenio de colaboración entre el Instituto Geofísico-EPN y el Gobierno Autónomo Descentralizado de Portoviejo. Agradecimiento especial a los integrantes de la Unidad Técnica de Riesgos del GAD de Portoviejo, Ing. Manuel Vera, Msc. Julio Celorio, Msc. Jhonny García e Ing. Gastón Loor, por la ayuda prestada en los trabajos de campo y colaboración para la adquisición de datos. Agradecer también las observaciones realizadas por el Dr. Juan Carlos Villegas.

Referencias bibliográficas

- Comisión Sismológica Europea (ESC) (2009). Escala Macrosísmica Europea 1998. Luxemburgo, 100 pp. Recuperado de: <https://web.ua.es/urs/sismosurs/Informes/EMS-98.pdf>
- Humanitarian Open Street Map (HOT) 2016. Ecuador Earthquake. Disponible en: http://wiki.openstreetmap.org/wiki/2016_Ecuador_earthquake
- Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN), Observaciones del sismo del 16 de abril de 2016 de magnitud mw 7.8. Intensidades y aceleraciones. Informe número 18 del 4 de Mayo de 2016. Recuperado de: <http://www.igepn.edu.ec/servicios/noticias/1324-informe-sismico-especial-n-18-2016>
- Instituto Geográfico Militar, 2016. Visor Geográfico. Disponible en: <http://www.geoportaligm.gob.ec/portal/index.php/sismo-2016/visor-terremoto-2016/>
- Instituto Geográfico Militar, 2017. Cartografía del terremoto del 16 de Abril de 2016. Disponible en: <http://www.geoportaligm.gob.ec/portafolio/html/indexportafolio.html#>
- Ministerio de Desarrollo Urbano y Vivienda (MIDUVI), 2017. Visor Geográfico – Incentivo de Viviendas Post-Terremoto. Disponible en: <http://geovisor.miduvi.gob.ec:1014/>
- UNITAR's Operational Satellite Applications Programme (UNOSAT), 2016. Maps and analytical reports produced by UNOSAT in support of international humanitarian assistance operations to respond to crises caused by natural disasters, conflict and other complex emergencies. Recuperado de: <https://unitar.org/unosat/maps/ECU>

AVANCES EN LA IMPLEMENTACIÓN DE LOS RESULTADOS DE LA MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA DE QUITO

M. Schmitz (1,2,3), H. Yepes (1), J. Ordoñez (4), E. Jiménez (5), C. Zapata (5), J.G. Barros (1), A. Laurendeau (1), A. Calahorrano (1), F. Flores (6), M. Pozo (6), D. Sosa (7), D. Cárdenas (5) y el grupo de microzonificación sísmica de Quito

- 1) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN), Ladrón de Guevara E11-253, Quito, Ecuador, schmitzschutt@gmail.com
- 2) Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), Caracas, Venezuela
- 3) Universidad Simón Bolívar (USB), Caracas, Venezuela
- 4) Alcaldía de Quito, Ecuador
- 5) Facultad de Geología y Petróleos, Escuela Politécnica Nacional (EPN), Ladrón de Guevara E11-253, Quito, Ecuador
- 6) Instituto Geográfico Militar (IGM), Quito, Ecuador
- 7) Centro de Investigación de la Vivienda, Facultad de Ingeniería Civil y Ambiental, Escuela Politécnica Nacional (EPN), Ladrón de Guevara E11-253, Quito, Ecuador

Abstract (Avances in the implementation of the results of seismic microzonation in Quito): Quito is exposed to high seismic hazard, and the effects of an earthquake might be amplified by basin effects, which motivated various studies of seismic microzonation since the 90ies. Geological zones of different seismic behavior, as well as resulting response spectra at surface have been defined. Nevertheless, this technical information has not been implemented for use in building design. This motivated the conformation of an interdisciplinary group to analyze the existing studies and give guidelines for a municipal ordinance. Microzones of similar seismic behavior were adjusted to the geology, including areas of future expansion in the Interandean depression. In the same way, the study of susceptibility to mass movements is being expanded to the same area, establishing the base for an ordinance. The deeper part of the basin will be explored with geophysical investigations.

Palabras clave: Microzonificación sísmica, Quito, Fenómenos de Remoción en Masa, Implementación.

Key words: Seismic microzonation, Quito, Mass removal phenomena, Implementation.

INTRODUCCIÓN

El movimiento del suelo y los daños a las estructuras que genera la actividad sísmica suelen ser fuertemente influenciados por la geología y topografía del sitio de interés y de su contexto regional (Bard, 1999). La estimación veraz del movimiento del suelo en un determinado sitio (diferentes zonas de una ciudad) con respecto a las fuentes sísmicas es una herramienta eficaz para la mitigación del riesgo sísmico. La fuerza y las características de estos movimientos dependen de muchos factores, entre los cuales se encuentran: 1) la característica de la fuente sísmica, 2) la atenuación y cambio de su contenido de frecuencias que sufre la onda sísmica entre la fuente y el sitio (e.g. Cornell, 1968) y 3) la amplificación en el sitio (Bard, 1999).

La caracterización del movimiento sísmico del suelo a nivel local es bastante compleja, en particular por la diversidad de las condiciones geológicas. La ciudad de Quito está ubicada en una cuenca estructural dentro de la Cordillera de los Andes, por lo cuál tiene, adicional a la amenaza sísmica proveniente de la subducción, fallas locales cercanas que la amenazan (Alvarado et al., 2014). Esta situación ha llamado la atención a diversos grupos nacionales e internacionales con el fin estudiar los efectos locales de los sismos en Quito (EPN, et al., 1995; Valverde et al., 2000; Guéguen et al., 2000; ERN et al., 2012; Aguiar, 2015) con el desarrollo de espectros de diseño para las diferentes zonas dentro de la ciudad, que toman en cuenta el nivel regional de amenaza sísmica.

La realización de un proyecto de microzonificación sísmica es el paso fundamental para obtener las bases técnicas para la mejora de las construcciones existentes y futuras en una ciudad. Sin embargo, para poder generar una disminución del riesgo sísmico se requiere la implementación de estos resultados en ordenanzas locales, y posteriormente su aplicación en las construcciones y reforzamientos, que requiere también la concientización de la población frente a la temática.

Actualmente se están uniendo los esfuerzos de un equipo técnico conjunto entre la Alcaldía de Quito y la EPN, para elaborar una ordenanza sísmica basada en la primera parte de la Microzonificación sísmica (ERN et al., 2012), que se ve limitado por el poco alcance en profundidad (conocimiento del subsuelo solamente hasta aprox. 30 m de profundidad). No existe una idea clara de la profundidad de la cuenca en Quito, dato importante para la estimación de las amplificaciones que puedan sufrir las ondas sísmicas a períodos más largos, las que pueden afectar sobre todo edificios altos. Sin embargo, Alfonso-Naya et al. (2012) y Laurendeau et al. (2017) reportan registros de sismos que desarrollan períodos por encima de 2 s en el sur de Quito, indicios para la influencia de una cuenca profunda. En este trabajo se presenta el análisis de la información existente, las perspectivas para su implementación en una ordenanza municipal y una propuesta para la realización de trabajos destinados al estudio de la influencia de la cuenca profunda.

METODOLOGÍA

En los proyectos de microzonificación sísmica los siguientes factores son evaluados para determinar los movimientos que se esperan en un sitio para un escenario específico, y se utilizan los siguientes análisis para su evaluación: 1) Caracterización de la fuente: Análisis de sismicidad local, análisis de la sismicidad histórica, análisis geotectónico y paleosismológico (trincheras y datación de eventos en tiempos geológicos). 2) Atenuación: Variación de la amenaza dentro de la zona de estudio. 3) Efectos de sitio: Análisis de la respuesta sísmica, incluyendo efectos 1D, 2D y 3D, determinación de la función de transferencia experimental y su comparación con los resultados del análisis dinámico, análisis de los efectos de topografía y efectos inducidos, tales como licuación del suelo y deslizamientos, entre otros. Los análisis y las evaluaciones que se desarrollan para determinar la respuesta sísmica de los diferentes sitios en una ciudad requieren de la interacción de todas las disciplinas involucradas, de tal manera que permita evaluar conjuntamente los factores que determinan la respuesta sísmica. Esta información se documenta en mapas temáticos que contienen la información elaborada por cada disciplina (tal como sismicidad, geología, velocidades sísmicas, densidades, etc.) y se integra en los mapas de microzonificación sísmica, que contienen las características principales de la zona de estudio (e.g. espectros de diseño) junto con recomendaciones para su aplicación. Estos mapas de microzonificación pueden variar dependiendo de las características locales y del enfoque que se da en el estudio, de tal manera que pueden predominar aspectos geotécnicos, como por ejemplo en el caso de Bogotá (FOPAIDE, 2010), efectos de amplificación del suelo y el tamaño y la característica del mayor sismo esperado.

En el presente estudio se basa en la delimitación de las microzonas en Quito (ERN, 2012), la cual se ajusta analizando la cartografía geológica y geomorfológica de las principales formaciones geológicas y unidades geomorfológicas y las velocidades sísmicas de los estratos someros. Para la influencia de estratos profundos se deberá analizar la información sobre los espesores de sedimentos, que se puede determinar a través de un conjunto de información, empezando con perforaciones de exploración de acuíferos disponibles, integración con información proveniente de perfiles sísmicos, estimados de profundidad basado en los períodos predominantes de vibración mediante el análisis H/V y modelado gravimétrico.

Uno de los parámetros críticos en la caracterización del subsuelo es la velocidad de las ondas de corte, tal como se indica en la Norma Ecuatoriana de la Construcción (NEC, 2015). Los mapas de velocidades sísmicas de los primeros 30 m (V_{s30}) se basan en velocidades sísmicas obtenidas por observaciones directas, o sean mediciones sísmicas de refracción o ReMi, análisis de ondas superficiales (SASW), arreglos de microtemores o mediciones de pozo, junto con la recopilación de los valores de números de golpes SPT obtenidos de perforaciones geotécnicas existentes, las cuales se convierten en velocidades de ondas de corte mediante fórmulas de conversión empíricas. Esta información se puede integrar con información proveniente del análisis del relieve topográfico (Wald y Allen, 2007), dado que la velocidad de onda de corte se relaciona con la rigidez (módulo de corte) y la densidad del material por donde esta se propaga, y que se manifiesta además en la competencia del material a la erosión y en la pendiente topográfica (a mayor pendiente, mayor V_{s30}).

Para el desarrollo de espectros de respuesta en superficie se partió del perfil de suelos en 14 sitios donde se efectuaron perforaciones geotécnicas hasta 30 m de profundidad y mediciones downhole para la determinación del perfil V_s (ERN, 2012). Adicionalmente se integraron los datos de 20 sitios provenientes de la primera fase de exploración del Metro de Quito (TRX, 2011); este conjunto de información se usó para aplicar un método lineal equivalente mediante el programa de cálculo SHAKE 91 (Schnabel et al., 1972) para el cálculo de la respuesta dinámica de manera semiautomática. Se obtiene la función de transferencia correspondiente al modelo de análisis para diferentes niveles de aceleración, mediante la división del espectro de Fourier de la señal en superficie por el espectro de Fourier de entrada (registro en roca). Para el presente caso no se cuenta con información adecuada para realizar una calibración propiamente dicha. Lo anterior debido principalmente a que la mayor parte de los registros corresponde a eventos de muy baja intensidad. Un segundo punto a considerar es que solamente se consideraron amplificaciones generadas por los estratos someros. De acuerdo con esto, se definieron las zonas uniformes de análisis, en cada una de las cuales se plantea la respuesta dinámica unidimensional de los puntos donde se realizaron sondeos y donde se conoce la estratigrafía existente, la densidad, el módulo de corte y el perfil de velocidades de las ondas de corte (ERN, 2012).

Los fenómenos de remoción en masa han sido analizados por Rivera et al. (2015), quienes recopilaron toda la información disponible en el MDMQ, COE Metropolitano, SGSG-DMGR, Universidades y Escuelas Politécnicas, archivos digitales de periódicos locales, etc. de un total de 75 documentos técnicos, de los cuales se escogieron 48 para el análisis, integrados en una base de datos en Access 2007. Se realizó un estudio fotogeológico - geomorfológico, el levantamiento de los fenómenos de remoción en masa (FRM), mediante recorridos de campo y se realizó en las zonas calificadas como de muy alta amenaza, estudios de suelos. El análisis de susceptibilidad a movimientos por terrenos inestables se basó en los siguientes mapas temáticos: pendientes, geología simplificada, cobertura vegetal y uso del suelo, geomorfología, mapa de movimiento de terrenos inestables (FRM), máximas intensidades sísmicas y mapa de intensidades máximas de precipitaciones en 24 horas. El mapa de susceptibilidad por movimiento de terrenos inestables está siendo ampliado a la Depresión Interandina.

Se analizaron los resultados de los estudios de microzonificación sísmica realizados en Quito (EPN, et al., 1995; Valverde et al., 2000; Guéguen et al., 2000; ERN et al., 2012; Aguiar, 2015) con el fin la formulación de una ordenanza sísmica que tome en cuenta los efectos sísmicos locales.

AVANCES EN EL ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN EXISTENTE

La ciudad de Quito está ubicada en una cuenca estructural colgada en el borde oeste de la Depresión Interandina (Alvarado et al., 2014). Existen varios estudios de los efectos locales de los sismos, como avances para una microzonificación sísmica (EPN, et al., 1995; Valverde et al., 2000; Guéguen et al., 2000; ERN et al., 2012). Esta información, expresada entre otros en mapas del periodo fundamental de vibración del suelo (Guéguen, et al., 2000), y espectros de diseño para las diferentes zonas dentro de la ciudad (ERN et al., 2012), se ha recopilado junto con datos geotécnicos y geofísicos (TRX, 2011) para la determinación de las características del suelo somero (Vs30).

La base de la determinación de microzonas han sido los mapas geológicos realizados por EPN et al. (1995; figura 1, izquierda) y Valverde et al. (2000). Para el mapa de microzonas de ERN (2012; figura 1, centro), se definieron las microzonas sísmicas según la caracterización del subsuelo en los sitios de las 14 perforaciones geotécnicas.

Basado en el análisis de los mapas existentes (Figura 1), junto con el mapa geológico reportado por Rivera et al. (2015), elaborados a escala 1:50.000 (basados en una fotointerpretación a escala 1:25.000) y el mapa geológico de SIGAGRO, se elaboró un nuevo mapa de microzonas, que incluye toda el ancho de la Depresión Interandina (Figura 1, derecha), zona de expansión urbana de Quito. La unificación de las diferentes unidades geológicas a microzonas se realizó basada en el análisis de los espectros de respuesta (ERN, 2012).

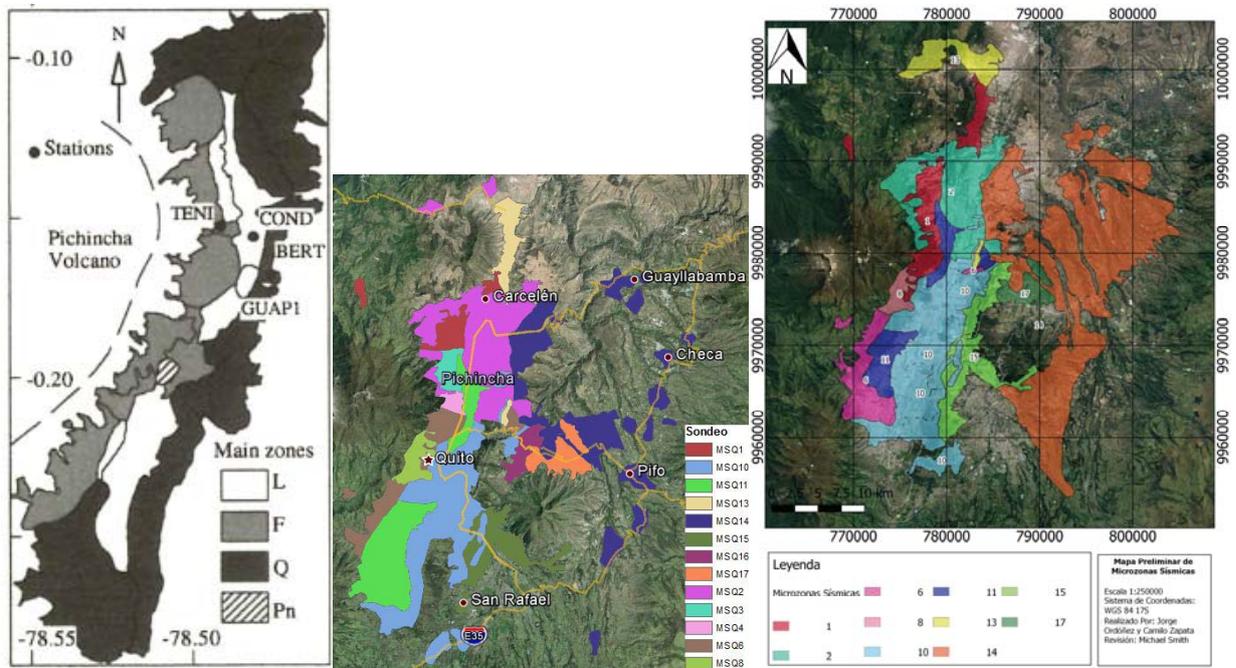


Figura 1. Mapa geológico de EPN et al., 1995 (tomado de Guéguen et al., 2000; izquierda): L = depósitos lacustres con estratos someros blandos en la depresión central; F = flancos del volcán Pichincha en el oeste compuestos por depósitos de Cangahua, cenizas volcánicas y depósitos aluviales; Q = zonas levantadas en el este, compuesto por Cangahua, y en algunas partes en el oeste cubierto por estratos someros blandos; Pn = rocas volcánicas del Panecillo. Mapa de zonas de igual respuesta sísmica (ERN et al., 2012; centro) y mapa preliminar de microzonas sísmicas de Quito (derecha). 1 = depósitos de flujos volcánicos en el norte y depósitos coluviales en el noroeste y en Nono; 2 = depósitos de Cangahua en el norte; 6 = depósitos coluviales en el suroeste, en Rancho San Francisco y en Lloa; 8 = depósitos coluviales en el oeste; 10 = depósitos de Cangahua en el centro-sur; 11 = sedimentos lacustres La Carolina y sedimentos blandos en Rancho San Francisco y el sur; 13 = depósitos de flujos volcánicos en el extremo norte y depósitos de flujos volcánicos al oeste de Rancho San Francisco; 14 y 15 = depósitos de Cangahua sobre sedimentos Chichi en la Depresión Interandina norte y sur, respectivamente; 17 = depósitos coluviales en Tumbaco.

Los espectros de respuesta se calcularon para los 14 sitios con perforaciones propias del proyecto y para 20 sitios con información del Metro de Quito (ERN, 2012). Sin embargo, los niveles de amenaza sísmica considerados para el desarrollo de la amenaza sísmica y en consecuencia para los espectros resultantes y los mapas de factores de cálculo (ERN, 2012) están por debajo del nivel considerado en la Norma Ecuatoriana de la Construcción (NEC, 2015), razón por la cual habrá que calibrarlos con los valores actualizados.

Una de los aspectos importantes en cuanto a la respuesta sísmica llevadas en torno a la implementación de los resultados del estudio de microzonificación sísmica (ERN, 2012) es relacionado a la influencia de la parte profunda de la cuenca. Si bien, Guéguen et al. (2000) reportan periodos predominantes de vibración del suelo generalmente por debajo de 1 s de un total de 673 puntos, los registros fueron realizados con instrumentación con una frecuencia

fundamental de 1 Hz. Análisis recientes de registros acelerográficos (Alfonso-Naya et al., 2012 y Laurendeau et al., 2017) reportan registros de sismos que desarrollan períodos por encima de 2 s en el sur de Quito, indicios para la influencia de una cuenca profunda. Análisis de perforaciones de agua disponibles, así como mediciones de ReMi profundo realizados en torno a la línea 1 del Metro indican una profundidad de la cuenca de al menos 250 m en el norte de Quito (Figura 2, izquierda). El flujo de lava reportado en la base de las perforaciones podría corresponder al flujo de Batán descrito por Alvarado et al. (2014), debajo del cual siguen unidades de depósitos laháricos, lo que hace pensar en una profundidad de la cuenca aún mayor. Por esta razón se han iniciado mediciones de ruido ambiental y gravimétricas a lo largo de un perfil norte-sur en Quito y tres perfiles este-oeste que cruzan toda la Depresión Interandina (Figura 2, derecha). La configuración de las mediciones de ruido ambiental permitirá determinar períodos altos de vibración del suelo, que serían indicio para una mayor profundidad de la cuenca.

Como apoyo para la calibración de los espectros y su asignación a las microzonas finales se ha adelantado un análisis de la información geotécnica disponible, así como de la topografía, siguiendo la metodología propuesta por Wald y Allen (2007), con el fin de generar un mapa preliminar de Vs30 de Quito (Figura 3, izquierda).

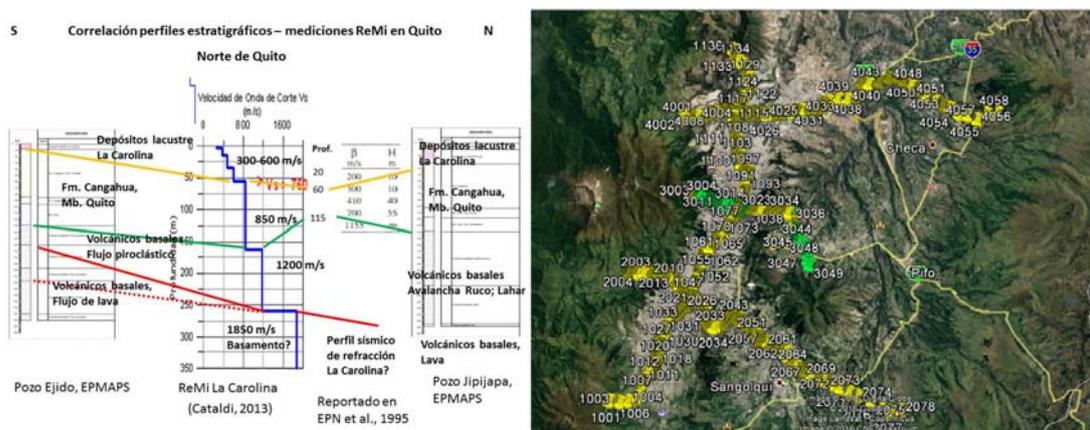


Figura 2. Correlación de perfiles de pozos de agua reportados en ERN (2012) con mediciones de ReMi (Cataldi, 2013) y mediciones sísmicas reportadas en EPN et al. (1995) (izquierda). Planteamiento de mediciones de ruido ambiental y gravimétricas actualmente en ejecución entre el IG-EPN y el IGM (derecha).

Mapa Vs30 Quito

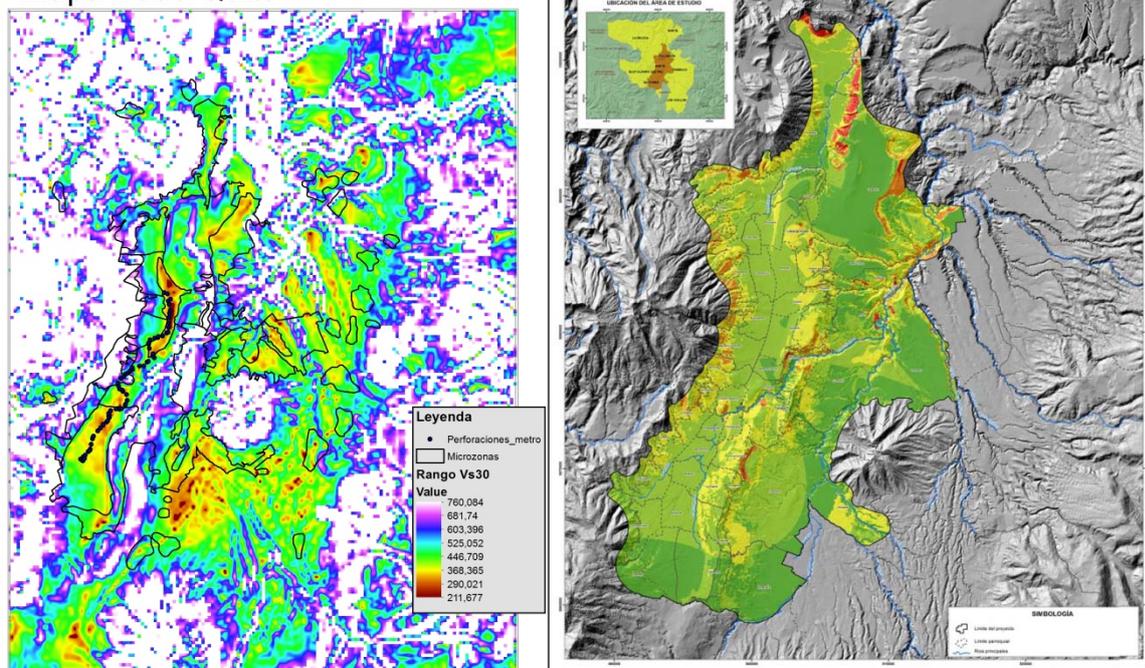


Figura 3. Mapa preliminar de Vs30 de Quito basado en análisis de la pendiente topográfica (León et al., 2017). Como referencia se indica la ubicación de las microzonas sísmicas (ERN, 2012) y los sitios de perforaciones del Metro de Quito donde se dispone de mediciones de Vs (izquierda). Mapa de susceptibilidad a movimientos de terrenos inestables (Rivera et al., 2015) (derecha).

El análisis de los FRM (Figura 3, derecha) se basó en los siguientes mapas temáticos: pendientes, geología simplificada, cobertura vegetal y uso del suelo, geomorfología, mapa de movimiento de terrenos inestables.

Actualmente, el mapa de susceptibilidad por movimiento de terrenos inestables está siendo ampliado a la Depresión Interandina.

CONSIDERACIONES PARA LA IMPLEMENTACIÓN DE LOS RESULTADOS

Hasta la fecha no se ha avanzado en la implementación de los resultados en el ámbito local o regional. En Quito aún no se dispone de una propuesta de ordenanza, a pesar de tener productos técnicos detallados como los de ERN et al., (2012). Mediante la creación de un grupo local de profesionales, conformado por investigadores de las universidades locales y funcionarios de las instituciones gubernamentales, se promueve la implementación de los resultados del estudio de microzonificación sísmica de Quito. A corto plazo se realizará la calibración de los espectros de respuesta para su utilización en la ordenanza. Estimaciones del espesor de los sedimentos provenientes del análisis H/V de mediciones de ruido ambiental y modelados gravimétricos a lo largo de los perfiles que están siendo medidos actualmente, podrán ser utilizadas para el ajuste de los espectros preliminares.

Los avances en la determinación de la respuesta sísmica y la simulación de las vibraciones en superficie, a realizarse en el marco del proyecto REMAKE (2015) serán consideradas para la definición de los espectros de respuesta en las diferentes microzonas sísmicas. Se plantean mediciones geofísicas de mayor alcance en profundidad, coordinados por la Alcaldía del Distrito Metropolitano de Quito, con el fin de conocer la forma de la cuenca, incluyendo la Depresión Interandina, con el fin de poder estimar los efectos de cuenca que puedan amplificar las ondas sísmicas en Quito.

Agradecimientos: La estadía de MS en el IG-EPN ha sido posible gracias a la beca Prometeo aprobada por SENESCYT según el acta PROMETEO-CEB-010-2016. Demás miembros del grupo de microzonificación sísmica de Quito son: Alexandra Alvarado, Juan Carlos Singaicho, Daniel Pacheco, Fausto Alarcón, Marcelo Yáñez, Andrés Muñoz, Guillermo Realpe, Jorge Albuja, Gabriela Arellano, Rosa Elena Donoso, Paulina Cubillo, Matthieu Perrault, Daysi Remachi, José Manuel Marrero, Victoria Prijodko, Pablo Palacios, Luis Albán, Santiago Aguaiza, Marco Rivera, Gabriela Ponce, Dario Fuentes, Juan Anzieta, Mayra Zuñiga, Andrea Pollas, Victoria Robalino, Amanda León, María José Castejón, Víctor Guerra.

REFERENCIAS

- Aguiar, R. (2015) Espectros de Control para la Ciudad de Quito-Ecuador. Monograph Series in Earthquake Engineering, A.H. Barbat (Ed), Monograph CIMNE IS-72 2015.
- Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J. M., Lagreulet, S., Segovia, M., Font, Lamarque, G., Yepes, H., Mothes, P., Rolandone, F., Jarrín, P. & Quidelleur, X. (2014) Active tectonics in Quito, Ecuador, assessed by geomorphological studies, GPS data, and crustal seismicity. *Tectonics*, 33(2), 67-83.
- Alfonso-Naya, V., Courboux, F., Bonilla, L.F., Ruiz, M., Vallée, M. & Yépes, H. (2012) A large earthquake in Quito (Ecuador): ground motion simulations and site effects. 15th World Conf. Earthqu. Eng., Lisbon, Portugal, #4475, 10 pp.
- Bard, P.Y. (1999). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? In: Irikura, K., Kudo, K., Okada, H., Sasatani, T. (eds.), *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion - Recent progress and new Horizon on ESG Study*, vol. 3, Balkema, Rotterdam, p. 1251-1279.
- Cataldi, A. (2013) Estudios de sísmica pasiva y vibraciones de ruta alterna de la primera línea del Metro de Quito - caracterización de sitio. TRX Consulting.
- Cornell, C.A. (1968) Engineering Seismic Risk Analysis. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 58 (5), 1583-1606.
- ERN, INGENIAR, ITEC & CIMNE (2012) Programa para la reducción de riesgos urbanos en el Distrito Metropolitano de Quito: microzonificación sísmica del Distrito Metropolitano de Quito: Estudio de la amenaza sísmica a nivel local, Ecuador. Informe final, Evaluación de Riesgos Naturales - América Latina - Consultores en Riesgos y Desastres, 187 pp.
- EPN, GHI, Municipio de Quito, ORSTOM & OYO (1995) Proyecto para el manejo del Riesgo Sísmico de Quito. *Geo Hazards International*, 33 pp.
- FOPADEF (2010) Zonificación de la Respuesta sísmica de Bogotá para el Diseño Sismo Resistente de Edificaciones. Fondo De Prevención y Atención De Emergencia – FOPADEF, Alcaldía Mayor de Bogotá DC, 152 pp.
- Guéguen, P., Chatelain, J.-L., Guiller, B., Yepes, H. (2000). An indication of the soil topmost layer response in Quito (Ecuador) using noise H/V spectral ratio. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 19(2), pp.127–133.
- Laurendeau, A., Bonilla, L.F., Mercerat, D., Courboux, F., Alvarado, A., Singaicho, J.C., Viracucha, C., Guéguen, P. & Bertrand, E. (2017) Seismic response of the basin of Quito from continuous accelerometric records of RENAC-Quito. 16th World Conference on Earthquake Engineering, 16WCEE 2017, Santiago Chile, January 9th to 13th 2017, Paper N° 4937, 12pp.
- León, A., Castejón, M.J. & Guerra, V. (2017) Elaboración de un mapa de Vs30 de Quito basado análisis de la pendiente topográfica. Informe de Tópicos Especiales II, Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.
- NEC (2015) Norma Ecuatoriana de la Construcción, Capítulo 2, Peligro Sísmico y Requisitos de Diseño Sismo Resistente, Ministerio de Desarrollo Urbano y Vivienda, Convenio MIDUVI-Cámara de la Construcción de Quito.
- REMAKE (2015) Propuesta para el desarrollo del proyecto REMAKE - Seismic Risk in Ecuador: Mitigation, Anticipation and Knowledge of Earthquakes. 30 pp.
- Rivera, M., Albán, A.S., Carvajal, A., Galárraga, R., Plaza, G., Singaicho, J.C., Álvarez, B. & Salazar, D. (2015) Actualización de la zonificación por amenaza de deslizamiento en el Distrito Metropolitano de Quito. Municipio del Distrito Metropolitano de Quito, Secretaría General de Seguridad y Gobernabilidad, Contrato: LC-MDMQ-SSG-068-13, FUNEPSA CÍA. LTDA, 246 pp.
- Schnabel, P., Lysmer, J. & Seed, H. (1972) SHAKE. A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites. *Earthq. Eng. Research Center*, Rep. No. UCB/EERC-72/12. Univ. of Calif., Berkeley.
- TRX,Consulting C.A. (2011) Estudio de Caracterización de Ruta con Métodos Geofísicos no Invasivos.
- Valverde, J., Fernández, J., Jiménez, E., Vaca, T., Alarcón, F. (2000) Microzonificación sísmica de los suelos del Distrito Metropolitano de la ciudad de Quito. Convenio Escuela Politécnica Nacional – Municipio Distrito Metrop. de Quito, 146 pp.
- Wald, D. & Allen, T. (2007) Topographic slope as a proxy for seismic site conditions and amplification. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 97 (5), 1379–1395.



SESIÓN 7

Geología del petróleo

Desde los sistemas petrolíferos hasta la geología aplicada a la producción



LÍMITES Y CORRELACIONES ENTRE CUENCAS PETROLERAS PERUANAS Y ECUATORIANAS: ESTADO DEL ARTE

P. Baby

GET-UMR CNRS/IRD/Université Paul Sabatier, 13545, 14 avenue Edouard Belin, 31400, Toulouse, France. patrice.baby@ird.fr

Abstract (Limits and correlations between Peruvian and Ecuadorian petroleum basins: state of art):

The Marañon-Oriente-Putumayo (MOP) mega-basin belongs to the northern Andean-Amazonian foreland basin system, which started to develop in the Late Cretaceous on the stable South American plate. Late Cretaceous petroleum systems corresponds to foredeep transgressive sequences. The structuration of the Oriente basin is controlled by the inversion of a middle Jurassic rift system (back-arc), while in Peru structures reflect the inversion of a Triassic intracontinental rift. Poor known and unexplored Permian compressive structures are sealed or partially reactivated below all the MOP. In the forearc, the Ecuadorian Guayaquil basin and the Peruvian Tumbes basin are separated by the Dolores-Guayaquil faults system, which corresponds to the limit between the divergent North Andean Sliver and Inca Sliver. Before the Pleistocene, this limit did not exist and one single Cenozoic forearc basin developed from north Peru to south Ecuador, which explain their numerous stratigraphic correlations evidenced between their petroleum systems.

Palabras clave: Perú, Ecuador, cuenca de ante-país, cuenca de ante-arco

Key words: Peru, Ecuador, foreland basin, forearc basin

INTRODUCCION

La frontera de Ecuador con Perú corresponde al límite entre Andes Septentrionales y Andes Centrales, una de las zonas más complejas del continente sur-americano. Recientemente, medidas geodésicas mostraron que esta zona corresponde a un punto triple donde diverjan y colisionan placas tectónicas continentales (Inca Sliver, North Andean Sliver, Stable South American Plate) (Nocquet et al., 2014). En este trabajo, se analiza las relaciones entre esta frontera tectónica y las cuencas petroleras. Se propone una síntesis regional transfronteriza y se discute las correlaciones establecidas y nuevas entre las cuencas petroleras ecuatorianas y peruanas. Se resumen su evolución geodinámica compleja donde interfieren las orogénesis de los Andes Septentrionales y Centrales, controladas por herencias pre-andinas diferentes o comunes.

UNA MEGA-CUENCA DE ANTE-PAIS SUBANDINA

Las cuencas subandinas han sido ya trabajadas en términos de correlaciones estratigráficas y de sistemas petrolíferos del Cretácico superior, lo que permitió definir la famosa cuenca MOP (Marksteiner & Aleman, 1997; Barragán et al., this issue a). Esta mega-cuenca tiene como sustrato la placa sur-americana considerada como estable, al este de las placas divergentes *North Andean Sliver* e *Inca Sliver* (Nocquet et al., 2014; Villegas et al., 2017). Engloba las cuencas Marañon, Huallaga, Santiago (Perú), Oriente (Ecuador) y Putumayo (Colombia), y corresponde a la parte norte del Sistema de Cuenca de Ante-país (SCA) andino-amazónico, limitado al sur por el levantamiento del Arco de Fitzcarrald (Espurt et al., 2007). Funciona como SCA desde el Cretácico superior, lo que permitió la sedimentación de varios ciclos sedimentarios transgresivos controlados por la carga tectónica del levantamiento de las cordilleras andinas (ver *La cuenca Oriente: geología y petróleo*, 2015).

El inicio de este SCA está marcado por una "basal foreland unconformity" que se encuentra en la base de la Fm. Hollín (Cushabatay en Perú) constituida por el primer relleno fluvial y fluvial-deltaico de la cuenca de ante-país (Baby et al., 2013). Esas areniscas basales constituyen un sistema de drenaje excelente para explicar las migraciones de crudos a larga distancia, y las acumulaciones de crudo pesado en campos gigantes como ITT. Los ciclos transgresivos cretácicos sobre yacimientos forman buenos a muy buenos sistemas petroleros en todo el MOP, con una disminución de la calidad de las rocas madres hacia el sur (ver *La cuenca Oriente: geología y petróleo*, 2015). El relleno cenozoico presenta todavía dos ciclos transgresivos con incursiones marinas en el Eoceno terminal y el Mioceno medio. Constituye la carga sedimentaria de los sistemas petroleros cretácicos cuya cocina activa se encuentra al sur de la cuenca Oriente, y permite emitir la hipótesis de una migración larga distancia de petróleo del sur hacia al norte (Barragán et al., 2014). La sedimentación cenozoica está interrumpida en el Eoceno medio por una superficie de erosión regional que se encuentra en todo el MOP, y que registro un periodo de quietud tectónica y de rebote isostático (Christophoul et al., 2012). Este cambio geodinámico ha tenido su importancia en la evolución de los sistemas petroleros que queda todavía difícil de evaluar. El último evento geodinámico importante en la cuenca de ante-país, que pudo influenciar la migración y acumulación de hidrocarburos, es el levantamiento tectónico del cono del Pastaza (Bes de Berc et al., 2005), una de las posibles consecuencias de la subducción de la dorsal de Carnegie.

Del punto de vista estructural, la mega-cuenca MOP se amolda sobre la charnela Andes septentrionales-Andes centrales y pase de una orientación NNE-SSO, al norte, a SSE-NNO, al sur. Este cambio de orientación proviene de la repartición de los rifts invertidos triásico y jurásico. El rift intracontinental triásico está restringido a Perú. Su inversión se manifiesta en los relieves y en la orientación NNO-SSE de la Cordillera Oriental (Rosas et al., 2007), y en el acortamiento transferido a la cuenca subandina de Huallaga. En cambio, la orientación de las estructuras de la cuenca Oriente resulta de la inversión del rift jurásico medio NNE-SSO (Angulo et al., this issue), formado en contexto de ante-arco, que se desarrolla hacia el norte (Colombia) y desaparece en Perú. Las series de plataforma carbonatada post-rift triásicas (Pucara en Perú, y Santiago al sur de la cuenca Oriente) contienen muy buenos niveles de rocas madres que pudieron alimentar las areniscas basales cretácicas (Cushabatay-Hollin) del MOP.

La herencia paleozoica es otro patrón importante que controla la deformación andina. En el norte de Perú, se mostró recientemente que existe bajo el MOP una faja plegada y corrida a vergencia oeste de edad pérmico medio, parcialmente reactivada durante la deformación andina (Calderón et al., 2017). Esta faja plegada y corrida contiene el sistema petrolero pérmico definido en el campo gigante de gas de Camisea del centro de Perú, lo que abre bastantes perspectivas de exploración en el pre-cretácico de las cuencas Huallaga y Marañón. Esas estructuras paleozoicas se prolongan hacia el norte en la cuenca Oriente (Barragán et al., this issue b), y merecen ser mejor estudiadas.

La presencia de un nivel de sal regional en Perú, que aparentemente desaparece en Ecuador, ha favorecido el desarrollo de una tectónica de piel delgada (*thin-skinned tectonics*) que se encuentra solamente a partir de la cuenca Huallaga. Este nivel de sal, considerado ahora como de edad pérmica tardía (Calderón et al., 2017), puede constituir un importante sello para los sistemas petroleros paleozoicos.

El "timing" de las deformaciones compresivas, que generaron las inversiones de los rifts triásico y jurásico, no se resumen solamente a las deformaciones de la orogenia andina. Existe en todo el MOP, un primer periodo de deformación compresivo en el jurásico superior-cretácico inferior, asociado a la Orogenia Juruá definida más al este en Brasil (Caputo, 2014), que debe ser considerado como clave en la definición de los sistemas petroleros pre-cretácico.

UNA CUENCA DE ANTE-ARCO FREGMENTADA

Las cuencas de ante-arco fronterizas de Ecuador (Guayaquil) y Perú (Tumbes) están separadas por un importante límite tectónico, el sistema de fallas transcurrentes Dolores Guayaquil (Dolores Guayaquil Megashear), que corresponde al límite de placas divergentes *North Andean Sliver* e *Inca Sliver* definido por Nocquet et al. (2014). Desde cuando existe este límite? El estudio de las tasas de sedimentación en la cuenca de Guayaquil (Deniaud et al., 1999) nos muestra que aparece un incremento excepcional de sedimentación a partir del Pleistoceno. Este incremento registro un cambio geodinámico y probablemente la abertura de la cuenca asociada al inicio de la divergencia entre *North Andean Sliver* e *Inca Sliver*. Antes de este evento, como en el Oriente, existía en el ante-arco una sola mega-cuenca y por lo tanto un mismo sistema petrolero oligoceno y neógeno, actualmente modificado al nivel de la cuenca Guayaquil (y tal vez parcialmente destruido) por la tectónica pleistocena.

Del punto de vista estructural, la cuenca Tumbes se desarrolló durante la propagación de un prisma de acreción en todo el Cenozoico. La expresión más reciente de este prisma de acreción es el levantamiento offshore del Banco Perú, que desaparece bruscamente en el *North Andean Sliver* (cuenca Guayaquil). Más al este, el Alto Zorritos corresponde al levantamiento oligoceno de este prisma de acreción. Reservorios y rocas madres cenozoicas se depositaron en este contexto tectónico, y deben ser considerados en un sistema compresivo donde sedimentación y estructuras están estrechamente ligadas. Aunque no visible bajo la espesa sedimentación pleistocena, es posible que parte de este sistema de acreción queda preservado bajo la cuenca Guayaquil.

Existen buenas correlaciones estratigráficas entre sistemas petroleros oligocenos y neógenos de las cuencas Tumbes y Guayaquil. La roca madre oligo-miocena está bien caracterizada en las dos cuencas (Rivadeneira, pers. com.), y los reservorios pueden evolucionar lateralmente en términos de facies (fluvial a turbiditas). La roca madre del Cretácico superior, identificada como Formación Calentura en la cuenca Guayaquil (Rivadeneira, pers. com.), no está conocida en la cuenca Tumbes, pero puede ser preservada en su parte profunda offshore. Tanto en Perú como en Ecuador, existen importantes zonas de generación de hidrocarburos (cocinas). Las zonas más favorables para acumulación de hidrocarburos son las estructuras compresivas cenozoicas bien preservadas en Tumbes, pero afectada probablemente por la tectónica pleistocena en Guayaquil.

CONCLUSION

- La mega-cuenca subandina MOP (Marañón-Oriente-Putumayo) corresponde a la parte norte del sistema de cuenca de ante-país andino-amazónica que empezó a desarrollarse a partir del Cretácico superior en la placa estable sur americana. Los sistemas petroleros cretácicos corresponden a ciclos sedimentarios transgresivos controlados por la carga tectónica del levantamiento andino.

- Las estructuras de la cuenca Oriente resultan de la inversión de un sistema de rift jurásico medio NNE-SSO, mientras que en Perú es la inversión del rift triásico que controló la deformación de la Cordillera Oriental y la propagación de su acortamiento en la zona subandina.
- En el norte de Perú, existe bajo el MOP una faja plegada y corrida a vergencia oeste de edad pérmico medio, parcialmente reactivada durante la deformación andina. Esta faja plegada y corrida contiene el sistema petrolero pérmico definido en el campo gigante de gas de Camisea. Esas estructuras paleozoicas – todavía no exploradas – se prolongan hacia el norte en la cuenca Oriente y merecen ser mejor estudiadas.
- Las cuencas de ante-arco fronterizas de Ecuador (Guayaquil) y Perú (Tumbes) están separadas por el sistema de fallas transcurrentes Dolores Guayaquil, que corresponde al límite de placas divergentes *North Andean Sliver* e *Inca Sliver*. Este límite de placa funciona aparentemente desde el principio del Pleistoceno, y pudo haber parcialmente destruido el sistema petrolero oligoceno y eoceno preservado y bien definido en la cuenca Tumbes.

Referencias bibliográficas

- Angulo A., Baby P., Rivadeneira M., Rosero J., Bustos J. (this issue) Arquitectura estructural y estratigráfica de la secuencia pre-aptiense de la cuenca Oriente ecuatoriana.
- Baby, P., Rivadeneira, M., Barragán, R., and Christophoul, F. (2013). Thick-skinned tectonics in the Oriente foreland basin of Ecuador. *Geological Society, London, Special Publications*, 377, 59-76.
- Baby, P., Rivadeneira, M., and Barragán, R. (Editores) (2015) *La cuenca Oriente: geología y petróleo*: IFEA, IRD-Petroamazonas Segunda Edición, Quito, Ecuador, 350 p.
- Barragán, R., Baby, P. & Nino, C. (2014) Modelo Geodinámico alternativo para el origen del sistema petrolero en las Cuencas de Antepaís Oriente-Marañón Norte. En: *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo* (Baby, P., Rivadeneira, M., Barragán, R., eds.) IFEA, IRD, Petroamazonas Ed., Quito, (Ecuador), 265-277.
- Barragán, R., Baby, P. (this issue, a) Evolución tectónica de la sección pre-cretácica, cuenca Oriente-Marañón.
- Barragán, R., Baby, P. Niño, C. (this issue, b) El origen del petróleo en las cuencas Marañón-Putumayo.
- Bès De Berc, S., Soula, J.-C., Baby, P., Souris, M., Christophoul, F. & Rosero, J. 2005. Geomorphic evidence of active deformation and uplift in a modern continental wedge-top - foredeep transition: example of the eastern Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 399, 351-380.
- Calderon, Y., P. Baby, C. Hurtado and Brusset (2017) Thrust tectonics in the Andean retro-foreland basin of northern Peru: Permian inheritances and petroleum implications: v. 82, p. 238–250, doi:10.1016/j.marpetgeo.2017.02.009.
- Caputo, M. (2014) Juruá Orogeny: Brazil and Andean Countries. *Brazilian Journal of Geology*, 44 (2), 181-190.
- Christophoul, F., Baby, P. & Davila, C. 2002a. Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin: the Ecuadorian Oriente Basin from Eocene to Oligocene times. *Tectonophysics*, 345, 281-298.
- Deniaud Y., Baby P., Basile C., Ordoñez M., Montenegro G. & Mascle G. 1999. Structure et évolution tectono-sédimentaire du Golfe de Guayaquil: bassin d'avant-arc néogène et quaternaire, sur décrochement, au sud des Andes équatoriennes. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes/ Earth and Planetary Sciences*, 328, 181-187.
- Espurt, N., P. Baby, S. Brusset, M. Roddaz, W. Hermoza, V. Regard, P. O. Antoine, R. Salas-Gismondi, and R. Bolaños, 2007, How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin? *Geology*, v. 35, no. 6, p. 515–518, doi:10.1130/G23237A.1.
- Marksteiner, R., & Alemán, A. 1997. Petroleum systems along the fold belt associated to the Marañón-Oriente-Putumayo (MOP) Foreland Basin. *VI Simposio Bolivariano 'Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas'*, Memorias, Tomo II, 63– 74.
- Nocquet, J.-M. et al., 2014, Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes: *Nature Geoscience*, v. 7, p. 287–291, doi:10.1038/ngeo2099.
- Rosas, S., Fontbote, L., and Tankard, A. (2007). Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucara Basin, central Peru. *Journal of South America Earth Sciences*, 24, 1-24.
- Villegas-Lanza, J. C., Chlieh, M., Cavalié, O., Tavera, H., Baby, P., Chire-Chira, J., & Nocquet, J. M. (2016). Active tectonics of Peru: Heterogeneous interseismic coupling along the Nazca megathrust, rigid motion of the Peruvian Sliver, and Subandean shortening accommodation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(10), 7371-7394.

MAPA ESTRUCTURAL DEL MARCADOR CALIZA A: CUENCA ORIENTE DEL ECUADOR

D. Barba (1,2), F. Naranjo (1,2), V. Chiriboga (2), J. Cunduri (2), F. Lamiña (2), L. Jiménez (2)

(1) Gerencia de Exploración, PETROAMAZONAS EP, Quito, Ecuador. Diego_Barba@petroamazonas.ec

(2) Dirección de Estudios y Patrimonio Hidrocarburífero, SECRETARIA DE HIDROCARBUROS, Quito, Ecuador.

Structural map of A limestone marker: ecuadorian Oriente basin. *The structural map of A limestone in the Ecuadorian Oriente basin was constructed from seismic data available in the SECRETARIA DE HIDROCARBUROS. All seismic data were homogenized and leveled according to the MEGACUBO, a composed seismic cube located in the Sacha-Shushufindi play and whose processed reference level is 820 ft. It is the first time that an integral geological mapping has been made in our country. The A limestone marker was selected due to it has a strong seismic signal and continuity along all basin. It shows the actual structural configuration of the underground, indicating the borders of the basin, location of the depocenter and structural highs related to faults and folds. The A limestone overlies U and T reservoirs and underlies the M1 reservoir, thus it can indicate the possible structural position of the potential hydrocarbons traps.*

Palabras clave: Turoniano, Caliza A, mapa estructural, cuenca Oriente ecuatoriana.

Key words: Turonian, A limestone, structural map, ecuadorian Oriente basin.

INTRODUCCION

La cuenca Oriente ecuatoriana representa una de las cuencas sub-andinas más complejas y más atractivas tanto desde el punto de vista científico como económico (Baby et al., 2004). La complejidad está dada por la combinación de diferentes escenarios dinámicos a lo largo de su historia, ligados con procesos de surgencia de los Andes, y reajuste isostático; es de importancia resaltar el efecto del cambio en la dirección de los Andes, conocido también como “Deflexión de Huancabamba” sobre la configuración de la cuenca y a la presencia de la dorsal abortada [rifting] del Triásico superior-Jurásico inferior. Según Baby et al. (2004) durante el Turoniano (90 Ma) se da un cambio en el régimen tectónico de la cuenca Oriente, pasando de un ambiente de extensión (leve) post-rift a un dominio de transpresión que invirtió las estructuras extensivas, marcando el inicio de la cuenca de ante-país [fore-land] propiamente dicha.

Wasson and Sinclair (1927) definieron la secuencia Napo en la parte Oeste de la cuenca Oriente, descrita como una serie sedimentaria de edad Albiano-Turoniano, formada principalmente por calizas en menor proporción Lutitas. Tschopp (1953) divide a la Formación Napo de edad Albaniano-Coniaciano, en tres miembros, siendo el Mb. Napo medio definido como Caliza Principal y de acuerdo a la fauna de Ammonites (colectada por geólogos de Shell) se le asigna una edad Turoniano. Bristow & Hoffstetter (1977) dividen a la “Unidad” Napo medio en una caliza inferior “B” y una superior “A” (esta terminología fue introducida por TEXACO Petroleum Co.) separadas por lutitas, areniscas y capas menores calcáreas. Canfield et al. (1982) menciona que la Fm. Napo tiene una edad Albiano-Santoniano, define a la Caliza A en el campo Sacha como un cuerpo “prominente” de color gris claro a gris, pero ocasionalmente gris oscuro a negro. Es fosilífera (pelecípodos, echinoideos, amonites), densa, finamente cristalina y localmente grada lateralmente a una calcarenita. Barragán et al. (2004) indica que la Caliza A marca el final del ciclo sedimentario III y corresponde a un Cortejo de Alto Nivel [HST: High System Track] en una plataforma marina abierta. La parte media de la Caliza A está representada por una sección condensada asociada al máximo de inundación [MFS: Maximum Flooding Surface], sugerido por la presencia de abundantes fósiles y nódulos fosfáticos.

Por su espesor consistente, continuidad y amplia distribución espacial a lo largo de toda la cuenca, hace que el marcador Caliza A (TAL: Top A Limestone) sea accesible al mapeo sísmico, brindando una idea clara de la configuración del subsuelo dentro de la actual de la cuenca oriente. Implicaciones geodinámicas y petroleras no son discutidas.

La interpretación de la sísmica ha sido realizada a nivel de campo (activo), a nivel de bloque y en el mejor de los casos a nivel de corredor [play fairway]. No ha existido hasta la fecha una interpretación regional, de carácter integral, con homologación del dato sísmico que permita tener una idea clara de la configuración estructural de la cuenca. Los primeros pasos ya fueron adelantados en el Perú, donde ya se cuenta con mapas regionales, tanto a nivel de sub-cuenca, cuenca y en algunos casos de todo el ante-país peruano (e.g. Vela, 2015).

Es política de la Dirección de Estudios y Patrimonio de la SECRETARÍA DE HIDROCARBUROS iniciar -estudios de cuenca- y modelizar los -sistemas petrolíferos- presentes en cada una de las cuencas del Ecuador, para lo cual se necesita conocer la extensión y estructuración de las cuencas, así como determinar la distribución de su relleno sedimentario. A largo plazo se busca la integración de la información de los países vecinos (Perú y Colombia), para poder modelar adecuadamente los procesos del sistema petrolífero. En el caso de la cuenca Oriente, se conoce

que la potencial cocina de generación se localiza en la frontera con el Perú, por lo que cualquier intento de modelización de generación, expulsión y migración no tiene sentido si no se integra la información del Perú.

INFORMACIÓN DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN

La mayor cantidad de información sísmica de reflexión (3D y 2D) se encuentra concentrada en la parte Norte de la cuenca Oriente ecuatoriana, debido a que en esta zona se localizan las mayores acumulaciones de hidrocarburos. Sin embargo, hacia la parte Sur-Este [Sur-Oriente] del Ecuador también se dispone de información sísmica 2D, no en alta densidad pero sí con la suficiente distribución espacial para lograr generar mapas coherentes del subsuelo. La zona sub-andina es la que menos cobertura sísmica dispone, esto se debe a la falta de grandes acumulaciones de hidrocarburos como a la fisiografía complicada del terreno. Adicionalmente, podemos indicar que bajo las Reservas y Parques Nacionales del Sistema Nacional de Areas Protegidas (SNAP) se encuentran potenciales áreas de acumulación de hidrocarburos, sin embargo, no se cuenta con suficiente información sísmica como para evaluar adecuadamente sus recursos.

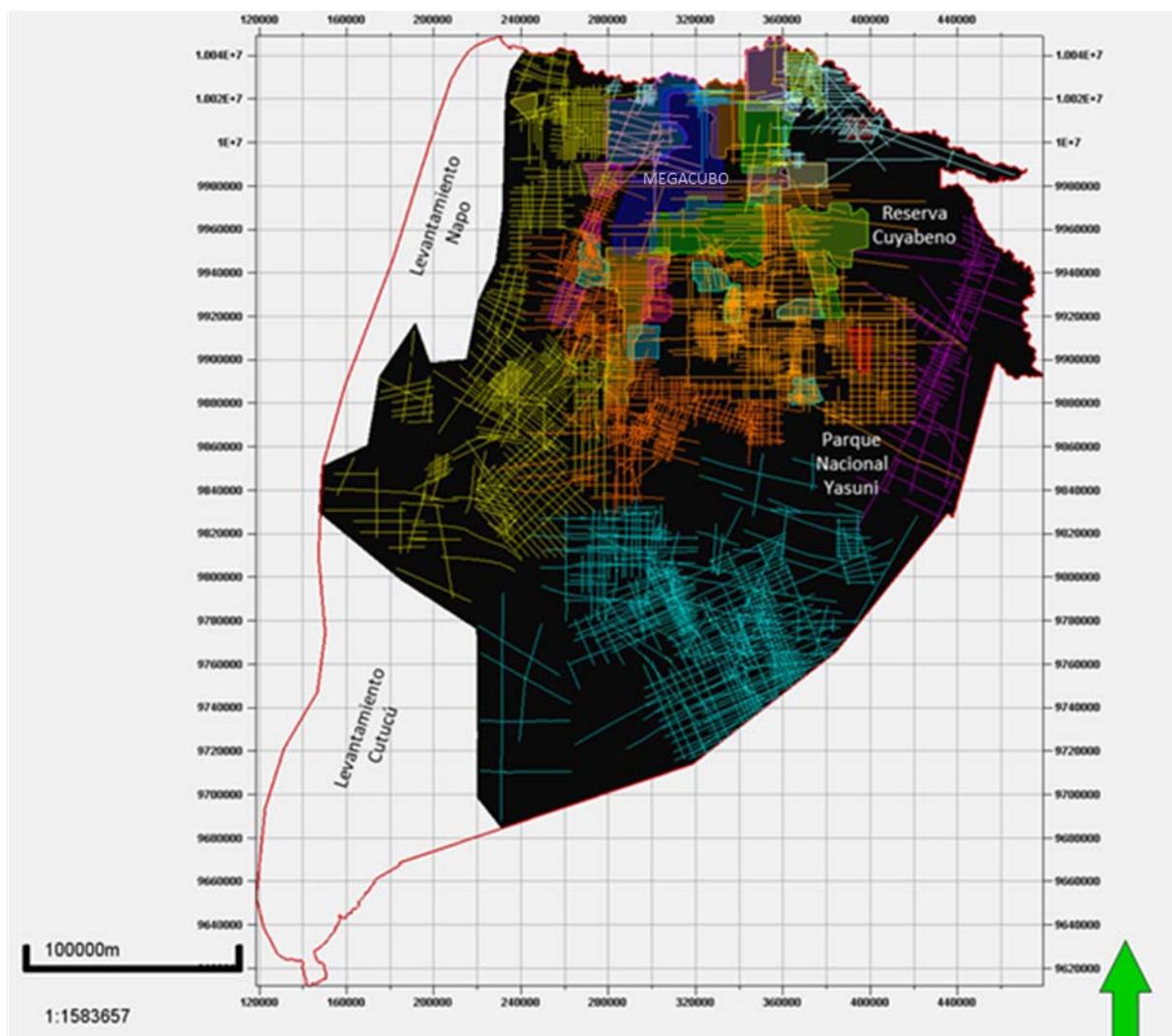


Fig. 1 Cobertura sísmica de la cuenca Oriente. Los cubos sísmicos se concentran en la parte Norte de la cuenca, se menciona el MEGACUBO, ya es usado como referencia para la nivelación de la información. El polígono rojo representa la extensión de la cuenca Oriente. El polígono negro representa la zona con cobertura sísmica y que servirá de límite para la construcción del mapa estructural de la Caliza A.

Para la interpretación se dispuso de 31 cubos sísmicos y 1578 secciones sísmicas, estas últimas fueron agrupadas en 7 sectores geográficos, estos son: Sub-andino; Lago Agrio; Centro-Norte; Centro; Centro Este; ITT y Sur-Oriente. No se ha cuantificado la longitud total de las líneas sísmicas 2D.

La cuenca Oriente en el Ecuador cubre un área aproximada de 91345 Km², la información sísmica (2D y 3D) cubre un área aproximada de 72170 Km², que corresponde al 79% (Fig. 1).

Los levantamientos de Napo y Cutucú, de la región sub-andina son las zonas con menor cobertura sísmica, debido a la ausencia de acumulaciones importantes de hidrocarburos, así como a su compleja fisiografía.

En las zonas correspondientes al Sistema Nacional de Áreas Protegidas (Reserva de Producción Faunística Cuyabeno y Parque Nacional Yasuní), la información sísmica es muy escasa, por lo que la generación de mapas estará sujeta a un alto grado de incertidumbre.

Los datos sísmicos cargados han tomado en cuenta únicamente la posibilidad de interpretación, es decir que los reflectores brinden una continuidad aceptable, no se ha tomado en cuenta la versión sísmica ni la resolución sísmica.

Para tratar de homogenizar la sísmica y con el objeto de hacerla manejable en el sistema de interpretación (hardware y software), se ha incorporado el dato sísmico al proyecto con una calidad de realización "integer 8 bit". Hay que recordar que el objeto de este proyecto es generar mapas estructurales.

Se tomó como referencia base el cubo sísmico MEGACUBO (Figs. 1 y 2), el cual fue procesado con un nivel de referencia de 820 ft. Toda la información sísmica 2D y 3D fue nivelada al MEGACUBO. El desplazamiento vertical depende del punto original al que fue cargada la sísmica (por defecto/automático), como un efecto del formato sísmico de punto flotante [Floating Point].

Mientras se realizaba la interpretación sísmica, los cubos y las secciones sísmicas fueron nivelados. Para tener una consistencia en la nivelación y por ende en su mapeo, se interpretaron paralelamente los marcadores sísmicos Tope Tiyuyacu, Conglomerado Tiyuyacu y Base Napo (no se muestran en este resumen).

INTERPRETACIÓN DEL MARCADOR CALIZA A: MAPA ESTRUCTURAL

Únicamente el cubo de Lago Agrio fue interpretado usando el modo "auto-tracking", por lo que se interpretó todas sus trazas sísmicas, el resto de cubos sísmicos se interpretaron en paso de cada 5, 10, 20, 25 o 50, según el grado de complejidad estructural. La zona de fallas fue interpretada cada "in-line" o "x-line", según sea el caso.

La interpretación inició en el corredor Sacha-Shushufindi, donde se disponían de curvas TZ proporcionadas por PETROAMAZONAS EP, se armaron secciones regionales atravesando los pozos con topes formacionales, se comprobó la coherencia entre reflectores y topes. Posteriormente se regó la interpretación hacia el resto de cubos sísmicos y hacia las líneas sísmicas 2D.

Respecto a las secciones sísmicas 2D, se interpretó casi la totalidad de los datos disponibles, quedaron sin interpretar tramos de la sección con trazas perdidas y lugares con problemas del dato sísmico, posiblemente ligados a errores de adquisición (e.g. topografía) o problemas de procesamiento (e.g. migración).

La zona más profunda de la cuenca Oriente en el Ecuador se localiza en la parte Sur, junto a la frontera con el Perú, alcanzando una profundidad de (-) 4000 ms, mientras que la zona más somera se localiza en el

Cubo sísmico	Nivelación	Area [km2]
Apaika	ND	160
Araza	+40	541
Auca	+25	1100
Bermejo	+530	86
Blanca	+20	332
Bloque 12	+15	943
Bloque 15	0	1148
Bogi	+210	107
Coca	0	252
Cuyabeno	+34	658
Fanny SE	+75	95
Florida	+90	166
Ginta	+210	137
Hormiguero Sur	+110	209
Lago Agrio	0	1063
Megacubo	Referencia	1957
Oso	0	201
Palanda-Yuca Sur	+25	107
Pata-Palo Azul	+60	213
PBH	-50	90
Pindo	+20	147
Tarapoa	+30	210
Tarapoa Este	+60	239
Tangara	+30	161
Tasa	ND	19
Tipishca	0	55
VHR	+40	553
Vinita	-25	92
Yuralpa	+20	184
Zamona	+65	117

Tabla 1. Datos sísmicos 3D disponibles en la SECRETARÍA DE HIDROCARBUROS. El área total cubierta es de aproximadamente 11342 Km², correspondiente al 12.4 % de la cuenca Oriente ecuatoriana. Las 1578 secciones sísmicas 2D fueron niveladas, pero debido a su abundancia no se muestran sus respectivos desplazamientos verticales.

levantamiento Napo a (+) 510 ms, donde la Caliza A aflora en superficie. Hacia la zona Nor-Este, frontera con Colombia, la Caliza A se pincha sobre el Basamento, marcando el límite de la cuenca Oriente (Fig. 2).

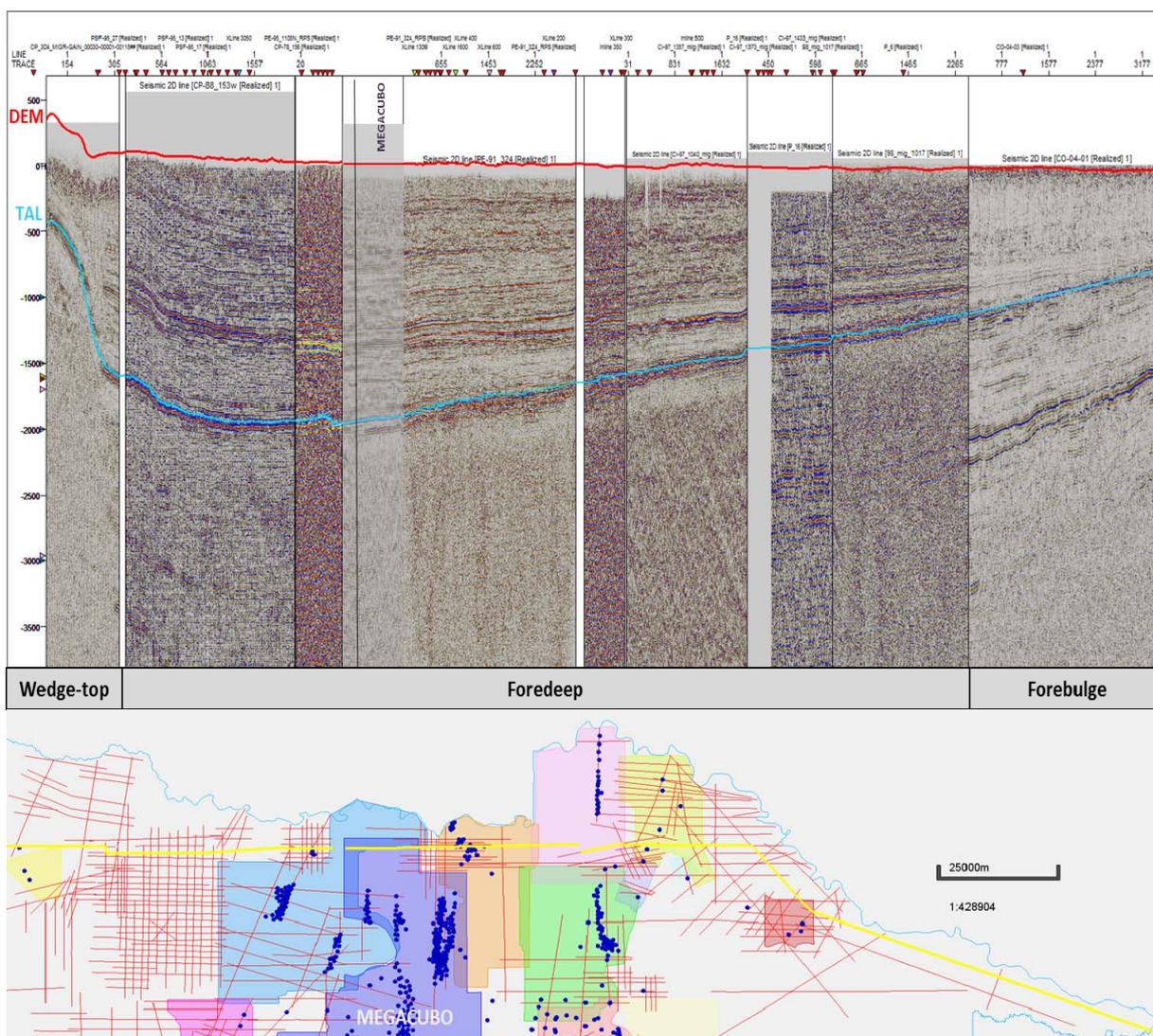


Fig. 2 Sección sísmica compuesta a lo largo de la cuenca de ante-país Oriente, en una posición cercana al Ecuador (0° Latitud). Se muestra la interpretación del marcador Caliza A (TAL), así como referencia la topografía (DEM).

A partir de la interpretación del marcador Caliza A (TAL), se procedió a elaborar su respectivo mapa estructural, para lo cual se utilizó un grillado de 25x25 m, interpolación por el método de mínima curvatura y un polígono límite (zona de cobertura de sísmica 2D). El mapa generado muestra curvas de nivel cada 50 ms y un relleno sólido de tipo “plástico” (Fig. 3).

DISCUSION

El mapa estructural de la Caliza A (TAL) muestra la configuración estructural de la cuenca Oriente. El depocentro se ubicada en el Sur del Oriente ecuatoriano y se extiende hacia el Perú (c.f. Vela Y., 2015). De igual manera muestra que los altos estructurales más fuertes están relacionados con fallas tectónicas asociadas al frente de deformación ITT y con el frente sub-andino (wedge top) representado por el levantamiento Napo – Autapi y levantamiento Cutucú. En menor grado de deformación, tenemos las estructuras relacionadas con las fallas de Lago Agrio – Yuralpa; Cuyabeno – Edén y Ximena – San Jacinto. Finalmente, las estructuras de corredor central Sacha – Shushufindi presentan menor grado de deformación, pero son las que mejor integridad de trampa presentan.

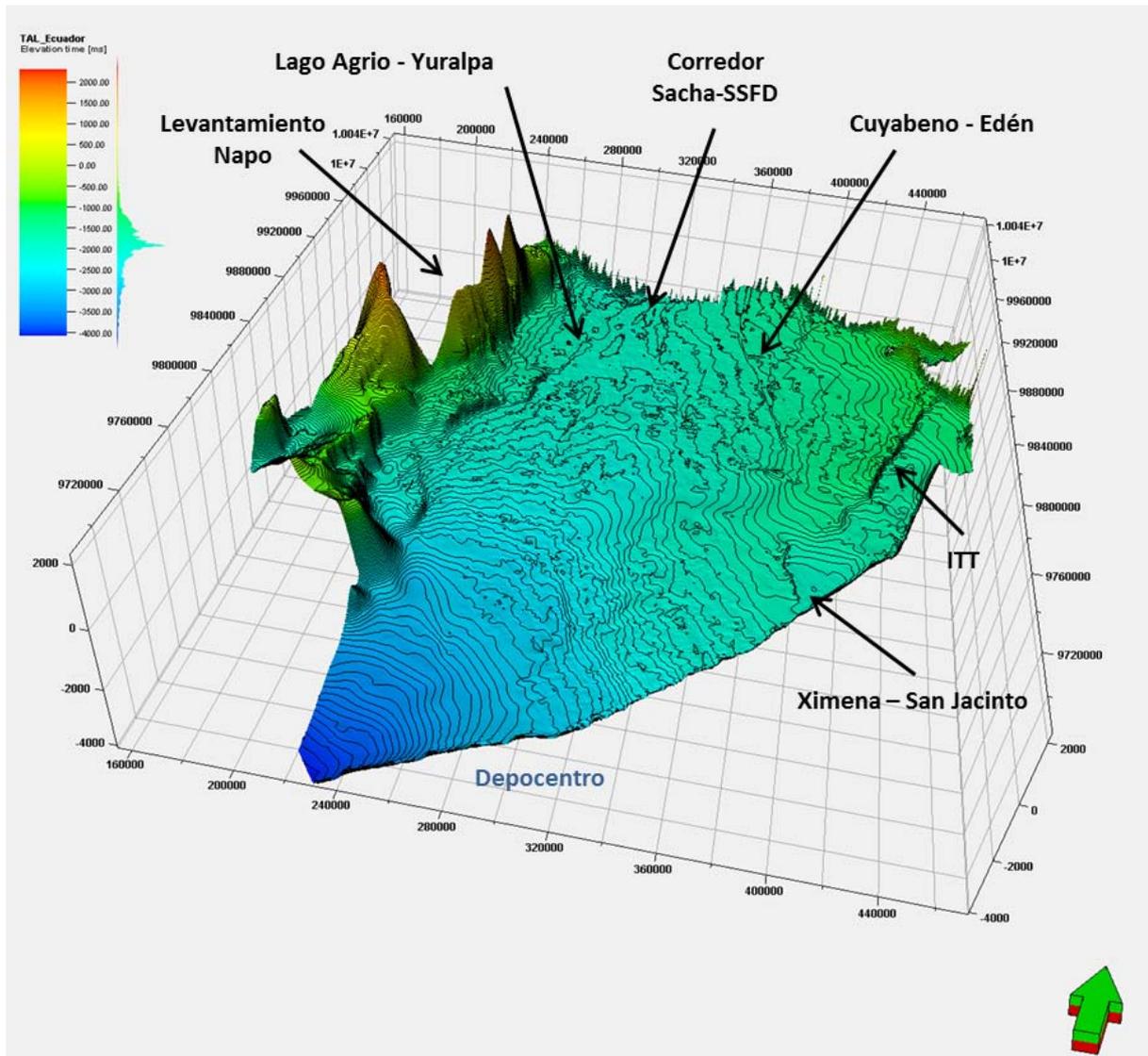


Fig. 3 Vista 3D del mapa estructural (en tiempo) del marcador Caliza A (TAL). La escala de colores es continua y usa una interpolación enfatizada de tipo HSV (max). La exageración vertical de la imagen es de 50. La grilla XY corresponde a una proyección UTM, Datum PSAD56, Zona 18S.

Agradecimientos: A la Dirección de Administración de Información Técnica Hidrocarburífera (c.f. BIPE) de la SECRETARÍA DE HIDROCARBUROS por facilitar los datos sísmicos de reflexión, base de este trabajo. Agradecemos a PETROAMAZONAS EP por facilitar el traslado del personal hacia la SECRETARIA DE HIDROCARBUROS, proporcionar el software y el hardware necesario para ejecutar este y otros estudios.

Referencias bibliográficas

- Baby P., Rivadeneira M., Barragán R. (2004) La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo, 1ª edición. Travaux de l'Institut Français d'Études Andines, 144, 13-20.
- Barragán R., Christophoul F., White H., Baby P., Rivadeneira M., Ramírez F., Rodas J. (2004) Estratigrafía Secuencial del Cretácico de la cuenca Oriente del Ecuador, 3ª edición. Travaux de l'Institut Français d'Études Andines, 144, 45-68.
- Bristow C. and Hoffstetter R. (1977) Léxico Estratigráfico Internacional: Ecuador. Segunda edición, Paris, Centre National de la Recherche Scientifique, Fascicule 5-a2, 412 p.
- Canfield R., Bonilla G., Robbins R. (1982). Sacha Oil Field of Ecuador Oriente, Bull. of AAPG, Vol. 66, No. 8, 1076-1090.
- Tschopp H. (1953) Oil Exploration in the Oriente of Ecuador, Bull. of AAPG, Vol. 37, No. 10, 2303-2347.
- Vela Y. Modelamiento geoquímico 1D de las cuencas sub-andinas peruanas (Marañón, Santiago, Huallaga, Ucayali y Madre de Dios) y modelado 2D de las secciones balanceadas de las cuencas Marañón-Huallaga y Ucayali. Tesis inédita de Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú, 259 páginas.
- Wasson T. and Sinclair J. (1927) Geological Exploration East of the Andes in Ecuador, Bull. of AAPG, Vol. II, No. 12, 1253-1281.

CARACTERIZACION GEOLOGICA DE LA ARENISCA BASAL TENA EN LA PARTE OCCIDENTAL DE LA CUENCA ORIENTE

J. Gaibor (1), C. Vallejo (2), P. Pila (3)

- (1) Halliburton Latin America. Ed. Eurocenter, Av. Amazonas N37-29 y Villalengua, Quito. janeth.gaibor@halliburton.com
(2) Dpto. de Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. cristian.vallejov@epn.edu.ec
(3) PETROAMAZONAS EP, Ed. Villafuerte, Av. 6 de Diciembre y Gaspar Cañero, Pablo_Pila@petroamazonas.ec

Abstract (Geological characterization of the Basal Tena Sandstone in the western part of the Oriente Basin): The Maastrichtian Basal Tena Sandstone corresponds to a secondary reservoir in the Oriente Basin. This member includes quartzarenites intercalated with red-green-gray claystones. Thin sections, SEM and XRD analysis shows that the mineralogy is different from the Hollin and Napo T, U reservoirs (eg. high percentage of lithics). U/Pb ages suggest that the sediments comes from the Eastern Cordillera, located to the west of the Oriente Basin. Core and outcrops descriptions indicated a fluvial depositional environment. Local tectonics during the deposition of the Basal Tena Sandstone may have influenced the areal distribution of this reservoir. Gas chromatography of crude suggests that the hydrocarbon source rock for the oil in the Basal Tena Sandstone is different from other reservoirs in the western part of the Oriente Basin.

Palabras clave: Basal Tena, sedimentología, petróleo.

Key words: Basal Tena, sedimentology, oil

INTRODUCCIÓN

La Cuenca Oriente incluye reservorios de hidrocarburo de edad cretácica. Los principales reservorios pertenecen a las formaciones Hollín y Napo, sin embargo, la Arenisca Basal Tena perteneciente a la Formación Tena representa un reservorio secundario en varios campos de la Cuenca Oriente.

La Formación Tena de edad Maastrichtiano – Paleoceno? (Jaillard, 1997), comprende sedimentos finogranulares rojizos de origen continental. Basados en análisis bioestratigráficos, el miembro Arenisca Basal Tena se habría depositado durante el Maastrichtiano (Jiménez et al., 2015). La Arenisca Basal Tena se encuentra sobre la discordancia erosiva entre las formaciones Napo y Tena. Hacia el Este de la cuenca puede ser fácilmente confundida con los depósitos deltaicos de la Arenisca M1 de la Formación Napo (Vallejo et al., 2017).

A diferencia de la mayoría de reservorios de la Cuenca Oriente, la Arenisca Basal Tena es un reservorio de gran complejidad estratigráfica, caracterizado por sus fuertes cambios laterales de facies. Esto podría explicarse por el hecho que durante su depósito existió un tectonismo activo, asociado al inicio de la Orogenia Andina.

En este estudio se presenta una caracterización geológica de la Arenisca Basal Tena en la parte occidental de la Cuenca Oriente con el propósito de entender el origen y sus características como roca reservorio de petróleo.

METODOLOGÍA-RESULTADOS

Este estudio se presenta una caracterización litológica, estratigráfica y de caracterización de crudos, basada en el análisis de núcleos en varios campos del oeste de la Cuenca Oriente y afloramientos en los sub andes. Este estudio incluye análisis de proveniencia, dataciones U-Pb en zircones detriticos, láminas delgadas, difracción de rayos x, microscopio electrónico, bioestratigrafía y geoquímica de hidrocarburos.

La Arenisca Basal Tena es un depósito de cuarzoarenitas intercaladas con lodolitas de colores rojos, verdes y grises. Los análisis de láminas delgadas realizados por Corelab (2015), muestran que los principales minerales presentes en la Arenisca Basal Tena son cuarzo (45-80%, Fig. 1A), fragmentos líticos (2-10%, Fig. 1B), cemento calcáreo (1-25%, calcita y dolomita, Fig. 1A y 1D) y como principal arcilla la caolinita (Fig. 1C). Los fragmentos líticos comprenden clastos retrabajados de calizas, limolitas y arcillolitas.

La Arenisca Basal Tena se deposita en canales granodecrecientes en los cuales predominan las facies de areniscas con estratificación cruzada planar (Fig. 2). Es común encontrar cemento calcáreo y caolinita. Estos canales podrían corresponder a canales fluviales meándricos o anastomosados, debido a la extensas planicies de inundación circundantes a estos depósitos. Análisis bioestratigráficos sugieren esporádicas incursiones de agua salobre (Jiménez et al., 2015). Edades U/Pb en zircones detriticos realizados en este estudio incluyen poblaciones entre 70 y 200 Ma, lo cual sugiere que la Arenisca Basal Tena proviene de la erosión de rocas localizadas en la Cordillera Real.

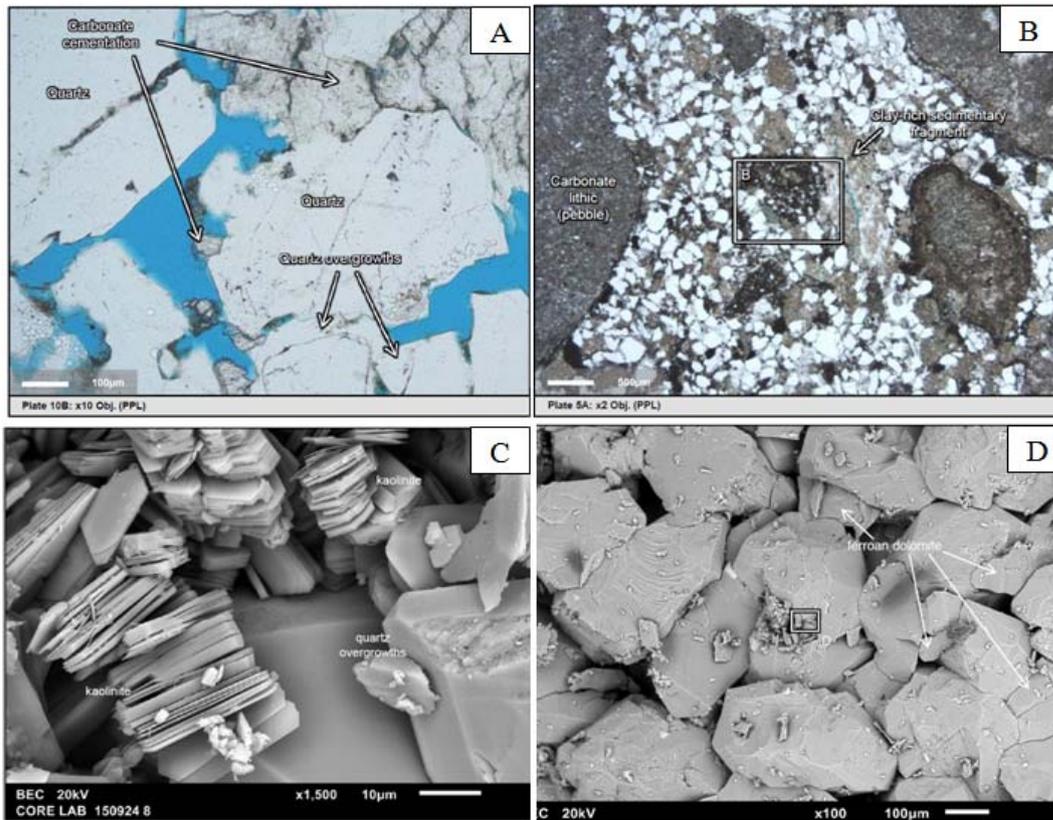


Fig. 1: Arenisca Basal Tena: A) arenisca con buena porosidad, cemento calcáreo localizado, B) arenisca conglomerática, líticos calcáreos y líticos ricos en arcillas, C) caolinita y sobrecrecimiento de cuarzo y D) dolomita férrica sobre granos de cuarzo.

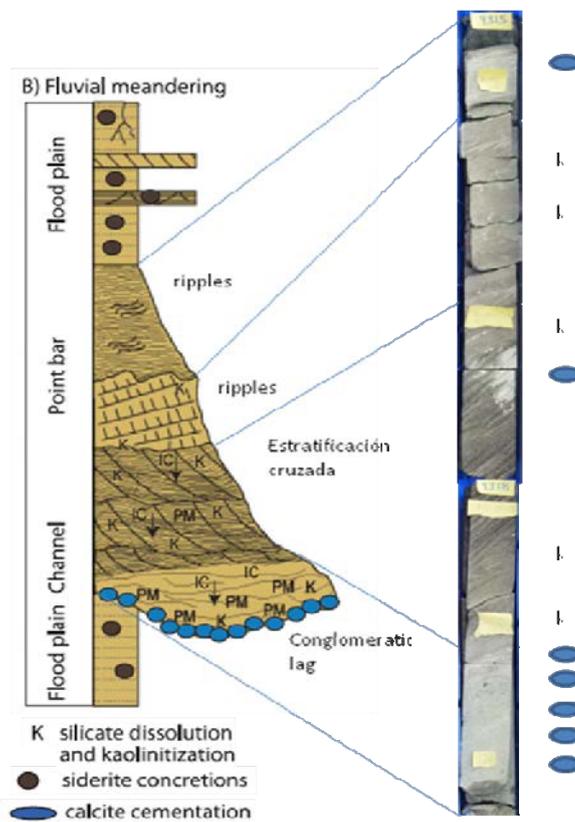


Fig. 2: Depósito de canal en Arenisca Basal Tena

El espesor de la Arenisca Basal Tena puede variar de 0 a varias decenas de pies dentro de un mismo campo. El tectonismo antes del depósito de la Arenisca Basal Tena es evidenciado por el cambio de espesor de la Lutita Napo Superior, es decir entre el tope Caliza M1 y el Tope Napo, lo cual es apreciado en el corte N-S al oeste de la Cuenca Oriente (Fig. 3). La figura 3 muestra como el espesor de la Lutita Napo Superior disminuye de casi 350 pies en el Campo Charapa a 50 pies aproximadamente en el Campo Oso. Esta variación de espesores se interpreta como el resultado de una discordancia progresiva que ocurrió antes de la depositación de la Arenisca Basal Tena.

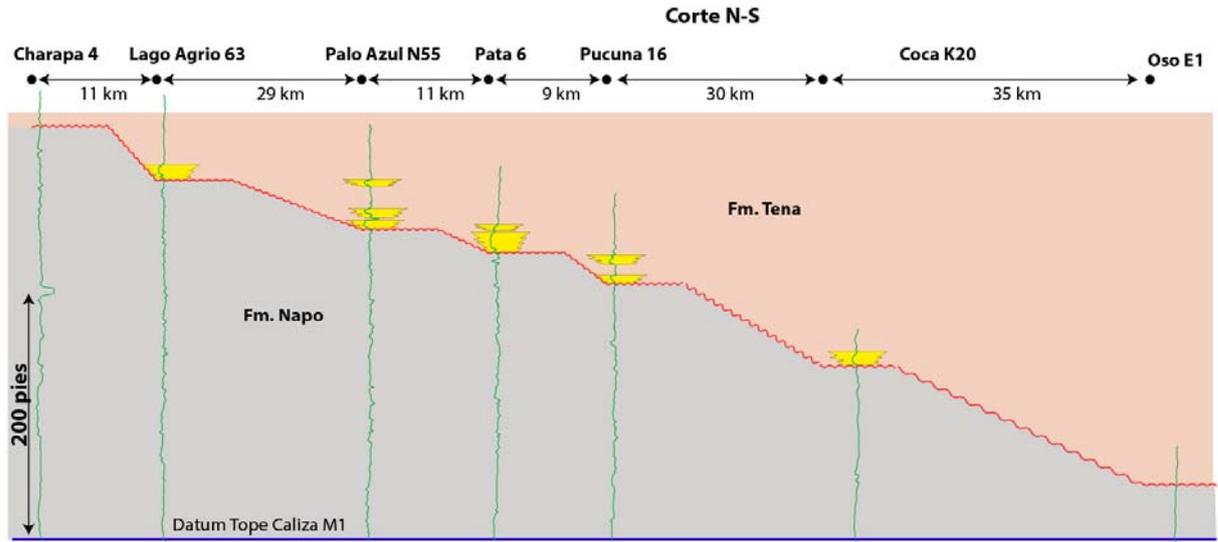


Fig.3: Corte Norte - Sur de la Arenisca Basal Tena, oeste de la Cuenca Oriente. Corte horizontalizado a tope Caliza M1.

Análisis de crudos en campos al Oeste de la Cuenca Oriente (Fig. 4, Corelab, 2015b; Corelab, 2016), sugieren que las rocas madres de los hidrocarburos presentes en los reservorios de las formaciones Hollín y Napo presentan una mezcla de kerógeno tipo II y III. Mientras, que los hidrocarburos presentes en la Arenisca Basal Tena pertenecerían a rocas madres de kerógeno tipo II (marino). El grado de madurez es mayor en las rocas madres de los hidrocarburos presentes en las areniscas de U y Hollín que en la Arenisca Basal Tena.

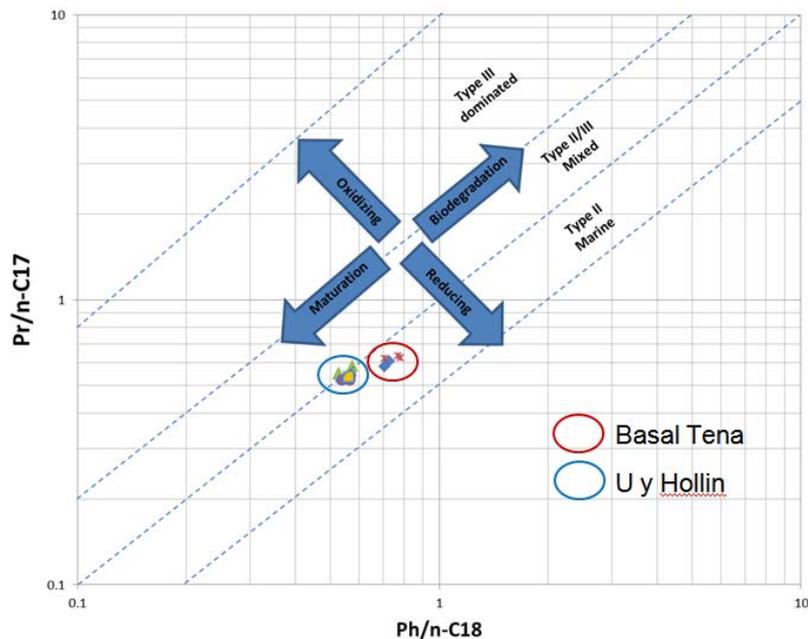


Fig.4: Crossplot Pristano - Fitano de crudos en la Arenisca Basal Tena al Oeste de la Cuenca Oriente.

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN En base a los análisis presentados, la Arenisca Basal Tena es un depósito continental fluvial. La complejidad estratigráfica encontrada en los campos podría ser explicada por el carácter meándrico o anastomosado de estos ríos. Los altos porcentajes de líticos en comparación a otros reservorios de las formaciones Hollín y Napo sugieren fuentes de sedimentos cercanos, lo que es corroborado por los datos de

proveniencia que muestran que la posible fuente de sedimentos es la Cordillera Real. La fuente del cemento calcáreo podría ser los clastos calcáreos incluidos en el depósito de la Arenisca Basal Tena.

El cambio de espesor en la Lutita Napo Superior sugiere la presencia de erosión debido a tectonismo. Este tectonismo fue mayor hacia el sur. La presencia de fósiles de agua salobre corresponden a cambios del nivel base, estos cambios pudieron ser debido a que este tectonismo continuó durante el depósito de la Arenisca Basal Tena. Este tectonismo explicaría que ciertos depósitos de la Arenisca Basal Tena fueron erosionados, formando un reservorio lateralmente discontinuo.

El análisis geoquímico de los hidrocarburos presentes en la Arenisca Basal Tena al oeste de la Cuenca Oriente, sugieren la presencia de dos rocas madres o/y dos migraciones. Una roca madre para los hidrocarburos que se encuentran en los reservorios de las formaciones Hollín y Napo. Y otra roca madre, más marina y menos madura para el hidrocarburo de las Arenisca Basal Tena.

CONCLUSIONES

La alta complejidad estratigráfica del depósito de la Arenisca Basal Tena demanda la utilización de varias metodologías para su mejor caracterización.

Los datos obtenidos hasta la fecha sugieren que la Arenisca Basal Tena representa canales fluviales con esporádicas intrusiones de agua salobre. La fuente de sedimentos se ubica en la Cordillera Real. El tectonismo pre Basal Tena evidenciado por el cambio drástico de espesores de la Lutita Napo Superior podría haber continuado durante el depósito de la Arenisca Basal Tena.

Los análisis de geoquímica de crudos al oeste de la Cuenca Oriente sugieren que los hidrocarburos presentes en la Arenisca Basal Tena se originan de una roca madre diferente a la que produjo los hidrocarburos de los reservorios de las formaciones Hollín y Napo.

Referencias bibliográficas

- Corelab, (2015) *A petrographic & mineralogical study of sixteen (16) thin sections and six core samples (6) from well Palo Azul-55 (depth: 9315.5 to 9343.9')*, Houston, 38 pp.
- Corelab, (2015b) *Geochemical evaluation of the crude oils from PA-55, PA-01 and PA-30 from Basal Tena Formation for reservoir continuity*. Houston, 33 pp.
- Corelab, (2016) *Geochemical evaluation of the crude oils VHR-04, VHR-05, VHR-07, VHR-15, VHR-20, VHR-21, VHR-22, VHR-23, and VHR-30 for reservoir continuity analysis*. Houston, 124 pp.
- Jaillard, E., (1997) *Síntesis estratigráfica y sedimentológica del cretáceo y paléogeno de la Cuenca Oriental del Ecuador*. ORSTOM-PETROPRODUCCION. Quito, 168 pp.
- Jimenez, N., Suárez, J., & Ramírez M.F. (2015) *Bioestratigrafía y paleoecología de 9 muestras de núcleo del pozo Palo Azul-055 de la Cuenca Oriente*. Informe Técnico N0. 042-CIG-2015, Guayaquil, (Ecuador), 11 pp.
- Vallejo, C., Tapia, D., Gaibor, J., Steel, R., Cardenas, M., Winkler, W., Valdez, A., Esteban, J.J., Leal, J., Figuera, M. (2017). *Geology of the Late Cretaceous oil reservoirs of eastern Ecuador: a sedimentological, seismostratigraphic and provenance analysis study.*, submitted to Marine and Petroleum Geology.

RESULTADOS PRELIMINARES DE LA INTERPRETACIÓN DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN DE LA PARTE NORTE DEL CORREDOR SACHA-SHUSHUFINDI: APORTE A LA EVOLUCIÓN DE LA CUENCA ORIENTE ENTRE EL CRETÁCICO TARDÍO Y EL RECIENTE

D. Barba (1,2), V. Chiriboga (2)

(1) Gerencia de Exploración, PETROAMAZONAS EP, Quito, Ecuador. Diego_Barba@petroamazonas.gob.ec

(2) Dirección de Estudios y Patrimonio Hidrocarburífero, SECRETARIA DE HIDROCARBUROS, Quito, Ecuador.

Preliminary results from the interpretation of reflexion seismic data of the northern part of Sacha-Shushufindi play fairway: Contribution to Oriente basin evolution during late Cretaceous to Recent. The present synthesis of the Oriente basin evolution is based on structural maps, correlated with same related geological studies (e.g. Spikings et al., 2000; Baby et al., 2004; Christophoul et al., 2004; Roddaz et al., 2010). The basin evolution is related to tectonic changes, inferred from the migration of foredeep depocenter and correlated with process of loading / unloading along Andes. There were two loading tectonic stages, the first one occurred in late Cretaceous – Paleocene and the second in the Miocene. Between these two periods there was an unloading erosional stage, related with exhumation of ecuadorian Andes. Finally, a new stage of unloading has been started from the Pliocene.

Palabras Clave: carga orogénica, foredeep, sistema retro-arco de ante-país, cuenca Oriente ecuatoriana

Key word: orogenic loading, foredeep, retro-arc foreland system, ecuadorian Oriente basin

INTRODUCCION

Catuneanu (2004), indica que los sistemas de ante-país de retro-arco [retro-arc foreland systems], se forman debido a la deflexión flexural de la litósfera, en respuesta a la combinación de una carga supra- y sub-litosférica. La carga supra-cortical por orogenia conduce al particionamiento del sistema de ante-país en provincias flexurales (wedge-top, foredeep, forebulge, back-bulge). Roddaz et al. (2010), muestra mediante un esquema, los conceptos expuestos por Catuneanu (2004), acoplados al Sistema de Ante-País Amazónico (Fig. 1).

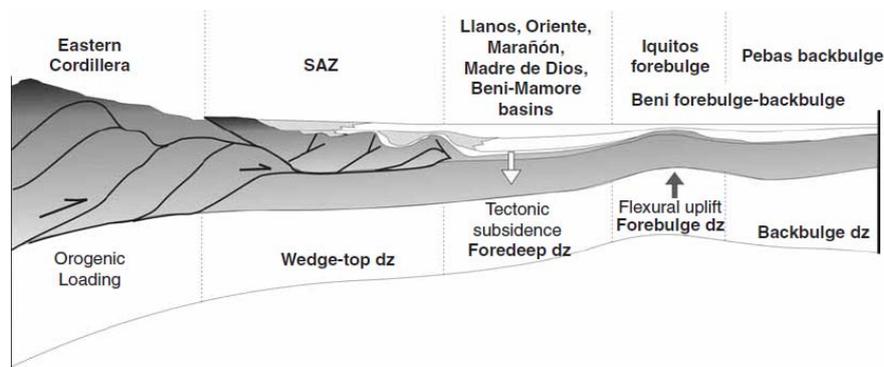


Fig. 1 Sección esquemática representando el concepto de un sistema de cuenca de ante-país, según DeCelles & Giles (1996) y modificado por Roddaz et al. (2010). dz: depozona. SAZ: Zona sub-Andina.

Cada fase de cabalgamiento en el cinturón orogénico, resulta en la subsidencia del "foredeep" y levantamiento del forebulge, el sentido inverso ocurre cuando la carga orogénica es removida por erosión o extensión (Catuneanu, 2004). En forma clásica, los ciclos "loading-unloading" tienen una firma sedimentaria típica, tanto en términos de geometría de los cuerpos como de sucesión de las superficies de erosión (Christophoul et al., 2004).

El funcionamiento de la cuenca Oriente durante el Cenozoico, es complejo y estuvo controlado por el crecimiento de los Andes. La cuenca Oriente se desarrolla como resultado de esfuerzos transpresivos presentes a partir del Cretácico terminal (Fig. 2), los que provocan la emersión de la cordillera Real y la formación de la cuenca de ante-país de trasarco (Baby et al., 2004).

Siguiendo las observaciones de la cuenca Oriente y basado principalmente en estudios en las cuencas peruanas, Roddaz et al. (2010) señala que la formación de la cuenca de ante-país amazónica (incluye la cuenca Oriente) propiamente dicha fue iniciada durante el Cretácico tardío – Paleoceno.

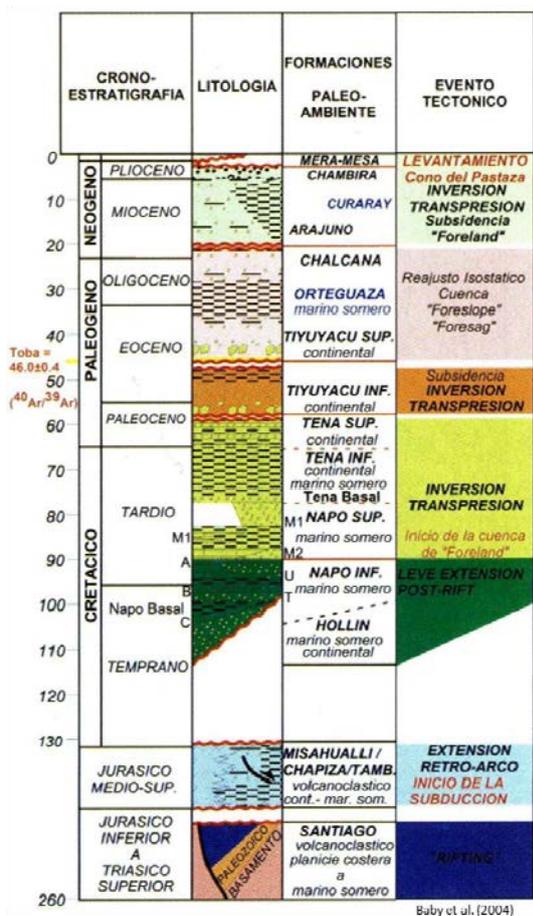


Fig. 2 Carta de eventos de la cuenca Oriente (modificado de Baby et al., 2004).

En base a criterios sedimentológicos y tectónicos, la Fm. Tiyuyacu está dividida en dos miembros. Su base corresponde a una superficie de erosión regional (Fig. 2) bien identificada tanto en afloramientos como en sísmica (Christophoul et al., 2004).

La Fm. Ortegua está constituida por depósitos marinos y se desarrolla hacia el Este de la cuenca (Christophoul et al., 2004).

La estratigrafía de Neógeno es bien conocida desde el punto de vista lito-estratigráfico (e.g. Tschopp, 1953). Las formaciones Chalcana, Arajuno, Curaray, Chambira y Mera están constituidas por depósitos fluviales, excepto la Fm. Curaray (cartografiada en color celeste, Fig. 3) en la cual se encuentran depósitos marinos, esta última puede ser considerada como equivalente de la Fm. Pebas de la cuenca Marañón. Todas estas formaciones se depositaron en un depocentro único (Christophoul et al., 2004). El estudio de paleo-corrientes realizado por Christophoul et al. (2004) de las formaciones Chalcana y Arajuno muestra una dirección principal NW-SE y otra N-S, lo que puede ser interpretado como resultado de una serie de drenajes perpendicular a la proto-cordillera andina desembocando en un tributario principal paralelo a la cordillera.

Las formaciones Chambira y Mera, que afloran esencialmente en la "depresión" Pastaza, corresponden a facies fluviales de alta energía con episodios de flujos de lodo (Christophoul et al., 2004).



Fig. 3 Esquema con la localización del área de estudio sobre el Mapa Geológico de la cuenca Oriente de Baby & Souris (2001). Cubos sísmicos: 1. Lago Agrio; 2. Pata-Palo Azul; 3. Megacubo; 4. Bloque 15; 5. Fanny SE; 6. Tarapoa; 7. Tarapoa E; 8. Cuyabeno; 9. Arazá; 10. VHR. Secciones sísmicas 2D fueron utilizadas para rellenar los lugares donde no existe sísmica 3D.

La mayor cantidad de estudios han sido hechos en la secuencia sedimentaria del Cretácico tardío (e.g. White et al., 1995; Barragán et al., 2004) y en menor cantidad en la secuencia Cenozoica (e.g. Christophoul et al., 2004), este aspecto está relacionado por el interés comercial existente en la sección Cretácica donde se localizan los reservorios de hidrocarburos. Trabajos aislados han considerado todo el relleno sedimentario desde el Cretácico al Reciente, el objetivo principal de estos estudios fue modelar la generación de hidrocarburos (e.g. Burgos et al., 2004; Barragán et al., 2014).

Se ha escogido como "proyecto piloto" de interpretación sísmica la parte Norte del corredor Sacha-Shushufindi debido a la importante cantidad de información sísmica 3D, así como una cantidad aceptable de pozos con registros eléctricos que cubren gran parte de la sección Cenozoica (e.g. Lago Agrio-044; Cobra-001; Chanangué-001).

Este trabajo muestra la ubicación del depocentro en esta parte de la cuenca, en diferentes estadios de la de su evolución. La migración del depocentro refleja la estrecha inter-relación existente entre la cuenca de ante-país y el desarrollo de la cordillera de los Andes. Por otro lado, no abordamos temas como eustasia, carga de sedimentos y carga dinámica (sub-litosférica).

MAPAS ESTRUCTURALES

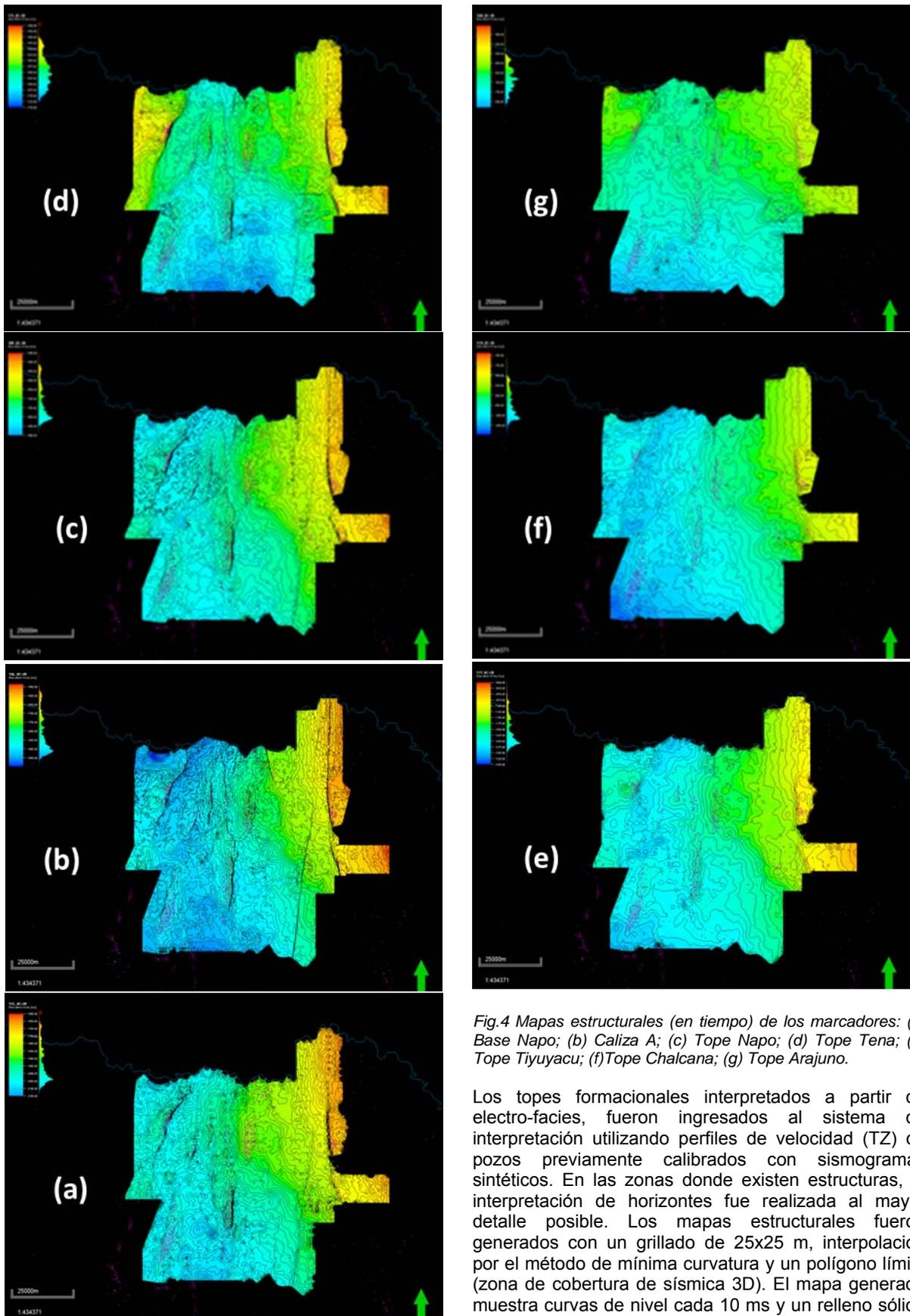


Fig.4 Mapas estructurales (en tiempo) de los marcadores: (a) Base Napo; (b) Caliza A; (c) Tope Napo; (d) Tope Tena; (e) Tope Tiyuyacu; (f)Tope Chalcana; (g) Tope Arajuno.

Los tope formacionales interpretados a partir de electro-facies, fueron ingresados al sistema de interpretación utilizando perfiles de velocidad (TZ) de pozos previamente calibrados con sismogramas sintéticos. En las zonas donde existen estructuras, la interpretación de horizontes fue realizada al mayor detalle posible. Los mapas estructurales fueron generados con un grillado de 25x25 m, interpolación por el método de mínima curvatura y un polígono límite (zona de cobertura de sísmica 3D). El mapa generado muestra curvas de nivel cada 10 ms y un relleno sólido de tipo “plástico” (Fig. 4).

MAPAS ISOCOROS

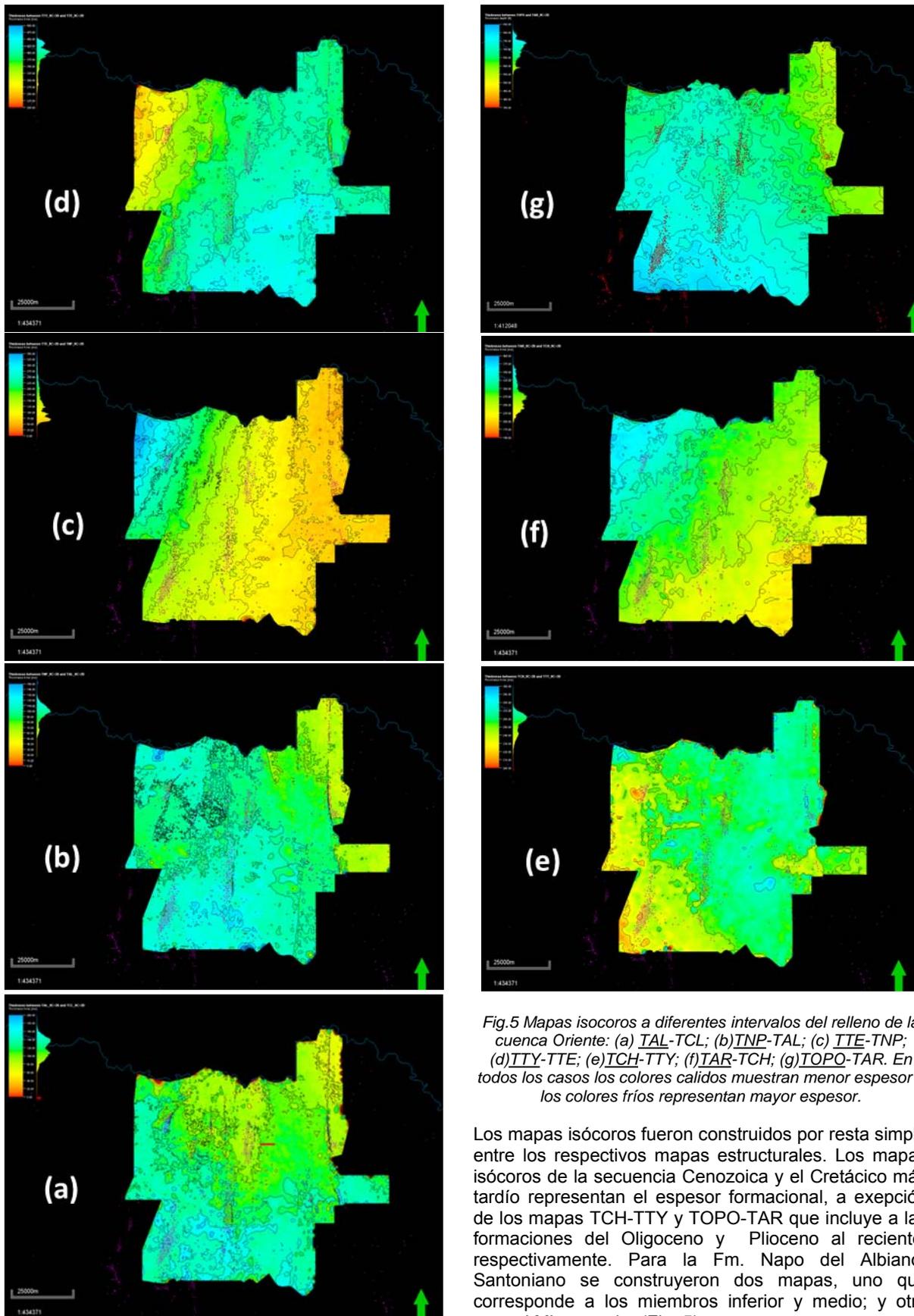


Fig.5 Mapas isocoros a diferentes intervalos del relleno de la cuenca Oriente: (a) TAL-TCL; (b) TNP-TAL; (c) TTE-TNP; (d) TTY-TTE; (e) TCH-TTY; (f) TAR-TCH; (g) TOPO-TAR. En todos los casos los colores cálidos muestran menor espesor y los colores fríos representan mayor espesor.

Los mapas isócoros fueron construidos por resta simple entre los respectivos mapas estructurales. Los mapas isócoros de la secuencia Cenozoica y el Cretácico más tardío representan el espesor formacional, a excepción de los mapas TCH-TTY y TOPO-TAR que incluye a las formaciones del Oligoceno y Plioceno al reciente, respectivamente. Para la Fm. Napo del Albiano-Santoniano se construyeron dos mapas, uno que corresponde a los miembros inferior y medio; y otro para el Mb. superior (Fig. 5).

DISCUSION

En el tiempo Cretácico tardío se observa que el depocentro local se localiza en la parte Sur del área de estudio (Fig. 5a), pero durante la depositación del Mb. Napo superior ya se nota el desarrollo de un depocentro en la parte Nor-Oeste (Fig. 5b), reflejando el inicio del levantamiento andino, concordante con las observaciones de Baby et al. (2004) y Roddaz et al. (2010). Este depocentro se profundiza (Fig. 5c) en el Cretácico más tardío al Paleoceno medio (Fm. Tena), Roddaz et al. (2004) indica que durante este periodo de tiempo se desarrolla la cuenca de ante-país amazónica propiamente dicha. La ubicación del depocentro hacia el lado Oeste de la cuenca, se interpreta como el desarrollo del “foredeep” relacionado con el **PRIMER ESTADO DE CARGA ANDINA**.

El depocentro durante la depositación de la Fm. Tiyuyacu del Eoceno, se encuentra hacia el Sur-Este del área de estudio (Fig. 5d). El basculamiento de la cuenca de ante-país hacia el Este, indica un movimiento de “foreslope / foresag” (Fig. 2; Baby et al., 2004), e interpretado como un **PRIMER ESTADO DE DESCARGA ANDINA o “EROSIONAL UNLOADING”**. El estado de descarga está relacionado con la exhumación de los Andes, como fue documentado por termo-cronología en rocas de la cordillera Real (Spikings et al., 2000). La exhumación abarcó el piedemonte andino, como lo demuestra la disminución de espesores de la Fm. Tiyuyacu (Fig. 5d) y la erosión del Mb. Tiyuyacu inferior (Christophoul et al., 2004). Al fin del Eoceno y principios del Oligoceno, la exhumación se reduce (Spikings et al., 2000, Christophoul et al., 2004). La Fm. Orteguzza (mapa isócoro no mostrado en este resumen) se deposita hacia el lado Este y NE de la cuenca (Christophoul et al., 2004) e indica que el estado de descarga andino continuó al menos hasta el Eoceno tardío – Oligoceno temprano.

A partir de la depositación de la Fm. Chalcana durante el Oligoceno tardío se comienza a notar el desarrollo de un depocentro en el borde Nor-Oeste del área de estudio, indicando el inicio de una carga andina (Fig. 5e). Durante el ciclo Arajuno – Curaray del Mioceno, el depocentro se acentúa hacia el NW de la zona de estudio (Fig. 5f), indicando un movimiento de “foredeep / forebulge”. Las observaciones de Christophoul et al. (2004) indican que existió un eje depositación paralelo a la cordillera andina y con aporte de tributarios perpendiculares al drenaje principal; es decir desde la cordillera andina y desde el “forebulge”. Este proceso también condujo la transgresión marina del Mioceno tardío que caracterizó el estado de relleno de los sistemas de cuencas de ante-país amazónico (Roddaz et al., 2010). La ubicación del depocentro hacia el lado Oeste de la cuenca, se interpreta como el desarrollo de un nuevo “foredeep” relacionado con el **SEGUNDO ESTADO DE CARGA ANDINA**.

Finalmente, durante el Plioceno el depocentro se desplaza hacia el Sur (Fig. 5g), posición similar al Cretácico tardío. Este desplazamiento del depocentro se relaciona con el desarrollo de la “Depresión Pastaza”. La creación de valles incisos y completo desarrollo del relieve en las tierras altas durante el Mioceno tardío – Plioceno propició un incremento en el aporte de sedimentos y sobre-llenó el sistema de cuencas de ante-país amazónicas (Roddaz et al., 2010), esto es interpretado como un **SEGUNDO ESTADO DE DESCARGA ANDINA**.

Agradecimientos: A la Dirección de Administración de Información Técnica Hidrocarburífera (c.f. BIPE) de la SECRETARÍA DE HIDROCARBUROS por facilitar los datos sísmicos de reflexión, base de este trabajo. Agradecemos a PETROAMAZONAS EP por facilitar el traslado del personal hacia la SECRETARIA DE HIDROCARBUROS, proporcionar el software / hardware necesario para ejecutar este y otros estudios. A Marco Rivadeneira de la Facultad de Geología de EPN por sus observaciones al manuscrito.

Referencias bibliográficas

- Baby P., Rivadeneira M., Barragán R. (2004) Introducción. In: La *Cuenca* Oriente: Geología y Petróleo, 1ª edición. Travaux de l'Institut Français d'Études Andines, 144, 13-20.
- Baby P. & Souris M. (2001) Mapa Geológico de la cuenca Oriente. IRD-PETROPRODUCCION eds. Escala 1:75000.
- Barragan R., Baby P., Nino C. (2014). Modelamiento Geodinámico Alternativo para el Origen del Sistema Petrolero en las cuencas de Ante-País Oriente-Marañón Norte. In: La *Cuenca* Oriente: Geología y Petróleo, 3ª edición. Travaux de l'Institut Français d'Études Andines, 144, 265-277.
- Burgos J., Baby P., Christophoul F., Soula J.C., Rochat P. (2004) Cuantificación de las erosions tTerciarias y Plio-Cuaternarias en la parte Sur de la Cuenca Oriente. In: La cuenca Oriente: Geología y Petróleo, 1ª edición. Travaux de l'Institut Français d'Études Andines, 144, 116-130.
- Catuneanu O. (2004) Retroarc foreland system-evolution through time. *Journal of African Earth Sciences*, 38, 225-242
- Christophoul F., Burgos J., Baby P., Soula J.-C., Bés de Berc S., Dávila C., Rosero M., Rivadeneira M. (1994) Dinámica de la cuenca de Ante-País Oriente desde el Paleoceno. In: La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo, 1ª edición. Travaux de l'Institut Français d'Études Andines, 144, 93-113.
- DeCelles P. & Giles K. (1996) Foreland basin systems. *Basin Research*, 8, 105-123.
- Roddaz M., Hermoza W., Mora A., Baby P., Parra M., Christophoul F., Brusset S., Espurt N. (2010) Cenozoic sedimentary evolution of the Amazonian foreland basin system. In: *Amazonia, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past*, 1st edition, Hoorn C. and Wesselingh F. eds., 61-88.
- Spikings R., Seward D., Winkler W., Ruiz M. (2000) Low-temperature thermochronology of the northern Cordillera Real, Ecuador: Tectonics insights from zircon and apatite fission track analysis. *Tectonics*, Vol. 9, No. 4, 649-668.
- Tschopp H (1953) Oil exploration in the Oriente of Ecuador. *AAPG Bulletin* 37, 2303-2347.
- White H., Skopec R., Ramirez F., Rodas F., Bonilla JG. (1995) Reservoir characteristic of the Hollín and Napo Formation, western Oriente basin, Ecuador. In: Tankard A., Suarez S., Welsink H. eds., *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir* 62: 573-596.

GEOLOGÍA DEL RESERVORIO ARENISCA M1 DE LA PARTE ESTE DE LA CUENCA ORIENTE, BLOQUE 31: UN ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO, SISMO-ESTRATIGRÁFICO Y DE PROVENENCIA

C. Vallejo (1,2), D. Tapia (3), J. Gaibor (4), R. Steel (5), M. Cárdenas (6), W. Winkler (7), A. Valdez (8), J.J. Esteban (9)

- (1) Dpto. de Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. cristian.vallejov@epn.edu.ec
- (2) GEOSTRAT SA, Av. República del Salvador y Av. de Los Shyris, Ed. Onix, piso 10, Quito. cristian.vallejo@geostrats.com
- (3) PETROAMAZONAS EP, Quito. Diego_Tapia@petroamazonas.ec
- (4) Halliburton Latin America. Ed. Eurocenter, Av. Amazonas N37-29 y Villalengua, Quito. janeth.gaibor@halliburton.com
- (5) Jackson School of Geosciences, University of Texas at Austin, 1 University Station C1100, Austin. rsteel@jsg.utexas.edu
- (6) PETROAMAZONAS EP, Quito. Mario_Cardenas@petroamazonas.ec
- (7) Department of Earth Sciences, ETH-Zurich, Switzerland. wilfried.winkler@erdw.ethz.ch,
- (8) PETROAMAZONAS EP, Quito. Anne_Valdez@petroamazonas.ec
- (9) Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco, jjesteban@ehu.es

Abstract (Geology of the M1 Sandstone from the eastern part of the Oriente Basin: A sedimentological, seismo-stratigraphic and provenance study): *This contribution presents a geological model for the M1 Sandstone reservoir of the Oriente Basin. This is an integrated study, which includes core description, electric log analyses and seismic data interpretation from Block 31. The data suggest a deltaic environment for the M1 Sandstone, prograding from the east. U-Pb detrital zircon ages cluster in a population that ranges from 1.4 to 1.6 billion years, suggesting that sands were derived from erosion of the Rio Negro-Jurena province, located to the northeast of the studied area. Detrital ages from the overlying Maastrichtian Tena Formation include populations between 80 to 100 Ma, pointing to an important change in the source areas, located in the Eastern Cordillera of Ecuador. This event coincides with the initial episodes of the Andean Orogeny.*

Palabras clave: Arenisca M1, Cuenca Oriente, Basal Tena

key words: M1 Sandstone, Oriente Basin, Basal Tena

INTRODUCCION

Con cerca de 30 mil millones de barriles de petróleo (Rivadeneira y Baby 2004), la Cuenca Oriente de Ecuador es una de las cuencas petrolíferas más prolíficas del noroeste de Sudamérica (Fig. 1). El petróleo se aloja en los depósitos del Cretácico (Aptiano-Maastrichtiano). En la parte occidental y central de la cuenca, la exploración y producción de petróleo se centra principalmente en las areniscas fluvio-estuarinas de las formaciones Hollín (Aptiano-Albiano) y Napo (Albiano-Campaniano). El miembro Arenisca M1 de la Formación Napo es un reservorio de edad Campaniana restringido a la parte oriental de la Cuenca Oriental de Ecuador con su equivalente, la Formación Vivian en la Cuenca Marañón del Perú. El Miembro Arenisca M1 de la Formación Napo es uno de los principales reservorios del sistema petrolero Capiron-Tiputini de la parte oriental de la Cuenca Oriental de Ecuador y está sobreyacida por los depósitos continentales de la Formación Tena datada del Maastrichtiano. La depositación de la Formación Tena marca el final de la sedimentación marina del Cretácico dentro de la Cuenca del Oriente y las áreas vecinas, y coincide con el inicio de la Orogenia Andina (Dashwood y Abbots, 1990).

Modelos anteriores basados en correlaciones litoestratigráficas (ej. Barragán et al., 2004) proponen que la Arenisca M1 se depositó en valles incisos durante períodos transgresivos. Entre los datos disponibles, Jaillard (1997) reconoció la dificultad para determinar el ambiente depositacional de la Arenisca M1 y sugiere un ambiente subacuático y continental para este miembro en el pozo Tiputini Minas 1 del campo petrolífero Tiputini (frontera oriental de la Cuenca Oriente). Sin embargo, una caracterización geológica detallada de este reservorio no se ha realizado debido a la falta de integración e interpretación de datos.

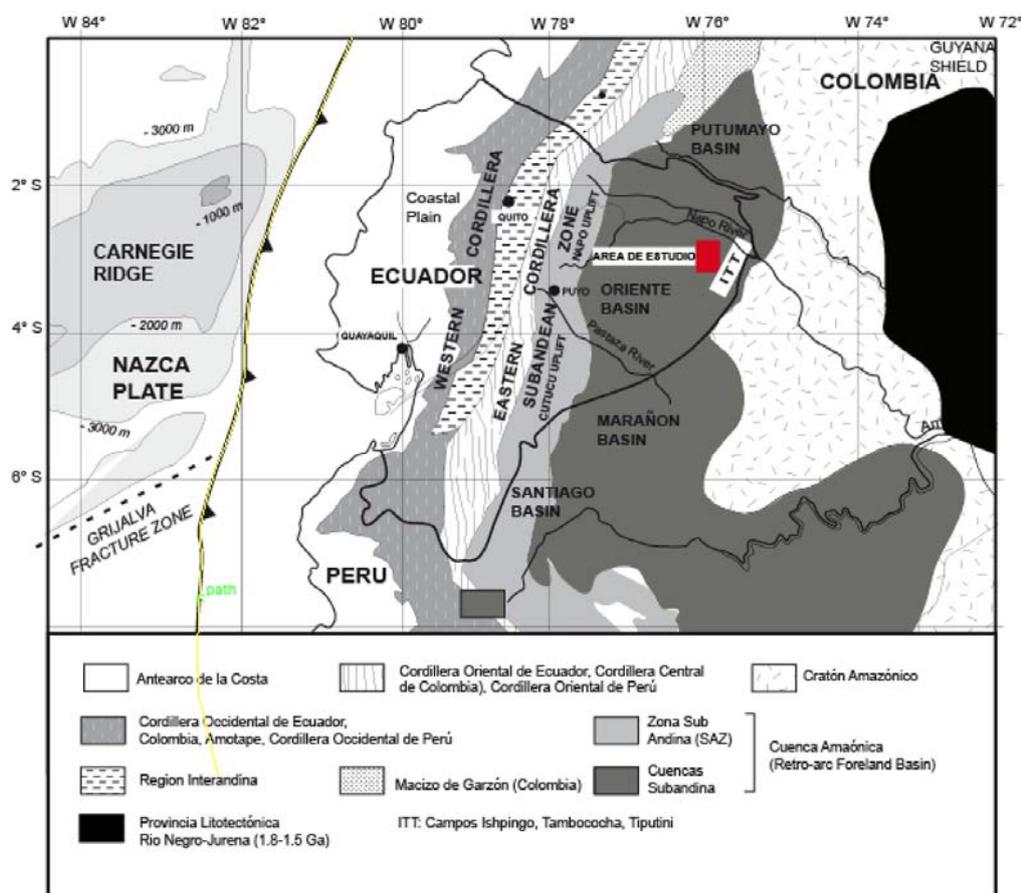


Fig. 1: Mapa litotectónico del Ecuador y ubicación de la zona de estudio

Los objetivos de este estudio son: (1) determinar los procesos depositacionales para la Arenisca M1; (2) establecer geometrías de las arenas; (3) desarrollar un modelo de depositación; (4) discutir la configuración tectónica durante el periodo Campaniano a Maastrichtiano, particularmente la transición del miembro Arenisca M1 de la Formación Napo a la Formación Tena.

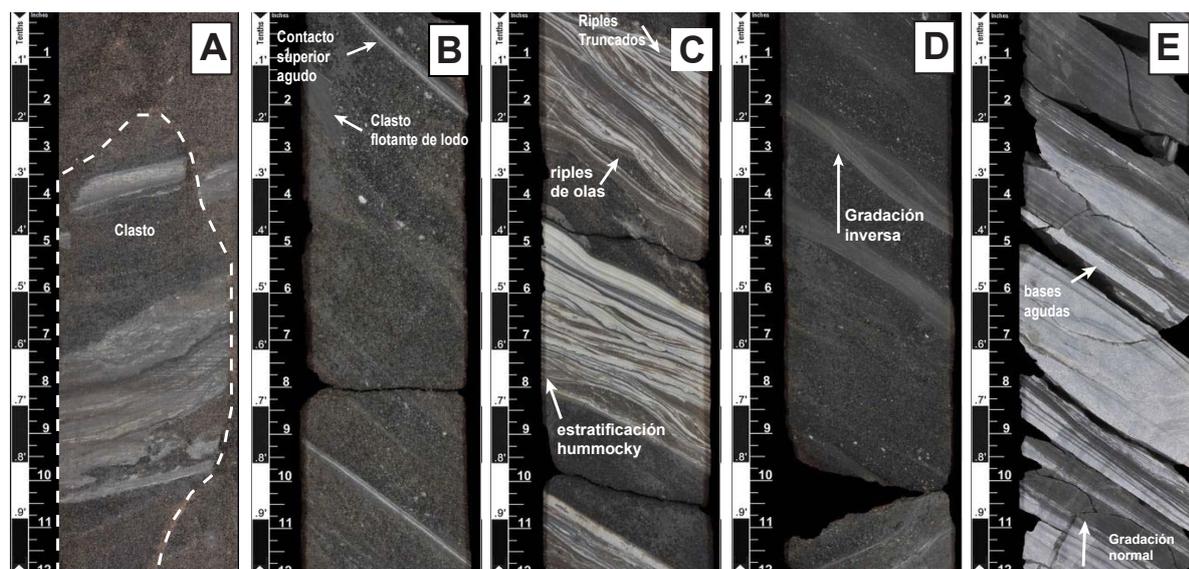


Fig. 2: Principales litofacies identificadas en el reservorio Arenisca M1 del Bloque 31. A) Brecha matriz soportada, incluyendo clastos re TRABAJADOS intracuenca B) Flujos de escombros arenosos, con clastos flotantes y contactos superiores agudos, C) Areniscas con ripples de olas y estratificación tipo hummocky, D) Estratos de arena con gradación inversa, interpretados como flujos hiperpícnicos, E) Estratos de turbiditas presentando bases agudas y gradación normal.

METODOLOGIA Y RESULTADOS

Esta contribución es una de las primeras descripciones geológicas detalladas sobre la Arenisca M1; proponiendo un nuevo modelo para el origen de este reservorio, integrando la descripción de núcleo de perforación, bioestratigrafía, análisis de registros eléctricos y la interpretación de datos sísmicos de pozos localizados específicamente en el Bloque 31. Además, se obtuvieron nuevas edades U-Pb de zircons detríticos dentro de la Arenisca M1 y la Formación Tena sobreyacente. El modelo presentado define la geología del miembro Arenisca M1 y describe las heterogeneidades laterales y verticales observadas dentro de este reservorio.

El patrón de apilamiento de los estratos interpretado a partir de registros eléctricos indica que la sucesión refleja progradación en lugar del procesos retrogradacionales típicamente mostrado por los depósitos transgresivos dominados por marea de los sedimentos Albiano - Santonianos de la Formación Napo. Las descripciones sedimentológicas de las secciones de coronas disponibles muestran que la arenisca M1 registra una sucesión heterogénea depositada por procesos gravitacionales, incluyendo flujos de escombros y turbiditas producidas por flujos hiperpícnicos (Fig. 2), típicos de ambientes de frente de delta.

Los mapas de grosor de arena neta, correlación estratigráfica (Fig. 3) y datos de atributos sísmicos (RMS) presentan formas lobulares que se adelgazan rápidamente hacia los bordes de los lóbulos, lo que es consistente con una progradación deltaica de este a oeste (Fig. 4). Similar comportamiento de arenas acuñándose en dirección hacia el oeste fueron también observadas en campos vecinos de la Cuenca Oriente, tales como Eden Yuturi (Vallejo, 2013), Obe, Minta y Nashiño (Vallejo et al., 2015).

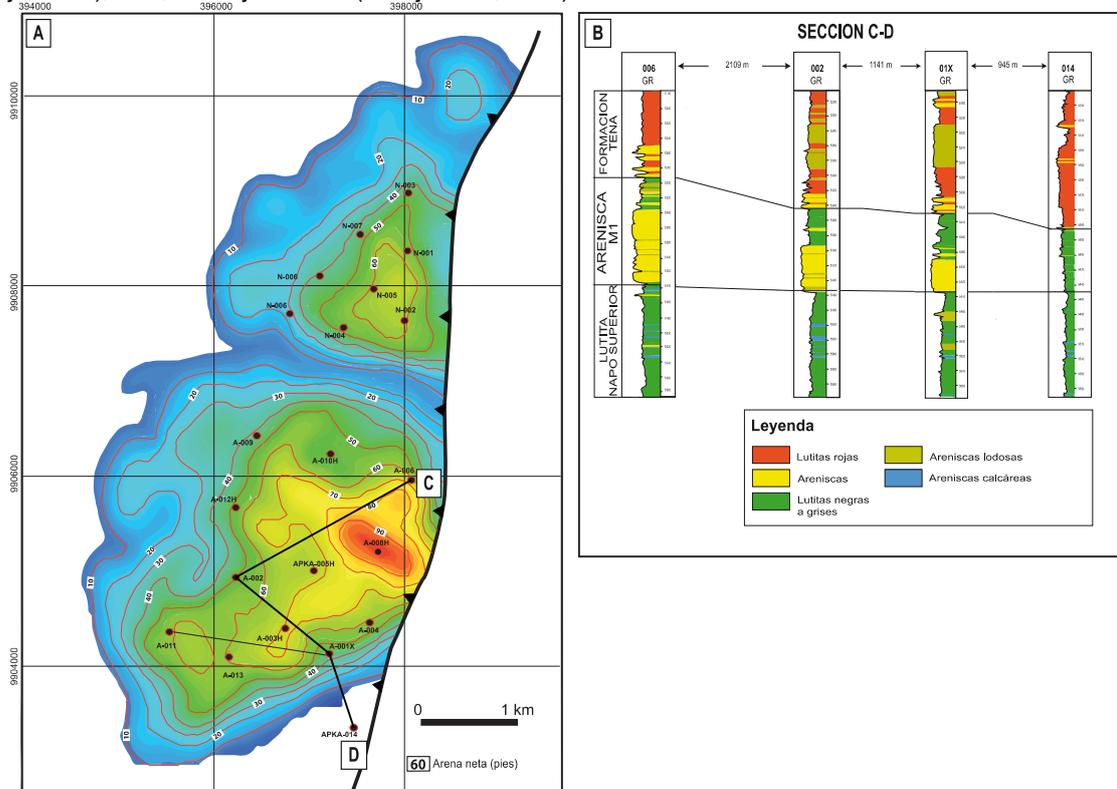


Fig. 3: A) Mapa de espesores de arena neta para los campos del Bloque 31. Nótese la forma de lóbulos. B) Sección de correlación dentro de la zona de lóbulo, mostrando acuñamiento de arenas hacia el borde del lóbulo..

La localización del área fuente de los sedimentos de la Arenisca M1 y la base de la sobreyacente Formación Tena fue determinada por el análisis de proveniencia, incluyendo dataciones U-Pb en zircons detríticos con el método LA-ICP-MS (espectrometría de masas por plasma inductivamente acoplado por ablación con láser). Las edades de procedencia son uniformes en el grupo de Arenisca M1 en una población que oscila entre 1,4 y 1,6 billones de años. Estas edades indican que las arenas fueron derivadas principalmente de la erosión de la provincia litotectónica de Río Negro-Jurena, localizada al noreste del área estudiada (Fig. 1). En la arenisca Basal Tena se nota un cambio importante en las zonas de aporte, incluyendo poblaciones zircons datados entre 80 a 100 Ma, señalando un origen en la Cordillera Oriental del Ecuador. Estos datos indican que durante el depósito de la Arenisca M1 el sistema de drenaje fue de este a oeste, mientras que para la Arenisca Basal Tena el sistema de drenaje fue de oeste a este. El cambio estratigráfico entre la Arenisca M1 y la sobreyacente Formación Tena coincide con un evento mayor de deformación, posiblemente asociado a la colisión del Plateau Caribe y el consecuente levantamiento de los Andes (Vallejo et al., 2006; Luzieux et al., 2006).

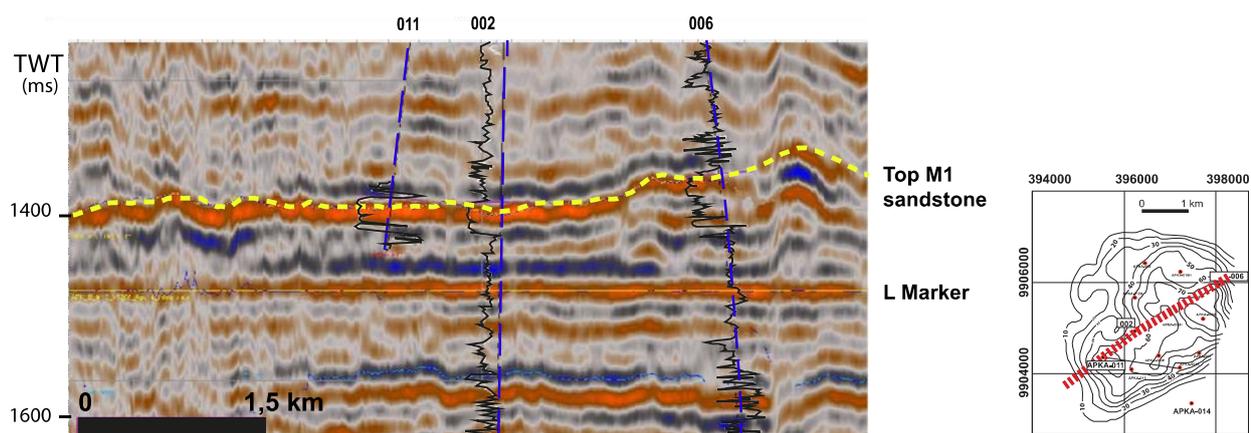


Fig. 4: Línea sísmica en dirección SW-NE en la parte sur de los campos de estudio del Bloque 31, mostrando geometrías de cliniformes.

CONCLUSIONES

Los resultados de este trabajo indican que el reservorio Arenisca M1 en el área de estudio fue depositada en un ambiente deltaico con una dirección de progradación de este a oeste. La importancia de definir un sistema de delta para el yacimiento Arenisca M1 es que este tipo de reservorios está entre los más grandes del mundo (Woodroffe et al., 2006). Sin embargo, debido a las heterogeneidades asociadas con la geometría de los lóbulos y la variación de facies a lo largo de las cliniformes se necesita de modelos geológicos refinados que deben ser considerados cuando se está modelando este reservorio. El potencial de trampas estratigráficas dentro de los sistemas deltaicos es muy alto, debido a la compartimentación de las cliniformes individuales de arenisca. El cambio de la Arenisca M1 a la Arenisca Basal Tena marca una reorganización a escala continental del sistema de drenaje, pasando a ser la Cordillera de los Andes el sitio desde el cual se originan los sedimentos que van hacia el Amazonas.

Agradecimientos: A los autores les gustaría expresar sus agradecimientos a PETROAMAZONAS EP por el apoyo para la realización de este estudio.

Referencias bibliográficas

- Barragán, R., Christophoul, F., White, H., Baby, P., Rivadeneira, M., Ramirez, F., Rodas, J., (2004). Estratigrafía secuencial del Cretácico de la Cuenca Oriente del Ecuador. In: Baby, P., Rivadeneira, M., Barragán, R. (Eds.), La Cuenca Oriente: geología y petróleo, vol. 144. Travaux de l'Institut Français des Etudes Andine, pp. 45–68.
- Dashwood, M. F., Abbotts, I. L., (1990). Aspects of the petroleum geology of the Oriente Basin, Ecuador. In: Brooks, J. (Ed.), Classic petroleum provinces, vol. 50. Geol. Soc. London. Spec. Publ., pp. 89–117.
- Jaillard, E. (1997). Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretácico y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador. Informe final del convenio Orstom-Petroproducción, 164 pp. (Petroproduccion, Quito).
- Luzieux, L.D.A., Heller, F., Spikings, F., Vallejo, C.F., and Winkler, W. (2006). Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence: Earth and Planetary Science Letters, v. 249, p. 400–414
- Rivadeneira M., Baby, P., (2004). Características geológicas generales de los principales campos petroleros de Petroproducción. In: Baby, P., Rivadeneira, M., Barragán, R. (Eds.), La Cuenca Oriente: geología y petróleo, vol. 144. Travaux de l'Institut Français des Etudes Andine, pp. 229-294.
- Vallejo, C. 2013. Modelo sedimentológico y estratigráfico para los miembros M1, M2, U Superior; U Inferior, T Superior y T Inferior de la Formación Napo en los Campos Eden Yuturi, Pañacocha, Tumali, Dumbique; Yanahurco, San Roque y Tangay. Reporte interno Petroamazonas.
- Vallejo, C., Gaibor, J., Leal, J., Figuera, M., Pineda, E. 2015. Modelo Geológico De Las Areniscas: Basal Tena, M1, M2, U, T En El Bloque 43 y en los campos Obe, Minta Y Nashiño. Reporte interno Petroamazonas.
- Vallejo, C., Spikings, R.A., Winkler, W., Luzieux, L., Chew, D., Page, L. (2006). The early interaction between the Caribbean Plateau and the NW South American Plate: Terra Nova, v. 18, p. 264-269.
- Woodroffe, C.D., Nicholls, R.J., Saito, Y., Chen, Z., Goodbred, S.L., (2006). Landscape variability and the response of Asian megadeltas to environmental change. In: Harvey N (Ed.) Global change and integrated coastal management: The Asia-Pacific region. Springer, Berlin, pp. 277–314.

GRADIENTE GEOTERMAL DE LAS CUENCAS DE ANTE-ARCO DEL ECUADOR

D. Barba (1,2)

(1) Gerencia de Exploración, PETROAMAZONAS EP, Quito, Ecuador. Diego_Barba@petroamazonas.ec

(2) Dirección de Estudios y Patrimonio Hidrocarburífero, SECRETARIA DE HIDROCARBUROS, Quito, Ecuador.

Geothermal Gradient of ecuadorian fore-arc basins. The geothermal gradient map was designed taking into account BHT data no adjusted, corresponding of 26 wells and 2 fields. There is not sufficient information of DST and BHT appropriately corrected in order to calculate a gradient more exactly. Consequently, we calculate the geothermal gradient using a linear regression, without considerate a surface temperature previously assigned. Additionally, the geothermal gradient of each region was calculated in order to compare it with previous works. The geothermal gradients calculated for Manabí basin and the Golfo de Guayaquil are 0.56°F/100ft and 0.57°F/100f, respectively. The Progreso-Tumbes Geological Province shows an average gradient of 0.65°F/100ft. The relation between the geothermal gradient of Oriente basin and Golfo de Guayaquil is 2:1, indicating that the fore-arc basins have a thermal regime particularly "cold", possibly associated with the mafic basement.

Palabras clave: bajo gradiente geotermal, BHT, ante-arco, Ecuador.

Key words: low geothermal gradient, BHT, fore-arc, Ecuador.

INTRODUCCION

Hay diferentes formas para determinar la temperatura del subsuelo, por su orden de importancia señalamos los siguientes: 1) perfiles de temperatura de alta resolución; 2) Pruebas de Formación (DST o RFT); 3) Temperaturas de Fondo de pozo –corregidas- (BHT, por sus siglas en inglés), 4) Temperaturas de Hoyos someros (SHT, por sus siglas en inglés); 5) Geoquímica de aguas termales; 6) Petrología ígnea y metamórfica; 7) Sismología; 8) BHT no corregidas; y 9) Perfiles de temperatura no equilibrados (Sigismondi & Ramos, 2009).

Las medidas de temperatura obtenidas a partir de las pruebas de formación (DST y RFT) están basadas en el flujo de altos volúmenes de hidrocarburos o agua desde la formación productiva, por lo que resultan ser los datos más aceptados para determinar la temperatura del subsuelo (Peters and Nelson, 2009); sin embargo, este tipo de medidas son escasas, pues están restringidas únicamente a pozos con reservas comerciales de hidrocarburos. Perfiles de temperatura de alta resolución y pruebas estáticas de largo tiempo proporcionan buenas medidas, pero estas son limitadas y requieren un hoyo en condiciones estables. Datos de BHT son los más comunes, pero requieren corrección debido a que ellos están afectados por el fluido de perforación (generalmente los datos requeridos para la corrección son difíciles de encontrar), haciendo que la temperatura medida esté por debajo de la temperatura real del subsuelo. SHT, geoquímica, petrología y sismología están principalmente relacionadas con investigaciones científicas, por lo tanto poco comunes, en estos casos la temperatura calculada es derivada a partir de modelos (e.g geotermómetros).

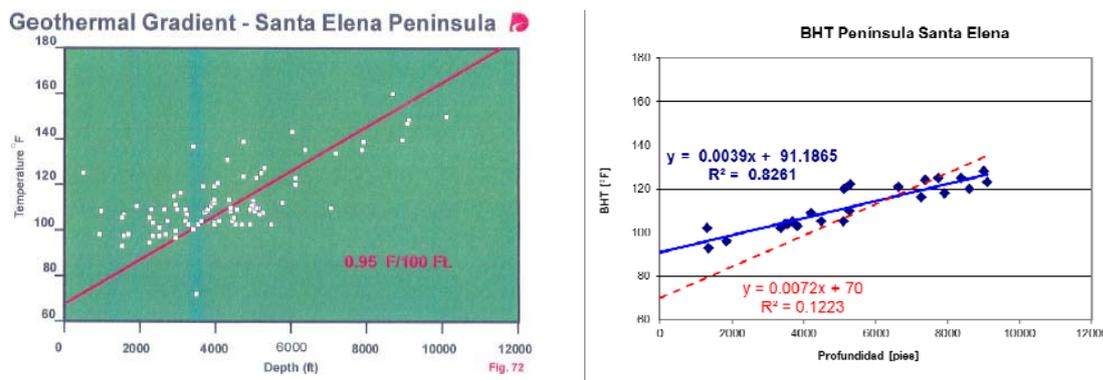


Fig. 1 Comparación del gradiente geotérmico de la Península de Santa Elena calculado por DUKE ENERGY (2000) en el lado izquierdo y el calculado en este trabajo en el lado derecho. Al anclar la temperatura de superficie a un valor predeterminado se produce la sobre-estimación del gradiente, así como una disminución radical en el coeficiente de correlación.

El gradiente geotermal calculado en trabajos anteriores para el Golfo de Guayaquil fue de 1.0 °F/100ft (LITTON RESOURCE GROUP, 1986); 1.1°F/100ft (AMOCO and PETROECUADOR, 1993; DUKE ENERGY, 2000; Aguilar et al., 2009), y 1.27 °F/100ft (PDVSA, comunicación personal).

En todos los cálculos efectuados en trabajos anteriores se usó una temperatura superficial como punto de ancla para la regresión lineal, lo que provoca que el gradiente calculado sea sobre-estimado (e.g. DUKE ENERGY, 2000; Fig. 1).

DST, BHT Y CORRECCION DE HORNER (BHT)

Los datos de BHT existentes han sido re-analizados, en lo posible buscando los encabezados originales de los registros eléctricos o digitalizando los datos desde gráficos reportados en informes. Nuevos datos han sido incorporados desde pozos exploratorios o de desarrollo (BHT y DST) recientemente perforados (e.g. Amistad- 5 a 9, Puna-1).

Los datos de BHT correspondientes a temperaturas menores a 200 metros (565 ft) fueron eliminados, debido a que estos suelen estar afectados por efectos ambientales (Hamza & Vieira, 2011).

Únicamente se contó con cuatro pruebas de producción (DST), todas ellas realizadas en el campo Amistad (Tabla 1). Las pruebas fueron ejecutadas a profundidades similares, por lo que no es posible determinar un gradiente de temperatura para el campo.

Pozo	Profundidad (ft)	Temperatura (°F)
Amistad-5st1	9917	159.8
	10080	159.8
Amistad-4	9922	155.0
	10241	160.0

Tabla. 1 Datos de DST disponibles para el Litoral ecuatoriano. Datos compilados hasta el año 2012.

Datos confiables de temperatura constituyen los BHT corregidos por el método de HORNER, para lo cual se necesitan conocer dos elementos: CT (Circulation Time) y TSC (Time Since Circulation). Se debe tener en cuenta que no exista tiempos estáticos cortos (mínimo 1 hora), re-circulación entre medidas, asegurarse que la herramienta llegue a fondo y registros incorrectos del tiempo. La información de CT se la obtiene de los informes de perforación, dato que frecuentemente es extraviado, en cuyo caso se puede utilizar un valor de una hora (1h) para obtener una corrección mínima. Los datos de BHT y TSC se los obtiene de los encabezados de los registros.

Pozo	Profundidad (ft)	BHT (°F)	CT (h)	TSC (h)	BHT Teq (°F)
Amistad Sur-1	10062	186.0	7.5	9.0	199.5
		190.0		14.0	
Ricaurte-1	8902	150.0	1.0*	15.0	158.9
		152.0		19.5	
Ricaurte-1	9716	162.0	1.0*	10.3	170.2
		164.0		13.3	
		165.0		16.6	
Ricaurte-1	14527	199.0	1.0*	14.8	210.3
		205.0		32.3	
Calceta-1	1506	112	1.0*	4.0	120.0
		114		5.5	
Calceta-1	7650	154	1.0*	8.17	157.7
		156		18.17	
Chone-1	2610	139	1.0*	7.5	142.5
		140		10.8	
Chone-1	6319	148	1.0*	8.0	153.2
		151		19.7	
Chone-1	11877	170	1.0*	8.0	172.0
		171		16.5	
Jaramijo-1	286	113	1.0*	2.5	136.7
		119		3.5	

* CT no disponible, se asigna 1 h para obtener una Teq mínima

Tabla. 2 Datos de CT y TSC disponibles para el Litoral ecuatoriano. Datos compilados hasta el año 2012.

Para obtener la temperatura de equilibrio (Teq) por el método de HORNER se necesita al menos dos medidas de BHT a una misma profundidad, a mayor número de medidas menor grado de incertidumbre. Cada medida corresponde a una corrida de registros (Run 1, Run 2, Run 3 o más).

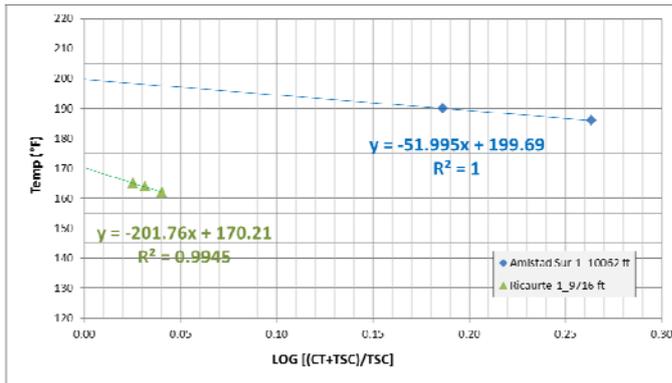


Fig. 2 Corrección del BHT por el método de HORNER. El pozo Amistad Sur-1 representa el caso de contar con CT y dos medidas de BHT; mientras que el pozo Ricaurte-1 representa el caso de no tener CT, pero disponer de 3 medidas de BHT. En ambos casos la falta de información contribuye a incrementar la incertidumbre de la medida.

GRADIENTE GEOTERMAL

El cálculo del gradiente geotermal parte de la construcción de gráficos temperatura versus profundidad, luego se incorporaron las líneas de tendencia por regresión lineal, en ningún caso fue usado un valor de intercepción. Así, el gradiente geotermal y la temperatura de superficie fueron determinados.

Este proceso fue repetido para cada uno de los pozos (Fig. 2), para cada campo y una región (Fig. 3).

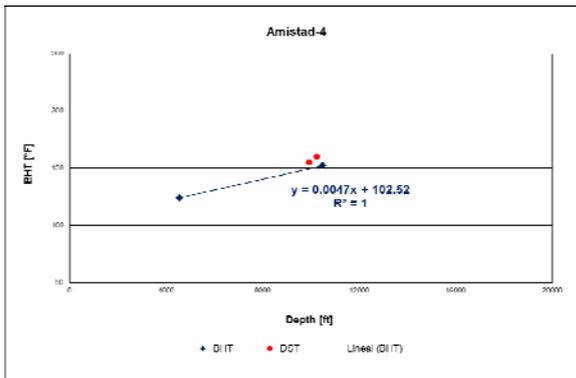


Fig. 3 Gráfico de BHT y DST versus Profundidad del pozo Amistad-4.

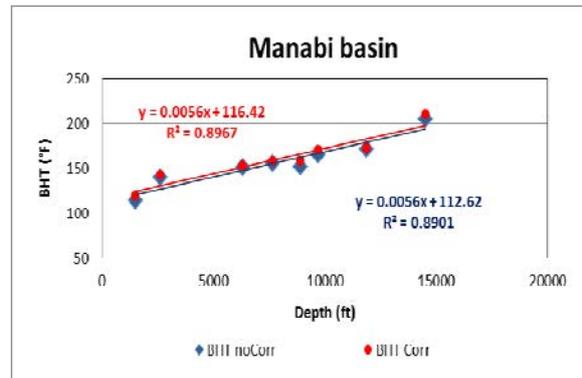


Fig. 4 Gráfico de BHT versus Profundidad de la Cuenca Manabí. Los datos incluyen temperaturas corregidas usando el método de HORNER.

A partir de los datos de BHT corregidos por el método de HORNER se calculó su respectivo gradiente, el cual es muy similar al inicialmente calculado con los datos de BHT no corregidos. Lo que si varía es la temperatura de superficie, en el ejemplo de la cuenca de Manabí, esta pasa de 112.6 °F a 116.4 °F (Fig. 4).

En términos generales, la diferencia entre los BHT no corregidos (temperatura máxima reportada) y los BHT corregidos por HORNER, es en promedio de 3% y máximo de 5% (Fig. 4). La diferencia entre los BHT no corregidos y los DST es de 3% (Fig. 3).

El gradiente calculado más alto es 1.02 °F/100ft correspondiente al pozo Domito-1; mientras que el gradiente más bajo es de 0.18 °F/100ft determinado en el pozo Playas-1 (Fig.5).

El mapa del gradiente geotermal presentado en este trabajo fue elaborado usando 26 valores de gradiente obtenidos desde los pozos y 2 valores de gradiente promedio obtenidos desde los campos Pacoa y Ancón. Adicionalmente, se calculó el gradiente geotermal de cada región (e.g. Golfo de Guayaquil) con la intención de comparar los resultados obtenidos con los presentados en trabajos previos así como con otras regiones geológicas vecinas.

Por otro lado, el mapa del gradiente geotermal puede ser mejorado en el futuro, si se logra añadir nueva información desde la cordillera de Chongón-Colonche y desde la cuenca Esmeraldas, de igual manera puede ser complementado con los mapas del norte del Perú y sur de Colombia.

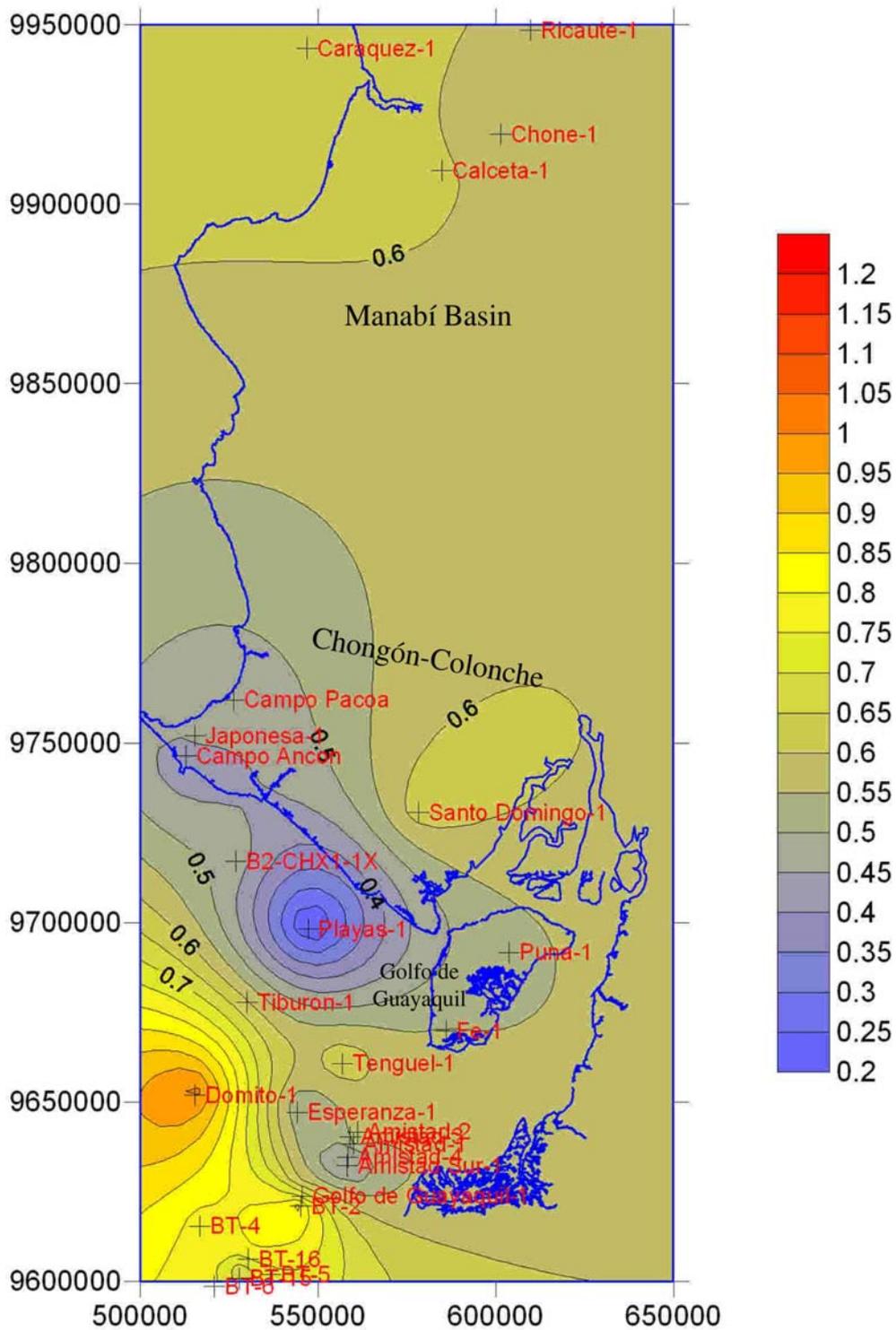


Fig. 5 Mapa del gradiente geotermal ($^{\circ}\text{F}/100\text{ft}$) creado a partir de los datos de BHT no-correctados. El mapa incluye gradientes calculados con al menos dos medidas de BHT. UTM, Datum WGS84, Zone 17S.

La relación entre el gradiente geotermal de la Cuenca Oriente y el Golfo de Guayaquil es de 2:1, demostrando que las cuencas de ante-arco tienen un régimen termal particularmente "frío" (Fig. 6).

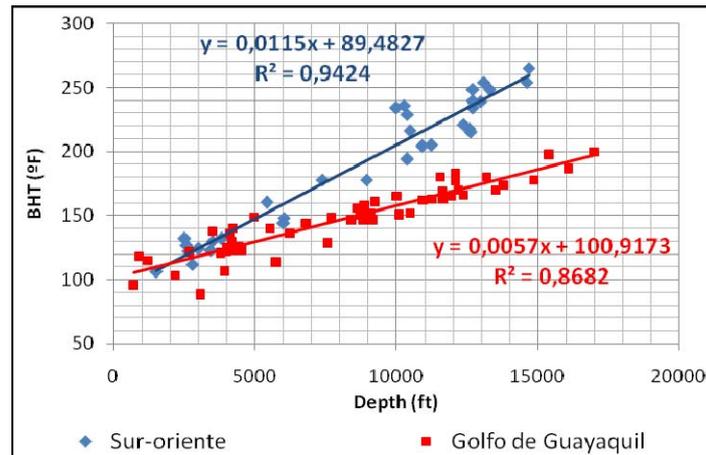


Fig. 6 Gráfico de BHT versus Profundidad que muestra la diferencia entre el gradiente calculado en la Cuenca Oriente y el calculado en el Golfo de Guayaquil. Burgos et al. (2004) calculó un gradiente de 22 °C/Km, valor similar al presentado en este trabajo para el Sur-Oriente ecuatoriano.

CONCLUSIONES

El gradiente geotermal calculado para la Cuenca Manabí y el Golfo de Guayaquil es de 0.56 °F/100ft (Fig. 4) and 0.57 °F/100ft (Fig. 6), respectivamente. Mientras que la Provincia Geológica Progreso-Tumbes muestra un gradiente promedio de 0.65 °F/100ft.

La comparación realizada entre los datos de BHT corregidos por el método de HORNER y los DST respecto a los datos de BHT no corregidos muestran leves diferencias, por lo que estos últimos pueden ser utilizados de manera directa para el cálculo del gradiente geotermal.

El gradiente más débil está relacionado con el alto estructural de Playas, relacionado con un alto de basamento, por lo que se puede inferir que por debajo de la estructura Amistad habría también un alto de basamento. Por otro lado, diapiros arcillosos aislados (efecto embudo) causan una anomalía geotermal sobre ellos (e.g. pozo Domito-1).

Gradientes bajos son usualmente observados en zonas de subducción debido a la entrada sedimentos portando agua fría por debajo de la corteza continental. Adicionalmente, la presencia de corteza compuesta por terrenos oceánicos (Fms. Cayo y Piñon) estaría controlando el bajo régimen termal.

Agradecimientos: Este trabajo está principalmente basado en datos de PETROAMAZONAS EP. Unos pocos encabezados de registros de pozos del Perú fueron provistos por Félix Ramírez. Agradecemos a la Secretaría de Hidrocarburos y a PETROAMAZONAS EP por permitir la publicación de estos resultados.

Referencias bibliográficas

- Aguilar R., Alemán A., Ordóñez M., Montenegro G., Noya J., Ortega R. (2009) Evolución Tectonoestratigráfica y Sistema Petrolífero de la Cuenca Progreso en Ecuador y Perú. Resumen extendido para el [10th Simposio Bolivariano](#), pp. 12.
- AMOCO & PETROECUADOR (1993) Coastal Ecuador Technical Evaluation Agreement. Unpublished report, Vol. 1, pp. 218.
- Burgos J., Baby P., Christophoul F., Soula J.C., Rochat P. (2004) Cuantificación de las erosions tTerciarias y Plio-Cuaternarias en la parte Sur de la Cuenca Oriente. In: La cuenca Oriente: Geología y Petróleo, 1ª edición. Travaux de l'Institut Francais d'Études Andines, 144, 116-130.
- DUKE ENERGY INTERNATIONAL (2000). Geological and Geophysical evaluation of Progreso Basin, Southwestern Ecuador. Unpublished report, pp. 230.
- Hanza V. & Vieira F. (2011) Climate Changes of the Recent Past in the South American Continent: Inferences Based on Analysis of Borehole Temperature Profiles. In Blanco J. & Kheradmand H. (Eds.), Climate Change - Geophysical Foundations and Ecological Effects. InTech, pp. 113-150.
- Peters K., and Nelson P. (2009). Criteria to Determine Borehole Formation Temperatures for Calibration of Basin and Petroleum System Models. Article #40463 adapted from poster presentation at AAPG Annual Convention and Exhibition.
- LITTON RESOURCE GROUP (1986) The Gulf of Guayaquil Basin Study: Geochemistry. Unpublished report for CEPE. Vol. I, pp. 172.
- Sigismondi & Ramos (2009) El flujo de calor en la cuenca Neuquina: Parte 1. Petrotecnia, Vol. 1, 64-81.

EL ORIGEN DEL PETROLEO EN LA CUENCAS MARAÑÓN-ORIENTE-PUTUMAYO (MOP).

R. Barragan (1), P. Baby (2), C. Niño (3).

- (1) YachayTech, Escuela de Geología, Hacienda San Jose, San Miguel de Urququi, Ecuador. rbarragan@yachaytech.edu.ec
 (2) GET-UMR CNRS/IRD/Université Paul Sabatier, 13545, 14 avenue Edouard Belin, 31400, Toulouse, France. patrice.baby@ird.fr
 (3) GALP, rue Tomas da Fonseca, Torre A-10, Lisboa, Portugal, 1600-209, christian.nino@galp.com

Abstract (The Origin of the Marañon-Oriente-Putumayo Basin Oils):

The Northern Marañon, Oriente and Putumayo Basins are associated with the same petroleum system, the Cretaceous marine shales/limestones of the Napo-Chonta-Villeta Formation. This source rock, however, is thermally immature because it has undergone limited burial along most of the foreland basin. Three major kitchens and long distance migration are proposed to explain the origin of this oils: The first two corresponds to two major paleo-depocenters separated by the Napo-Cutucu uplift developed since upper Cretaceous. They correspond to the present-day Santiago Basin and the upper Magdalena Valley basin east of the Eastern Colombian cordillera. The generation/expulsion of hydrocarbons, took place since late Paleocene times to Middle Miocene in both kitchens; however, they were exhumed since late Miocene times due to the tectonic uplift of the Eastern Cordillera and subandean zone. The third and active Kitchen ("Situche"), corresponds to the present day deepest portion of the foreland Basin formed as a direct response of the Santiago Basin tectonic exhumation. The generation and expulsion of hydrocarbons took place since Mio-Pliocene times

Palabras clave: Cuenca Marañón Oriente Putumayo, sistemas petroleros, cocinada activas, depocentros
Key words: Marañon Oriente Putumayo Basin, petroleum system, active kitchens, depocenters

INTRODUCCION

Las cuencas Marañón-Oriente-Putumayo (MOP) de Perú, Ecuador y Colombia respectivamente, son parte del mismo sistema de cuencas asimétricas de "foredeep" del sistema actual de ante país subandino. Estas cuencas prolíficas están asociada al mismo sistema petrolífero-roca madre: las lutitas y calizas marinas de la Formación Napo-Chonta- Villeta, del Cretácico Superior.

Aunque la geología regional ha sido ampliamente descrita, existen pocos trabajos referentes al origen de los sistemas petrolíferos en las cuencas subandinas mencionadas. Datos geoquímicos regionales a lo largo del sistema MOP soportan múltiples cocinas y pulsos de generación, y, por lo tanto, varias hipótesis, han sido propuestas para explicar el origen de este sistema petrolero prolífico.

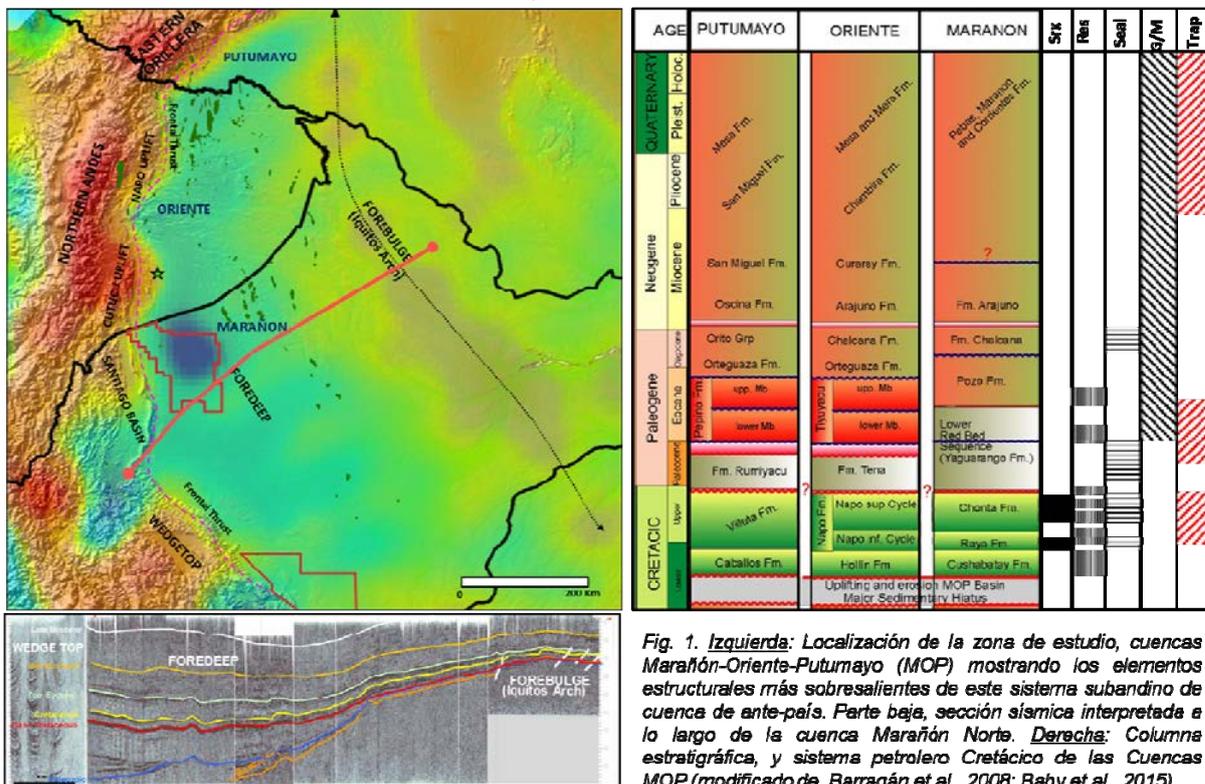


Fig. 1. **Izquierda:** Localización de la zona de estudio, cuencas Marañón-Oriente-Putumayo (MOP) mostrando los elementos estructurales más sobresalientes de este sistema subandino de cuenca de ante-país. **Parte baja,** sección sísmica interpretada a lo largo de la cuenca Marañón Norte. **Derecha:** Columna estratigráfica, y sistema petrolero Cretácico de las Cuencas MOP (modificado de Barragán et al., 2008; Baby et al., 2015).

Sin embargo, aspectos de tipo geodinámico regional no han sido ampliamente considerados, peor aún, porque dichas cuencas y sus crudos han sido siempre tratadas por separado como unidades independientes correspondientes sólo a sus límites geopolíticos.

El modelo geológico mayormente aceptado (Feininger, 1975), asocia el origen de este sistema petrolero Cretácico a una cocina hipotética situado al oeste a lo largo de la zona ecuatorial Interandina actual, conocida como cocina "Quito", ya exhumada /erosionada o metamorforizada por la orogenia andina. Sin embargo, esta hipótesis es supuesta e implica una preservación de crudos y un proceso largo de remigración. muy eficiente

El objetivo de este estudio, por lo tanto, es el de complementar los estudios realizados en las cuencas Santiago y SW Maraón (Barragán et al., 2008), adicionando la información proveniente de la cuenca Putumayo y Oriente Norte, con la finalidad de ultimar un modelo de generación y migración que pueda explicar el origen del petróleo en las cuencas MOP, sobre la base de datos geoquímica actualizados y regionales en un marco geodinámico que incorpora los principales elementos tectono-sedimentarios a lo largo de las mismas cuencas y de sus zonas subandinas.

MARCO GEOLOGICO REGIONAL

Las cuencas Maraón Oriente Putumayo (MOP) está compuesta por dos dominios-fisiográficos-estructurales que han sido independientes entre sí a partir del Mioceno superior-Plioceno. Al oeste, la zona sub-andina constituye la zona deformada del sistema de cuencas de ante país, en el borde oriental del orógeno andino e incluye tanto las cuencas Santiago en el norte de Perú, los altos del Napo y Cutucú en Ecuador y la parte sur de la cordillera Oriental en Colombia (Fig. 1). Están limitados al este por el frente de cabalgamiento subandino que la restringe del segundo dominio, la vasta cuenca Putumayo-Oriente-Maraón o "foredeep" actual de la cuenca de ante-país, la cual se extiende hacia el este hasta la posición del Arco de Iquitos, que representa la zona de levantamiento flexural o "forebulge" del sistema de ante-país.

La Cuenca MOP preserva una espesa secuencia sedimentaria Fanerozoica (Dashwood and Abbott, 1990), desarrollada sobre un basamento cratónico Precámbrico. La serie sedimentaria cretácica (sección de interés), caracterizada por las secuencias cíclicas de calizas, lutitas y areniscas depositadas en una plataforma estable a lo largo de un depocentro orientado NW-SE y controlado principalmente por las variaciones del nivel de base o eustático durante el Cretácico Superior.

Estructuralmente, el sistema de Cuencas MOP se caracteriza por la sobreimposición de sistemas compresivos y extensivos pre-Cretácicos, heredados, respectivamente, de paleo estructuras de cabalgamiento del Paleozoico superior orientadas NW-SE y de paleo "rifts" Triásicos orientados NNE-SSW; ambos sistemas estructurales han sido tectónicamente invertidos a lo largo de las cuencas Oriente y Maraón a partir del Cretácico superior (Barragán et al., 2008).

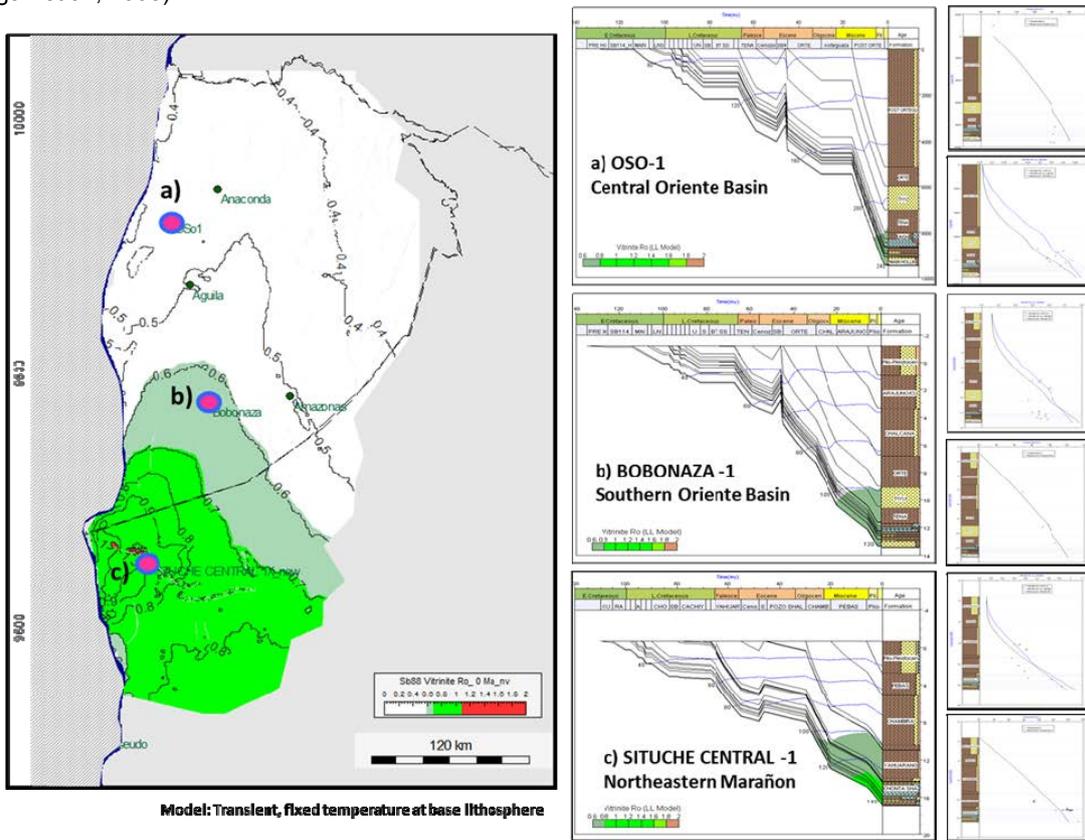


Fig. 2. Mapa regional de madurez (vitrinita-Ro) Cuenca Oriente-Maraón Norte al presente para el nivel Napo superior (~88Ma) usando facies Tipo II y II B (Org. Facies A-B marino). En la parte derecha, se detallan tres perfiles de historia de sobre enterramiento (subsidencia) y la reconstrucción térmica, modelaje calibrado con datos de temperatura, y reflectancia de vitrinita para a) pozo Oso-1, Cuenca Oriente Central; 2b) Pozo Bobonaza-1, Cuenca Oriente Sur y, 2c) Situche Central-1 NW Cuenca Maraón (Barragan et al., 2008).

SISTEMA PETROLERO CRETACICO

La cuenca Marañón- Oriente-Putumayo (MOP) constituye uno de los sistemas petroleros más prolíficos de América del Sur. Datos geoquímicos e isotopos de carbón muestran una cercana relación entre las lutitas y calizas cretácicas de la Fm Napo/Chonta-Villeta y los crudos de dichas cuencas (Bernal, 1998; Brad et al., 2015), por lo tanto, son generalmente aceptados como la principal roca madre que origina sus crudos. La materia orgánica de dichos sedimentos es de tipo marino a lo largo de toda la cuenca Oriente y Putumayo y en el noroeste de la cuenca Marañón y en la cuenca Santiago (Tipo II - II B; TOC comúnmente hasta 3-4%) (Perupetro, 2000; Dashwood and Abbott, 1990). Sin embargo, la roca madre cretácica Napo/Chonta se vuelve más terrestre y de mala calidad hacia la parte este de las Cuencas Oriente y Putumayo; y a lo largo de toda la cuenca Marañón en el Perú (Tipo III, TOC de 0,5-1%).

Análisis geoquímicos de crudos a lo largo de las cuencas MOP y Santiago reconocen varias familias, todas originadas a partir de la mismas roca madre Cretácica Napo/Chonta pero asociadas a diferentes facies sedimentarias (series marinas carbonatadas, niveles anóxicos, series parálicas o con influencia terrestre, etc) y/o como resultado de mezclas de crudos, biodegradación y remigración, todas remarcablemente diferentes tanto en términos de origen como de madurez térmica y consistentemente asociados a un tipo específico de reservorio.

Modelaje geodinámico de subsidencia, erosión e historia térmica de la Cuenca Oriente-Marañón Norte, tanto 1D como Pseudo-3D (*ZetaWare Genesis and Trinity geomodeling software*), fueron generados a nivel local y regional para determinar el tiempo de generación de crudos, y principalmente para probar la existencia de un sistema petrolero/cocina dentro del sistema de cuencas de ante país. El modelo de madurez fue calibrado usando datos geoquímicos (ej., Ro, Tmax) disponibles en varios pozos a lo largo de las cuencas. De norte a suroeste, respectivamente, indicadores geoquímicos y modelos geológicos de madurez sugieren que la roca madre cretácica Napo/Chonta es completamente inmadura y que nunca ha alcanzado la ventana de generación de petróleo a lo largo de la zona actual del sistema de "foredeep" o foreland de la Cuenca Oriente (i.e., Pozo Oso, Anaconda) (Figs. 2a). Sin embargo, es evidente la presencia de estados de madurez temprana en la roca madre Cretácica alcanzadas hacia la parte Sur de la Cuenca Oriente (i.e., Pozos Bobonaza y Amazonas) (Fig. 2b) y más importante aún, es evidente un pico máximo de madurez y generación de crudo que dicha roca madre alcanza en la actualidad en la parte más profunda de la cuenca de ante país en la zona correspondiente al actual "foredeep" de la cuenca Marañón, en el "área noreste conocida como "Situche"(Figura 2c), y hacia la cuenca Santiago (Fig. 3).

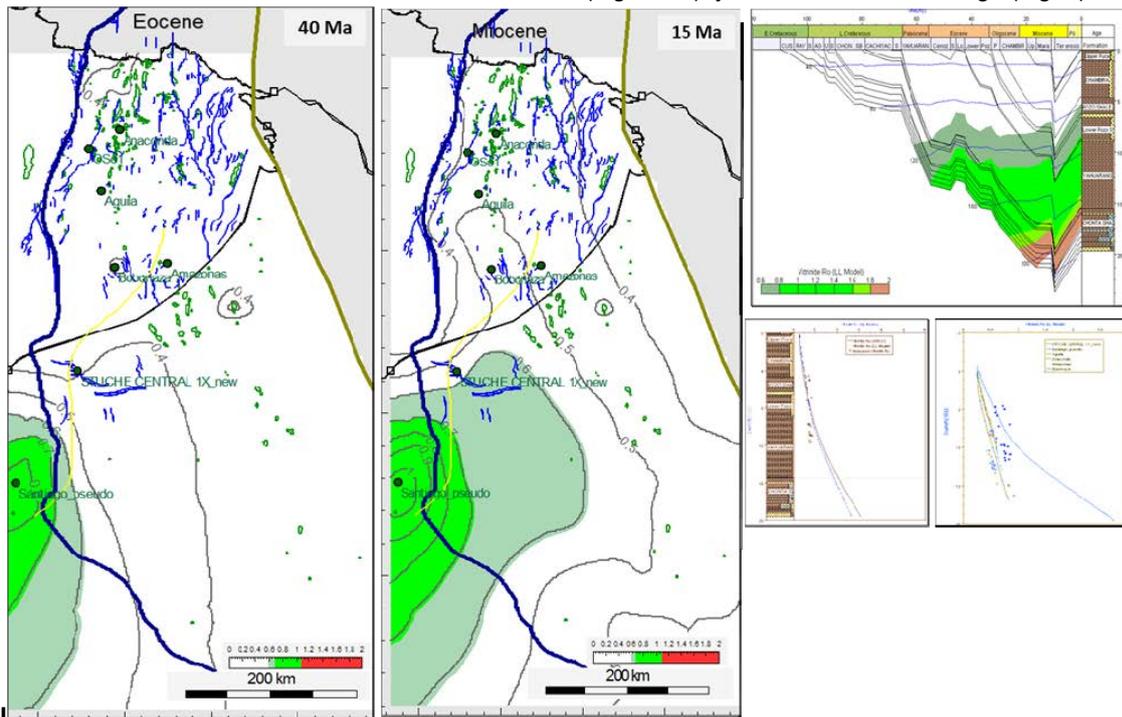


Fig. 3. Mapas regionales de madurez (vitrinita-Ro) para las cuencas Santiago y Oriente-Marañón al Eoceno (40 Ma) y al Mioceno (15 Ma) para el nivel Napo superior usando facies Tipo II y II B (OrgFacies A-B marino). Se detalla el perfil de historia de subsidencia (subsistencia) y la reconstrucción térmica, modelaje calibrado con datos de temperatura, y reflectancia de vitrinita de varios pozos en la Cuenca Santiago y reconstruido en una locación ideal parte central de la cuenca (Barragan et al., 2008).

Este pico de generación se logra en dos etapas diferentes en términos de la evolución geodinámica de las cuencas. El modelo de subsidencia y de historia térmica indica que en la cuenca Santiago la roca madre Napo/Chonta alcanzó la madurez y generación de petróleo en el Paleoceno-Eoceno inferior (Fig. 3). Sin embargo, en el área de Situche, al noroeste de la cuenca Marañón, las formaciones marinas Cretácicas Napo/Chonta alcanzaron una madurez únicamente a partir del Mioceno tardío-Plioceno (8 Ma) después del levantamiento subandino y por ende exhumación de la Cuenca Santiago (Fig. 3), y durante la deposición de la espesa sección continental Mio-Pliocenas de la Fm Pebas y de la sección Pleistocena. Las mismas registran el mayor pulso de

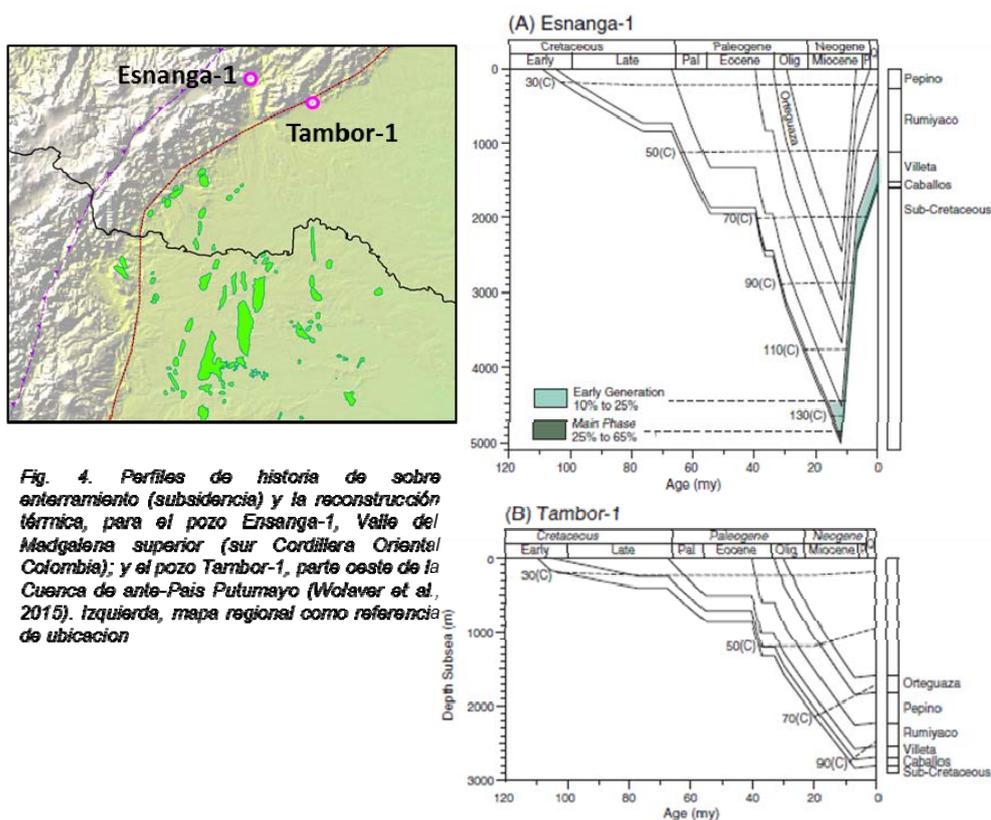


Fig. 4. Perfiles de historia de sobre enterramiento (subsistencia) y la reconstrucción térmica, para el pozo Esnanga-1, Valle del Magdalena superior (sur Cordillera Oriental Colombia); y el pozo Tambor-1, parte oeste de la Cuenca de ante-Pais Putumayo (Wolaver et al., 2015). Izquierda, mapa regional como referencia de ubicacion

subsistencia a lo largo de esta nueva zona de foredeep formada a partir de la independencia y levantamiento de las cuencas subandinas.

Modelaje de pozos en la cuenca Putumayo y en el Valle del Magdalena superior al este de la cordillera oriental específicamente en los pozos Tambor-1 y Esnanga-1 respectivamente (Wolaver et al., 2015), (Fig. 4), revela que no existió generación de petróleo a lo largo de la cuenca de ante país Putumayo principalmente porque no hubo suficiente sobrecarga, similar a lo que se observa en la Cuenca Oriente. Sin embargo, el modelaje térmico sugiere la existencia de una cocina ubicada hacia el oeste, en la actual zona del valle del Magdalena superior, la cual generó hidrocarburos a partir del Paleoceno?-Mioceno Medio, con una migración efectiva y de larga distancia hacia el S-SE. Esta cocina es desconectada del sistema de ante país a partir del Mioceno superior debido al levantamiento y exhumación de la cordillera Oriental (Wolaver et al., 2015).

IMPLICACIONES GEODINAMICAS

El sistema de cuencas MOP registra cambios geodinámicos drásticos a partir del Turoniano (90 Ma), donde se evidencia la primera fase de inversión tectónica de las estructuras pre-Cretácicas (Baby et al., 2015), contemporánea a la deposición de la sección sedimentaria de las Fms. Napo Superior/Chonta/Villeta. Este evento tectónico es más marcado a lo largo de la zona subandina ecuatoriana (levantamiento Napo-Cutucú), donde se evidencia una condensación y/o no deposición de la Fm. Napo Superior, como se corrobora en los correspondientes mapas isópacos (Barragan et al., 2015). La ausencia y/o condensación de sedimentos está relacionada con un paleo levantamiento de la zona subandina ecuatoriana (altos de Napo y Cutucu) en la parte oeste de la Cuenca Oriente. El mecanismo que generó este primer levantamiento de la zona subandina norte a partir del Turoniano y la sedimentación syntectónica asociada, en general puede atribuirse a la aparición y establecimiento del sistema de ante país asociado a la orogenia andina propiamente dicha (Barragan, 1999). De todas maneras, es evidente ya un rasgo morfológico positivo muy distintivo en el Cretácico superior en la paleo zona subandina norte, diferente de su contraparte zona meridional y septentrional, la actual cuenca Santiago en Perú y la cuenca del Magdalena superior en Colombia respectivamente, donde al contrario de lo que ocurre en Ecuador la sección Napo superior/Chonta se espesa considerablemente, formando paleo depocentros o zonas de "foredeep" incipientes. Allí, las condiciones fueron potencialmente más marina anóxicas y restringidas (Navarro et al., 2005) y por lo tanto se asocia a una roca madre más prolífica para la generación de crudos y una potencial proto-cocina. Por otro lado, los depósitos paleogenos juegan un papel importante en la historia generación de hidrocarburos en estas cuencas aisladas ya que su espesa sección clástica representa los eventos más importantes de subsistencia en la cuenca, que dispararon la generación y migración de hidrocarburos a partir de estas cocinas occidentales. El cambio en la configuración y geometría de las cuencas MOP lo largo del lado occidental causado por la migración del frente de deformación andina hacia el este de la cuenca a partir del Mioceno tardío, produjo un segundo evento de levantamiento de toda la zona subandina que generó su separación e independencia y por lo tanto el levantamiento y exhumación de la cocina Santiago en Perú y de la cocina Magdalena Superior en Colombia a partir del Mioceno Superior (Baby et al., 2015; Wolaver et al., 2015).

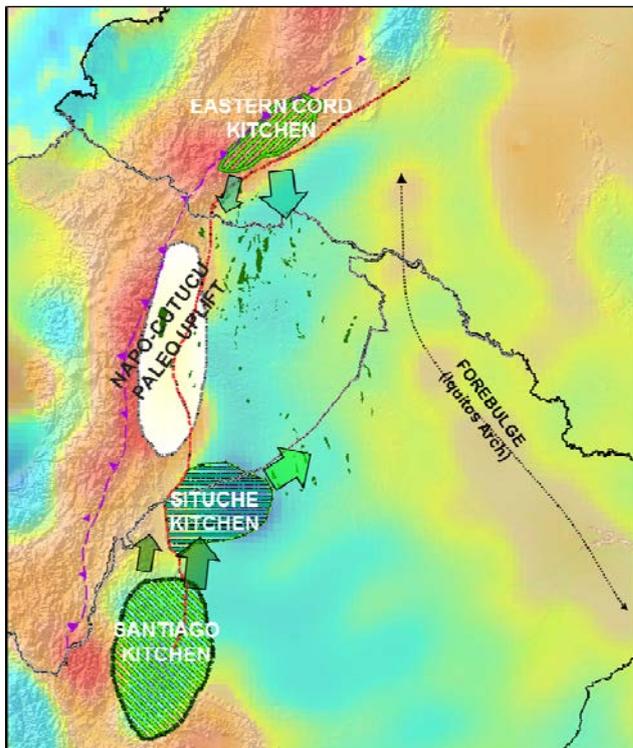


Fig. 5. Modelo geodinámico propuesto, tres cocinas generadoras de hidrocarburos en los diferentes estados de evolución de la cuenca.

CONCLUSIONES:

Se propone tres cocinas y migración de larga distancia para explicar el sistema petrolero de las cuencas MOP:

La primera cocina, la cocina "Santiago" corresponde a un paleo-depocentro desarrollado a lo largo de la parte sur occidental de la cuenca del Marañón, actual Cuenca Santiago, a partir del Cretácico superior en respuesta directa a un primer levantamiento de la zona subandino norte del Ecuador. La generación y expulsión de hidrocarburos tuvo lugar a partir del Eoceno inferior, en respuesta a la depositación de una espesa sección terciaria inferior que registra el evento más importante de subsidencia en dicho paleo-depocentro. A partir de esta cocina, tiene lugar una migración de larga distancia hacia el eje NNE de la cuenca Oriente, fue potencialmente facilitada por la geometría propia de la cuenca y más importante por la continuidad de la fábrica tectónica Cretácico/ Terciario inferior asociada al corredor central y originado tectónicamente durante el primer evento de inversión en transpresión de los sistemas extensivos NNE-SSW preexistentes

La segunda cocina, "la cocina Valle Magdalena Superior" se localiza en la parte norte, en la este de la cordillera Oriental. Representa un paleo depocentro formado a partir del Paleoceno (?) y que probablemente genero hidrocarburos desde

Paleoceno? hasta el Mioceno medio migrando hacia el sureste y este en la zona actual del ante país de Putumayo y Oriente Norte (i.e., Campo Bermejo). La misma se desconecta de su sistema de "foreland" a partir del Mioceno superior cuando se genera en levantamiento de la cordillera Oriental.

Finalmente, la tercera cocina, la cocina "Situche", corresponde a la a la parte más profunda de la actual cuenca de ante país subandina localizado en la parte noroeste de la cuenca Marañón, corroborado por los datos de gravimétricos. Se formó como respuesta directa a levantamiento andino que exhumó la cocina Santiago en el Mioceno tardío (~ 10 Ma). Nuevos indicadores geoquímicos confirman esta cocina activa fue la responsable de la generación y expulsión de hidrocarburos de la roca madre Napo/Chonta a partir del Mioceno tardío (8 Ma) en respuesta a la depositación de la espesa sección continental Pebas del Mio-Plioceno. La geometría actual de la cuenca de ante-país facilitó probablemente la migración de estos nuevos hidrocarburos hacia la parte este de las cuencas, hacia la zona de levantamiento flexural o "foregulfge" de la cuenca, (arco de Iquitos).

Referencias bibliográficas

- Baby, P., Rivadeneira, M., Christophoul, F., and Barragán, R. (1999). Style and timing of deformation in the Oriente Basin of Ecuador: Extended Abstract, 4th International Symposium of Andean Geodynamics ISAG99, Gottingen, p. 68-72.
- Baby, P., Rivadeneira, M., and Barragán, R., (Editores) (2014) *La cuenca Oriente: geología y petróleo*: IFEA, IRD-Petroamazonas Tercera Edición, Quito, Ecuador, 350 p.
- Barragán, R. (1999). *Relations entre Volcanisme, Tectonique d'inversion et Sédimentation dans le Bassin Cretacé Equatorien*, Ph.D Thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse III, France. 223 p.
- Barragan, R., Baby, P., Hernoza W., and Navarro, L., (2008). The Origin of the Marañón-Oriente Basin Cretaceous Oils: The Santiago-Situche kitchens, a new alternative model. Extent Abstract, VI INGEPEP, Lima Peru.
- Bernal, C. (1998). *Modelo Teórico de generación y migración de hidrocarburos de la formación Napo en la cuenca Oriente, Ecuador*. Escuela Politécnica Nacional, Facultad de Geología, Minas y Petróleos, Tesis de Ingeniero Geólogo, Quito, 99 p.
- Dashwood, M., and Abbots. J. (1990). Aspects of the Petroleum Geology of the Oriente Basin, Ecuador, in J. Brooks (ed.), *Classic Petroleum Provinces*, Geological Society Special Publication 50, p. 89-117.
- Feininger, T. (1975). Origin of Petroleum in the Oriente of Ecuador. AAPG Bulletin, v. 59, pp.1166-1174.
- Navarro, L., Baby, P., and Bolaños, R. (2005). Structural style and hydrocarbon potential of the Santiago basin: V INGEPEP 2005, EXPR-3-LN-09.
- White, H., Skopec, R., F. Ramirez, J. Rodas, and G. Bonilla, 1995, Reservoir characteristics of the Hollin and Napo formations, western Oriente Basin, Ecuador, in A.J. Tankard, S.R. Suárez, and H.J. Welsinkeds.), *Petroleum Basins of South America*: American Association of Petroleum Geologist, Memoir 62, p. 573-596
- Wolaver, B., Coogan, J., Horton, B., Bermudez, L., Sun, A., Wawrzyniec, T., Zhang, T., Shanahan, T., Dunlap, D., Costley, R., and De la Rocha, L. (2015). Structural and hydrogeologic evolution of the Putumayo basin and adjacent fold-thrust belt, Colombia. AAPG Bulletin, v. 99, no. 10 pp. 1893-1927

ZONIFICACIÓN DE LOS CRUDOS ORIENTE, CON APUNTES DE LAS CUENCAS MARAÑÓN Y PUTUMAYO

M.V. Rivadeneira (1)

(1) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. marco.rivadeneira@epn.edu.ec, mrvivadeneira80mail.com

Abstract:

The Oriente basin oils, according to their origin, can be grouped into two main groups, and a third, secondary group of mixed hydrocarbons: The Aguarico Oils are located at the north of the Oriente basin, between the Ecuadorian-Colombian border and the Napo River. This oil was derived from a siliciclastic source rock, with minor calcareous inputs. The Cononaco Oils, are developed in the central and southern parts of the Oriente basin, and depending on biodegradation, are divided in two longitudinal zones. Finally, the mixed Crudes came from siliciclastic-calcareous lithological facies and result from the mixture of migration flows.

Lateral secondary migration, was the predominant oil migration in the Oriente basin with most oil that was generated, migrating long distances from the two oil kitchens located in the Santiago Basin, and in the NW corner of Marañón basin (Situche Kitchen).

INTRODUCCIÓN

La cuenca Oriente (CO), es la más prolífica de las cuencas subandinas, con cerca de 33 mil millones (10⁹) de barriles de crudo en el subsuelo (POES) y reservas aproximadas de 9000 millones de barriles (información base: DNH, 2013).

Los crudos livianos se ubican principalmente al norte de la CO, mientras que en dirección sur, centro-oeste y este, el crudo, va tornándose de mediano a pesado. Crudos extrapesados, solamente se han definido en el reservorio Hollín Inferior del campo Pungarayacu, ubicado en el centro de la Zona Subandina (fig. 4). Esta distribución regional de la gravedad API, es similar para los crudos Hollín, T y U, mientras que el reservorio M1, que sólo se desarrolla en la parte este de la cuenca Oriente (figs. 1 y 7), tiene una distribución propia de la gravedad API. Al ENE de la cuenca Marañón (CM), se encuentra la zona de crudos del sistema Pucará (Santiago—equivalente), del Triásico-Jurásico (Figs. 6 y 7), definida por Perupetro (2006).

Las facies orgánicas generadoras de los crudos Oriente, se acumularon y evolucionaron con las lutitas y calizas cretácicas Chonta-Napo (figs. 1 y 2), depositadas en una plataforma continental somera, con un tipo II y I de materia orgánica (Bernal C., et al., 2001, Parsep, 2002, Perupetro, 2006), proveniente de plancton marino, con aporte menor de materia orgánica continental. Hasta la fecha, se han definido varias familias de crudos (Geomark, 1994, Gems, 2009, Parsep 2002, Perupetro, 2006), pero todas ellas pueden ser agrupadas en dos grandes grupos en función de las facies orgánicas generadoras: un grupo de crudos Aguarico (CA) al norte del río Napo, con predominio de facies siliciclásticas, con ocasionales aportes carbonáticos menores, otro de crudos Cononaco (CC), al sur del río Napo, con predominio de facies carbonáticas, definiéndose un tercer grupo intermedio (mezcla): crudos Sacha (CS), diferenciados en la fig. 3, en base a la relación entre triterpanos.

CRUDOS HOLLÍN INFERIOR (CHI)

Los CHI, ocupan una franja longitudinal al oeste de la CO (fig. 4), que abarca la Zona Subandina, el flanco occidental y la parte central profunda del foredeep actual de la cuenca. Más hacia el este, no se encuentran acumulaciones comerciales, por cuanto el espesor de la formación Hollín se reduce hasta desaparecer, mientras que el sello formado por las lutitas y calizas Napo Basal, en esa misma dirección, reduce su espesor y pasa paulatinamente a facies limo-

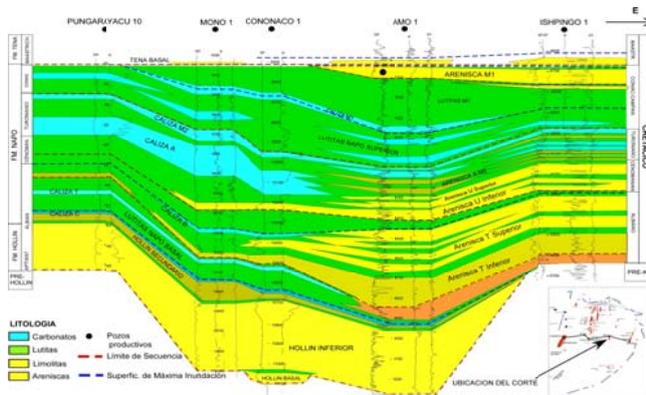


Fig. 1: Sección estratigráfica esquemática O-E, de la secuencia cretácica de la cuenca Oriente.

EDAD	UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	ROCAS MADRE	RESERVOIRIO
TERCIAR	Yahuarango		
	Vivian	Vivian Superior	
		Cachiyacu	
Vivian Inferior			
CRETÁCICO	Chonta	Lutita Chonta	
		Caliza Chonta	
		Arenisca Chonta	
		Arenisca Chonta Inferior	
	Arenisca Chonta Basal		
	Agua Caliente		
	Raya		
JURÁSICO	Cushabatay		
	Sarayaquillo		

Fig. 2: Estratigrafía del Cretácico, de la Cuenca Marañón, modificada de Parsep, 2002, en donde se muestran los intervalos generadores y reservorios. Considerar que estos últimos en dirección oeste, van siendo reemplazados por facies distales.

arenosas, perdiendo su calidad de tal (fig. 1). La Franja de crudos Hollín, se extiende por el norte hacia la cuenca Putumayo, en donde se reporta más de una docena de campos productores de la equivalente Fm. Caballos.

El reservorio Hollín concentra el mayor volumen de crudo de la CO, con alrededor del 33% del total del petróleo en sitio (POES), acumulado en 32 campos.

Las mayores acumulaciones se concentran al norte del río Napo (importante paleo límite), y en la parte centro occidental de la franja. La última acumulación comercial de petróleo conocida en dirección sur es el campo Villano (fig. 4).

4). En los pozos Cangaimé 1 y Macuma 1, ubicados más al SW de la CO, no se encontró crudo (Tschopp, 1953). En la cuenca Marañón, la equivalente formación Cushabatay, no contiene ninguna acumulación comercial de crudo (Parsep 2002).

Los crudos livianos y medianos, ocupan toda el área al norte del río Napo y el área ubicada inmediatamente al SSE del mismo río, deteriorándose a pesados y extrapesados hacia el centro oeste (Fig. 4).

Los crudos Aguarico (CA), acumulados al norte del Río Napo, como se muestra en la figura 4, provienen de rocas generadoras predominantemente arcillosas (Chonta-Napo), con un componente calcáreo menor. Los crudos de la Fm. Caballos (Hollín equivalente), del campo Orito (Posada et al., 2001), y de toda la cuenca Putumayo (Goncalves et al., 2002), fueron generados por facies arcillosas de la Fm. cretácica Villeta (Napo equivalente), estando ausente el componente calcáreo menor reportado en los crudos Aguarico. Los crudos Cononaco, que se encuentran al sur del río Napo, fueron originados a partir de facies orgánicas calcáreas (Chonta-Napo), y se agrupan a su vez, en dos zonas longitudinales: una occidental de crudos biodegradados en su mayoría y una oriental de crudos con ocasional biodegradación (Geomark, 1994, Gems, 2009). Los crudos Sacha, son mixtos, producto de la mezcla de los dos tipos de crudos antes definidos.

La diferenciación en una franja occidental con CHI biodegradados, se explica por la recarga con aguas meteóricas, que viene experimentando el reservorio Hollín en los numerosos afloramientos y sub-afloramientos (bajo la capa de suelo), ubicados en la Zona Subandina, sumado a las menores profundidades de los yacimientos, como es el caso del campo Pungarayacu (fig. 4), cuyas areniscas bituminosas Hollín, afloran a superficie al norte y alcanzan profundidades algo superiores a los 1000' en dirección sur.

CRUDOS T INFERIOR (CTI)

Las acumulaciones comerciales de estos crudos, se concentran igualmente en una franja longitudinal, desplazada hacia el este, respecto a la franja de CHI, alcanzando el flanco oriental del foredeep actual de la CO, lo que se explica por la desaparición o pérdida de propiedades petrolíficas de las areniscas reservorio T en el borde occidental de la CO, al ser reemplazadas por facies distales arcillosas, y areniscas de grano fino, calcáreo-glauconíticas de plataforma, mientras que hacia el flanco oriental del foredeep actual, el sello Caliza B-lutitas U, va perdiendo su calidad de tal, por la reducción de su espesor y/o el predominio de facies proximales, limosas y arenosas (fig. 1).

Es el cuarto reservorio por importancia de la CO, después de Hollín, U y M1, con algo más del 16% del total del POES de la cuenca, distribuido en 56 campos.

Las mayores acumulaciones, se encuentran al norte del río Napo y la última acumulación de importancia por el sur de la CO, se ubica en el campo Danta, situado junto al río Conambo (fig. 5). En la CM, las areniscas de la unidad estratigráfica equivalente: Agua Caliente (fig. 2), contienen pocas y marginales acumulaciones de crudo (Perupetro, 2006).

Los crudos Aguarico, de mayor calidad 22-35° API, se ubican al norte del río Napo (fig. 5), y al igual que en el caso de los CHI de la misma zona, provienen de rocas madre siliciclásticas, con presencia variable de litofacies

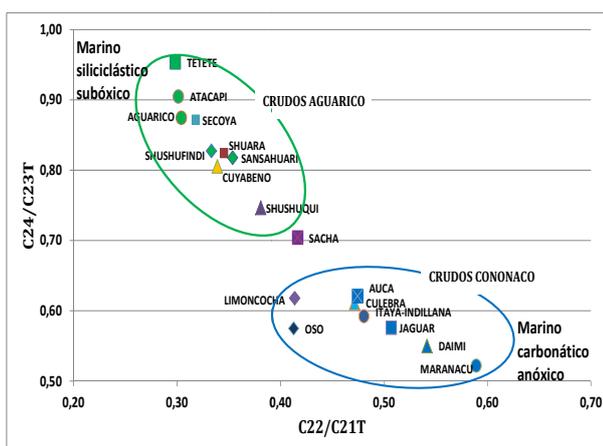


Fig. 3: Correlación entre Tricíclicos, que muestra los crudos Aguarico, con predominio de facies generadoras siliciclásticas y los crudos Cononaco, con facies predominantemente carbonáticas

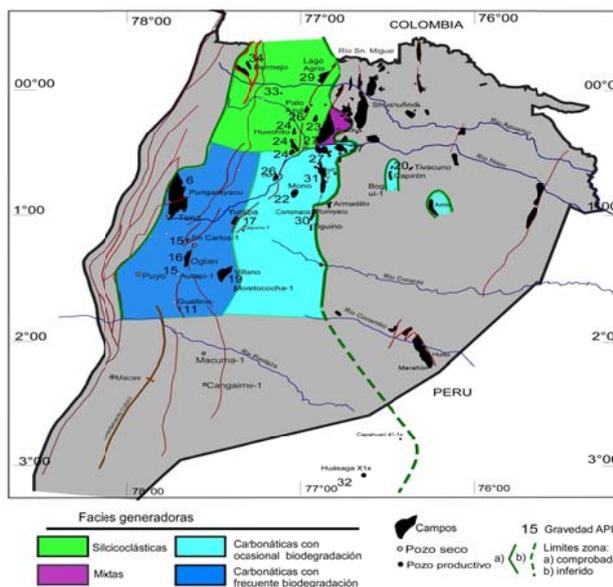


Fig. 4: Zonificación de los crudos Hollín Inferior, por su origen y al sur del río Napo por su grado de biodegradación.

margosas (Geomark, 1994, Gems 2009). Los crudos del campo Sacha, ubicados inmediatamente al norte del río Napo (fig. 5), provienen de materia orgánica mixta (calcáreo-arcillosa), o fueron resultado de la mezcla de las dos migraciones de crudos: una originada por rocas predominantemente arcillosas, que llenó los reservorios del norte del río Napo y otra proveniente de rocas principalmente carbonáticas, que formó las acumulaciones al sur del río Napo antes mencionado (Geomark, 1994, Gems, 2009). Los CTI o Crudos Cononaco del sur del río Napo, se agrupan a diferencia de los crudos Hollín, en una franja occidental con pocos crudos alterados: medianos en la zona norte: 25-30° API y pesados: 16-18° API al E y SE de la franja y en una franja oriental de crudos pesados, (13-18° API), con biodegradación frecuente (Fig. 5), producida en unos casos por la caída de la temperatura, que incrementa la actividad bacteriana, debido a las profundidades más someras y/o por el posible ingreso de aguas meteóricas, a través de las fallas del eje Yasuní, activas hasta el presente, pero en la mayoría de casos, la baja gravedad API, es propia de la generación temprana, de rocas madres calcáreas, que adicionalmente producen crudos con mayor contenido de azufre que los crudos de origen arcilloso.

CRUDOS U INFERIOR (CUI)

Se repite la zonificación longitudinal (fig. 6), con un límite occidental similar al de la franja de crudos T Inferior, pero con un borde oriental, que se desplaza considerablemente hasta alcanzar el borde oriental de la CO, gracias a que a diferencia del sello que cubre al reservorio T, el sello regional formado en este caso por las lutitas Napo superior, si bien se adelgaza en dirección oriental, mantiene lateralmente un buen espesor, como se observa en la figura 1.

En la CM, la franja longitudinal de CUI, es cortada abruptamente a la altura de la frontera con el Perú, por una franja transversal con crudos más evolucionados térmicamente (Perupetro, 2006). Adicionalmente, en la CM, hacia el SE, de la frontera Ecuador-Perú, se desarrolla una zona con crudos originados por la roca madre Pucará del Triásico-Jurásico, definida por PARSEP, 2002 (fig. 6).

Es el segundo reservorio en importancia en la CO, con el 27% del POES, acumulado en más de 80 campos de la CO.

Los crudos Aguarico, acumulados al norte del río Napo, son principalmente medianos (20-28° API), con presencia de crudos livianos cerca de la frontera con Colombia (30-34° API) y pocos crudos pesados al sur de la zona (adyacentes al río Napo). Estos crudos provienen de rocas arcillosas con aportes de facies calcáreas (Geomark, 1994). El campo Sacha contiene crudos mezcla, similar al crudo TI (fig. 6). Análisis de Gems (2009), dan un origen calcáreo a varias muestras de crudos de los campos Libertador, Shushufindi y otros. Hacia el sur, los crudos Cononaco, proceden de una roca calcárea, y forman al igual que los crudos antes estudiados, dos zonas longitudinales: una occidental de crudos pesados y medianos: 14-22° API, con ocasional biodegradación y una zona oriental con crudos pesados y medianos de similar rango de gravedad a los de la zona occidental, pero menos maduros y con biodegradación más frecuente. Este reservorio, conocido como Chonta en la cuenca Marañón, concentra junto al reservorio Vivian (M1 equivalente), la casi totalidad de los crudos de dicha cuenca. La zona sur de crudos Aguarico, se trunca como se indicó anteriormente, al NE de la cuenca Marañón junto a la frontera con Ecuador (fig. 6), con el desarrollo de una franja transversal de crudos medianos a livianos: 27-35° API, que fueron caracterizados (Perupetro, 2006), como crudos maduros, derivados de una roca madre silíciclastica.

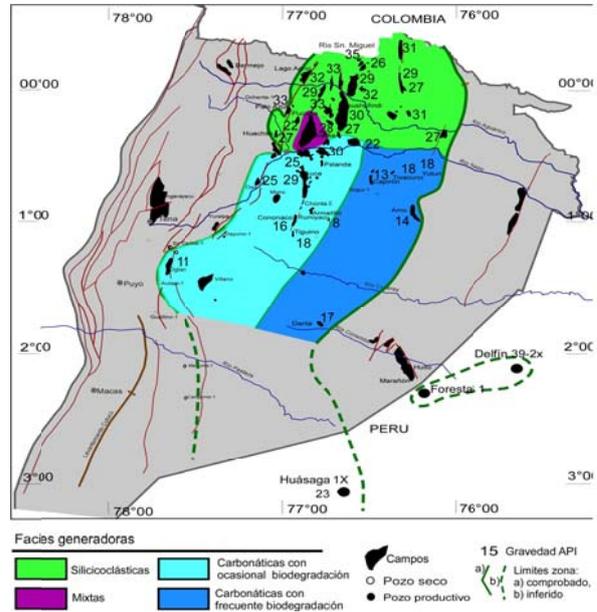


Fig. 5: Zonificación de los crudos T Inferior, por su origen y grado biodegradación.

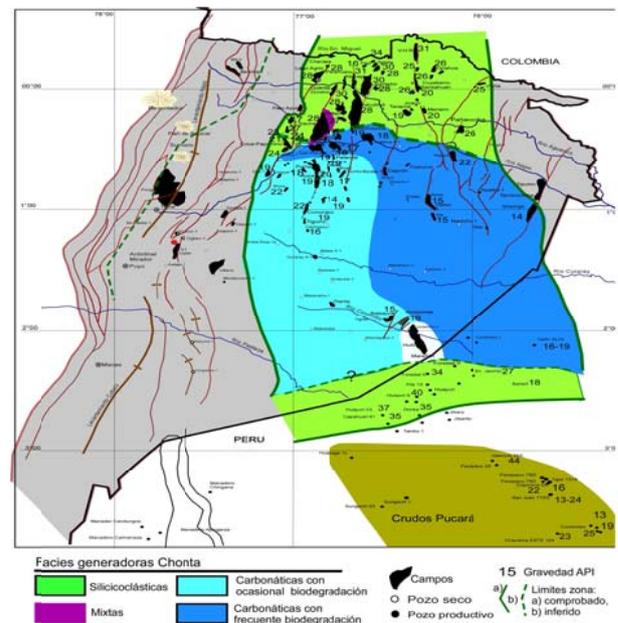


Fig. 6: Zonificación de los crudos U Inferior (Oriente)- Chonta (Marañón), en función de su origen y del grado de biodegradación.

Los crudos jurásicos Pucará (fig. 6), entrampados en el reservorio Chonta, contienen los crudos más evolucionados de la cuenca, con gravedades entre 19 y 44° API, según Perupetro, 2016.

CRUDOS M1

Estos crudos forman una franja circunscrita al flanco oriental del *foredeep* actual de la cuenca, que al igual que en el caso de los crudos U inferior, se continúa en la cuenca Marañón. Su distribución areal, está relacionada con la extensión del reservorio que lo contiene.

Es el tercer reservorio en importancia en la CO, con un POES cercano al 27% del total de la cuenca, distribuido en 39 campos.

Los crudos ubicados al norte del río Napo, son medianos y pesados (12-22° API), con una clara disminución de la gravedad en dirección este y sureste (fig. 7), relacionada con la disminución de la profundidad. Para esta zona, no se dispone de estudios de biomarcadores de los crudos, que permitan definir si proceden o no de rocas siliciclásticas, como los crudos de los demás reservorios.

Al sur del río Napo, los crudos analizados (Tiputini Capirón, Amo, Obe), al igual que lo presentado para los crudos Hollín, T1 y U1, son crudos tipo Cononaco, procedentes de una roca madre calcárea, térmicamente poco evolucionados y presentan grados variables de biodegradación, característica que según Perupetro (2006), se mantiene en los crudos del borde NE de la cuenca Marañón, que son pesados y severamente biodegradados (fig. 7), mientras que en dirección oeste, los crudos van pasando de medianos a livianos: 25-37° API, no contando con información sobre su origen. Son crudos térmicamente maduros y no presentan biodegradación.

Hacia el SE e la frontera con Ecuador (fig. 7), se ubican los crudos livianos del sistema Pucará acumulados en el reservorio Vivian (M1 equivalente), del Cretácico Tardío (Perupetro, 2006).

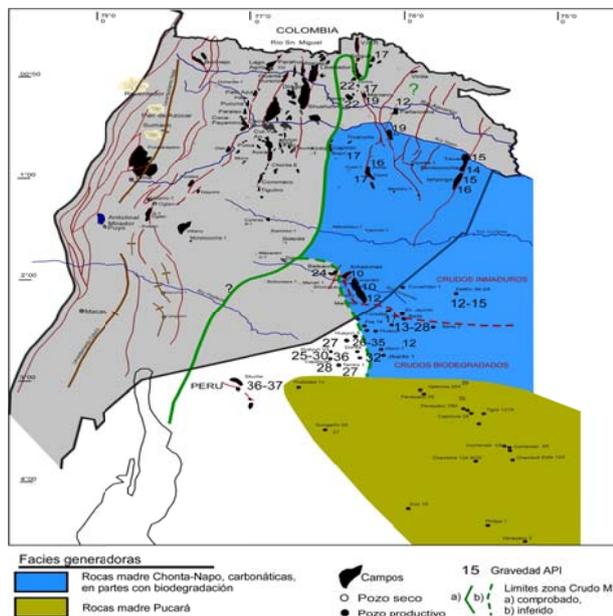


Fig. 7: Zonificación de los crudos M1 (Oriente)-Vivian (Marañón), en función de su origen y grado de biodegradación.

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN

El grupo de crudos Aguarico ubicados al norte del río Napo, contiene los crudos más evolucionados de la cuenca, y posiblemente son producto de una primera migración, proveniente de facies predominantemente arcillosas de la Fm. Chonta, con contenidos carbonáticos variables, hipotéticamente formados en la cocina Santiago, definida por Perupetro 2006 y Barragán R., 2014. La particularidad está en la enorme distancia de la migración secundaria, que habría sobrepasado los 400 kms para alcanzar el borde norte de la cuenca Oriente. Esa larga migración, en caso haya tenido lugar, fue posible gracias a la gran continuidad lateral, en espesor y en propiedades petrofísicas de las posibles areniscas transportadoras Cushabatay-Hollín Inferior a través de toda la CO, con excepción de su parte más oriental, donde desaparece. Es la única arenisca con posibilidades de evacuar los crudos generados en la cocina mencionada ya que los reservorios U y T, hacia el oeste (cuenca Santiago), tienen propiedades reservorio de nulas a pobres.

Los crudos Cononaco del sur, procederían de la cocina Marañón (Perupetro 2006) o “cocina Situche” (Barragán R., et al., 2014), formada por efecto del desplazamiento del *foredeep* actual, hacia el este, debido a la exhumación de la cocina Santiago, con la orogenia a partir del Mioceno Tardío-Plioceno (Barragán R., 2014). Estos crudos fueron y están siendo generados por litofacies calcáreas Chonta-Napo, definido en base a biomarcadores, por su menor grado de evolución térmica y alto contenido de azufre.

Evidencias de crudos alterados por una paleo-biodegradación (Geomark, 1994, Perupetro 2006, Gems, 2009), que están siendo reemplazados por crudos frescos, no se analizan en este artículo.

CONCLUSIONES

Las rocas generadoras de los crudos Oriente y de los crudos Marañón norte (adyacentes a la frontera con Ecuador), son las lutitas y calizas Chonta-Napo.

En base a la información existente, se confirma una zonificación areal de los crudos de los yacimientos cretácicos Hollín inferior, T inferior y U Inferior de la CO, en función de su origen, definiéndose en este trabajo, la existencia de dos zonas longitudinales dentro de la zona sur de crudos Cononaco, diferenciadas en base al grado y frecuencia de biodegradación de los crudos

Se identifican al menos tres migraciones: Una migración, que llenó las estructuras ubicadas al norte del río Napo, con crudos livianos y medianos en su mayoría, generados en la cocina Santiago (Perupetro 2006 y Barragán R., 2014), a partir de litofacies arcillosas cretácicas en el pico de madurez. Una segunda migración, proveniente de

rocas calcáreas formadas en la cocina Marañón (Perupetro, 2006), denominada Situche por Barragán R., 20014, cuyos crudos menos maduros que los crudos Aguarico, llenaron las estructuras al sur del río Napo y una tercera migración, hasta la fecha sólo identificada en los campos Huito-Marañón-Conambo, con el crudo más pesado de toda la franja M1: 10-12° API, que corresponde a una migración mio-pliocénica, definida por la edad post-Tiyuyacu de formación de las estructuras mencionadas.

La cocina Situche, está produciendo en su flanco NNE (parte SW del foredeep actual de la CO), crudos de baja gravedad API y alto contenido de S, provenientes de rocas marginalmente maduras de las zonas más someras de la cocina, mientras que la parte más profunda de la cocina, está generando los crudos livianos, más evolucionados del campo Situche y posiblemente de la franja transversal de crudos livianos Chonta y Vivian, cercanos a la frontera con Ecuador.

Referencias bibliográficas

- Amoco (1993). Geochemistry of twelve oils from the northern Oriente basin, Ecuador. 9 pp.
- Baby P., Rivadeneira M., Barragán R. (2014). Introducción, En: *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo* (Baby P., Rivadeneira, M., Barragán, R., eds.) IFEA, IRD, Petroamazonas Ed., Quito, (Ecuador), 17-26.
- Barragán, R., Baby, P. & Nino, C. (2014). Modelo Geodinámico alternativo para el origen del sistema petrolero en las Cuencas de Antepaís Oriente-Marañón Norte. En: *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo* (Baby, P., Rivadeneira, M., Barragán, R., eds.) IFEA, IRD, Petroamazonas Ed., Quito, (Ecuador), 265-277.
- Bernal C., Baby P., Rivadeneira M., Vera R. El sistema petrolífero Hollín-Napo, cocina Auca. En: *Revista Politécnica.*, Quito, Ecuador,
- DNH (2013). Reservas de petróleo crudo y gas del país. Secretaría de Hidrocarburos Ecuador –SHE. 71 pp.
- Gems (2009). Evaluación geoquímica de crudos cuenca Oriente, Ecuador. 2009. 45pp.
- Geomark (1994). Oriente basin crude oil study. 114pp.
- Goncalves T., Mora C., Córdoba F., Kairuz E., Giraldo B., 2002. Petroleum generation and migration in the Putumayo Basin, Colombia: insights from an organic geochemistry and basin modeling study in the foothills. En: *Marine and Petroleum Geology* 19, 711–725.
- Parsep (Perupetro and Canadian Petroleum Institute (2002).Marañón basin petroleum hydrogeology study. 57pp.
- Perupetro (2006). Petroleum system evaluation of the Marañón basin. 131pp.
- Posada C., Rangel A., Rodríguez P., Pérez E., Gaviria R. (2001). Geoquímica de yacimientos de la formación Caballos en el campo Orito. Putumayo-Colombia. En: *CT&F-Ciencia, tecnología y Futuro – Vol. 2, Núm. 2, 105-124.*
- Rivadeneira M., Baby, P. Características geológicas generales de varios de los principales campos petroleros de Petroamazonas. En: *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo* (Baby, P., Rivadeneira, M., Barragán, R., eds.) IFEA, IRD, Petroamazonas Ed., Quito, (Ecuador), 329-414.
- Tschopp H. J. Oil explorations in the Oriente of Ecuador, 1938-1950. En: *Bulletin of the AAPG*, vol. 37, No 10 (October, 1953), 2303-2347.



SESIÓN 8

Yacimientos

*Geología y sus aplicaciones en la búsqueda
de recursos minerales*



YAMANA AREA: GOLD MINERALIZATION RELATED TO A SHEAR ZONE AND PORPHYRY STOCK INTRUSION.

Francisco R. Dávila ⁽¹⁾ & Christian G. Barrionuevo ⁽²⁾

Gran Nacional Minera Mariscal Sucre CEM., Avenida de la República E7-263 y Diego de Almagro, Quito.

(1) fdavila@grannacionalminera.com ; frankiedavila@gmail.com

(2) cbarrionuevo@grannacionalminera.com; cbarrionuevot@gmail.com

Abstract: This paper was done as consulting job hired in 2006 by All Metals Inc's CEO, Mr. R. Washer who contact the author to generate economical information about an interesting area: "Yamana", named after same name town; which belongs to Paltas Municipality at Loja Province. The prospect is located 1Km north of Yamana village. In 2002-2003, locals and other people developed an underground mining field after a gold rush produced by local findings of gold, just settled in veinlets. Mining labors at the time of field visit was almost disappeared, except by Armijos Family, which were still working at "Los Pavos" adit. The eastern-lower limit of mined area is the adit's entrance peg: 644XXE/95592XXN/1194 masl. The upper western part of this abandoned informal prospect is an adit located over a landslide-dump used as quarry for aggregates. Therefore a mining zone of 200x180x60 cubic meters (2'160,000m³) is considered.

Key words: Shear Zone, Porphyry Stock Intrusion, Gold prospect, gold rush, Abandoned gold mine, South Ecuador.

INTRODUCTION

Yamana Mining Property is located 15Km W of Catacocha: Paltas Municipality in Loja Province, SW Ecuador, nearby the same name village. To access to miners labours (<1Km N of downtown) is necessary to arrive to Playas Military Control, paved road between Catacocha and Macará or Celica, then turn right hand in a dirty road in good condition via Lauro Guerrero Municipality; Yamana Town is 4 Km distance from detour.

A few years ago, 3 to 4 years, locals started Mining Jobs on several outcropping Quartz veins/veinlets, located around Yamana Stream, with interesting results. This condition led to practice underground mine work in a very rudimentary way, also with encouraging Gold gaining, which conducted to a Gold Rush. Old locals say "gold were also around corn plantation over the developed adits". By 2006, active miners used to exploited bonanza zones with values usually around 30g/Ton (ppm). Some local miners said that more than 80g/Ton were produced; the comment for this asseveration seems to be exaggerated.

In the year of the original economic report prepared for All Metals Co. (Dávila F, 2006), only 3 miner groups were active and they inform the author that mine jobs stopped by 2 years ago because the anti-technical method which lend to collapsing of Bonanza Areas and adit became quite dangerous. However, they say, none mortal decease was reported during the active mining period.

GENERAL GEOLOGIC CONTEXT AND LOCAL ECONOMIC IMPLICATIONS.

Yamana location is a small basin, piedmont type, drained by Yamana Stream, right tributary of Catamayo River. A big fault called Yamana Shear, is reported in Memories of Tectonic Map of Ecuador, 1:1'000 000 (Eguez et al., 1997)

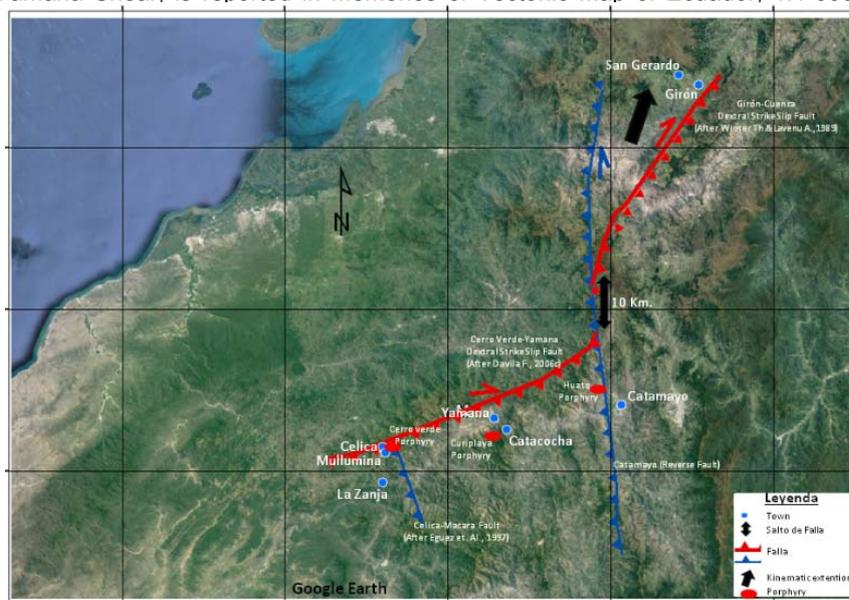


Fig 1: Tectonic Interpretation of Main Faults of SW Ecuador
(Modified after Eguez et al., 1997; Dávila F., 2006a; Winter Th. & Lavenue A., 1989)

Practicing an interpretative and critical view, based on Tectonic Map of Ecuador Memories compilation, done by Egeuz et.al. (1997), and incorporating the data and knowledge generated since February 2006 (Almeida J. et. al., 2006; Dávila F., 2006a; Dávila F., 2006b; Dávila F., 2006c), some observations and interpretative proposals are listed below:

- The regional fault, named as Celica Fault (Cf.: 82a, Egeuz et. al., 1997) is described based mainly in photo-geological interpretation as N45E to N80E (at its southern part) is a morphological lineation in which kinematics is not defined.
- It is proposed that this Fault, now named as “CERRO VERDE – YAMANA FAULT” (Dávila F., 2006c), can be prolonged towards NE and to be offsetted by “La Toma Reverse Fault”, which is related to formation of Catamayo Basin at its western border (Egeuz et. al., 1997). This fault also was interpretatively prolonged towards North to set up the proposed model (please see **Fig. 1**).
- The nature and kinematics’ definition of Cerro Verde – Yamana Fault also can be correlated with “Girón – Cuenca Dextral Slip Fault defined by Winter (1990). The correlation can be done after the offsetting with “La Toma Reverse Fault” (Egeuz et. al., 1997), which dislocate the NNE – SSW “Cerro Verde-Yamana-Girón-Cuenca Dextral Slip Fault” (Dávila F., 2006c and this paper).
- Normally a Strike Slip Fault has dips of high angle until vertical. In Yamana Mining Zone it shows a medium to low angle of dipping: from 30° to 60°. This atypical behavior can be explained as a revolving or rotations produced by a later sub volcanic intrusion represented by a Feldspar Porphyry found both at surface and underground exploration (Please see picture 1)



Picture 1: Feldspar Porphyry with fossilized fluid pipes (Feeders).

- The most important finding, with economic implications, was the contact between the volcano-clastic Series and a Feldspar (-Hornblende, now transformed into FeOx-Chlorite) Porphyry. See picture 1. This porphyritic rock which shows a strong Supergene Argillic alteration as an overprint of Phyllic and Potassic alterations must be the responsible of the economic mineralization. Its composition ranges from basic to intermediate and is classified as Sub volcanic (hypo-abyssal) Diorite Porphyry.

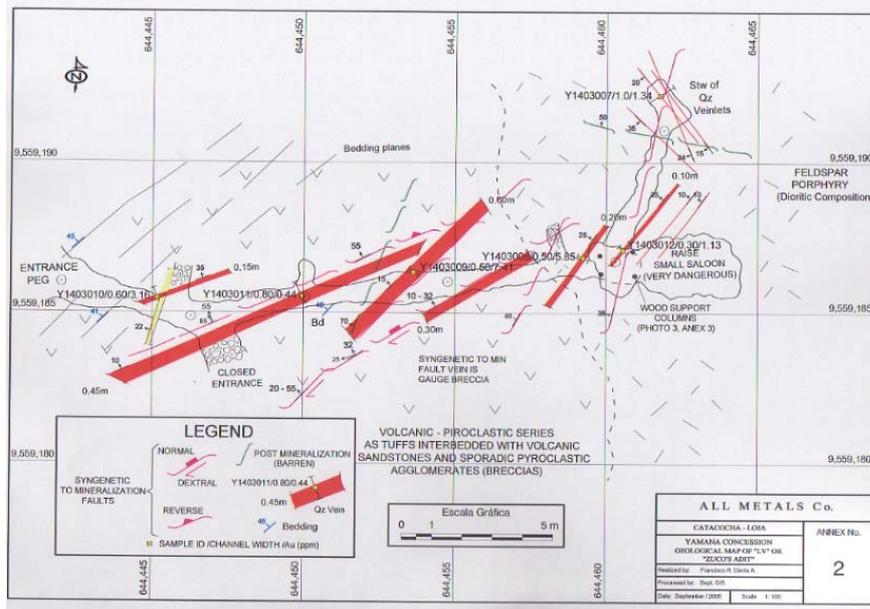
STRUCTURAL GEOLOGY

During geological mapping both underground (predominantly) and open pit, three available types of structural readings were collected: Fault Planes (trying to define kinematics where possible: pitch angle of slicks /slickenfibres and observations of other tectonic / micro tectonic fabrics), Vein & Veinlets and Bedding planes.

Quite often, Quartz, Quartz-Barite and Calcite-Quartz Veining/Veinleting look as Manto-type Veining, because they roughly match with bedding planes. (Please see figure 2 and 3 of underground mapping of LB and Zuco’s adit, figures 2 and 3)

An explaining hypothesis is that can be a consequence of the rotation or inclination (bending) of early stage emplaced veins parallel to Yamana Shear (N30-N45; with report some low Au values (0.2-0.3ppm, samples Y1403020 to 023 and sample Y1403033, Adit LB, figure 3). This structures were affected by the movement and dynamics of a posterior and syngenetic to mineralization Shar Movements, represented by falut planes measured as N70°/ 45° N Dextral Reverse. The pitch or rakes angles of slickenfibres are always lower than 25° in this Faulting System.

The E-W (N70° to N100°) Fault – Veins planes can also related to the main Shear as the major angle Riedel Conjugate Fault planes which also define kinematics of tectonic system (please see Fig. 4)



Figures 2 & 3: Underground tectonic and geologic maps of adits. Gold values are there, but because ethical precepts with Mr. Robert Washer, All Metals Co. 's CEO, they are almost invisible.

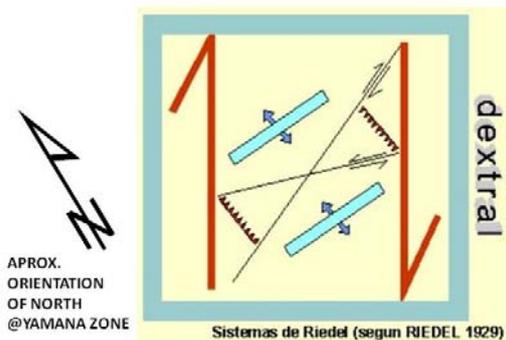
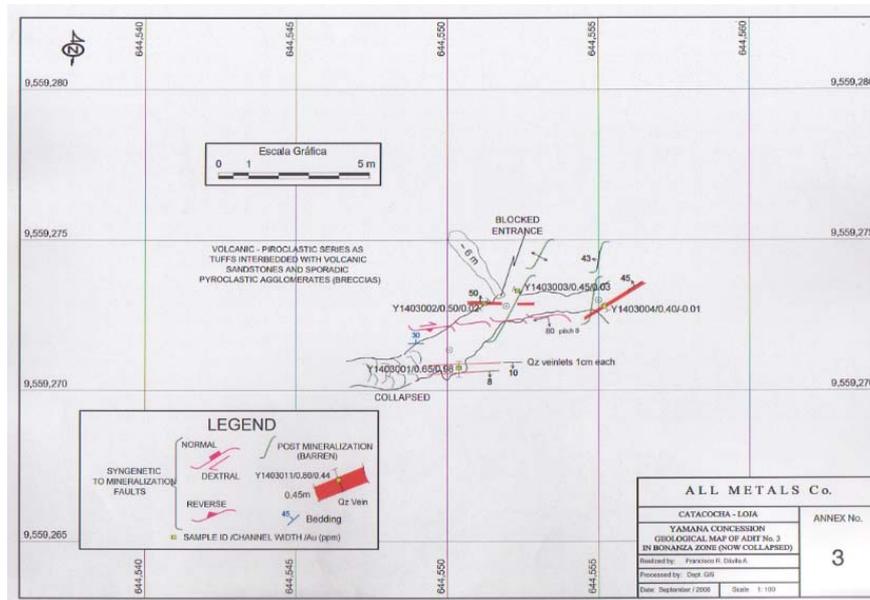


Fig. 4: Yamana Model as a Riedel System (after Riedel, 1929)

Thus, taking in mind the model, the mineralized E-W vein/ Faults are the major angle conjugated fault planes of Main Yamana Shear Faulting System.

The sub-horizontal dipping of Veins and Veinlets also can be the consequence of the syngenetic emplacement or intrusion of the Feldspar Porphyry during the development of the Yamana Shear Zone.

CONCLUSIONS ON ECONOMIC GEOLOGY: WORK HYPOTHESIS

After the underground mapping and superficial exploration it is expected that this area can be mined as an open pit. In the following paragraphs are explained the work hypothesis of the mineralization model:

(A) RELATIONS BETWEEN TECTONIC EVENTS AND GOLD MINERALIZATION

Sampling of huge shear zones "Yamana Shear" done at Los Pavos Adit (Fig. 5), return values between 0.236 to 0.314 ppm Au which are uneconomic but values of Molybdenum are very exciting, they range from 6 to 14 g/Ton and led us to think that shearing and economic mineralization emplacement were co-genetics.

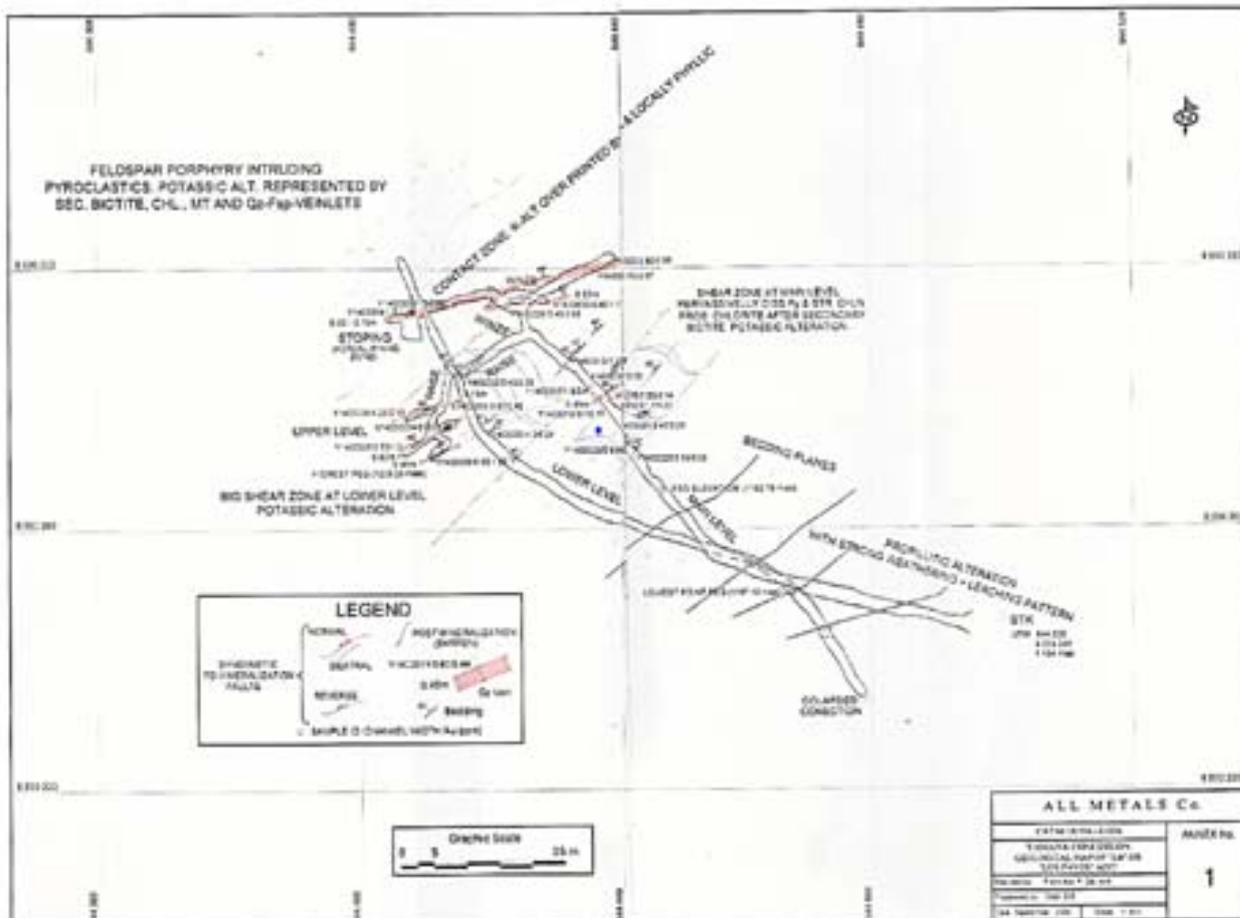


Fig. 5: Adit Los Pavos´ underground mapping and sampling. Samples taken and its geochemical data are obscured intentionally.

The sampling in this Shear Zone was always in channels cutting both veins/veinlets and host rock in same proportions but channel sample Y1403033 is just the shear zone itself, which contains pervasively distributed sulphides: mostly Pyrite and Molybdenite.

(B) LITHOLOGY AND ECONOMIC MINERALIZATION FACTS

Presence of Feldspar Porphyry (Dioritic composition) with presence of pipes and quartz bubbles or fluid inclusions seems logical to be proposed as the feeder or parental enriched magma that induces Au-Cu mineralization.

The better zones: Stopes and Saloons are just in or near the contact of the volcanoclastic series (which include fine-grained Pyroclastic specimens as tuffs and breccia tuffs) with the Feldspar Porphyry (see figs.2 and 5; samples Y1403007, 008, 012 at LV or Zuco´s Adit and Y1403034 at LB or "Los Pavos" adit.

RECOMMENDATIONS

This first approach done in a week field work (12-19 August 2006) must be the beginning of further underground and surface exploration which objectives are to do economic evaluations in order to test the real potential and reserves of the Yamana Gold Mine.

"A near future exploration job is a must. There should be done before rainy season will start; this means from September to December of current year" (Dávila F., 2006c).

Acknowledges: Authors want to express their acknowledges to Mr. Robert Washer, former CEO of Dynasty Metals & Mining Inc. at the time this job was done by Francisco Dávila, Senior Geologist hired by Elipe S.A. and lend him to All Metals Co. by Franklin Guañuna, Eng., M.Sc., former administrative manager of Elipe S.A.



Also we want to recognize the support given by Jhonny Herrera, Geol., M.Sc., Technical Manager of Gran Nacional Minera C.E.M and his kindly way to manage the technical staff and to encourage F. Dávila to write a paper based on original consulting document.

My sincere acknowledges goes to José “Josho” Granda, my friend and prospector, for his invaluable help in every field task.

To our company colleagues whom in various ways help us to finish this paper on time.

Picture 2: Author with Josho (blue shirt) and a local miner.



Picture 3: Comparison between Yamana gold and Catamayo gold

References

- Almeida J., Reinoso M., Torres J. & Dávila F. (2006) Informe Geológico Estructural del Proyecto “Cerro Verde”: Celica - Mullunamá, Provincia de Loja. Conf. Rep. Prep. for Elipe S.A. and Dynasty Metals & Mining Inc. 2 maps, 15p.
- Dávila F. (2006 a) Tectonic Analysis of Cerro Verde Project., Confidential Report prep. for Dynasty Metals & Mining Inc. 3 maps 4p.
- Dávila F. (2006 b) Tape and compass survey and geological mapping of La Zanja Sector, Cerro Verde Project – Celica/Ecuador., Conf. rep. prep. for Elipe S.A.
- Dávila F. (2006 c) Yamana Area: Gold Mineralization related to a Shear Zone and Porphyry Stock Intrusion. First Quick Approach., Conf. rep. prep for All Metals Co., 4 maps, 13p.
- Dávila F. (2005) Report on field visit of Chaguarpamba – Olmedo – Catacocha – Catamayo sector. Conf. rep. prep for Elipe S.A. and Dynasty Metals & Mining Inc., 5 maps, 15p.
- Eguez A., Alvarado A. & Yepes H (1997) – Notas en la Compilación de Datos para el Mapa tectónico del Ecuador, 1:1'000 000., Escuela Politécnica Nacional, Instituto Geofísico, rep. No publicado.
- Riedel, W., (1929). Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. -Zentralblatt fuer Mineralogie, Geologie und Palaeontologie B., Stuttgart., pp354–368.
- Winter Th. & Laveno A. (1989). Morphological and microtectonic evidence for a major active right lateral strike-slip fault across central Ecuador (South America).Annales Tectonicae, III, 2: pp123-139.

ESTUDIO DE LA RELACIÓN ENTRE LAS ANOMALÍAS MAGNETOMÉTRICAS TERRESTRES Y LOS TIPOS DE ALTERACIONES HIDROTERMALES PRESENTES EN LA CONCESIÓN MINERA “CAÑA BRAVA”, PROVINCIAS DE LOJA Y EL ORO – ECUADOR

W. Merino (1) (2), O. Poma (1), F. Ordoñez (1), B. Beate (2)

- (1) Cornerstone Ecuador S.A., Av. 12 de Octubre N24-528 y Cordero, Edificio World Trade Center Torre B, Of. 205, Quito-Ecuador
wmerino@cornerstoneecuador.com opoma@cornerstoneecuador.com fordonez@cornerstoneecuador.com
(2) Dept. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito-Ecuador. bbeate49@gmail.com

Abstract (Study of the relationship between magnetometric anomalies and the types of hydrothermal alterations present in "Caña Brava" mining concession, Loja and El Oro provinces - Ecuador): Three main magnetic domains are present in Caña Brava: Domain 1, high magnetic anomalies associated with fresh intrusive bodies and/or potassic alteration. Domain 2, low magnetic anomalies associated with argillic, advanced argillic and phyllic alterations. Domain 3, moderate anomalies related to magnetite bearing rocks with propylitic alteration, or deep intrusive bodies with strong magnetism. Field observations TerraSpec analysis and study of thin sections allow us to define several hydrothermal alterations: advanced argillic, argillic, phyllic, and propylitic. The relationship between hydrothermal alteration, magnetometry and geochemical zonation patterns suggest the presence of a deeply eroded epithermal high sulfidation system with transition to a porphyry copper type system, which should be proven by further exploratory drilling.

Palabras clave: Caña Brava, anomalía magnética, alteración hidrotermal, geofísica

Key words: Caña Brava, magnetic anomaly, hydrothermal alteration, geophysics

INTRODUCCIÓN

La concesión minera “Caña Brava”, con una extensión de 1.150 hectáreas está ubicada a 35 kilómetros al noroeste de la ciudad de Loja.

Caña Brava se encuentra en la parte sur de la Cordillera Occidental del Ecuador (Fig. 1), donde afloran rocas volcánicas del Grupo Saraguro (Eoceno Tardío - Mioceno Temprano), con cuerpos intrusivos del Mioceno Medio (PRODEMINCA, 2000; Schütte, 2010). Caña Brava se localiza en la parte sur del cinturón de mineralización tipo alta sulfuración-pórfido de Au-Cu (Cinturón Collay-Shincata). Este cinturón tiene una dirección NE-SW siguiendo la orientación aproximada de la falla Baños; presenta numerosos cuerpos intrusivos emplazados y aloja varias ocurrencias de mineralizaciones como Fierro Urco (pórfido de Au-Cu) y El Mozo (epitermal de alta sulfuración) (Fig. 1). El principal sistema de fallas en la zona de la concesión y sus cercanías corresponde al sistema de fallas El Girón, y hacia el este la falla Baños (Pratt et al., 1997).

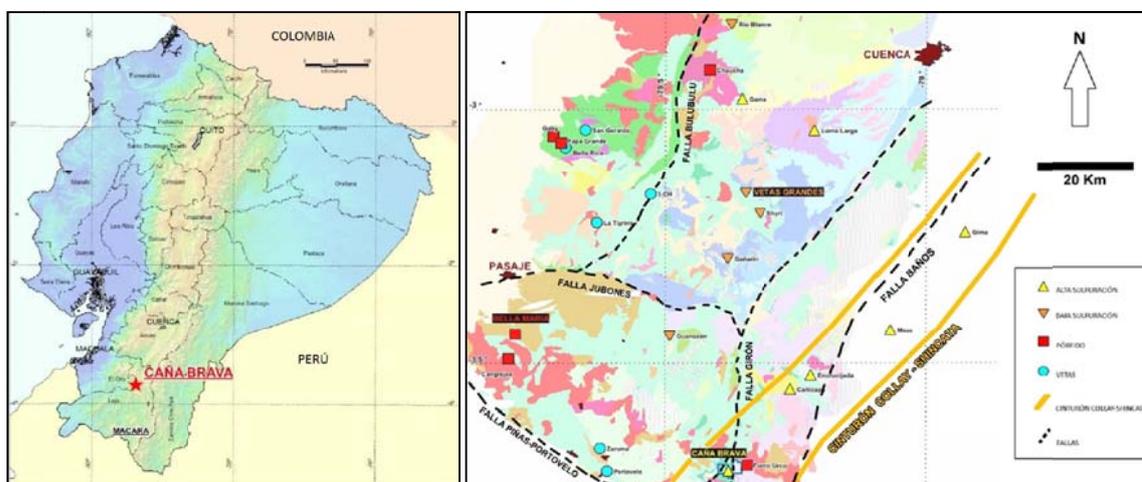


Fig. 1: Izquierda: ubicación de la concesión minera Caña Brava, derecha: localización del cinturón Collay-Shincata y los principales prospectos al sur del Ecuador (Modificado de PRODEMINCA, 2000 en Poma, 2015).

La secuencia litológica encontrada dentro de la concesión está conformada por rocas volcánicas y volcanoclásticas instruidas por cuarzdioritas y granodioritas; posiblemente son estas últimas las responsables de la formación de cuerpos de brechas hidrotermales y la mineralización en la zona (Cornerstone, 2015). Estructuras encontradas presentan dos direcciones preferenciales, la primera con direcciones de N30/87 a N57/86 y la segunda dirección N268/90 (Poma, 2015).

METODOLOGÍA-RESULTADOS

Para el análisis de magnetometría se utilizaron dos magnetómetros GSM-19 y GSM-19w (Overhauser). Se tomaron medidas continuas a lo largo de 50 líneas de dirección norte-sur dentro del área de la concesión, con espaciamento cada 100 metros. Se realizó un total de 117 Km en líneas y de esta manera se elaboraron los mapas magnéticos de Campo Magnético Total, Reducción al Polo y Primera Derivada Vertical. El más importante y usado es el mapa de Reducción al Polo, ya que transforma una anomalía medida bajo cualquier dirección de campo magnético en aquella que sería medida bajo un campo vertical, permitiendo situarse justo encima del cuerpo causante.

En base a las observaciones realizadas en los mapas magnéticos obtenidos, se ha podido interpretar tres dominios magnéticos (Fig. 2):

Dominio 1: Zonas de altos magnéticos. Se caracterizan por una intensidad alta (positiva) del campo

Dominio 2: Zonas de bajos magnéticos. Se caracterizan por una intensidad baja (negativa) del campo

Dominio 3: Zonas de valores magnéticos moderados. Es considerado un dominio con valores intermedios entre los dominios 1 y 2, en algunas partes está cortado por altos y bajos magnéticos, mientras que en otras corresponde a un paso gradual.

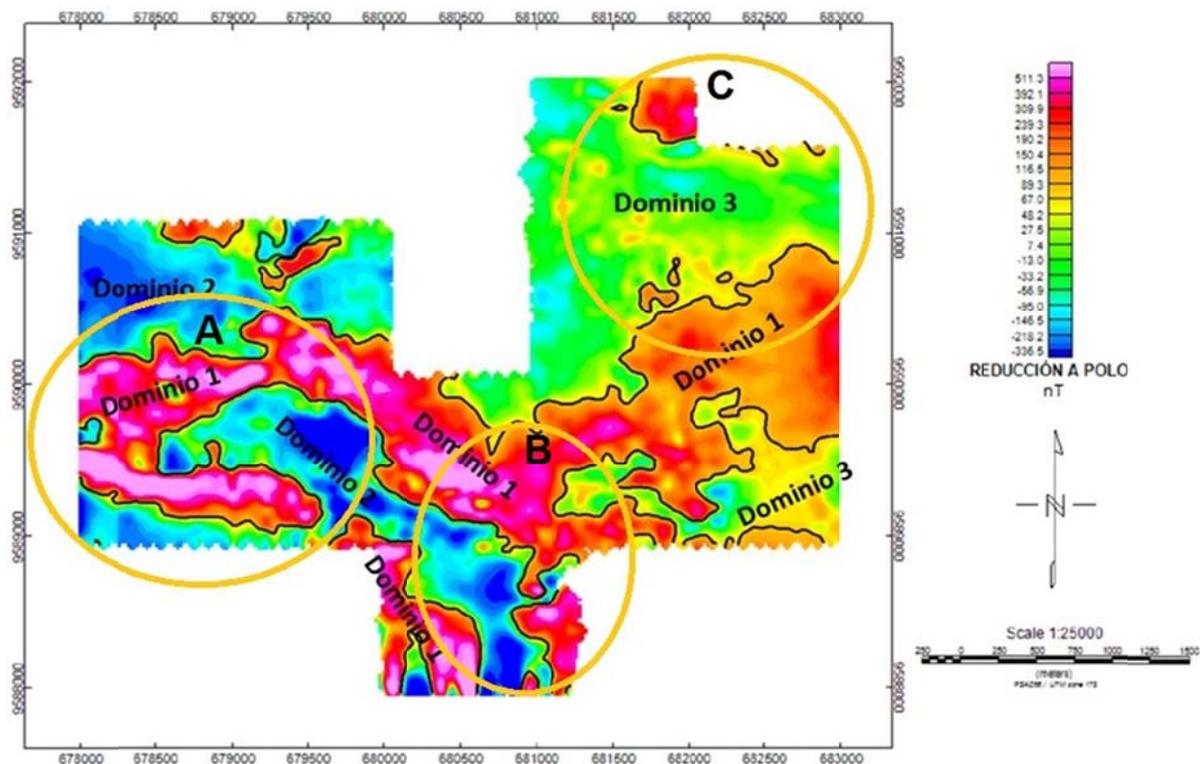


Fig. 2: Mapa de Campo Magnético Reducido al Polo con identificación de dominios magnéticos. Dominio 1: Zonas de Alto Magnetismo. Dominio 2: Zonas de Bajo Magnetismo. Dominio 3: Zonas de Magnetismo Moderado. Se indica además las zonas (A, B, C) tomadas en cuenta en este estudio.

En base al estudio de campo e interpretaciones en la zona, la empresa Cornerstone determinó tres sectores donde se observan las alteraciones hidrotermales: sector quebrada Soroche, sector quebrada Caña Brava y sector Noreste (Poma, 2015). Las alteraciones determinadas por Cornerstone en estas zonas son: Potásica, Fílica, Sericita-“Clay” (arcillas)-Clorita, Sílice-Argílica, Argílica, Argílica Avanzada, Silicificación Intensa y Propilítica (Fig. 3). Las alteraciones Sílice-Argílica y Silicificación Intensa son denominaciones locales, la primera planteada para las zonas donde la identificación de alunita y/o pirofilita puede ser difícil y no existe la presencia de dumortierita, y la segunda relacionada a la presencia de abundante sílice en las rocas a las que altera. Para la comprobación de los tipos de alteración hidrotermal observados por Cornerstone, en el presente trabajo se recolectaron 143 muestras, las cuales fueron analizadas con TerraSpec (Fig. 3) y a 35 muestras para estudio de lámina delgada.

Los resultados obtenidos con análisis con TerraSpec concuerdan con los minerales observados en láminas delgadas:

- El mineral más abundante es illita, este mineral se presenta en los sectores de las quebradas Soroche y Caña Brava, y en la zona Noreste.
- Turmalina es el segundo mineral más abundante, y se encuentra tanto en la zona de la quebrada Soroche como en la zona de la quebrada Caña Brava.
- Caolinita, pirofilita y alunita presentan una abundancia similar, y a excepción de la pirofilita, la cual no se presenta en la zona de la quebrada Caña Brava, estos minerales aparecen en las tres zonas muestreadas.
- En una menor proporción aparecen la dickita, sericita y clorita.

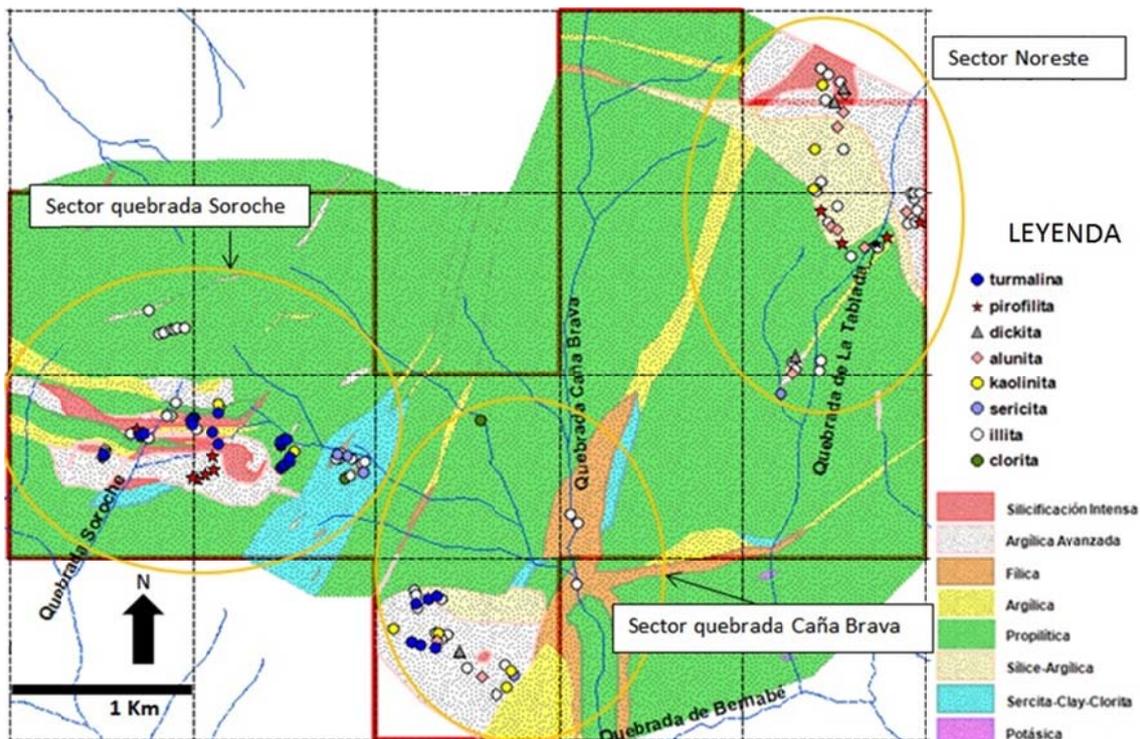


Fig. 3: Minerales de alteración determinados mediante la interpretación de espectros TerraSpec tomados de muestras en la concesión Caña Brava.

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN

La interpretación de los datos magnetométricos pone de manifiesto algunos rasgos semicirculares y estructuras con orientación NE y WNW-ESE delimitando áreas de bajo magnetismo, las cuales se interpretan como producto de la destrucción de minerales magnéticos por procesos hidrotermales. Anomalías magnéticas altas relacionadas con un posible pórfido pueden ser el resultado de magnetita hidrotermal formada en alteración potásica o por magnetita remanente (magmática) presente en las tobas que han sufrido alteración propilítica.

A continuación se realiza una comparación en los tres sectores importantes para determinar la relación entre el magnetismo y las alteraciones hidrotermales (Fig. 4).

- Sector Quebrada Soroche: las alteraciones argílica avanzada, argílica y fílica destruyen la magnetita y por lo tanto se tiene una zona de bajo magnetismo. Anomalías moderadas rodean a bajos magnéticos y estas podrían ser causadas por los diques responsables de mineralización. Hacia el norte los altos magnéticos se relacionarían a lavas andesíticas con alteración propilítica. Al sur existe alteración propilítica en superficie y una anomalía magnética alta que coincide con una estructura E-W, lo cual podría ser un dique joven que no aflora en superficie y no causa un tipo de alteración que destruya la magnetita.
- Sector Quebrada Caña Brava: hacia el oeste se ve una zona de magnetismo alto bordeando a los bajos magnéticos, relacionado a alteración argílica avanzada y sílice-argílica. Hacia el noreste una estructura circular con un alto magnético en los bordes y valores moderados hacia el centro, parece corresponder a la alteración fílica y sericita-clay-clorita detectada en esta parte. Un cuerpo de granodiorita, que aflora hacia el sureste de la quebrada Caña Brava, sería el responsable de los altos magnéticos.

- C) Sector Noreste: existen alteraciones argílica avanzada y sílice-argílica; el mapa magnético presenta valores moderados a bajos. Hacia el norte se tiene una estructura semi-circular con un alto magnético, al igual que al sureste. Estas anomalías podrían estar relacionadas a la presencia de abundante magnetita en las tobas afectadas por alteración propilítica presente en esta zona o a un cuerpo intrusivo profundo, siendo más probable ésta última.

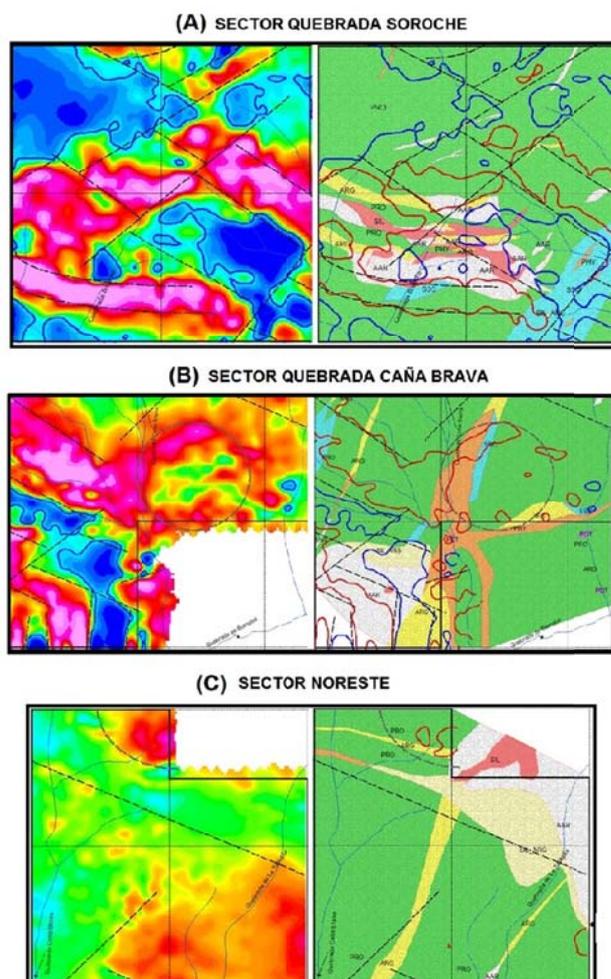


Fig. 4: Comparación entre la magnetometría terrestre (columna izquierda, rojo: alto magnetismo, azul: bajo magnetismo) y la alteración hidrotermal (columna derecha: alteraciones hidrotermales, con los rasgos estructurales y los bordes de altos y bajos magnéticos, ver leyenda en Fig. 3) En: (A) sector de la quebrada Soroche. (B) sector de quebrada Caña Brava. (C) sector Noreste.

CONCLUSIONES

La correlación entre alteración hidrotermal y la magnetometría expuestos en este trabajo, junto a los patrones de zonificación geoquímica realizados por Cornerstone, sugieren la presencia de la parte profunda de un sistema tipo epitermal de alta sulfuración en transición a un sistema tipo pórfido. Los sectores Quebrada Soroche y Quebrada Caña Brava presentan potencial de exploración para mineralización tipo pórfido de Au-Cu. El sector Noreste presenta características de mineralización tipo epitermal de alta sulfuración, posiblemente constituyendo el borde del sistema mineralizado vecino de Fierro Urco.

Se recomienda realizar perforaciones exploratorias en las zonas de las quebradas Soroche y Caña Brava, con el fin de confirmar la existencia del sistema tipo pórfido de Cu y establecer la presencia de una posible mineralización económica. Estas perforaciones además ayudarían a definir los límites y la forma del sistema de pórfido en profundidad.

Agradecimientos: a la empresa Cornerstone Ecuador S.A y a cada uno de sus profesionales, en especial a Ing. Yvan Crepeau por el auspicio en la realización de este proyecto de investigación, a la MSc. Dayanara Hinojosa por sus sugerencias en este trabajo, al Departamento de Geología de la Escuela Politécnica Nacional por permitirnos utilizar sus instalaciones y laboratorios.

Referencias bibliográficas

- BRIAN K. TOWNLEY (2006). Metalogénesis: Hidrotermalismo y Modelos de Yacimientos. Apuntes y Referencias. Departamento de Geología Universidad de Chile, 92 pp.
- BRISTOW C.R. & HOFFSTETTER R. (1977). *Lexique Stratigraphique International* (2nd ed.): Amérique Latine Fascicule 5a, Ecuador: Paris, Centre National de la Recherche Scientifique, 410 pp.
- CANTOS FIGUEROLA J. (1987). *Tratado de Prospección Geofísica Aplicada* (3ª Ed.). IGME, Madrid, 526 pp.
- CARTEN R.B. (1986). Sodium-calcium metasomatism: Chemical, temporal, and spatial relationships at the Yerington, Nevada, porphyry copper deposit: *Economic Geology*, vol. 81, 1495-1519 pp.
- CORBETT G.J. & LEACH T.M. (1998). Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization. Society of Economic Geologist, Special Publication Number 6, 237 pp.
- CORNERSTONE RESOURCES INC. (2015). News release. Announces results from prospecting and geological mapping surveys carried out on its wholly owned Caña Brava property located in south-central Ecuador. Febrero 26, 2015, 10 pp.
- DILLES J.H., AND EINAUDI, M.T. (1992). Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada—a 6km vertical reconstruction: *ECONOMIC GEOLOGY*, vol. 87, 1963–2001 pp.
- GEM SYSTEMS ADVANCED MAGNETOMETERS (2014). *Intruction Manual GSM-19 v7.5*, 155 pp.
- GIGGENBACH W.F., (1997). The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd ed.: New York, John Wiley and Sons, 737–796 pp.
- GUSTAFSON L.B. And HUNT, J.P. (1975). The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: *ECONOMIC GEOLOGY*, vol. 70, 857–912 pp.
- HUNGERBUHLER D., STEINMANN M., WINKLER W., SEWARD D., EGUEZ A. PETERSON D., HELG U. & HAMMER C. (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador., *Earth Sci. Rew.* 57, 75-124 pp.
- LOWELL J.D., AND GUILBERT J.M. (1970). Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits: *ECONOMIC GEOLOGY*, vol. 65, 373–408 pp.
- MAKSAEV V. (2004). Pórfidos Cupríferos. Depósitos de Cu (Mo) de gran tonelaje y baja ley. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas Departamento de Geología. 12 pp.
- ORDÓÑEZ F. (2013). Estudio de Geología, Mineralización y Alteraciones en la Concesión Minera Cascabel Provincia de Imbabura. Escuela Politécnica Nacional, Quito – Ecuador. Facultad de Ingeniería en Geología y Petróleos. Carrera de Geología, 184 pp.
- POMA O. (2015). Informe de Trabajo de Campo del Proyecto Caña Brava. Enero 2015. Informe interno no publicado, Cornerstone Ecuador S.A , 25 pp.
- PRATT W.T., FIGUEROA J. F. & FLORES B. G. (1997). Informe No 1, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica: *Geology of the Western Cordillera of Ecuador between 3°- 4° S*. CODIGEM-BGS, Quito, Ecuador, 58 pp.
- PRODEMINCA (2000). EVALUACIÓN DE DISTRITOS MINEROS, Volumen 4 “Depósitos porfídicos y epi-mesotermiales relacionados con Intrusiones de las Cordilleras Occidental y Real”, UCP PRODEMINCA Proyecto MEM - BIRF 36-55 EC, Quito – Ecuador, 316 pp.
- RUIZ F. (2003). *Geomagnetismo*, Apunte de Cátedra: Geofísica Aplicada. Instituto Geofísico Sismológico “Ing. F. Volponi”. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan – Argentina, 21 pp.
- SCHÜTTE P.H. (2010). *Geochronology, Geochemistry and Isotopic Composition (Sr, Nd, Pb) of Tertiary Porphyry Systems in Ecuador.*, PhD thesis, Université de Geneve, 182 pp.
- SILLITOE R.H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic Geology*, v. 105, 3-41 pp.
- SPECTRAL INTERNATIONAL INC. (2005). *Manual de espectroscopia de reflectancia aplicada*. Versión 4.0 USA, www.spectral-international.com, 230 pp.
- TELFORD W. M., GELDART L. P., SHERIFF R. E. (1990). *Applied Geophysics*. 2th Ed. Cambridge University Press, 770 pp.
- TOWNLEY BRIAN K. (2006). Metalogénesis: Hidrotermalismo y Modelos de Yacimientos. Apuntes y Referencias. Departamento de Geología Universidad de Chile, 92 pp..

EVALUACIÓN GEOESTADÍSTICA DEL POTENCIAL PARA LITIO EN LA CORDILLERA OCCIDENTAL DEL ECUADOR.

M. Gonzaga (1), A. Egúez (2), F. Villares (3), G. Cerón (4).

- (1) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito milton.gonzaga@epn.edu.ec
- (2) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito art_eguez@hotmail.com
- (3) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito fabmar18@hotmail.com
- (4) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito gonzalo.ceron@epn.edu.ec

Abstract (GEOESTADISTIC EVALUATION OF POTENTIAL FOR LITHIUM IN THE WESTERN CORDILLERA OF ECUADOR): Lithium is known as "the new white gold" because of the great diversification of uses in technology. This research was carried out to determine lithium anomalies on the Western Cordillera of Ecuador. The analysis of about 15,200 samples of stream sediments collected by the project "Geochemical Reconnaissance Survey" of the Western Cordillera of Ecuador (PRODEMINCA, 2,000) show two main zones with slightly higher lithium concentration. Geostatistical analysis applied on the data and the correlation with geological maps, show that the identified lithium anomalies are correlated with the presence of intermediate and acid intrusive bodies, these anomalies present concentrations close to the background values for these lithologies, indicating a lower potential to find a lithium deposit, however, the lithium anomalies are directly related with the presence of differentiated intrusions.

Palabras clave: Litio, geoestadística, anomalía.

Key words: Lithium, geostatistics, anomaly

INTRODUCCIÓN

En la última década en el Ecuador se ha presentado interés en conocer el potencial minero de elementos tradicionalmente no explorados, como es el caso del Litio, actualmente este elemento es considerado como el "nuevo oro blanco" por el gran atractivo a nivel mundial, debido a sus diferentes aplicaciones como aleaciones, cerámicas, así como en medicamentos y como generador de tritio en reactores de fusión nuclear. Posee propiedades únicas, como ser uno de los elementos más livianos, también poseedor de un gran potencial electroquímico, que lo convierte en el mejor elemento para el desarrollo de baterías recargables de alta densidad eléctrica, y en el marco del desarrollo tecnológico a nivel mundial se prevé el cambio hacia autos eléctricos en el futuro además de todas las nuevas tecnologías que podrían incorporar el litio, hace que las expectativas de una creciente demanda para este elemento generen efervescencia a nivel mundial.

CONSIDERACIONES GEOLÓGICAS GENERALES

La ocurrencia de litio se encuentra principalmente asociada a pegmatitas (30%) y a salmueras (70%). Los yacimientos pegmatíticos que contienen minerales de litio, son la espodumena, petalita y la lepidolita (Lachowicz et al., 2002). Para los yacimientos de salmueras, el litio ocurre como cloruro de litio, tanto en Chile, Argentina, y Bolivia. La mayor cantidad de Litio en la naturaleza se encuentra en salmueras naturales y no en minerales pegmatíticos. Desde la década de los sesenta las salmueras se han convertido en la principal fuente de extracción de este elemento.

El litio Forma parte de los metales alcalinos pero no es muy común, inclusive escasea en la materia cósmica. El contenido varía según la clase de rocas ígneas, los estudios demuestran que el litio tiende a concentrarse en los últimos productos de la cristalización del magma, en particular en las rocas graníticas. Los granitos tienen a tener unas 100 veces más litio que los primeros cristales del magma (Rankama et., 1962), sin embargo sus concentraciones son bajas comparadas con las salmueras así como el proceso de extracción es más costoso. Según Rose (1979) la concentración promedio es de 30 ppm para la corteza continental. Las salmueras de los salares son ricas en litio y otras sales solubles, la calidad del depósito, dependerá en gran medida de los niveles de concentración de los diversos elementos presentes. La concentración de litio en salmueras varía generalmente entre 200 y 2.000 ppm (0,02 a 0,2%). Las salmueras más importantes, en términos de calidad y volumen, se encuentran en el norte de Chile (Salar de Atacama), occidente de Bolivia (Salar de Uyuni), norte de Argentina (Salar del Hombre Muerto), que conforman el triángulo del Lito. (COCHILCO et al., 2009)

POTENCIAL PARA LITIO EN LA CORDILLERA OCCIDENTAL.

Los ambientes favorables para la ocurrencia de litio en Ecuador son en teoría limitados ya que las rocas ígneas ácidas y las cuencas sedimentarias derivadas no tienen expresión en la geología del país. Las rocas pegmáticas son de ocurrencia restringida en pequeños pulsos tardíos de las intrusiones calco-alcalinas de composición predominantemente intermedia y los salares de magnitud cerrada son aquellos de Salinas de Tomabalas en Bolívar y Salinas de Imbabura, con historia de extracción de sal común y que podrían incluir litio.

Sin embargo, el presente estudio se planteó la evaluación del potencial, aprovechando la información geoquímica completa y regional disponible para la Cordillera Occidental, donde PRODEMINTA (2000) realizó el muestreo sistemático de sedimentos fluviales y la respectiva analítica multi-elemental.

Para la evaluación se ha tomado en consideración el contexto geológico de la cordillera. El basamento de edad cretácica (Pallatanga) está formado por rocas volcánicas y volcanosedimentarias acrecionadas de origen marino que son expresiones de corteza, plateau y arco insular oceánicos que se acompañan de volcánicos y sedimentos de los mismos ambientes. Posterior a la acreción ocurrida en el Campaniano y a la cuenca marina del Maastrichtiano, en el Paleoceno se desarrolla un arco volcánico que al norte es de carácter insular (Macuchi) mientras al sur es de características continentales calco-alcalinas (Sacapalca). El arco volcánico continental que se desarrolla desde el Oligoceno al Presente es aquel que presenta las condiciones más favorables para una eventual ocurrencia de litio ya que intrusiones intermedias a ácidas oligo-miocénicas son los equivalentes magmáticos de depósitos volcánicos que incluyen desde andesitas hasta riolitas de las unidades del Grupo Saraguro, Unidades Chulo, Filo Cajas, Tomebamba, y Formaciones Chanlud, Rio Blanco, Cerro Cauca, Soldados, Plancharrumi, Jubones, y Quimsacocha (Dunkley and Gaibor, 1997; Pratt et al., 1997).

METODOLOGÍA-RESULTADOS

Se realizó el tratamiento geoestadístico de los datos generados en el proyecto Geochemical Reconnaissance Survey of the Cordillera Occidental of Ecuador (PRODEMINTA) (2000), que abarcan toda la red fluvial de la Cordillera Occidental desde los 4°Sur hasta 1°Norte. Fueron procesados los resultados químicos para el litio en alrededor de 15200 muestras de sedimentos fluviales. Se realizó una categorización del total de muestras para el elemento Litio (Li) en toda la Cordillera Occidental con rangos desde 0.1 ppm hasta 66 ppm, evidenciando concentraciones bajas en la mayoría del área estudiada, exceptuando el sector norte y centro - sur de la Cordillera. En el centro - sur de la Cordillera desde los 2°30'S hasta los 2°60'S existen los valores más altos, con concentraciones mayores a 45 ppm, siendo ligeramente superior a la concentración en la corteza continental con un promedio que bordea los 30 ppm (Rose et al., 1969).

El tratamiento de los datos se realizó mediante la aplicación de herramientas Geoestadísticas para la zona seleccionada.

La Geoestadística ofrece una colección de herramientas que cuantifica y modela la variación espacial. La variación espacial incluye escalas de variabilidad (heterogeneidad y direccionalidad dentro de un conjunto de datos (Chambers y Yarus, 2000). Datos de ciencias de la tierra exhiben alto o bajo grado de correlación espacial. Mientras la distancia entre dos puntos de datos en el espacio incrementa, la similitud entre las dos mediciones disminuye.

Los datos dicen mucho más al estar organizados. La estadística organiza y resume la información que contienen los datos. Por lo tanto, el primer paso fue organizar y realizar un control de calidad de los datos y posteriormente efectuar un análisis univariado de datos. Esto es visualizar los datos mediante herramientas como histogramas y gráficos. Además, determinar información estadística de importancia como por ejemplo: rango mínimo, rango máximo, la media, mediana y desviación standard.

El análisis variográfico comprende la construcción de variogramas experimentales y teóricos. El modelo representado por el variograma teórico nos ayuda a determinar la variación existente entre las muestras de litio en el espacio. Esto se lo realizó en las 4 direcciones (0°,45°,90° y 135°). El objetivo fue determinar una elipse de anisotropía que está en función de un rango máximo hasta donde va a existir relación espacial entre los datos. Esta herramienta es de gran importancia para la generación de un modelo basado en celdas donde el método de interpolación a ser usado es el kriging y además como alternativa se utiliza la Simulación secuencial Gaussiana (Gringarten y Deutsch,1999).

Se construyó un modelo basado en celdas en el software libre SGEMS de dimensiones (1000,800,1) dando un total de 800000 celdas aproximadamente. La simulación secuencial gaussiana para la interpolación a diferencia del kriging simple u ordinario nos permite generar un resultado estocástico mas no determinístico. Por lo tanto, se obtienen múltiples realizaciones, de las cuales se selecciona aquella que represente de mejor manera la dirección de drenaje de los sedimentos. A su vez, la SGSIM utiliza el kriging como herramienta de interpolación, donde el proceso de kriging interpola valores para una grilla de puntos basado en un ponderado de los puntos que rodean al valor desconocido (Syrjanen y Loven, 1999).

Para la interpolación, se escogió que la misma sea de acuerdo a la dirección del drenaje predominante en cada cuenca hidrográfica, pues para el caso de sedimentos fluviales, sus valores dependerán de la dirección en la que estos se mueven a lo largo del drenaje y de la influencia del arrastre de materiales.

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN

El basamento de la zona de estudio está constituido por unas rocas metamórficas pelíticas de grado metamórfico medio a bajo y, por lavas basálticas de la Unidad Pallatanga (McCourt et al., 1997). La sobreponen secuencias turbidíticas de la Fm. Yunguilla del Cretácico Superior. Hacia el oeste aparecen rocas siliciclásticas del Grupo Angamarca de edad Paleocena a Eocena (Hughes y Bermudez, 1997). Todas estas unidades están intruidas por rocas desde dioríticas hasta granodioríticas, con cuerpos de tamaños variados. Gran parte de la zona está cubierta por depósitos volcánicos de edad eoceno – oligoceno – mioceno con productos andesíticos, dacíticos y riolíticos de las unidades del Grupo Saraguro, Unidad Chulo, Unidad Filo Cajas, Unidad Tomebamba, Formación Chanlud, Formación Río Blanco, Formación Cerro Cauca, Formación Soldados, Formación Plancharrumi, Formación Jubones, Formación Quimsacocha y Formación Tarqui (Dunkley and Gaibor, 1997; Pratt et al., 1997).

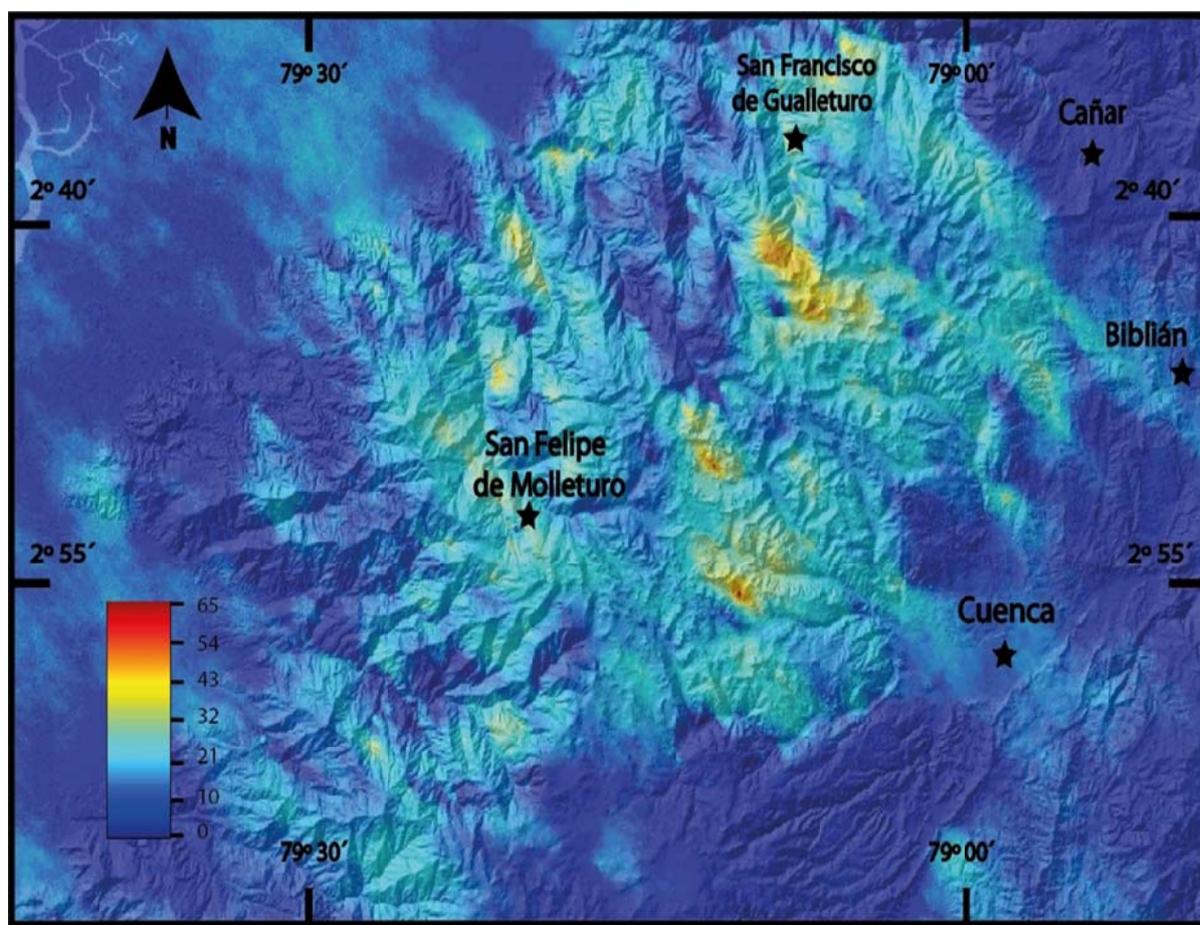


Fig. 1: Representa el análisis geo estadístico realizado en el área con mayores concentraciones de Litio en el Ecuador.

Para el área de estudio el tratamiento geoestadístico se realizó considerando la totalidad de la zona como un solo conjunto de datos (Figura 1). con un rango mínimo de 0,1 ppm, con un rango máximo de 66.3 ppm, la media de 6.37 ppm y una mediana de 7 ppm. En base a este análisis se obtuvo anomalías discretas en tres sitios puntuales, al norte de San Felipe de Molleturo, al este de San Felipe de Molleturo y al sur de San Francisco de Gualleturo. Se nota una influencia en la dirección de las anomalías establecida por la dirección escogida para la interpolación.

Dado que en un análisis geoestadístico se considera que los datos de una muestra dependen o tienen una relación con los datos que lo rodean, se dividió a la zona de estudio en varias cuencas hidrográficas tomando la clasificación de cuencas propuesta por SENAGUA (SECRETARIA NACIONAL DEL AGUA DEL ECUADOR) realizado en el 2009; esto dado que las muestras corresponden a sedimentos fluviales y su concentración dependerá únicamente de las litologías

por la que un sistema de drenaje atraviesa dentro de una cuenca hidrográfica, y no tendrá relación (para el tratamiento geoestadístico) con las muestras de otra cuenca hidrográfica cuyo sistema de drenaje puede ser diferente. Es así que se realizó el tratamiento geoestadístico en 5 cuencas hidrográficas diferentes (Figura 2). A través de este análisis se obtuvo anomalías mucho más pronunciadas y marcadas que si se considerara todos los datos en conjunto. Se identifican también nuevos sitios con anomalías puntuales que anteriormente no aparecían. Además se obtuvo una mayor discriminación y separación entre las zonas con valores intermedios y bajos.

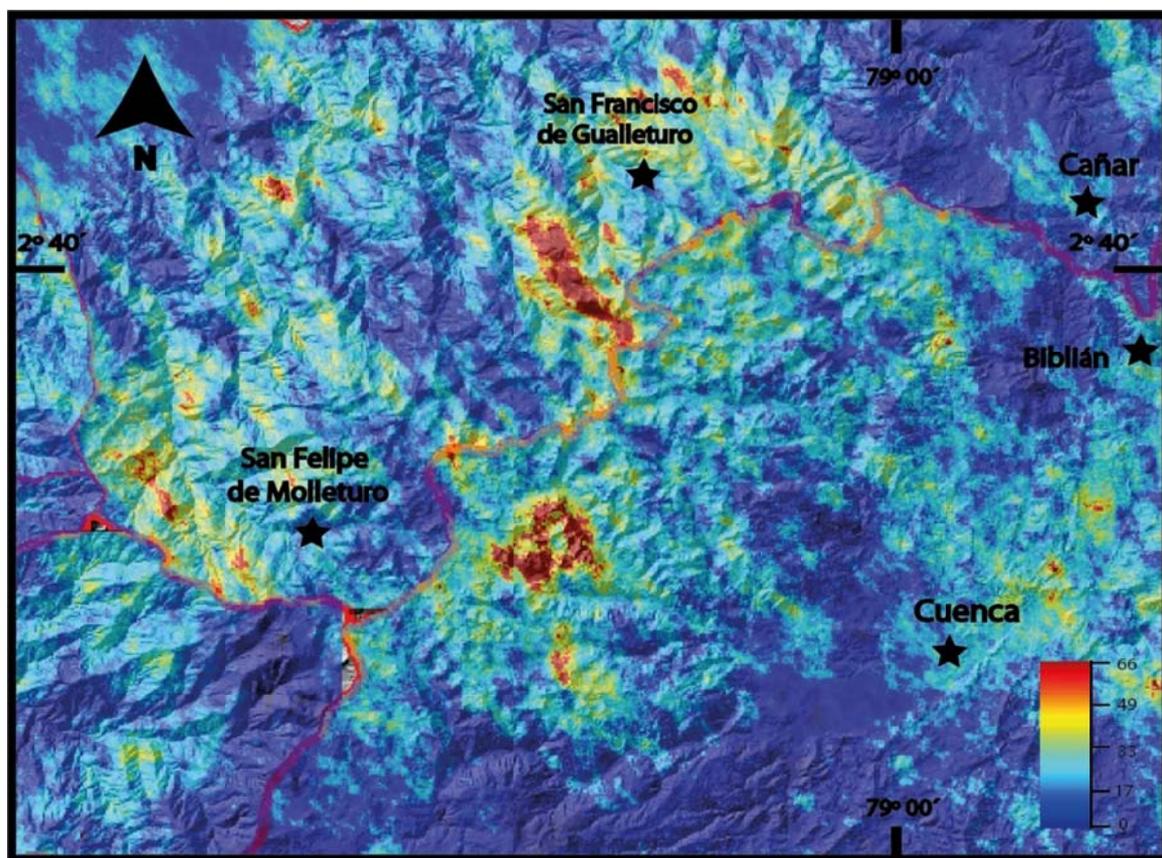


Fig. 2: Representa el análisis geoestadístico para las anomalías de Litio en las 5 cuencas hidrográficas existentes en el área de estudio.

Gran parte de las anomalías en la zona de estudio están asociadas a la presencia de cuerpos intrusivos. De acuerdo con el mapa geológico entre 2° y 3° S escala 1:200.000 (Dunkley y Gaibor, 1997), las anomalías coinciden en su mayoría con cuerpos dioríticos, en menor proporción con la presencia de riolitas. Sin embargo, las anomalías más pronunciadas se presentan en el sector de la Laguna Taitachugu y al oeste de la Laguna Machángala, dentro de la Formación Chalud, dada la escala del mapa de referencia, no se descarta la presencia de litologías favorables para la presencia de la anomalía.

CONCLUSIONES

- El tratamiento geoestadístico realizado en cuencas individuales permite obtener anomalías más pronunciadas, mejor marcadas y mejor delimitadas, con mejor discriminación entre los valores medios y altos que si se analizará el volumen de datos en su conjunto. El método de interpolación por cuencas hidrográficas nos da una mejor interpolación utilizando el método de kriging ordinario que el de toda la data muestreada además la dirección de interpolación tiene una notoria influencia en la morfología de las anomalías, tendiendo a orientarse a lo largo de esta dirección.
- La evaluación geoestadística de las 15 200 muestras de sedimentos fluviales colectadas en la Cordillera Occidental no refleja anomalías de litio significativas que apunten hacia un potencial importante para este elemento. Esta previsible conclusión confirma que no existen los ambientes geológicos propicios para la ocurrencia de minerales con litio.

- Las principales anomalías se localizan en los páramos al noroeste de Cuenca, dónde de acuerdo a la geología expuesta en el mapa de la zona (Dunkley y Gaibor, 1997), éstas coinciden en su mayoría con cuerpos dioríticos, en menor proporción con la presencia de riolitas. Las anomalías más pronunciadas se presentan en el sector de la Laguna Taitachugu y al oeste de la Laguna Machángala, dentro de la Formación Chalud,

Bibliografía.

- Chambers, R & Yarus, J.M. (2000). *Petroleum geostatistics for Nongeostatisticians*. The Leading Edge, v. 10,474-479.
- COCHILCO. (2009). *Antecedentes para una Política Pública en Minerales Estratégicos: Lito*. Dirección de Estudios, Políticas Públicas .
- Davis, A. M. (2014). *Treatise on Geochemistry*. Chicago: Elsevier.
- Dunkley, P., & Gaibor, A. (1997). *Mapa Geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador 2 - 3 Sur* . Quito: CODIGEM.
- Egüez, A., & Aspden, J. (1993). *Mapa Geológico del Ecuador*. Quito: CODIGEM.
- Gringarten, D. (1999). Methodology for variogram interpretation and modeling for improved reservoir characterization. *SPE annual technical conference*, 355-367.
- Hughes, & Bermudez. (1977). *Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0°00' and 1° 00'S* . Quito, Ecuador: British Geological Survey.
- Lachowicz, H. (2002). *Menas, materiales para prácticas de yacimientos metálicos*. Quito: Escuela Politécnica Nacional.
- McCourt, & Duque. (1997). *Geology of the Western Cordillera between 1°-2°S, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información cartográfica y Geológico, Informe N 3*. Quito, Ecuador: CODIGEM-BGS.
- Page, B., & Young, D. (1981). Anomalous geochemical patterns from northern sumatra: their assessment in terms of mineral exploration and regional geology. *Journal of Geochemical Exploration*, 325--365.
- Rankama, K. (1962). *Geoquímica* . Madrid: Aguilar.
- Rose. (1979). *Geochemistry in Mineral Exploration*. London: Academic Press.
- Ryan, P. (2014). *Environmental and Low Temperature Geochemistry*. Oxford: Willey Blackwell.
- SERNAGEOMIN. (2014). *Lito; Una fuente de energía, una oportunidad para Chile*. Santiago : Ministerio de Minería .
- Smeds, S. (1992). Trace elements in potassium-feldspar and muscovite as a guide in the prospecting for lithium- and tin-bearing pegmatites in Sweden. *Journal of Geochemical Exploration*, 352-369.
- Syrjanen, & Loven. (2003). *3-D Modeling of Rock Mass Quality*. South Africa: ISRM-TRRM-South African Institute of mining and Metallurgy.
- Williams, M., & Dunkley, P. (1997). *Geochemical Reconnaissance Survey of Cordillera Occidental of Ecuador*. Quito: CODIGEM.
- Yarus, J.M. & Chambers, R. (2006). *Practical Geostatistics – An Armchair Overview for Petroleum Reservoir Engineers*. SPE - 103357

FUENTES TERMALES, DESCARGA DE CALOR Y CONCENTRACIÓN DE ARSÉNICO EN CHACANA

B. Pilicita (1) y B.Beate (2)

- (1) Corporación Eléctrica del Ecuador, 6 de Diciembre N26-235 y Orellana, Quito. byron.pilicita@celec.gob.ec, bf07epn@gmail.com.
- (2) Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11·253, Quito. bernardo.beate@epn.edu.ec.

Abstract (Hot Springs, Heat Discharge and Arsenic Concentration in Chacana): Hot springs related to Chacana Caldera are located in the areas of Salve Faccha, Ilaló, Oyacachi Tolontag, Guachalá, Jamanco and Cachiycu; the last two are currently geothermal pre-feasibility prospects and are an integral part of CELEC EP's Chacana Geothermal Project. The thermal waters in areas Jamanco, Cachiycu and Papallacta are fluids of high salinity with outlet temperatures of 58.9°C to 72.9°C. The concentration of major and trace elements indicate that the thermal waters are near neutral chloride-sulphate waters of high salinity. The minimum heat discharge in the Chacana Caldera is 19.27MWthermal and 145.09 mg/s of As (\approx 3 tons/year) are discharged into the Tambo river system which has accumulated in water and sediments of Lake Papallacta, these data are unknown to local and provincial authorities.

Palabras Claves: Fuentes Termales, Geoquímica de Agua, Descarga de calor, Descarga Natural de Arsénico.

Key words: Hot Springs, Waters Geochemistry, Heat Discharge, CO₂, Natural Arsenic Discharge.

INTRODUCCIÓN

La Caldera de Chacana es altamente prospectiva para recursos geotérmicos en concordancia a su actividad riolítica; nuevos datos geológicos, geoquímicos y geofísicos indican que en Chacana existe el potencial geotérmico tanto del tipo hidrotermales como para sistemas geotérmicos HDR (Hot Dry Rock), debido a las manifestaciones hidrotermales que existen actualmente y al régimen tectónico en la caldera (Beate et al., 2009, Villares, 2010, Beate et al., 2010, Beate et al., 2011). Las áreas de Jamanco y Cachiycu, ubicadas en la Zona Sur de la Caldera de Chacana son prospectos geotérmicos en pre-factibilidad inicial y parte integral del Proyecto Geotérmico Chacana a cargo de CELEC EP (2012).

Esta investigación provee datos acerca de la descarga de calor en superficie en la Caldera de Chacana, integrando la información de fallas geológicas con la caracterización de las manifestaciones termales y una evaluación aprovechamiento actual del recurso geotérmico. Además se presenta datos acerca de la cantidad de arsénico que se vierten a la cuenca hidrográfica del Tambo.

LAS FUENTES TERMALES EN LA CALDERA DE CHACANA.

Contexto Geológico-Estructural

La Caldera de Chacana de edad Pleistocénica, y forma irregular se encuentra sobre un basamento metamórfico de edad Paleozoico – Mesozoico y volcánicos terciarios. El Borde Calderico de Fractura presenta diques y brechas volcánicas que son el grupo litológico más antiguo.

Los flancos exteriores del edificio están constituidos por secuencias de lavas vítreas, tobas soldadas e ignimbritas de composición dacítica a riolítica emplazadas entre 2.7 Ma y 0.8 Ma. El relleno calderico está constituido por secuencias volcánicas

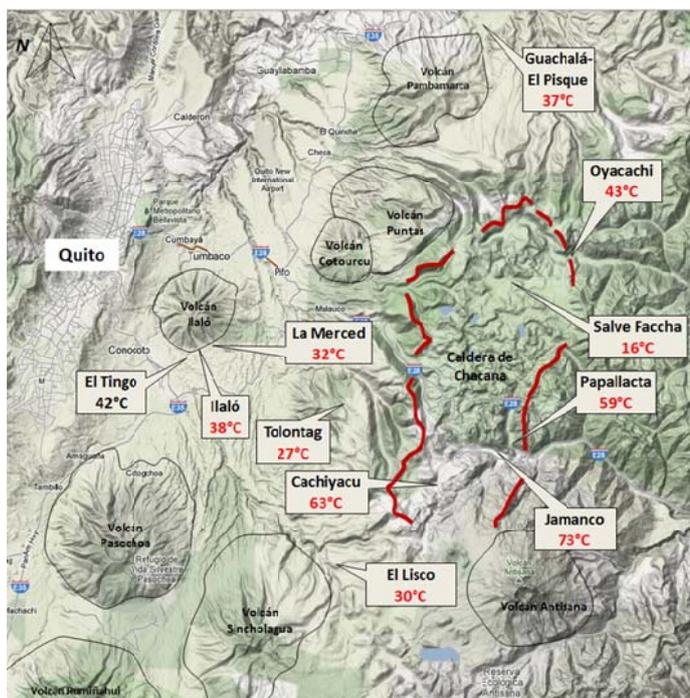


Fig. 1: Áreas de ubicación de las fuentes termales en el interior y exterior de la Caldera de Chacana, incluyendo las máximas temperaturas de las fuentes termales en superficie. (Imagen de fondo tomado de Google Maps, 2012).

dacíticas a riolíticas en la base, seguidos por lavas negras dacíticas - andesíticas extruidas entre 2.6 y 1.5 Ma. Una tercera unidad está constituida por sedimentos lacustres se encuentran levantados en la zona sur-oeste de caldera debido a la resurgencia entre 1.5 y 0.44 Ma. Ciclos riolíticos se produjeron entre 210 a 165 mil años. Varios flujos de lava son expresiones volcánicas de composición dacítica a andesítica emplazados en los últimos 40 mil años, el último siendo en 1760 en Papallacta (Hall et al., 2008).

El rasgo estructural dominante en la caldera es el Rift Chacana, que ha sido la fuente de la actividad volcánica periódica durante al menos 200.000 años (Hall et al., 2008). El régimen geodinámico actual es el mecanismo de formación de sistemas de fallas y lineamientos principalmente en direcciones NNE-SSO, NE-SO y E-O, afectando el borde caldérico y las cuales juegan un rol importante en el volcanismo pasado, así como en la ubicación y circulación de los fluidos geotérmicos actuales.

Fuentes Termales

En el área de Jamanco se registraron las temperaturas más altas en las aguas termales (72.9°C), mientras que las más bajas se encuentran en Salve Faccha entre 6.8 a 16 °C, aunque previo a este estudio se registraron temperaturas de 49.1 °C en manantiales termales al pie del cerro Cuya en el área de Salve Faccha, actualmente cubiertas por aguas de la laguna artificial de la represa (Mothes y Beate, 2002). En Cachiyacu y Papallacta las altas temperaturas de salida son similares entre 58.9 a 63.6°C. Las fuentes exteriores a la caldera tienen temperaturas que varían entre 27 y 42°C. Las aguas superficiales varían su temperatura de acuerdo a cada localidad pero estas no sobrepasan en rango de 5 a 12°C (Figura 1).

El pH de la mayoría de las fuentes termales dentro de la caldera y en las fuentes exteriores, varía entre 7.65 y 5.9 indicado que presentan un pH similar a las aguas de escorrentía superficial.

La conductividad de las fuentes termales dentro de la caldera y en las fuentes exteriores es >1000 µS/cm, llegando hasta los 7100 µS/cm registrados en fuentes de Jamanco siendo esto característico de las aguas termales de la zona.

El potencial redox de las fuentes termales varía entre 30 a -170 mV, saliendo de este rango las fuentes de Salve Faccha cuyos valores son similares a los medidos en aguas superficiales que van entre 23.5 a 190 mV (Tabla 1).

Análisis isotópicos en las aguas de fuentes termales de Chacana (Tabla 1) muestran que los valores de δD varían entre -81.6 a -89.4 delta por mil y los valores de $\delta^{18}O$ varían entre -10.46 a -12.35 delta por mil versus V-SMOW (Vienna-Standard Mean OceanWater). Los valores isotópicos de la mayoría de fuentes termales caen sobre la Línea (línea azul) de las Aguas Meteóricas Mundial ($\delta D = 8\delta^{18}O + 10$), esto implica que su origen es superficial (Marini, 2000). Las aguas termales de Cachiyacu, Oyacachi y Tolontag muestran una leve concentración mayor de $\delta^{18}O$ lo que implicaría una mayor interacción entre agua/roca e incluso una mezcla con aguas de origen magmático o metamórfico (Marini, 2000).

Área	T [°C]	pH	Cond [mS/cm3]	Eh [mV]	δD	$\delta^{18}O$	Caudal Mínimo [l/s]
Jamanco	72.9	6.8	7100	-110	-83,1	-11,46	29.0
Cachiyacu	62.1	6.6	6060	-166	-89,4	-11,11	7.4
Papallacta	58.9	6.8	3980	104	-80.0	-11,8	21.0
Oyacachi	43.0	7.5	4260	-157	-85.0	-10,8	4.6
Salve Faccha	16.7	7.4	88	27	-	-	3.5
*Salve Faccha	49.1	7.5	-	-	-	-	-
Fuentes Exteriores	42.1	6.6	5720	-61	-93.0	-13.0	47.0
Total							112.8

Tabla. 1: Parámetros físicos de las fuentes termales representativas en Chacana y caudal total mínimo medido en cada área.

* Datos obtenidos del trabajo de Mothes y Beate, 2002.

Aguas bicarbonatadas alcalino terreas son las aguas de zonas de recarga frías de baja salinidad como las muestras de fuentes frías en la cuenca alta de río Tambo y río Papallacta. Las Fuentes Termales de Jamanco, Cachiyacu, y Tolontag son aguas sulfatadas cloruradas alcalinas de alta salinidad (>5000 mg/l), muestran como elemento dominante el Na-Cl en su composición química. Este tipo de aguas provienen desde reservorios geotermales de elevada entalpia relativamente profundos que posiblemente estén asociados a rocas del relleno de la caldera.

Las Fuentes Termales de El Pisque, Oyacachi, El Lisco, La Merced, Ilaló, El Tingo son aguas bicarbonatadas alcalinas originadas por disolución de gases que llevan CO₂ o por condensación del vapor geotérmico cuya salinidad es alta (>4000 mg/l), típicas de las zonas marginales de los campos de agua dominante.

DETERMINACIÓN DE LA DESCARGA DE CALOR EN LA CALDERA DE CHACANA Y EVALUACIÓN ACTUAL DEL RECURSO GEOTÉRMICO.

La descarga de calor natural en Chacana se puede dar a través de radiación, evaporación y descarga de fuentes termales. En Chacana uno de los métodos que transmite el calor a la superficie, es la convección; en zona de recarga se infiltra el agua hacia la subsuperficie donde se calienta y vuelve a salir a manera de fuente termal. El calor se evalúa con la siguiente ecuación:

$$Q = m \times Cp \times \Delta T$$

Donde:

- Q = Cantidad de calor en Joules
- m = masa en kg
- Cp = calor específico en kJ/kg°C
- ΔT = variación de temperatura en °C

La cantidad de calor descargada en las fuentes termales de Chacana, a partir de 112.79 l/s, se calcula en 19275.58 kJ/s, los que equivalen a 19.27 MW térmicos de capacidad y a un uso de energía de 274.62 TJ/año lo cual equivale a 170777 barriles de petróleo al año. En el 2004, EE.UU reportó un uso directo del recurso geotérmico a través de bombas de calor con una producción anual de 13392 TJ (Orche, 2011). Esto implica que en Chacana la descarga de calor mínima es el 2.05% del recurso geotérmico utilizado por EE.UU a través de bombas de calor.

En el Ecuador el uso directo de calor se limita a piscinas termales, los cuales han ampliado la utilización del recurso junto a la modernización de sus instalaciones. Dentro de la Caldera de Chacana las Termas Papallacta son el complejo de piscinas termales más conocidas; posteriormente, se establecieron los Complejos de Jamanco y Oyacachi. En el año 2010 en el Congreso Mundial Geotérmico celebrado en Indonesia, Beate y Salgado (2010) publican una estimación de la utilización del calor directo en varios complejos turísticos del Ecuador, incluyendo Termas Papallacta, Jamanco, Ilaló, Cununyacu, El Tingo y las áreas de El Tambo y Cachiayacu que en conjunto representaban una capacidad instalada de 1.35 MW térmicos, una utilización anual de 26.74 TJ/año y un factor de capacidad de 0.633. Lo que implica que solo el 60% de la energía calórica que se obtiene de las fuentes termales es aprovechada.

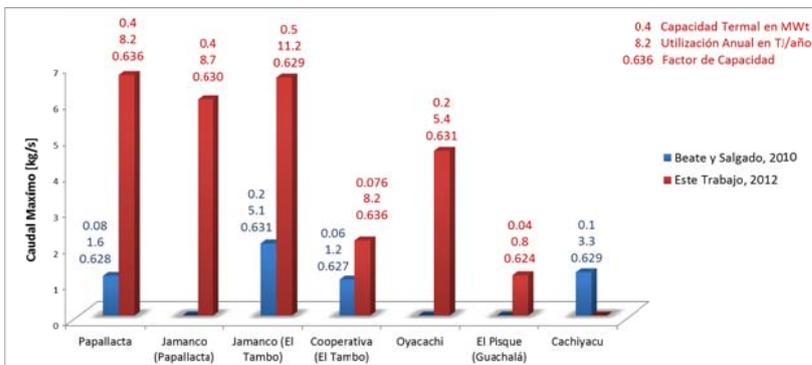


Figura 3. Utilización de la energía geotérmica a partir de la medición del caudal de entrada de agua termal en los complejos turísticos de Chacana.

En este estudio se realizó visitas a cada complejo turístico, y se tomó la medida de la temperatura de entrada y salida del agua en las piscinas y duchas, junto con el caudal de entrada; datos que permiten calcular con mayor aproximación la utilización del calor geotérmico en Chacana.

En la Figura 3 se muestran los resultados obtenidos durante este estudio y su comparación con los resultados expuestos por Beate y Salgado en el 2010. Como dato adicional cabe notar que en el Complejo de Termas

Papallacta utilizan el calor geotérmico de las aguas termales como calefacción para las habitaciones del Hotel, utilización que no fue estimada en esta investigación. Investigaciones recientes han evaluado el posible aprovechamiento del calor geotérmico a partir de fuentes termales (Valencia, 2014)

Tomando en cuenta la descarga de calor mínimo en las fuentes termales y la utilización de energía geotérmica calculada se puede concluir que solo un 16.61% de la capacidad mínima termal es utilizada en los complejos turísticos de la Caldera de Chacana.

CONTAMINACIÓN POR ARSÉNICO EN LAS AGUAS SUPERFICIALES DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL TAMBO; PARTE SUR DE LA CALDERA DE CHACANA.

Los valores de As en las fuentes termales y superficiales en Chana superan considerablemente los límites permisibles dados por la regulación ambiental ecuatoriana y por la Organización Mundial de la Salud de 0.05 mg/l (Guevara, 1996; T.U.L.A.S., 2003). En aguas superficiales del río Tambo y Sucus la concentración de As, varía entre 0.333 a 0.099 mg/l.

Tomando como referencia valores de concentración de As de muestras tomadas en la Cuenca Alta del Tambo, que son normales (1.95 µg/l), podemos afirmar que existe un aumento en la concentración de As de 1 a 2 veces lo normal, en las aguas que fluyen hacia la laguna de Papallacta (Figura 4) y este valor sobrepasa en más del 300% el límite permisible de aguas para el consumo dado por la O.M.S.

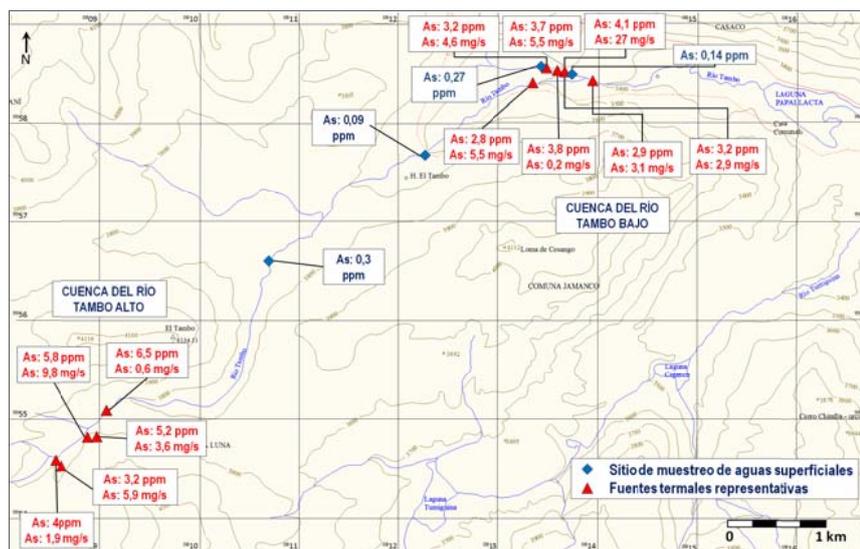


Fig. 4: Concentración y cantidad de As que se vierte en las aguas del río Tambo en las fuentes termales de Cachiycu y Jamanco

Las muestras de agua termal presentan una concentración entre 3 a 6.5 mg/l de As, lo que implica un aporte al sistema hídrico superficial de 75.96 mg/s de As a un caudal total de 19.57 l/s, solo de las muestras tomadas donde se realizó análisis de elementos traza. El caudal total de Jamanco más Cachiycu suman 36.75 l/s; a este valor le restamos 19.57 l/s y la diferencia la multiplicamos por el promedio de la concentración de As que es de 4.02 mg/l obtendríamos el aporte de As de las fuentes restantes que es de 69.13 mg/s. En suma el aporte de As de las fuentes termales al río Tambo es de 145.09 mg/s. Tomando en cuenta el caudal promedio anual de las fuentes termales de Cachiycu y Jamanco (23.15 l/s) y el promedio de concentración de As, obtendríamos que anualmente se vierten 2897.51 kg (≈3 toneladas/año) de As al río Tambo y que se acumulan en los sedimentos de la laguna de Papallacta. La laguna de Papallacta se formó aproximadamente hace 200 años lo que implica que se han acumulado alrededor de 600 toneladas de As en la laguna.

CONCLUSIONES

Las características físico químicas indican que las aguas termales con mayor temperatura son las que se encuentran en Jamanco (72.9°C), seguidas por las aguas termales de Cachiycu y Papallacta (entre 63.6 y 58.9°C). Las zonas de Guachalá, Oyacachi y Salve Faccha presentan fuentes termales de menor temperatura (<40°C) las cuales están asociadas a otros sistemas geotérmicos dentro de la caldera.

Las Fuentes de Jamanco, Cachiycu, Papallacta y Tolontag son aguas sulfatadas cloruradas alcalinas de alta salinidad (>5000 mg/l), que muestran como elementos dominantes el Na-Cl por lo que se asumen que son aguas provenientes de un reservorio geotermal profundo de alta entalpía; las fuentes termales Chimborazo Tola Alta, Oyacachi, El Pisque, El Tingo, Ilaló y El Lisco son aguas bicarbonatadas alcalinas de alta salinidad (>4000 mg/l), calentadas por gases volcánicos que aportan Cl y SO₄, típicas de las zonas marginales de los campos de agua dominante; las aguas de la Fuente Salve Faccha son aguas cloruradas bicarbonatadas que resultan de una mezcla de gases volcánicos disueltos en aguas del reservorio; la aguas de la fuente Mapayacu son aguas sulfatadas con un pH neutro (7.34) que resultan de la mezcla de gases volcánicos disueltos con aguas del reservorio frías de baja conductividad.

Se establece un modelo geotérmico preliminar el cual indica una circulación de fluidos meteóricos a través del borde calderico estructural, fallas y lineamientos hacia un reservorio conformado por rocas de relleno calderico; calentados por una cámara magmática somera y que emergen donde se establecen las fuentes termales actuales. El reservorio estaría sobreyacido por una capa sello arcillosa similar de composición similar a la alteración que se encuentra en los afloramientos de Chacana producto de un sistema hidrotermal antiguo.

La energía calórica aprovechada actualmente es mínima. La utilización del recurso geotérmico se da sólo en centros turísticos de tipo balneológico (piscinas y duchas), sumando un potencial termal instalado de 2.58 MWt y una utilización anual de 51.38 TJ/año, lo que representa una utilización del 16.61% de la descarga de calor mínima que se produce en la caldera de Chacana.

Las concentraciones de As en las aguas del río Tambo (0.099 a 0.333 mg/l) sobrepasan el nivel permisible para el consumo, uso doméstico e industrial (0.05 mg/l dado por la OMS), debido a que las aguas termales se vierten en la cuenca hidrográfica del Tambo. Las concentraciones de As en las aguas termales están entre 3 y 6.5 mg/l. El caudal medido de las fuentes termales permite indicar que se vierten al río Tambo 145.09 mg/s de As, lo que equivale a 2897.51 kg/año (≈ 3 toneladas/año), y que a su vez serían 600 toneladas de As en 200 años que se han acumulado desde la formación de la laguna de Papallacta.

Agradecimientos: Mi más sincera gratitud a la EPN y en especial Departamento de Geología por brindarme la oportunidad y el conocimiento adquirido en mi carrera universitaria. Al Departamento de Proyectos No Convencionales de la CELEC EP – Termopichincha que permitió la realización de este trabajo.

Referencias bibliográficas

- Beate, B., Inguaggiato, S., Villares F. (2009). *Proyecto Geotérmico Chacana: Estudio de Pre-factibilidad inicial*, ELECTROGUAYAS S.A., Quito, Ecuador. pp. 7-109. (no publicado).
- Beate, B., Inguaggiato S., Villares F., Benitez S. y Hidalgo S. (2010). *The Cachiyacu Geothermal Prospect, Chacana Caldera, Ecuador*, Proceedings World Geothermal Congress., Bali, Indonesia., 10 p.
- Beate B. y Salgado R. (2010). *Geothermal Country Update for Ecuador; 2005-2010*., Proceedings World Geothermal Congress 2010., Bali, Indonesia. 16 p.
- Beate, B., Villares, F., Inguaggiato, S., Hidalgo, S. y Benitez, S. (2011). *Modelo Geotérmico Preliminar de tres áreas de interés en la Caldera Cuaternaria Resurgente de Chacana y estimación teórica de su potencial geotermoelectrico.*, EPN., Revista Politécnica., Vol 30, N°1, pp: 64-85.
- CELEC EP. (2012). *Estudio de Pre-factibilidad Inicial para la Elaboración del Proyecto Geotérmico Chacana-Cachiyacu y Jamanco*. Informe Técnico Inédito preparado por SYR (Servicios y Remediación, SA), Quito, Ecuador. Sección Geología: Dr. Hall M.L y Villagómez D., Sección: Geoquímica de Fluidos Dr. Inguaggiato S.
- Guevara, A. (1996). *Control de Calidad del Agua-Análisis de las normas de control de la calidad de las aguas*. Centro Panamericano de Ingeniería Sanitaria y Ciencias del Ambiente., Lima, Peru, OPS/CEPIS/96. PDF en: <http://www.bvsde.paho.org/bvsacd/scan2/031279/031279.pdf>
- Hall, M.L., Samaniego, P., Le Pennec y Johnson, J.B. (2008). *Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 176, pp: 1-6.
- Hall, M.L., Mothes, P. y Cotten J. (2008). Poster "El Complejo Caldérico de Chacana-Ecuador", Instituto Geofísico-EPN, Quito, Ecuador.
- Marini, L. (2000). *Geochemical Techniques for the Exploration of Geothermal Energy*, Ciencia Abierta., Vol 11. PDF en: <http://cabierta.uchile.cl/revista/11/articulos/pdf/articulo6.pdf>
- Mothes, P. y Beate B. (2002). *Informe sobre el muestreo de los manantiales termales en la zona de Salve Faccha*., Instituto Geofísico EPN. IG-268-2002 (no publicado).
- Orche, E. (2011). *Energía Geotérmica*., UD Proyectos, E.T.S.I Minas – Universidad Politécnica de Madrid, Madrid., 286 p.
- T.U.L.A.S (2003). *Texto Unificado de Legislación Ambiental del Ecuador. Libro IV Anexo 1*. Archivo ZIP en: http://www.quitoambiente.gob.ec/web/index.php?option=com_k2&view=item&id=125%3Atexto-unificado-de-legislacion-de-ambiente-tulas&lang=es
- Pérez, O. (2014). *Diseño de un Sistema Descentralizado de Calentamiento Doméstico de Agua Potable Mediante el aprovechamiento de Energía Geotérmica*. Tesis de Grado-EPN, Quito, 241 p.
- Villares, F. (2010). *Estudio Geovolcanológico de la Zona Sur de la Caldera de Chacana, Provincia de Napo-Pichincha*. Tesis de Grado-EPN, Quito, 209 p.

MODELAMIENTO EN 3D DEL SISTEMA GEOTÉRMICO CHACHIMBIRO, ECUADOR, USANDO EL SOFTWARE PETREL

B. Pilicita (1)

(1) CELEC EP, 6 de Diciembre N26-235 y Orellana, Quito. byron.pilicita@celec.gob.ec, bf07epn@gmail.com,

Abstract (A 3D MODEL OF THE CHACHIMBIRO GEOTHERMAL SYSTEM IN ECUADOR USING PETREL SOFTWARE): The Chachimbiro Geothermal System is the most advanced prefeasibility Geothermal Prospect in Ecuador. This model uses lineaments as boundaries of the system based on structural mapping. The heat source is related to shallow magma intrusions that feed the main emission centre of Chachimbiro Volcanic Complex, but is also controlled by faults which influence the possible up-flow of geothermal fluids. This up-flow is located beneath a cap rock (0-10 Ω m) related to a high resistivity core which shows a concave shape (30-70 Ω m). The cap rock has approximately 220 meter of thickness. The interaction between these fluids with the up-flow into the sub-surface forms the possible reservoir. Hot springs and gas manifestations (CO_2 - H_2S) are out flows of the system which also indicate volcanic activity in the system and expressions of the reservoir on the surface. The reservoir could be located around 900 meters depth. Fault interactions have been identified as drilling targets which are planned to be reached by directional drilling.

Palabras clave: Sistema Geotérmico, Modelamiento, Petrel, Chachimbiro
Key words: Geothermal System, Modeling, Petrel, Chachimbiro

INTRODUCCIÓN

El modelamiento en tres-dimensiones de un sistema geotérmico está siendo ampliamente usado para mejorar la visualización y análisis de un sistema, al permitir juntar varios tipos de datos obtenidos durante el desarrollo de un proyecto. Petrel E&P es un software que provee herramientas para resolver y tomar decisiones durante el desarrollo de la exploración de un reservorio. Petrel permite la integración de datos estructurales, litología, geoquímica y geofísica, obtenidos en etapas tempranas de exploración (Schlumberger, 2016). Chachimbiro es un prospecto geotérmico que se encuentra listo para una etapa de perforación exploratoria profunda. El Proyecto Chachimbiro se encuentra localizado en la Cordillera Occidental entre 3200 y 3400 msnm, a 70 km al Norte de Quito y a 18 km al Noroeste de Ibarra, ciudad que es el centro poblado principal más cercano (Figura 1).

El proyecto limita con la Reserva Ecológica Cotacachi - Cayapas al Oeste y abarca el área Central-Este del Complejo volcánico Chachimbiro. El acceso al proyecto es mediante una vía de segundo orden de gravilla, actualmente restaurada para el acceso de maquinaria para perforación. Las fuentes termales más conocidas en la zona se encuentran en afloramientos del río Cachiycu que sirven como fuentes de agua caliente para los Bañerios de Chachimbiro, Arco Iris, La Delicia, Hacienda Chachimbiro y Timbuyacu entre los más conocidos.

Este reporte resume un modelo conceptual del proyecto geotérmico Chachimbiro usando el software Petrel, integrando los resultados de exploración superficial llevados a cabo por SYR 2012/CELEC EP y resultados parciales obtenido para CELEC EP/JICA por Mitsubishi Material Company / Mitsubishi Materials Techno Corporation (MMC-MMTEC) 2016, con el objetivo de visualizar los elementos del sistema geotérmico en 3-dimensiones, proponer nuevas áreas de investigación, proponer ubicación y objetivos de perforación.

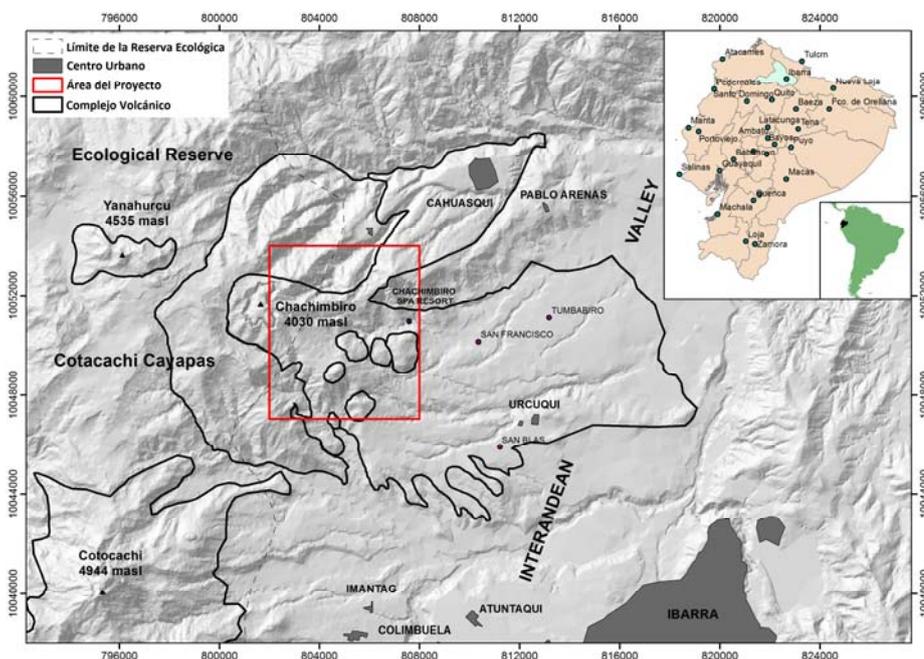


Fig. 1: Ubicación del Proyecto Geotérmico Chachimbiro, Provincia de Imbabura-Ecuador

METODOLOGÍA-BASE DE DATOS

El mapeo geológico y vulcanológico de Chachimbiro fue realizado por el equipo de SYR, basado en información litológica de Vallejo (2007). Los reportes incluyen mapas a escala 1:25000, los cuales presentan unidades litoestratigráficas, zonas de alteración hidrotermal, principales rasgos estructurales y evolución del complejo volcánico.

MMC-MMTEC (2016), actualiza las zonas de alteración y mapeo geológico e incluye lineamientos estructurales, y un modelo de esfuerzos para facilitar el entendimiento de la presencia de fallas. Para el modelamiento de esta información en Petrel, se generó una base de datos en formato Shapefile en ArcGIS 10.3, formato que permite ser leído, modificado y editable en Petrel, a demás de permitir elaborar un modelo de elevación a partir de curvas de nivel creadas en ArcGIS.

Datos de Magnetotelúrica fueron colectados por WesterGeco/SYR 2012 de un total de 70 estaciones que cubrieron el área de estudio. Los datos fueron procesados en inversión 1D y 3D, resultados que fueron presentados en el modelo conceptual preliminar. Posteriormente estos datos fueron analizados por Manabu Sugioka, especialista de JICA (Japan International Cooperation Agency), asesor y colaborador en el proyecto Chachimbiro, quien generó nuevos perfiles de resistividad utilizados para este reporte. Estos datos fueron procesados y analizados en Petrel generando un base datos en formato ASC-II, los cuales muestran valores de resistividad como atributo a una determinada profundidad. Para visualizar dichos datos se definió una grid en 3-dimensiones, la cual fue llenada con datos ASC-II. Dicha grid alcanzó una profundidad de 4000 m a partir de la superficie. La grid fue definida con un espaciamiento de 50 metros en las tres direcciones (X, Y y Z). Los métodos de interpolación probados para crear capas continuas de resistividad fueron: el gaussiano, algorítmico, el punto más cercano, funcional y el Krigging, siendo este último el que presenta mejores resultados de visualización e interpretación.

Datos de geoquímica de trabajos anteriores fueron copilados y recolectados por GeothermEX Inc/SYR 2011 quienes dan presentan tres modelos hidrológicos para Chachimbiro. El primero de estos, es un reservorio geotérmico de moderada temperatura (225-235°C). El segundo indica que fuentes termales representan agua inmadura, que nunca ha llegado por encima de los 110-125°C y que está compuesto primariamente de aguas de formación profunda o aguas metamórficas. Un tercero modelo indica que el agua termal viene desde un reservorio geotérmico antiguo y en enfriamiento, pero continúa fluyendo hacia la superficie.

Nuevos análisis geoquímicos fueron realizados por MMC-MMTEC con colaboración de CELEC EP (2016). Todos los datos obtenidos a diferentes épocas incluyen análisis de fuentes termales, aguas superficiales y gases que determinaron concentraciones de elementos mayores, menores, trazas, isótopos y concentración de gases. Estas concentraciones han permitido un análisis de temperatura en el reservorio a partir de geotermómetros. El tratamiento de estos datos en Petrel fue similar al realizado con los datos geológicos, los cuales fueron creados como una base de datos Shapefile, que permitieron visualizar anomalías geoquímicas sobre el modelo de elevación.

INTERPRETACIÓN

Modelo Geotérmico Conceptual de Chachimbiro

El modelo propuesto a continuación es basado en analogías con campos geotérmicos mejor entendidos. Axelsson (2013) menciona los componentes que un sistema geotérmico (descritos a continuación) debería incorporar en un modelo conceptual. Esta guía fue aplicable en Chachimbiro acorde a los datos actualmente disponibles, tomando en cuenta que no todos los modelos conceptuales incorporan todos los componentes.

Estimación del tamaño del Sistema: En Chachimbiro hay todavía considerable incertidumbre con respecto a los límites del sistema, temperatura y espesor del reservorio. Este estudio define como la anomalía de baja resistividad

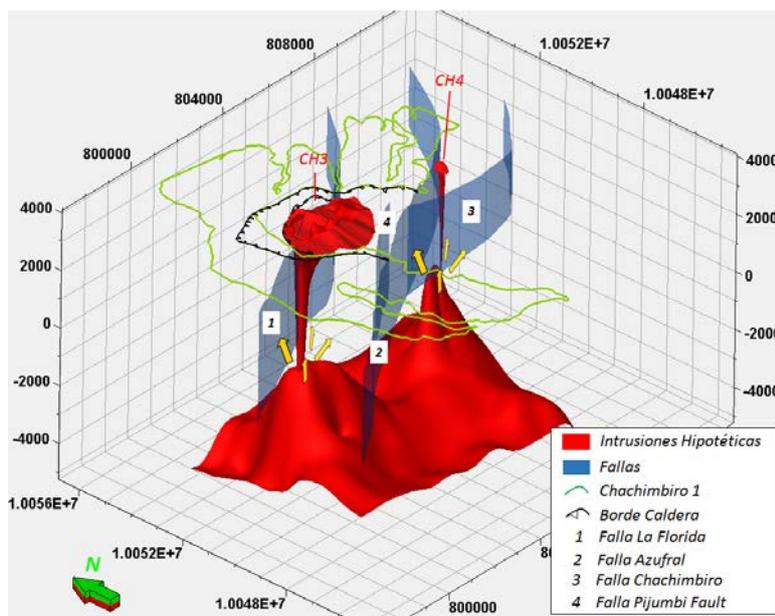


Fig. 2: Intrusiones magmáticas que funcionan como posible fuente de calor y que alimentaron la emisión volcánica del complejo Chachimbiro (interpretación basada en anomalías resistivas ubicada a una profundidad de ≈ 6 km), controlado por la falla la Florida. (CH3-Domos Huaá v Albuí. CH4-Domo Satellite)

(anomalía de 0-10 Ωm) el límite superior del sistema y el inferior donde se ubica la zona del upflow (anomalía de 90 Ωm), así como los límites laterales las fallas de Chachimbiro, Pijumbí, Azufral y un lineamiento paralelo a la falla Azufral, que conecta las fuentes termales de Chachimbiro y Timbuyacu. Esto indica que la extensión máxima del sistema es de 11.06 km² con un espesor aproximado de 3400 metros.

Naturaleza de la Fuente de Calor: Se encuentra localizado por debajo de los domos Huga-Albují (SYR, 2012), emplazados hace más de 30.000 años, compuesto por dacitas, interpretados como intrusiones magmáticas y estructuralmente controlado por la Falla La Florida (Figura 2). Investigaciones realizadas por Bernard et al. (2014) documentan una actividad volcánica hace 5.5 ka AP, el cual se interpreta como un domo satélite en las cercanías de las fuentes termales de Chachimbiro, lo que indicaría una migración parcial de la fuente de calor hacia el Este o la presencia de un dique lateral. El modelo de resistividad indica anomalías > 150 Ωm por debajo de los domos en el centro del edificio volcánico Chachimbiro y por debajo del domo satélite.

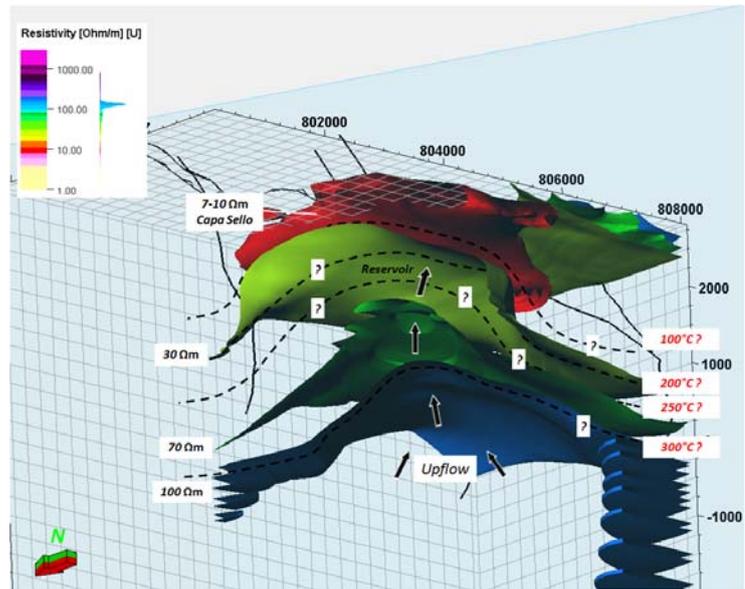


Fig. 3: Ubicación de la zona de recarga basal/up-flow por debajo de la capa de baja resistividad o sello. Interpretación de temperaturas basado en Arnason et al., 2000

Localización y potencia del up-flow/recarga basal y origen de los fluidos geotérmicos: De acuerdo al análisis isotópico el origen de los fluidos geotérmicos es claramente meteórico; las estructuras geológicas permiten la infiltración de agua superficial (agua lluvia) hacia la subsuperficie, donde es calentada en un reservorio localizado aproximadamente a 1000 metros de profundidad y asciende por las zonas de descarga. El reservorio se encuentra en rocas del basamento que son principalmente andesitas basálticas de la Formación Río Cala y turbiditas de la Formación Natividad. La capa de baja resistividad divide al sistema en una zona hidrológica meteórica fría y una zona de más alta temperatura. Esta capa se encuentra sobre un reservorio geotérmico y acumula el calor del up-flow. Según Cumming (2009), el up-flow es predominantemente vertical e incrementa con la profundidad. Esto implica que el up-flow en Chachimbiro está localizado donde existe un núcleo resistivo por debajo de la capa de baja resistividad la cual se localiza a una profundidad de 180 metros desde la superficie con un espesor de 380 metros y aparentemente controlado por la Falla Azufral (Figura 3).

Localización de las zonas de recarga frías: Según Cumming (2009), las zonas de recarga marginales representan un entrada de agua meteórica en el reservorio geotérmico, a través de canales permeables, donde interactúa con la zona de up-flow ganado presión y temperatura y probablemente incorporarse a un acuífero somero para ascender hacia la superficie (Cumming, 2009). El complejo de Chachimbiro está cubierto por páramo el cual absorbe y percola alrededor de 600-1000 mm/año de agua-lluvia (Hofstede et al., 2014). El sistema hidrográfico en Chachimbiro muestra sub cuencas limitadas por estructuras propias del volcán como los bordes caldericos formados por el colapso de los edificios volcánicos de Chachimbiro I - II y por fallas como La Sofía, Azufral, Pijumbí, Chachimbiro por donde puede existir el flujo meteórico hacia el reservorio.

Modelamiento del Patrón de Flujo en el Sistema en estado natural e inducido por producción: Sistemas geotérmicos de vapor dominante son usualmente sellados por una capa de

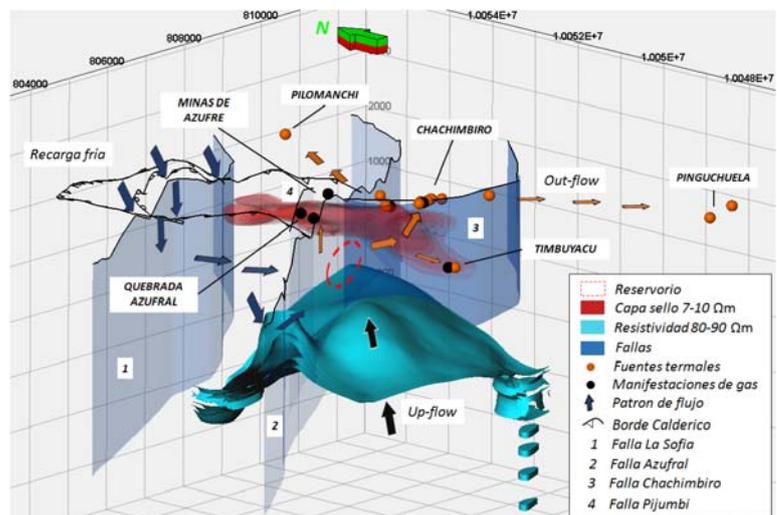


Fig. 4: Patrón de Flujo que muestra las zonas de recarga fría en las zonas altas de Chachimbiro (Borde Calderico), zona de recarga basal/up-flow debajo de la capa sello y las zonas de descarga lateral/out-flow.

minerales de alteración como esmectita, con presencia de fumarolas en superficie, no existe sinter y con \pm cochas de lodo hirviente. Sistemas de agua dominante usualmente tienen zonas de descarga (out-flow) donde los flujos de agua caliente (fuentes termales) alcanzan acuíferos tabulares por encima de la capa de esmectita (capa sello), y además presentan fumarolas, sinter y con \pm cochas de agua hirviente. En estado natural, Chachimbiro es un sistema geotérmico aparentemente de agua dominante (de acuerdo a la química de sus aguas). En el reservorio y núcleo resistivo, los fluidos están en convección debido a la interacción entre la recarga basal (up-flow) y los fluidos meteóricos. Los fluidos son acumulados por debajo de la capa sello y son conducidos hacia la superficie por sistemas de fracturas/fallas donde se ubica las zonas de descarga (Figura 4). Esto es evidente debido a varias fuentes termales y manifestaciones de gas localizadas en los límites de la anomalía de baja resistividad o capa sello.

Temperaturas del Sistema: Para propósitos de este estudio la temperatura fue estimada mediante 2 métodos. El método utilizando geotermómetros de Na/K con datos geoquímicos de MMC-MMTEC, (2016), calcula temperaturas alrededor de 240°C. Utilizando el mismo método SYR, (2011) reporta temperaturas alrededor de 260°C en un escenario optimista. El método de resistividad muestra un incremento en la resistividad por debajo de la capa sello. No obstante el método utilizando la resistividad indica la temperatura del sistema a un determinado momento más no la temperatura actual del sistema, lo que implica que puede o no puede existir un sistema geotérmico activo, y de existir este sistema podría estar calentándose o enfriándose. La figura 3, muestra el modelamiento de diferentes capas de resistividad en Chachimbiro asumiendo posibles temperaturas en profundidad acorde a guías trazadas por Arnason et al. (2000) and Cumming (2009). Acorde a estas guías se asume un reservorio por debajo de los 10 Ω m donde la temperatura es mayor a 200°C hasta llegara a 250°C. En principales campos geotérmicos de alta temperatura la transición entre la anomalía de baja resistividad hacia un núcleo de alta resistividad corresponde a una mezcla de entre zonas de alteración hidrotermal esmectita/clorita y por debajo de esta la resistividad incrementa considerablemente a una zona de alteración clorita y clorita-epidota que indican una temperatura que excede los 240 - 250°C.

Localización de zonas permeables: Las zonas permeables en Chachimbiro son zonas donde afloran las fuentes de agua caliente. La falla Chachimbiro controla el ascenso del las fuentes termales. Esta falla presenta una dirección E-W y esta cruza la falla Azufral la cual a su vez corta la capa sello. Esto indicaría que la falla Chachimbiro controla el flujo desde el reservorio hacia la superficie en el área. Zonas donde existe descarga de CO₂ y H₂S son controladas por la falla Azufral y Pijumbí aparentemente de baja permeabilidad o donde la presión es relativamente baja. Es importante mencionar que la emisión de CO₂ y H₂S indica una actividad volcánica o remanente de una actividad volcánica (isótopos de ¹³C, ³⁴S, ³He/⁴He, indican influencia magmática débil) y no la certeza de una actividad de un sistema geotérmico.

Límites de la Capa Sello (límites horizontales y verticales): El sistema en Chachimbiro tiene un límite horizontal definido por la capa sello (0-10 Ω m) el cual ha sido definido por interpolación de datos de MT en Petrel, generando una forma irregular que cubre un área de 11.06km², con un espesor promedio de 340 metros. Posiblemente esta capa corresponde a temperaturas de 50 a 100°C y por debajo de esta se emplazaría el reservorio a mas de 200°C. Los horizontes naturales son las fallas Chachimbiro, Pijumbi y Azufral que controlan la alteración hidrotermal y el ascenso de fuentes termales y gas. Estas estructuras encierran parcialmente y cortan la capa sello. No obstante estructuras geológicas no han sido reconocidas en la zona Sur y Este de la capa sello para encerrar el sistema.

Axelsson, (2013) menciona otros componentes en un sistema geotérmico como la presión del sistema, localización de fases como zonas de vapor dominante y división de sub-sistemas, elementos que no son aun aplicables a este modelo debido a que el Proyecto Chachimbiro no tiene perforaciones exploratorias.

POTENCIAL GEOTÉRMICO DEL PROSPECTO SISTEMA GEOTÉRMICO CHACHIMBIRO

SYR/CELEC, (2012) utilizando el método de "Estimación de Superficie" planteado por Grant (2000) y un análisis de Monte Carlo, muestra que el recurso proporciona un rango de 13-178 MWe, con un tamaño promedio del recurso de 81 MWe, tomado en consideración de un rango de densidades de la potencia desde 10-20 MWe por kilometro y un área de extensión de 1 a 12km².

Urquiza y Torres, (2013) utilizando el "Método volumétrico" y la simulación de Montecarlo, calculan un potencial estimado en un rango de 22-257MWe y concluyen que el potencial más probable de desarrollo, al menos en una primera etapa es de 29 MWe para el Proyecto Geotérmico Chachimbiro.

Las estimaciones del potencial descritas anteriormente son adecuadas en una primera fase prospectiva de acuerdo a la disponibilidad de datos, sin embargo existen varios parámetros en discusión como la temperatura del sistema, permeabilidad, porosidad, espesor del reservorio, entre otros que podrían sobreestimar el potencial, de allí la amplitud de rangos de potencial. Estos resultados serán confirmados y más aproximados a la realidad una vez se obtengan datos de perforaciones exploratorias las cuales pueden ser modeladas Petrel.

DISCUSIÓN Y PUNTOS DE PERFORACION PROPUESTOS

Chachimbiro se encuentra en una etapa próxima de perforación exploratoria. Por lo tanto la pregunta es ¿Donde perforar? Sistemas geotérmicos alrededor del mundo han sido explotados donde al menos coincidan tres parámetros que son: temperatura, permeabilidad y bondad de los fluidos. La presencia de estos parámetros son continuamente discutidos en Chachimbiro. SYR (2102) propone un pozo vertical (slim hole) que atraviese la falla Azufral la cual se indica con un ligero buzamiento al Oeste y controla la permeabilidad del sistema (Figura 5).

Este reporte interpreta objetivos de perforación relacionados a la permeabilidad dada por: la interacción de fallas en relación con las fuentes termales, manifestaciones de gas, la mayor área que abarca la alteración hidrotermal, la anomalía de temperaturas y la disposición de las bajas y altas capas de resistividad modeladas. En este contexto el primer objetivo de perforación es la intersección de las fallas Chachimbiro y Azufral, y el segundo objetivo es la falla Chachimbiro que aparentemente es la zona más permeable del sistema debido a que controla el ascenso de las fuentes termales.

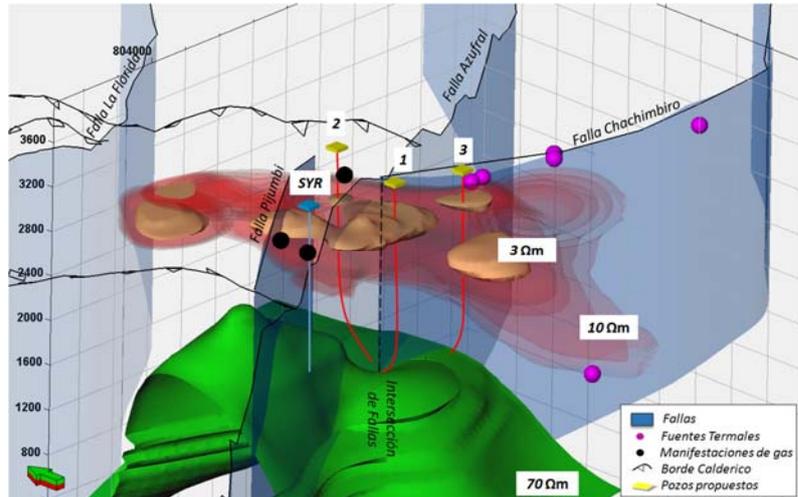


Fig. 5: Locaciones propuestas para perforaciones exploratorias.

Para alcanzar estos objetivos se propone 3 locaciones:

1. En la coordenada (4.6E/50.0N WGS 84-17S), por encima de la zona de up-flow, permeabilidad controlada por la interacción de la falla Azufral y Chachimbiro y alcanzaría la anomalía resistiva de 30 Ω m a los 900 m (posiblemente 200°C) y la 70 Ω m a 1800 m (posiblemente 250°C).
2. En la coordenada (4.9E /50.9N WGS 84-17S), en el borde norte del sistema, permeabilidad controlada por las Fallas Chachimbiro y Azufral y alcanzaría la anomalía resistiva de 30 Ω m a los 1100 m (posiblemente 200°C) y la 70 Ω m a 1940 m (posiblemente 250°C).
3. En la coordenada 5.6E/50.2N WGS 84-17S, permeabilidad controlada por la falla Chachimbiro y alcanzaría la anomalía resistiva de 30 Ω m a los 950 m (posiblemente 200°C) y la 70 Ω m a 1750 m (posiblemente 250°C).

CONCLUSIONES-RECOMENDACIONES

Petrel es una herramienta muy útil para el modelamiento de un sistema geotérmico, que permite visualizar en 3-dimensiones todos los elementos de un sistema, desde las fases tempranas de exploración de un proyecto; el modelo se puede mejorar a medida que se genere más información.

Lineamientos pueden ser interpretados como límites laterales del sistema, sin embargo estos deben ser comprobados con levantamiento gravimétrico y control de campo. La cámara magmática del complejo volcánico que alimenta los domos del complejo volcánico es el candidato para ser la fuente de calor del sistema. Sin embargo la disposición de la cámara magmática en profundidad debe ser corroborada con gravimetría y datos de sísmica pasiva.

Rocas de baja resistividad en rangos de 0 a 10 Ω m son interpretados como la posible capa sello que cubre al reservorio. El modelo de resistividad a diferentes rangos de resistividad presentan una forma cóncava donde el up-flow o recarga basal es emplazada. Temperaturas del reservorio dadas por geotermómetros de Na/K e interpretación de resistividad acorde a campos geotérmicos conocidos muestran que en Chachimbiro la temperatura del reservorio alcanzaría rangos de 200°C a 250°C. Sin embargo los fluidos geotérmicos en Chachimbiro presentan un pobre equilibrio químico con la roca y las anomalías resistivas podrían indicar temperaturas no actuales del sistema. Po lo tanto existe incertidumbre en las temperaturas calculadas para el posible reservorio, con lo cual el principal objetivo de la perforación exploratoria es comprobar la temperatura del sistema.

Dos objetivos de perforación han sido propuestos de acuerdo al modelamiento del sistema geotérmico en Petrel. El primero es la intersección de entre las fallas Chachimbiro y Azufral y el segundo es la falla Chachimbiro. Para alcanzar el primer objetivo se propone dos diferentes locaciones y para alcanzar el segundo objetivo se propone

una localización. Estas localizaciones han sido determinadas de acuerdo a la posible permeabilidad del sistema dada por las Fallas Azufral y Chachimbiro y a la resistividad de las rocas, modelada en Petrel. Desde estas localizaciones se debería realizar perforaciones direccionales con una profundidad de 2000 metros donde el posible reservorio se encuentra localizado y donde probablemente la temperatura estaría en el rango de 200 a 250°C; datos que deben ser confirmados en una fase de perforación exploratoria.

Agradecimientos: Al Departamento de Proyectos de Generación No Convencional de CELEC-EP Termopichincha y a la Universidad de las Naciones Unidas, por la oportunidad de participar en el Programa de Entrenamiento en Geotermia.

Referencias bibliográficas

- Árnason, K., Karlsdóttir, R., Eysteinnsson, H., Flóvenz, Ó.G., and Gudlaugsson, S.Th., 2000: The resistivity structure of high-temperature geothermal systems in Iceland. Proceedings of the World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan, 923-928.
- Axelsson, G., 2013: Conceptual models of geothermal systems – Introduction. Paper presented at Short Course V on Conceptual Modelling of Geothermal System, organized by UNUGTP and LaGeo, Santa Tecla, El Salvador, UNU-GTP SC-16, 12 pp.
- Bernard, B., Hidalgo, S., Robin, C., Beate, B., and Quijuzaca, J., 2014: The 3640–3510 BC rhyodacite eruption of Chachimbiro compound volcano, Ecuador: a violent directed blast produced by a satellite dome. Bull. Volcanol., 849, 20 pp.
- Cumming, W., 2009, Geothermal resource conceptual models using surface exploration data. Proceedings of the 34th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, CA, 6 pp.
- GeothermEx/SYR, 2011: *Initial feasibility study to develop a conceptual model for Chachimbiro geothermal project*. Corporación Eléctrica del Ecuador - CELEC EP and Servicios y Remediación - SYR; technical report prepared by GeothermEx, Inc., 110 pp.
- Grant, M.A., 2000: *Geothermal resource proving criteria*; Proceedings of World Geothermal Congress 2000, Kyushu Japan, May 18 – June 10, 2000, P. 2581.
- Hofstede, R., Calles, J., Lopez, V., Polanco, R., Torres, F., Ulloa, J., Vasquez, A. and Cerra, M., 2014: The Andean moors - what do we know? State of knowledge about the impact of climate change on the moors ecosystem (in Spanish). UICN, Quito, Ecuador, 154 pp.
- MMTEC-MMC, 2016: Preparatory study for the construction project geothermal plant in Chachimbiro. Progress report (Stage 2). Mitsubishi Materials Techno Corporation - Mitsubishi Materials Corporation, report for CELEC EP, August, 178 pp.
- Schlumberger, 2016: Petrel E&P software platform. Schlumberger, website: www.software.slb.com/products/petrel.
- SYR/CELEC, 2012: *Initial prefeasibility study to develop a conceptual model for the Chachimbiro geothermal project*. Servicios y Remediación – SYR, final report prepared for CELEC EP, Ecuador, 123 pp.
- Urquiza, M. y Torres L., 2013: *Evaluación del Estudio de Prefactibilidad Inicial Proyecto Geotérmico de Chachimbiro-Ecuador*, Diplomado de Especialidades en Geotermia Universidad de El Salvador, LaGeo, Ciudad Universitaria-El Salvador, 74 pp.
- Vallejo, C., 2007: *Evolution of the western cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene)*. Swiss Federal Institute of Technology, Zürich PhD thesis, report ETH 17023, 208 pp.
- WesternGeco/SYR (2012). *Reconocimiento Magnetotellurico y de TDEM, Reporte del Modelamiento con Inversión 3D Volumen 1 de 1*, Preparado para SYR, Integrated EM Center of Excellence, Enero 2012.



SESIÓN 9

Geociencias Marinas y Costeras



MERMAID FLOATING SEISMOMETER IMAGING THE GALAPAGOS PLUME

Bonnieux S. (1), Nolet G. (2), Hello Y. (2)

- (1) OSEAN S.A.S - ZAE la Bayette - 83220 Le Pradet - France ; contact.web@osean.fr ; sebastien.bonnieux@osean.fr ;
(2) Géoazur - 250 rue Albert Einstein - Sophia-Antipolis - 06560 Valbonne – France ; com@geoazur.unice.fr ;

Abstract: During an experiment conducted by the Geoazur laboratory (France) and the INOCAR (Instituto Oceanográfico de la Armada Del Ecuador), a fleet of 9 floating seismometers has been deployed in May 2014 and a complementary network of 3 OBS and 3 land stations took place around the Galapagos Islands to study the suspected mantle plume beneath these islands. The floating seismometers used during this experiment are called MERMAID and have been specifically designed for global seismic tomography. The instrument is inspired from Lagrangian floats used in the ARGO program that monitor temperature and salinity of the oceans. A hydrophone and an acquisition board containing a detection algorithm has been integrated to record seismic P-Waves transmitted from ocean bottom to the seawater.

Key words: MERMAID, oceanography, tomography.

INTRODUCTION

Seismic tomography is a technique based on seismic waves velocity to image the earth subsurface. The measure of the seismic waves arrival times contains temperature or structural information of the specific wave path. Seismographs are used to measure seismic waves arrival time on land but the oceans that represent 70% of the earth surface are poorly instrumented.

Since 2009, G. Nolet, have developed an instrument called MERMAID, that stands for Mobile Earthquake Recording in Marine Areas by Independent Divers, to fill this lack of data's. The attribution of an European Research Council grant allowed him to experiment in Mediterranean Sea and Indian Ocean with the goal to deploy a prototype array around the Galapagos Islands.

METODOLOGY

MERMAID stands for Mobile Earthquake Recording in Marine Areas by Independent Divers. It is an autonomous free-drifting underwater robot used for seismic tomography. This robot descent and stay at a programmed depth of 1000-2000m for several days. A seismic wave arriving at the bottom of the ocean refracts into water and generates an acoustic wave, which propagates almost vertically. To record these acoustic signals, Mermaid is equipped with a hydrophone and continuously monitors the pressure variation by calculating the ratio of short-term to long-term moving averages (Sta/Lta algorithm). Once an acoustic signal is detected, data are computed using an algorithm based on wavelet transform to discriminate P-Waves from others acoustics sounds. Identified P-Wave signal event is then recorded in memory. In case of a major event Mermaid surface immediately to transmit recorded signals and other information via satellite communication.

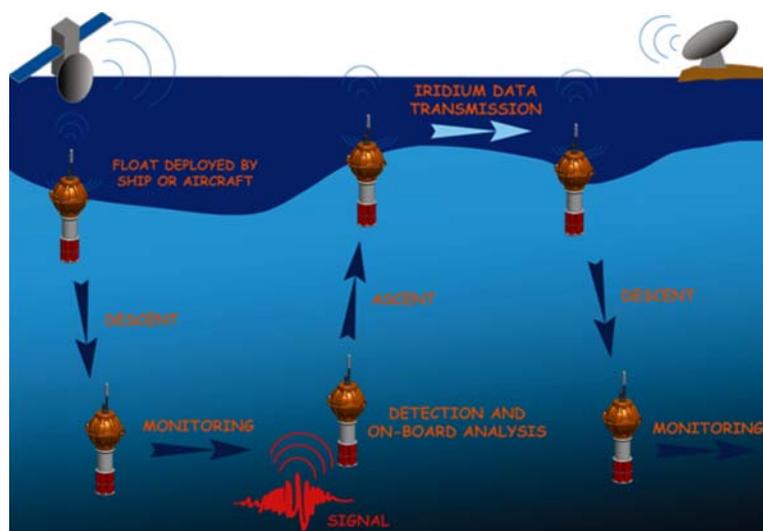


Fig. 1: Typical mission of a Mermaid Float [1].

RESULTS

In May 2014, the Geoazur laboratory (France) in collaboration with the INOCAR (Instituto Oceanográfico de la Armada Del Ecuador) has deployed a fleet of 9 Mermaids. A complementary network of 3 OBS and 3 land stations has been deployed for 6 months.

The array of Mermaids worked during about 2 years before run out of battery power. During this period, the Mermaids have yielded more than five hundred useful seismograms. In the period of June 2014 – March 2016 more than 60% of events with $M \geq 6.5$ and a distance $\Delta > 25^\circ$ where successfully recorded (not counting events in or past the shadow zone for P waves). At close distance, near 80% of events with $M \geq 5.7$ and $\Delta < 25^\circ$ where successfully recorded.

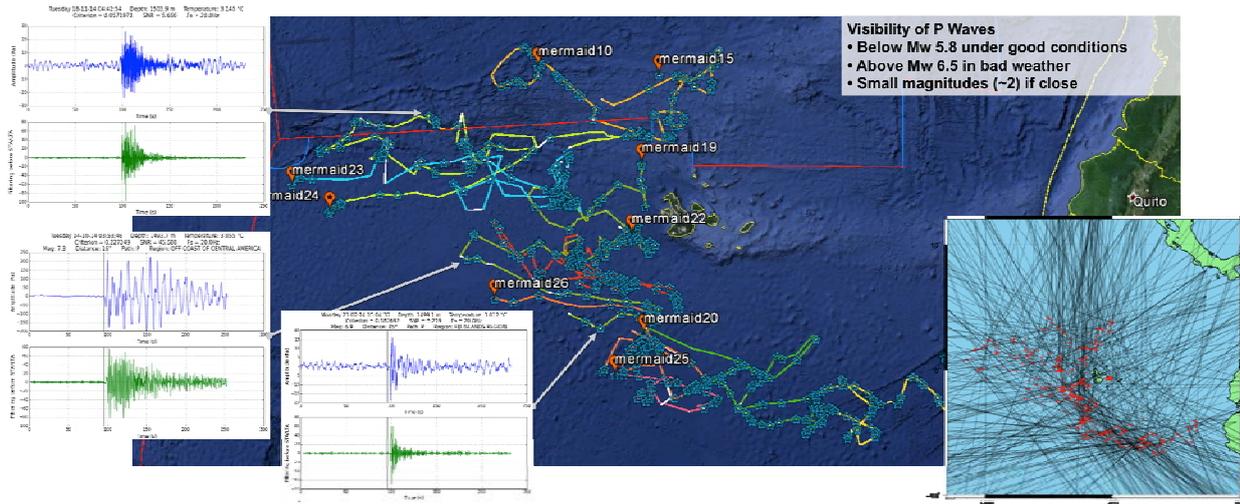


Fig. 2: Map of Mermaid trajectories around Galapagos Islands with some seismograms on the left and ray coverage ray on the right [1].

CONCLUSIONS

The success of this experiment has led to the development of a new Mermaid generation resulting from an European Research Council Proof-of-concept and collaboration with the OSEAN Company. This float will be capable to function three times longer than the previous system and is conceived for forthcoming Multidisciplinary development including CTD, high frequency acoustics. Such a float will be able to detect the presence of whales and dolphins, monitor acoustic noise levels or estimate rainfall at the surface.

In parallel to this instrumental development, a group of geoscientists work on the creation of a global network (called EarthScope Ocean) of sensors to monitor the oceanic environment. The group intends to coordinate international projects environment and provides a forum where the characteristics of a future ESO data center can be discussed. As Mermaid technology develops, ESO is expected to quickly become multidisciplinary and to gather together biologists, geochemists, meteorologists, oceanographers and others.

Referencias bibliográficas

- [1] Hello Y., Bonnieux S., Yegikyan M., Chen J., Chao Y., Nolet G., Mermaid floating seismometer, A versatile Oceanographic profiler dedicated to the EarthScope Ocean Program, AGU2016, Poster S11D-2488
- [2] Sukhovich, A., S. Bonnieux, Y. Hello, J.-O. Irsson, F.J. Simons and G. Nolet, Seismic monitoring in the oceans by autonomous floats, Nature Comm., 6, 8027 (6 pages), 2015.
- [3] Joubert, C., G. Nolet, S. Bonnieux, A. Deschamps, J.-X. Dessa, and Y. Hello, P-Delays from Floating Seismometers (MERMAID), Part I: Data Processing. Seism. Res. Lett., 87, 73-80, 2016.

ANÁLISIS DE LOS REGISTROS MAREOGRÁFICOS DEL TSUNAMI DEL 16 DE ABRIL DE 2016 EN PEDERNALES-ECUADOR

M. Ioualalen (1), N. Pazmiño (2), W. Rentería (2), P. Charvis (1), J. Nath (2), G. Solís (1), H. Gómez (2), J. Córdova (2), L. Burbano (2).

- (1) Université Cote d'Azur, IRD, CNRS, OCA, Géoazur, 250 Rue A. Einstein, 06560 Valbonne, France.
(2) Instituto Oceanográfico de la Armada de Ecuador, INOCAR, Av. 25 de Julio, Km 3/2, via Pto. Marítimo Base Naval Sur Guayaquil, Ecuador.willington.renteria@inocar.mil.ec

Abstract (Analysis of the tsunami tide gauge records following the April 16th 2016 Pedernales (Ecuador) earthquake and tsunami): The devastating April 16th 2016 Pedernales, Ecuador, Mw7.8 earthquake is part of the secular sequence of ruptures along the seismically segmented North Andean subduction zone. Its magnitude and location are quasi identical to those of May 14th 1942, relaxing at least a part of more than 74 years of strain accumulation. A weak tsunami has been detected by four nearby tide gauges. The analysis of the records provides us with useful information about the tsunami impact and the earthquake. An estimate of 6.5 cms of coseismic subsidence is derived at Bahía de Caraquez and Manta locations. No vertical coseismic vertical movement has been detected at Esmeraldas and La Libertad. At La Libertad, a tsunami resonance occurred, fortunately it dissipated substantially

Palabras clave: Tsunami, terremoto de Pedernales Ecuador 2016, Mareógrafos

Key words: Tsunami, Pedernales Ecuador earthquake 2016, Tide gauges

INTRODUCCIÓN

El terremoto de Pedernales ocurrió el 16 de Abril de 2016 a las 23:58:37 UT(18:58:37 tiempo local), con una profundidad focal de 21.5km(USGS). El epicentro se localizó en la posición 0.35°N – 80.16°W, cerca de costa ecuatoriana, a unos pocos kilómetros de Muisne, Cojimies y Pedernales. Este sismo de subducción de magnitud Mw 7.8 está relacionado a la convergencia entre la placa de Nazca y el Bloque Nor-andino. Respecto al mecanismo focal obtenido de registros tele-sísmicos, la solución del USGS indica un azimut de 26°, un buzamiento (dip) de 16° de y un deslizamiento (slip) de 113°, lo que describe el movimiento de una falla inversa con un componente lateral-derecho. El momento sísmico total es de 7.05e²⁰ N.m

El tsunami no afectó a la costa ecuatoriana debido a su débil magnitud y su ocurrencia en la bajamar. Este evento se registró en los mareógrafos digitales de Esmeraldas, Bahía de Caraquez, Manta y La Libertad, que son monitoreadas por Instituto Oceanográfico de la Armada, INOCAR. En este estudio se presenta la información extraída de estos instrumentos respecto del tsunami que se generó en ese día.

DATOS Y METODOLOGÍA

El terremoto del 16 de abril fue seguido por numerosas y significantes réplicas. El análisis de la distribución de estos eventos y sus respectivas magnitudes, sugieren la existencia de dos asperidades. La presencia de estas asperidades es confirmada con los resultados del modelo finito propuestos por la USGS(<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us20005j32#finite-fault>). La solución del desplazamiento cósmico propuesto por la USGS, está compuesto por 2 parches separados por áreas de réplicas, permitiendo asumir la ubicación de las asperidades.

El análisis empírico de los registros mareográficos desarrollado en este estudio, permite obtener información importante respecto del terremoto y subsiguiente tsunami. La primera ola del tsunami alcanzó en primer lugar a Esmeraldas, luego a Bahía de Caraquez, seguida de Manta y finalmente La Libertad, los tiempos de arribo de la ola fueron, 10 min, 1h 45m, 2h y 3h, respectivamente luego del sismo. La primera característica notable de los registros, es que en todas se nota el arribo de la onda del tsunami, a través de un seno (depresión). Esto se debe a que las estaciones mareográficas están ubicadas al este de la ruptura, lo que es un indicador trivial del tipo de falla inversa, sí como del ángulo de buzamiento.

El registro de Esmeraldas

Este registro puede asociarse a la asperidad norte(Figura 1). El rango medido desde la cresta al seno de la ola, indica una altura de 1.58m (-1.15 m /+0.43 m en relación al nivel medio del mar). Este comportamiento particular se debe al efecto del promontorio de Atacames sobre el tsunami, lo que ocurre antes de que éste llegué a las costas de Esmeraldas (Ioualalen et al.,2011) (Figura 2).

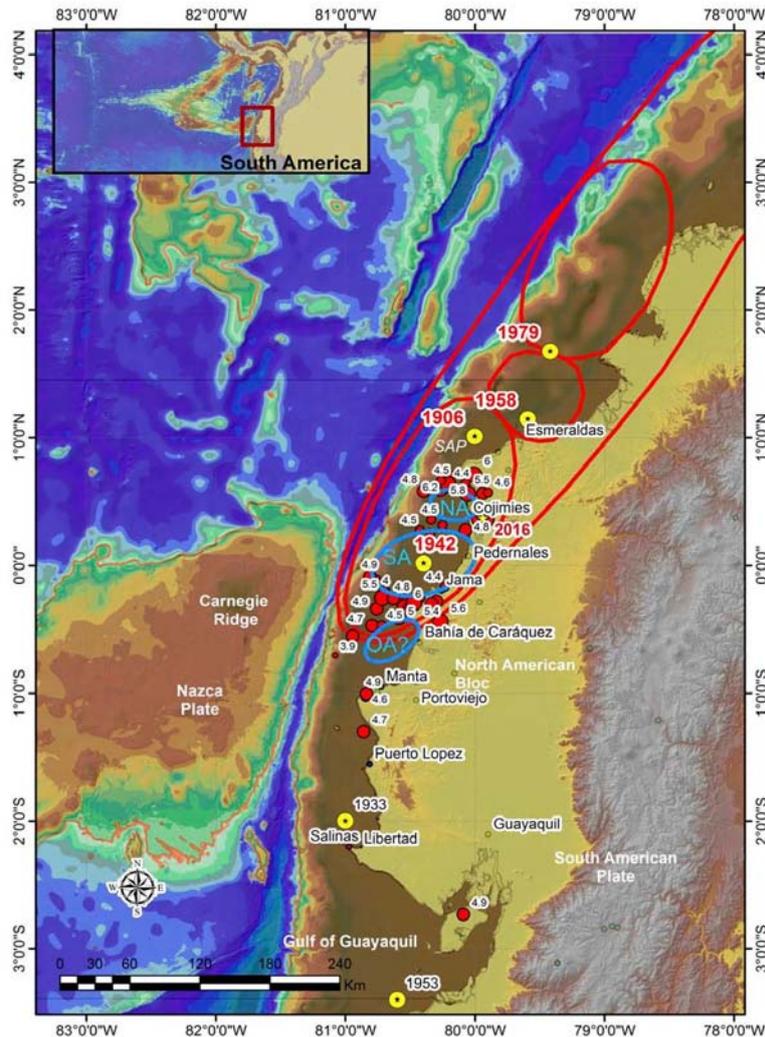


Figura 1. Morfología del Bloque Norandino (Pazmino et al., 2014). Sismo principal y sismos posteriores ($> M_w 3.5$) al terremoto de Pedernales de $M_w 7.8$ del 16 de Abril de 2016, registrados desde el 16 de abril de 2016 al 24 abril de 2016 (FUENTE: USGS). Las elipses rojas muestran la ubicación de las zonas de ruptura de los eventos de 1906, 1942, 1958 y 1979 con sus respectivos epicentros (amarillo) (Kanamori and McNally, 1982). También se muestran los epicentros de los eventos: 1933 ($M_w 7.2$), 1953 ($M_w 7.3$). Las elipses azules representan la ubicación empírica de dos asperidades del evento, NA y SA (asperidad norte y asperidad sur) y una posible asperidad OA cercana a Bahía de Caráquez. SAP indica "Submerged Atacames Promontory".

El registro de Bahía de Caráquez

Este registro está ubicado en la asperidad sur (Figura 1). Tres regímenes de oscilaciones se observaron en el mismo, el primero desde $t=0$ a $t=60$ min, con altura de olas $< \pm 10$ cm; el segundo desde el $t=60$ al $t=240$ min, con una altura de ola $\sim \pm 60$ cm; y el tercero luego de $t=300$ min, con una altura de ola de $\sim \pm 40$ cm (Figura 2). Los dos últimos regímenes de oscilaciones deberían estar relacionados a las dos principales asperidades, lo que sugiere que la asperidad sur provocó un desplazamiento mayor que la asperidad norte. La existencia del primer régimen de oscilaciones sugiere la existencia de una tercera área de ruptura, que también pudo haber sido disparada. Esta debería localizarse inmediatamente costa afuera de Bahía de Caráquez. La relativa poca altura de ola en esta posible área de ruptura sugiere que el desplazamiento (slip) fue significativamente menor que en las asperidades norte y sur. La otra alternativa para explicar esta débil señal del tsunami es que esta sea el resultado de un deslizamiento submarino provocado por el terremoto. Sin embargo, la existencia de esta asperidad fuera de Bahía de Caráquez es más coherente con la débil liberación del tensión acumulado en esta localidad, seguida al reciente terremoto del 4 de agosto de 1998 de $M_w 7.2$ acorde a (Chlieh et al., 2014).

El registro además exhibe un salto de 6.5 cm en el nivel del mar, ligado al tiempo de ocurrencia del evento, lo que puede ser atribuido al equivalente de la razón de subsidencia cosísmica. Es importante destacar que este estudio utiliza en el procesamiento de la señal, un filtro pasa-bajo de 120 min, y luego un filtro pasa-alto de 6 min, lo que genera una suavización artificial alrededor de $t=0$ (el reloj del mareógrafo es preciso debido a que es monitoreado por GPS). El registro, en esta instancia, no brinda información acerca del origen de la subsidencia (i.e. si esta se vincula a la asperidad norte o sur).

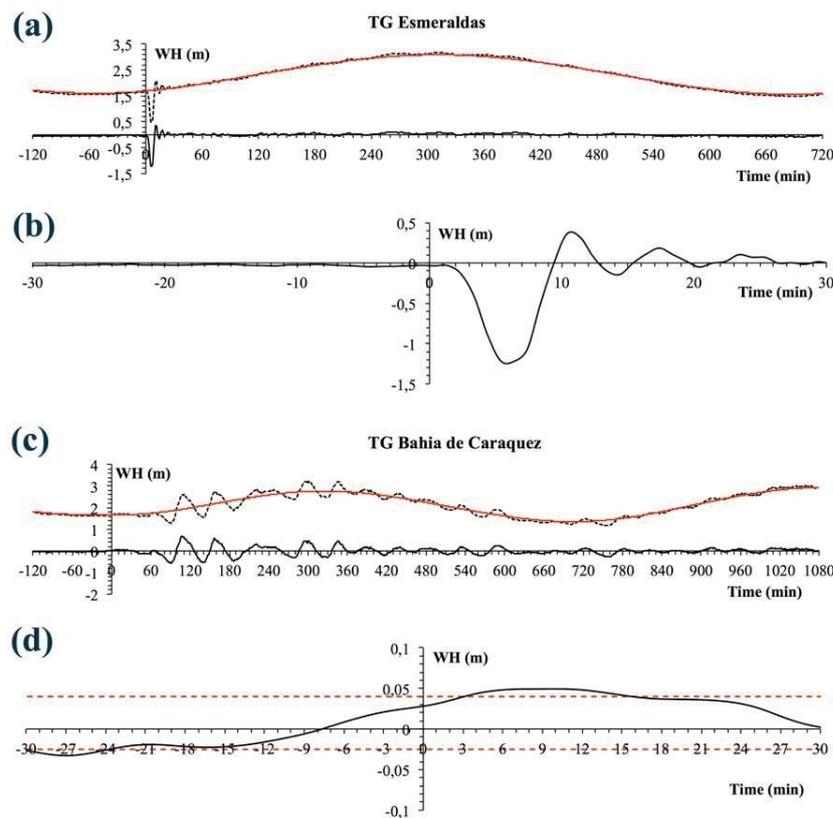


Figura 2 Registro mareográfico Esmeraldas (a) y Bahía de Caráquez (c) del tsunami generado por terremoto de Pedernales. Se muestra la señal del mareógrafo vs la señal sin el efecto de la marea en color negro. La curva roja corresponde a la marea predicha: un filtro de 120 min pasa-bajo Hanning es aplicado al registro. La línea negra es la señal del tsunami (el residual). Tiempo $t=0$ corresponde a la ocurrencia del terremoto. (b) Ampliación de la señal en $t=0$. (d) Aplicación de un filtro pasa-alto Hanning y ampliación a la señal en Bahía de Caráquez.

El registro de Manta

Similar a Bahía de Caráquez, este registro muestra también tres secuencias, debido a la presencia posiblemente de tres asperidades con un tiempo de demora de 15 a 20 min. De la misma manera que en Bahía de Caráquez, el registro exhibe una razón de subsidencia cosísmica de $\sim 6.5\text{cm}$. Las mediciones en sitio realizadas por el INOCAR, revelan que la estructura del mareógrafo tuvo un descenso de 6.7 cm en relación al nivel medio del mar (Figura 3).

El registro de La Libertad

Este registro es similar a Bahía de Caráquez y Manta, la señal se inicia relativamente débil, con unos cuantos centímetros hasta el $t=120\text{min}$, aunque es difícil aislar la señal del tsunami de aquellas oscilaciones preexistentes que no corresponde al tsunami (Figura 4). Luego esta se incrementa hasta ($\sim 10\text{cm}$) posiblemente correspondiente a las dos asperidades (norte y sur), luego de una disipación significativa debido a su propagación. Sin embargo, la señal componente de período $\sim 47\text{min}$ se amplificó en un radio de 1.5 desde ($t=200$ a 400min) a ($t=400$ a 900min). Las oscilaciones duraron más de 15 horas, contrario a las señales registradas en Manta y Esmeraldas (sólo 3-4 oscilaciones).

Lo anterior sugiere la ocurrencia del fenómeno de resonancia en La Libertad. La debilidad de la amplificación de resonancia es sólo aparente. Luego de la generación de la onda, las oscilaciones fueron amortiguadas luego de unos pocos períodos debido a la viscosidad y a la ausencia de aceleración proveniente del suelo marino. La onda solitaria inició su propagación con un tren de ondas corta (i.e. $\sim 30\text{min}$ para Esmeraldas y $\sim 1\text{h}$ para Manta). Así, la razón de amplificación efectiva debido a la resonancia en La Libertad debería ser considerada desde la onda hipotética sin resonancia (y no desde el borde de la amplitud de la ola). Consecuentemente, la señal del tsunami en la Libertad, ha sido magnificada definitivamente por el fenómeno de resonancia.

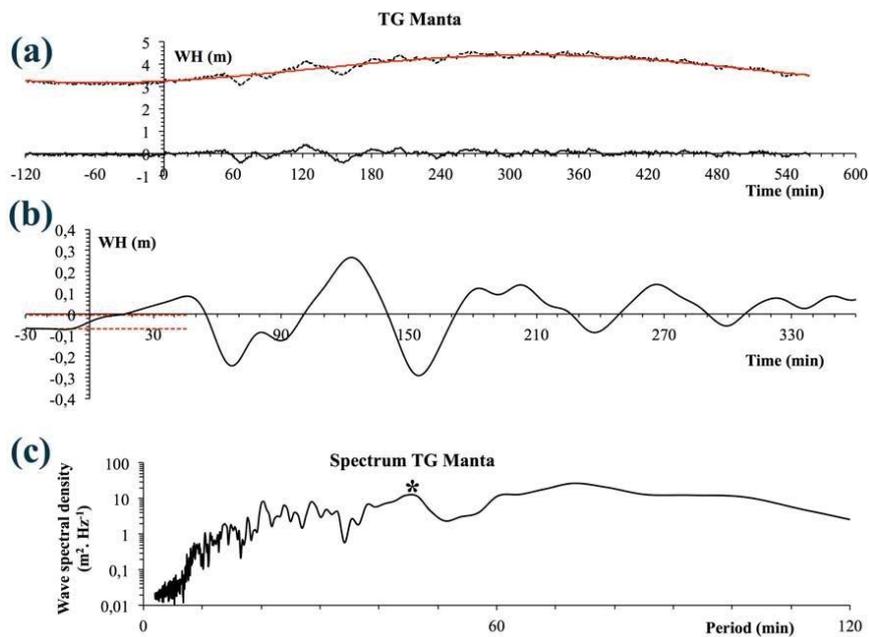


Figura 3 Similar a la Figura 1 para los registros de Manta. (b) Se localiza un movimiento vertical de 0.065m, entre líneas rojas se define -0.07 y -0.05m. (c) Espectro de onda de la señal (la estrella indica la ubicación del período de 47 min)

El área costera de La Libertad es una bahía abierta, rodeada al sur por la Península de Santa Elena (Salinas) y por el norte con el Cabo de Ayangué. La distancia más corta entre estos dos puntos es ~35Km. Si se toma una velocidad de onda larga de $\sim(gh)^{1/2}$, un período de onda de 47 min corresponde a una profundidad de ~15m lo que significa que la resonancia ocurre a lo largo de la línea de costa. El fenómeno de resonancia es visible cuando se compara el espectro de onda de La Libertad y Manta (la onda alcanza Manta y luego La Libertad). El componente de 47 min fue uno de los más energéticos en Manta tanto como en La Libertad antes del impacto del tsunami. Se destaca además que pese a que fue significativo, este no fue el único componente. Luego del arribo del tsunami a La Libertad, este período comienza a ser prominente y sobresale sobre el resto de la señal. De esta manera, este estudio propone que la resonancia fue el resultado de una transferencia de energía del espectro entero de onda hacia el componente de 47 min de período, producido por la interacción de las no-linealidades de la señal (principalmente la advección para las ondas de superficie libre).

Otra característica importante es la persistencia de la señal (debido a la resonancia): cerca de 15 h con una máxima altura a las ~6h después del arribo del tsunami. Primero, la altura de onda se amplificó siendo la resonancia el proceso dominante. Luego, este decae debido al efecto de amortiguamiento producido por la viscosidad. La altura de ola resonante es siempre el resultado del balance entre dos procesos mecánicos. Para el presente caso de estudio esto no es crucial, debido a que la altura de ola no fue significativa. Sin embargo, el área del Golfo de Guayaquil (ubicada al sur de Salinas/La Libertad) ha sufrido terremotos tsunamigénicos en el rango de 7.2 Mw a 7.3 Mw (en 1933 y 1953) los que parecen haber afectado a La Libertad considerando la directividad de la onda. En el estudio de Ioualalen et al. (2014) se presentó el impacto de un tsunami hipotético de magnitud 8Mw. En este estudio se derivó un máximo de ~50cm de altura de ola como el peor escenario en 6 h en tiempo de propagación. Este tiempo es lo suficientemente extenso. Consecuentemente, basado en el registro histórico de la sismicidad del Ecuador, se infiere que esta no es una amenaza para el área.

La directividad de la ola es un factor importante. Para el terremoto de Pedernales, el tsunami se propagó hacia el sur interactuando con la costa antes de alcanzar la península de Santa Elena. Luego esta es atrapada en la bahía de La Libertad, generando ondas estacionarias. Una onda proveniente del este, no debería quedar atrapada en la bahía, evitando cualquier efecto de resonancia.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Si se considera la ubicación de la acumulación de tensión (largos períodos desde el último terremoto), entonces se deben considerar dos posibles eventos: un mega-terremoto de magnitud 8.8Mw 1906 que cubriría toda el área sísmica, y el evento de 1942 de magnitud 7.8Mw, que cubrió el sector sur del evento de 1906. Finalmente el evento de 2016 ocurrió con una magnitud similar y ubicación de ruptura como el del evento de 1942. Como consecuencia, el evento de 2016 probablemente produzca una demora en la ocurrencia de un evento similar al de 1906.

El terremoto de 2016 es un tema interesante de estudio dado que permite entender el ciclo sísmico en la región. Este generó un tsunami que no fue dañino para la costa ecuatoriana, debido a su ocurrencia en la bajamar y a que su altura de ola fue relativamente débil. Este evento fue registrado en cuatro distintos mareógrafos de la costa continental de Ecuador. La ubicación de los mareógrafos permitió extraer información importante debido a su consistencia con la presencia de las dos asperidades descritas y relacionadas con el terremoto. En el norte, el mareógrafo de Esmeraldas registró lo que generó el rompimiento en la asperidad norte, mientras que los

mareógrafos de Bahía de Caráquez, Manta y La Libertad, fueron representativos tanto de la asperidad norte y sur. El análisis siguiere el posible débil desplazamiento en Bahía de Caráquez, atribuible a la liberación de tensión acumulada luego del terremoto del 4 de agosto de 1998 de magnitud 7.2 Mw, ocurrido en esa misma área.

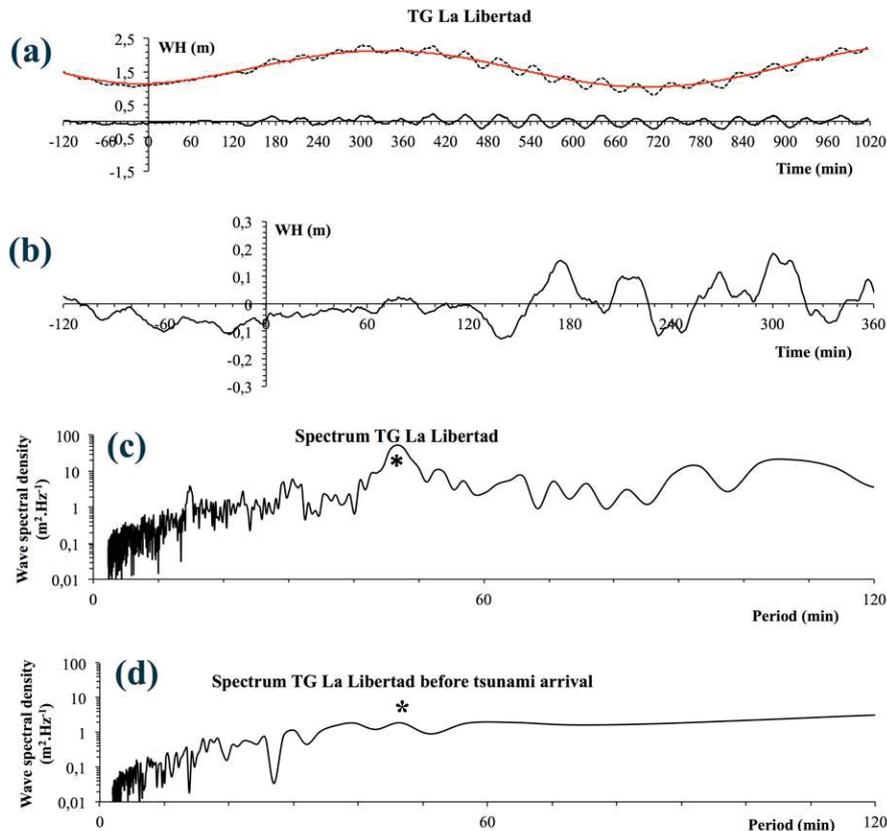


Figura 4 (Arriba) igual que la Figura 2 para el mareógrafo de La Libertad. El espectro de onda después (c) y antes (d) del arribo del tsunami.

El análisis detallado de los mareógrafos permite extraer conclusiones importantes. El mareógrafo de Esmeraldas sugiere que el movimiento de desplazamiento (slip) pudo estar en el orden de 4 o 5 m. Se derivó una deformación cosísmica subsidente de ~6.5 cm tanto en Bahía de Caráquez como en Manta, mientras que no se encuentra evidencia de este tipo de movimiento en Esmeraldas y La Libertad, o al menos este es tan débil que no pudo ser aislado mediante la aplicación de filtros a la señal del mareógrafo. Los registros de los mareógrafos fueron útiles para la calibración de la fuente de ruptura del evento.

Una conclusión importante gira entorno a la ocurrencia de un largo fenómeno de resonancia que ocurrió en la bahía Salinas/La Libertad. Sin embargo, considerando que la sismicidad local esta parece no ser un amenaza para la bahía para eventos locales, y para lejanos (i.e. tsunamis transoceánicos) esto dependerá de los efectos de dispersión y directividad de la onda.

Referencias bibliográficas

- Chlieh, M., P.A. Mothes, J.-M. Nocquet, P. Jarrin, P. Charvis, D. Cisneros, Y. Font, J.-Y. Collot, J.-C. Villegas Lanza, F. Rolandone, M. Vallée, M. Regnier, M. Segovia, X. Martin, and H. Yepes (2014) Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 400, pp. 292-301.
- loulalalen, M., G. Ratzov, J.-Y. Collot, and E. Sanclemente (2011) The tsunami signature on a submerged promontory: the case study of the Atacames Promontory, Ecuador. *Geophys. J. Int.*, 184(2), 680–688.
- loulalalen, M., T. Monfret, N. Béthoux, M. Chlieh, G. Ponce Adams, J.-Y. Collot, C. Martillo Bustamente, K. Chunga, E. Navarrete, G. Montenegro, and G. Solis Gordillo (2014) The tsunami mapping of the Gulf of Guayaquil, Ecuador, due to local seismicity. *Geophys. Marine Res.*, DOI:10.1007/s11001-014-9225-9.
- Kanamori, H., and K.C. McNally (1982) Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 1241–1253.
- Pazmino, N., H. Gomez Proano, P. Pazmino (2014) Establecimiento de las potencialidades reales de la estension de la plataforma continental Ecuatoriana mas alla de las 200 Mn. Editors : Instituto Oceanografico de la Armada, INOCAR, Guayaquil, Ecuador. ISBN : 978-9942-07-888-9, 91pp.

SEGMENTACIÓN DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL ECUATORIANA (0°40'N - 2°20'S) A PARTIR DE LA INTERPRETACIÓN DE ALTIMETRÍA SATELITAL Y DATOS MCS

M.J. Hernández (1) y (2), F. Michaud (2), J-Y. Collot (2), J-N. Proust (3).

- (1) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. maria.hernandez@epn.edu.ec
- (2) Geoazur, Université Pierre et Marie Curie, IRD, Université de Nice-Sophia-Antipolis, CNRS-OCA, 250 avenue Albert Einstein 06560 Valbonne/Sophia Antipolis, France
- (3) Géosciences Rennes, CNRS, IRD, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex, France

Abstract (Segmentation along the Ecuadorian shelf (1°20'N-2°20'S) from interpretation of Satellite altimetry and MCS data): Along the Ecuadorian convergent margin the analysis of the FAA gravity anomalies allowed dividing the shelf in 4 segments. The Northern segment (1°20'N - 0°45'N) is characterized by a positive gravity anomaly (35 mGals), the Central-North segment (0°45'N - 0°45'S) by 3 negative gravity anomalies (0 and -30 mGals), the Central-South segment (0°45'S - 2°50'S) by a positive regional gravity anomaly (up to 50 mGals) and the Southern segment (2°50'S - 3°30'S) by a negative regional gravity anomaly (-150 mGals). The interpretation of the MCS reflection profiles along the Ecuadorian shelf and upper margin slope allows determining the subsurface geological structure of each margin segment, and identifying the principal sedimentary basins.

Palabras clave: anomalías gravimétricas, perfiles sísmicos, margen convergente, Ecuador.

Key words: gravity anomalies, seismic reflection profiles, convergent margin, Ecuador.

INTRODUCCIÓN

El margen convergente del Ecuador se caracteriza por la subducción hacia el E de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana a una velocidad promedio de 5-7 cm / año (Trenkamp et al., 2002). La evolución geodinámica del margen está influenciada por la subducción de la cordillera de Carnegie (Lonsdale, 1978, Gutscher et al., 1999, Collot et al., 2009) y por la migración hacia el NE del Bloque Norandino a 7.5-9.5mm / año (Nocquet et al. 2014).

La segmentación del margen ecuatoriano a gran escala ha sido objeto de varios estudios. Gutscher et al. (1999) y Collot et al. (2004) proponen una segmentación sismotectónica basada en patrones sísmicos/volcánicos (6°N y 6°S) y en el análisis de sísmica de reflexión/batimetría (margen Norte-Sur Ecuador Colombia) respectivamente. Gailler et al. (2007) mediante la inversión de tiempo de perfiles sísmicos off-shore propone la presencia de 3 segmentos y Collot et al. (2009) utilizando datos batimétricos definen la presencia de 3 segmentos a lo largo del margen ecuatoriano-sur colombiano.

La repartición y geometría de las cuencas sedimentarias en la plataforma (Fig. 1) son poco conocidas (Deniaud, 2000). Combinando el análisis de datos de gravimetría satelital con la interpretación de una red densa de sísmica MCS proponemos una nueva segmentación por la plataforma continental.

SEGMENTACION A PARTIR DE LAS ANOMALIAS GRAVIMÉTRICAS

A lo largo de la plataforma continental las anomalías gravimétricas al Aire Libre satelital (NGDC-NOOA, Smith & Sandwell, 2004; Sandwell et al., 2014) muestran valores positivos y negativos, a pesar de que la batimetría muestra una columna de agua sobre la plataforma con pocas variaciones. Por lo que las anomalías gravimétricas reflejan una segmentación estructural de primer orden del margen ecuatoriano caracterizado por la presencia de 4 segmentos: Norte, Central-Norte, Central-Sur y Sur (Fig.1).

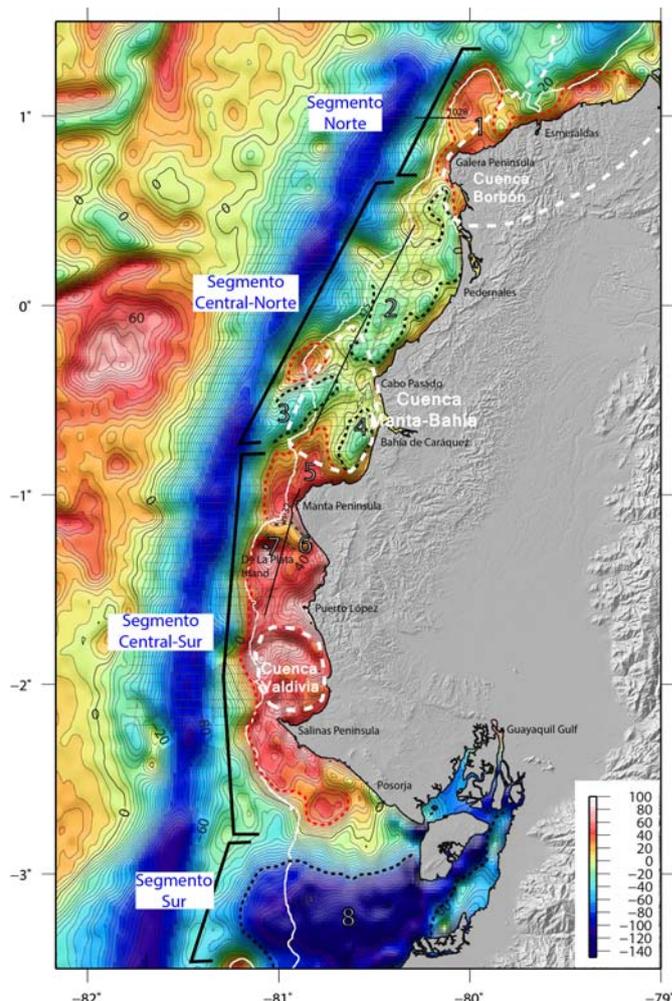


Fig. 1: Altimetría Satelital, NGDC-NOOA Smith y Sandwell, 2004. (Anomalías al aire libre; contornos cada 5 mGal). Líneas grises= perfiles SCAN. Línea blanca= límite de la plataforma continental. Línea blanca discontinua= cuencas off-shore Deniaud (2000).

El Segmento del Norte está situado entre 01°20'N - 0°45'N y está caracterizado por una anomalía gravimétrica NS positiva (20 mGal, **1** en Fig.1). El segmento Central-Norte está localizado entre 0°45'N - 0°45'S y se caracteriza por la presencia de tres anomalías negativas (hasta -30 mGals; **2, 3 y 4** en Fig.1). El Segmento Central-Sur se localiza entre 0°45'S - 2°50'S y está caracterizado por una anomalía gravimétrica positiva (50 mGals). Esta anomalía muestra valores que superan los 80 mGal (**5 y 7** en Fig.1). Finalmente el Segmento Sur situado entre 2°50'S - 3°30'S está bien definido por una anomalía negativa regional ENE-WSW (-80 a -150 mGals, **8** en Fig.1), y corresponde al relleno sedimentario de 6 a 7 km de espesor demostrado en datos de sísmica de reflexión (Calahorrano, 2005).

Datos de sísmica de reflexión a lo largo del margen ecuatoriano permitirán identificar y caracterizar los segmentos identificados anteriormente mediante el estudio anomalías gravimétricas satelitales.

METODOLOGÍA

Los datos de sísmica de reflexión multicanal (MCS) correspondientes a la campaña SCAN (Fig.1) y pertenecientes a la Secretaría de Hidrocarburos del Ecuador fueron registrados bajo los siguientes parámetros: fuente de energía de 4000 in³ (pistola de aire) a 6m de profundidad, 25 m de intervalo SP; streamer de 640 canales, 8 km de largo y 8.0m +/- 1.0m de profundidad; tiros cada 25 m con una distancia de 183 m entre la fuente y el primer canal. El procesamiento de estos datos básicamente comprendió; control de calidad, apilamiento bruto, stack (160 veces), migration post-stack y migración de tiempo F-D post-stack. Además se utilizaron perfiles de sísmica antigua en lugares donde no existían nuevos registros. Los perfiles sísmicos fueron interpretados según los criterios de estratigrafía sísmica (Mitchum et al., 1977, Vail et al., 1977). Se identificaron 6 Unidades Sísmicas (L1-L6) sobreyacentes al basamento acústico, que están separadas por 5 discontinuidades regionales (U1-U5). Además se interpretaron las principales estructuras presentes a lo largo del margen.

RESULTADOS-INTERPRETACIÓN

El Segmento Norte está caracterizado por un basamento acústico somero. El perfil 1028 (Fig.2) atraviesa la anomalía gravimétrica positiva **1** (Fig.1) correspondiente con un alto del basamento acústico (~1stwt de profundidad bajo el nivel del mar, entre 7000-7400 CDP); la disposición de L4 y L6 al borde de la plataforma y la presencia de toplaps de esta última unidad con el fondo marino sugieren que el emplazamiento del alto del basamento continúa activo.

El Segmento Central-Norte está caracterizado por un basamento acústico profundo y revela 3 cuencas sedimentarias: Pedernales, Bahía-Jama y Caráquez (anomalías **2, 3 y 4** respectivamente en la Fig.1). El perfil 425 (Fig.3) atraviesa la anomalía gravimétrica negativa regional que define este segmento y muestra un basamento acústico profundo (hasta 3stwt de profundidad bajo el nivel del mar) cubierto por un importante relleno sedimentario. La cuenca Pedernales (Fig.3) limita al N por un alto del basamento sísmico y al S por un anticlinal que la separa de la cuenca de Bahía-Jama, su relleno sedimentario (L1, L2, L3, L4, L5 y L6) comprende ~ 3 stwt de espesor, sin embargo registra el desarrollo sucesivo de 4 depocentros correspondientes L3, L4, L5 y los sedimentos más jóvenes de L6 respectivamente (Fig.3). La cuenca Bahía-Jama (Fig.3) está limitada al S por un alto del basamento sísmico y registra ~ 2 stwt de espesor sedimentario representado por las unidades L1, L2, L3, L4 y L6, sin embargo un espesor de ~1 stwt registrado por L3 evidencia el desarrollo de un depocentro importante para esta cuenca (Fig.3).

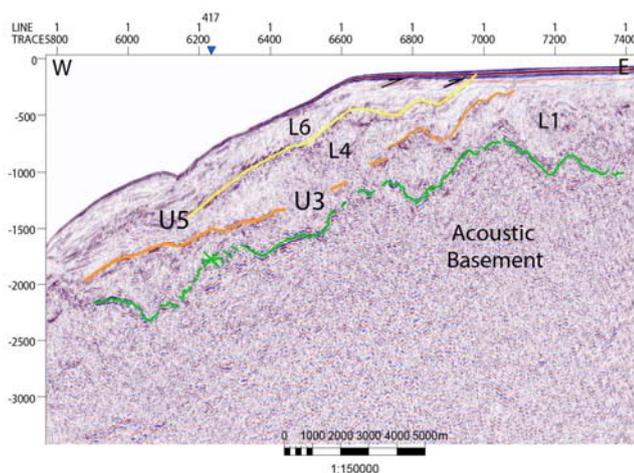


Fig. 2: Perfil 1028. Ex.Vertical: 4. Localización en la Fig.1.

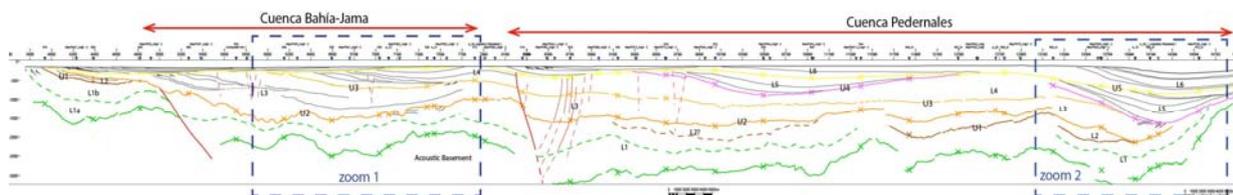


Fig. 3: Perfil 425 (line drawing). Ex.Vertical: 4. Localización en la Fig.1. Este perfil cruza la Cuenca de Bahía-Jama y la Cuenca de Pedernales

El Segmento Central-Sur se caracteriza regionalmente por un basamento acústico somero. El perfil n-32 (Fig.4) atraviesa las anomalías gravimétricas positivas **5** y **7** (Fig.1) correspondientes con un basamento acústico somero (menos de 1,5 stwt de profundidad bajo el nivel del mar) afectado por fallas normales (entre 1300 - 2200 CDP) que controlaron localmente la formación de una cuenca sedimentaria pequeña y localizada correspondiente a la anomalía **6** (~ 20 mGal, Fig.1). Esta cuenca está registrada por los sedimentos de la unidad L1, sin embargo la facies L1b muestra un aumento de espesor relacionada a la actividad de las fallas, lo que sugiere su depositación syntectónica. La unidad más reciente (L6) sobreyace L1 y al S de la Isla de la Plata la presencia de toplaps de L6 con el fondo marino podría corresponder al reciente levantamiento de esta zona (Pedoja et al., 2006; Proust et al., 2016).

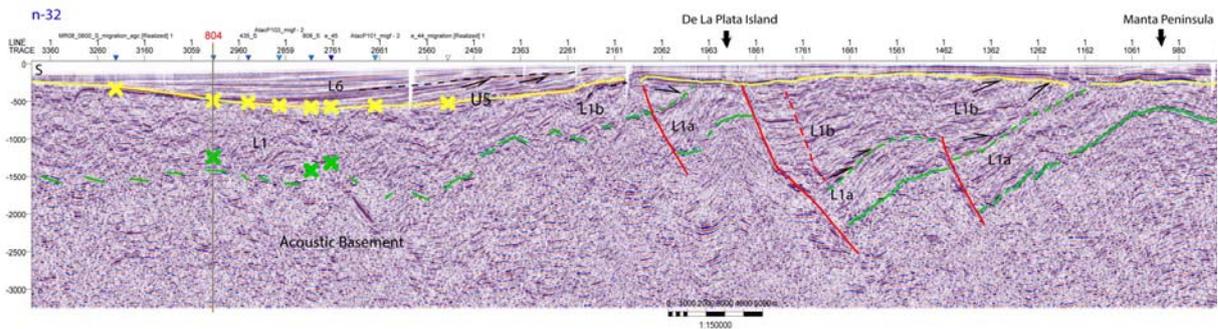


Fig. 4: Perfil n-32 (sísmica antigua). Ex.Vertical: 4. Localización en la Fig1.

El Segmento Sur no pudo ser caracterizado en este trabajo, puesto que la campaña SCAN no registró datos en el área correspondiente al Golfo de Guayaquil (Segmento Sur). Sin embargo Witt et al. (2006) han estudiado las estructuras y el desarrollo de la cuenca del Golfo de Guayaquil con líneas sísmicas antiguas (1980 y 1983) evidenciando un espesor de 3-4 stwt de depósitos cuaternarios.

DISCUSIÓN

La segmentación propuesta a partir del análisis de anomalías gravimétricas satelitales fue confirmada y caracterizada mediante la interpretación de perfiles sísmicos de reflexión a lo largo del margen. Efectivamente la gravimetría satelital de la plataforma revela estructuras del subsuelo relacionadas con la disposición espacial del basamento acústico. Así, anomalías gravimétricas positivas corresponden con zonas donde el basamento acústico es somero; mientras que anomalías gravimétricas negativas coinciden con zonas donde el basamento acústico es profundo correspondiendo a la presencia de cuencas sedimentarias con una disposición y una geometría muy diferente a las que estaban conocidas anteriormente en el off-shore (Deniaud, 2000).

Los perfiles sísmicos utilizados para caracterizar los segmentos presentes a lo largo de la plataforma muestran zonas someras y profundas del basamento sísmico, mientras que la interpretación y el análisis de las unidades sísmicas registran sus etapas de levantamiento (incluso reciente) y de subsidencia respectivamente, ligadas a la tectónica. Estas etapas de deformación pueden ser datadas relativamente (L1b, post L2, durante L6, etc), sin embargo la edad de las unidades sísmicas es un tema de discusión importante. Deniaud (2000) y Hernández (2012 y 2014) han evidenciado etapas de deformación a lo largo del margen y han datado su edad mediante la correlación con pozos y con la Geología conocida a tierra, sin embargo la falta de datos (pozos, micropaleontología y dataciones absolutas) permite que este sea un tema de continua discusión.

Al mismo tiempo es necesario conocer la edad de las unidades sísmicas para iniciar la discusión relacionada con la individualización de los segmentos presentes en el margen ecuatoriano, mediante la distribución espacial de las unidades interpretadas, sus depocentros y el análisis tectónico con el uso de marcadores de la deformación.

CONCLUSIONES

El estudio de las anomalías gravimétricas al Aire Libre Satelitales (FAA) y la interpretación de una red densa de perfiles MCS a lo largo de la plataforma ecuatoriana, permitió la definición y caracterización de 4 Segmentos: Norte, Central Norte, Central Sur y Sur presentes a lo largo de la plataforma ecuatoriana. Además de precisar la localización y la repartición de las cuencas sedimentarias de ante-arco off-shore.

El Segmento Norte (1°20'N - 0°45'N) está caracterizado por una anomalía gravimétrica positiva (35 mGals) correspondiente a un basamento acústico poco profundo.

El Segmento Central Norte (0°45'N - 0°45'S) está caracterizado por 3 anomalías gravimétricas negativas (0 a -30 mGals) correspondientes a zonas profundas del basamento acústico asociadas a la presencia de las cuencas sedimentarias de Pedernales, Bahía-Jama y Caráquez. La cuenca de Pedernales tiene una forma alargada NE-SW situada entre 0°20'S y 0°30'N. La cuenca de Bahía-Jama está localizada entre 0°20'S y 0°45'S cerca del borde de

la plataforma y tiene una dirección NE-SW; mientras que la cuenca de Caráquez está localizada entre 0°35'S y 0°50'S en el interior de la plataforma.

El Segmento Central Sur (0°45'S - 2°50'S) está definido por una anomalía gravimétrica positiva regional (> 50 mGals) correspondiente con un basamento acústico somero caracterizado por el levantamiento de la Isla de la Plata y con la presencia de cuencas sedimentarias locales.

Agradecimientos: a la Secretaría de Hidrocarburos del Ecuador (Convenio tripartito SHE, EPN, EPN-tech), al Proyecto Interno de Investigación "Estudio geológico del margen ecuatoriano (on-shore y off-shore) a partir del análisis e interpretación de datos de sísmica de reflexión" y al constante apoyo del IRD (Institut de Recherche pour le Développement) que permitieron y permiten la continua realización de este tipo de investigaciones.

Referencias bibliográficas

- Calahorrano B., A. (2005). Structure de la Marge du Golfe de Guayaquil (Equateur) et propriétés physiques du chenal de subduction, à partir des données de sismique marine, réflexion et réfraction. Ph.D document, Université Pierre et Marie Curie-Paris 6, 221p.
- Collot, J.-Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., Graindorge, D., Gutscher, M.-A. et Spence, G. (2004). Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador-southwest Colombia margin, *Journal of Geophysical Research*, 109, 14p, B11103, doi:10.1029/2004JB003060.
- Collot, J.-Y., Michaud, F., Alvarado, A., Marcaillou, B., Sosson, M., Ratzov, G., Migeon, S., Calahorrano, A. y Pazmino, A. (2009). Visión general de la morfología submarina del margen convergente de Ecuador- Sur de Colombia: implicaciones sobre la transferencia de masa y la edad de la subducción de la Cordillera de Carnegie. *geología y geofísica marina y terrestre del Ecuador*, PSE-001-2009.
- Deniaud, Y. (2000). Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes Equatoriennes au cours du Néogène: Etude des bassins d'avant arc et bilan de masse. Thèse de l'Université de Grenoble (France), *Géologie Alpine*, Mémoire HS (32), 159p.
- Gailler A., Charvis P., Flueh E.R., (2007). Segmentation of the Nazca and South American plates along the Ecuador subduction zone from wide angle seismic profiles, *Earth and Planetary Science Letters* 260 (2007) 444–464.
- Gutscher, M. A., Malavieille, J., Lallemand, S., and Collot, J. Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 168, p. 255 – 270.
- Hernández, M. J. (2012). El sistema de fallas de Jama en la plataforma continental (off-shore) del margen ecuatoriano. Tesis de grado, Escuela Politécnica de Quito, Ecuador 143p. <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/4571>
- Hernandez Salazar M.-J., Michaud F., Collot J.-Y., Proust J.-N., Ortega R. et Aleman A., *The Neogene Forearc Basins of the Ecuadorian Shelf (1°N-2°20'S): Preliminary Interpretation of a Dense Grid of Mcs Data*, American Geophysical Union (AGU), n°T11C-4578, AGU Fall Meeting, 15-19 December, San Francisco (USA), 2014.
- Lonsdale, P. (1978), Ecuadorian Subduction System, *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 62(12), 2454–2477.
- Michaud F, Collot J-Y, Alvarado A, López E y el personal científico y técnico del INOCAR, (2006). República del Ecuador, Batimetría y Relieve Continental, publicación IOA-CVM-02-Post, INOCAR, Guayaquil, Ecuador, 2006.
- Mitchum RM Jr. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. See Payton 1977, pp. 205-12.
- Nocquet J-M, Villegas-Lanza Jc, Chlieh M, Mothes Pa, Rolandone F, Jarrin P, Cisneros D, Alvarado A, Audin L, Bondoux F, Martin X, Font Y, Re ´ Gnier M, Valle ´ E M, Tran T, Beauval C, Maguin ´ A Mendoza Jm, Martinez W, Tavera H, Yepes H, (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes, *Nature Geosciences*, 7 (4), pp. 287–29
- Pedoja, K., Dumont, J.F., Lamothe, M.L.O., Collot, J.Y., Ghaleb, B., Auclair, M., Alvarez, V., and Labrousse, B. (2006). Quaternary uplift of the Manta Peninsula and La Plata Island and the subduction of the Carnegie Ridge, central coast of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 22: 1–21.
- Proust J.-N., Martillo C., Michaud F., Collot J.-Y. et Dauteuil O., (2016). *Subduction of seafloor asperities revealed by a detailed stratigraphic analysis of the active margin shelf sediments of Central Ecuador*, *Marine Geology*, vol. 380, pp. 345–362,
- 2016Sandwell, D. T., and W. H. F. Smith (1994), New global marine gravity map/grid based on stacked ERS-1, Geosat and Topex altimetry, *Eos Trans. AGU*, 75(16), Spring Meet. Suppl., S321.
- Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., y Mora, P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 157-171.
- Vail PR, Mitchum RM Jr, Todd RG, Widmier JM, Thompson S III, et al. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. See Payton 1977, pp. 49-212.
- Witt C., Bourgois J., Michaud F., Ordoñez M., Jiménez N. et Sosson M. (2006), Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape, *Tectonics*, 25, TC3017, doi:10.1029/2004TC001723, 22 p.

ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DE DEPÓSITOS CUATERNARIOS ALREDEDOR DEL CAÑÓN SUBMARINO DE GUAYAQUIL

V. Lucas-Nicola (1), G. Loayza (1), F. Michaud (2), J. Proust (3), C. Martillo B. (1), A. Pazmiño (4)

- (1) Escuela Superior Politécnica del Litoral, ESPOL. Grupo de Investigación de Geociencias Marinas y Costeras, FICT. Campus Gustavo Galindo, Guayaquil, Ecuador. avlucas@espol.edu.ec, gloayza@espol.edu.ec, cmartill@espol.edu.ec
- (2) Geoazur, Université Pierre et Marie Curie, Université de Nice Sophia Antipolis, IRD-CNRS-OCA. Sophia Antipolis, France. michaud@geoazur.unice.fr
- (3) Geosciences Rennes, CNRS, Université de Rennes 1, Campus Beaulieu, Rennes, France. jean-noel.proust@univ-rennes1.fr
- (4) Instituto Oceanográfico de la Armada, INOCAR. Guayaquil, Ecuador. apazmino@inocar.mil.ec

Abstract (Sequential Stratigraphy of Quaternary Deposits around the Submarine Canyon of Guayaquil): South of the Norandean Block Gulf of Guayaquil basin is developed. The Gulf of Guayaquil is composed by a northern and a southern domain separated by the Guayaquil submarine canyon. Based on bathymetric analysis, sequential seismic stratigraphy and direct and indirect dating (obtained during the Gemac, 2009, Gemac, 2010 and Atacames 2012 campaigns), it is estimated that the subsidence rate, north of the Guayaquil submarine canyon is of approximately 0.15 cm/y. Through the sequences analysis of the seismic units and the correlation of the curve of sea level changes, relative ages for the recognized units is proposed; this chronostratigraphic frame will be useful to better understand the evolution of the Gulf of Guayaquil basin during the Quaternary period.

Palabras clave: Golfo de Guayaquil, Cañón Submarino, Estratigrafía Secuencial, Variaciones del nivel del mar.

Key words: Gulf of Guayaquil, Submarine Canyon, Sequential Stratigraphy, Sea Level Variations.

INTRODUCCIÓN

La cuenca del Golfo de Guayaquil localizada al sur del Bloque Norandino y cuya evolución está controlada por el escape hacia el noreste del mismo presenta dos dominios, Norte y Sur, separados por el cañón de Guayaquil en la latitud 2°52' (Fig. 1). Su plataforma amplia y ubicada a poca profundidad permite el registro de los cambios del nivel del mar relacionados a los periodos de avance y retirada de los glaciares durante el Cuaternario. A partir de estos registros identificados en perfiles sísmicos, de la caracterización morfológica realizada a partir de la batimetría y de la recolección de muestras es posible asignar los eventos registrados en la plataforma y extenderlos hasta la pendiente para tratar de explicar la evolución de la cuenca del Golfo de Guayaquil durante el Pleistoceno.

METODOLOGÍA-RESULTADOS

Para el Golfo de Guayaquil se utilizaron datos batimétricos de alta resolución adquiridos durante las expediciones de INOCAR (Gemac, 2009 y Gemac-1, 2010), y perfiles sísmicos de alta resolución obtenidos durante la campaña Atacames de IFREMER (Michaud et al., 2012).

El estudio batimétrico se basó en el análisis geomorfológico de los mapas obtenidos y de los perfiles topográficos transversales y paralelos a los thalwegs de los cañones principales con el software ArcGis. Los perfiles sísmicos fueron interpretados usando los criterios de estratigrafía sísmica secuencial definidos por Mitchum et al. (1977). Una unidad sísmica corresponde a una unidad cartografiable en tres dimensiones de un paquete de reflectores definido por tres criterios principales: (1) la terminación de reflectores sísmicos a lo largo del límite de una unidad sísmica (onlap, toplap, downlap, truncación y concordancia), (2) la configuración interna de los reflectores sísmicos y (3) la forma externa de las unidades sísmicas (Mitchum et al., 1977, Martillo, 2016; Proust et al., 2016). Las unidades sísmicas están compuestas de facies sísmicas caracterizadas por una configuración interna y un modelo acústico de reflexión (continuidad, amplitud y frecuencia). Se obtuvieron núcleos para la datación de muestras (KAT 12-02 y KAT12-04) con las cuales se pudo definir la edad de los sedimentos próximos al shelf break y a partir de esa edad proponer edades para las unidades estratigráficas identificadas en los perfiles sísmicos.

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN

Al sur del Cañón de Guayaquil se identificaron tres rasgos morfológicos principales: Shelf break, las terrazas T1 y T2, ubicadas a -160 m, -210 m y -120 m respectivamente (Loayza, 2013). En la plataforma se lograron identificar diez grupos de secuencias estratigráficas transgresión (T) – regresión (R), siendo el Estadio Isotópico Marino (MIS) más joven de la secuencia el MIS-4.

Al norte del cañón de Guayaquil una muestra del núcleo KAT12-02 localizada en el shelf break tiene una edad de 26890 años (C-14) que coincide con la última gran regresión pleistocena. Hacia el este, con dirección al continente, los sedimentos superficiales de la plataforma tienen una edad aproximada de 10 mil años. Asimismo, se registran 12 grupos de secuencias T-R, empezando en el MIS-2, correspondiente a la edad de la muestra datada.

Basada en estas edades, la tasa de subsidencia del shelf break en el dominio sur de la cuenca del Golfo de Guayaquil, hacia el norte del cañón calculada es de aproximadamente 0.15 cm/año.

Las secuencias estratigráficas al norte y al sur del cañón de Guayaquil relacionadas a transgresiones y regresiones serían evidencia de las últimas glaciaciones, sin embargo, en la parte sur el estadio isotópico marino más joven es el MIS 4 por lo cual se propone que el shelf break ubicado en la batimetría en los perfiles sísmicos es más joven hacia el sur del cañón.

Los sedimentos de la transgresión actual, debida al último periodo interglaciario, se encuentran presentes a ambos lados del cañón, sin embargo en el norte se puede apreciar un mayor espesor de sedimentos lo cual puede atribuirse a varias causas: (1) fuente de aporte de sedimentos diferenciada a lo largo del Golfo de Guayaquil, (2) debido a la presencia de cañones en el dominio sur los sedimentos pueden ser transportados y depositados en la trinchera, por lo cual no existiría una gran acumulación de sedimentos; a diferencia del dominio norte, donde debido a la ausencia de cañones para el transporte de sedimentos, éstos acumularse en toda su extensión, o a (3) esfuerzos tectónicos diferenciados a lo largo del margen.

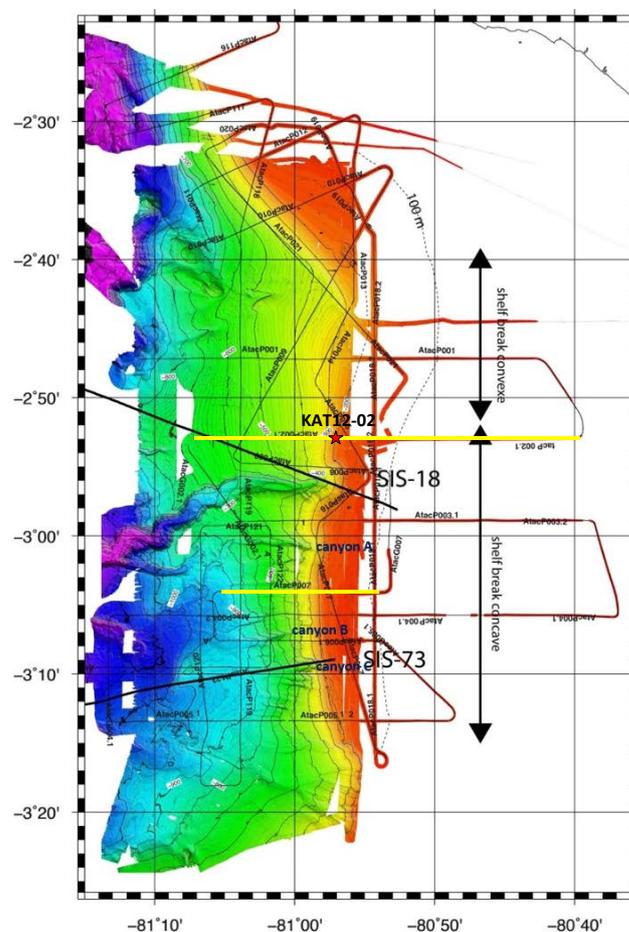


Fig. 1. Datos batimétricos de la zona de estudio (Inocar + Ifremer). Shelfbreak convexo a la plataforma en el dominio Norte y cóncavo en dominio Sur. Presencia de cañones e incisiones en el dominio Sur. (Loayza, 2013).

CONCLUSIONES

Existen más evidencias, además de las características morfológicas, para dividir la cuenca del Golfo de Guayaquil en los dominios Norte y Sur. Tanto al norte como al sur del cañón de Guayaquil se correlacionó los cortejos sedimentarios a lo largo de la cuenca.

A partir de la datación realizada en el núcleo KAT12-02 se calcula que la tasa de subsidencia hacia el norte del cañón de Guayaquil es de 0.15 cm/año.

Se propone un shelf break de diferentes edades a lo largo de la cuenca del Golfo de Guayaquil. Hacia el sur del cañón de Guayaquil los sedimentos que forman el shelf break podrían ser más antiguos que los sedimentos que forman el shelf break al norte del mismo.

Por el momento no se cuenta con suficientes evidencias tectónicas que indiquen que la hipótesis de esfuerzos tectónicos diferenciados a lo largo del margen para explicar la diferencia del espesor de sedimentos de la última transgresión pueda ser la más adecuada.

Referencias bibliográficas

- Loayza, G. (2013). Evolution Pléistocène du Système de canyons du Golfe de Guayaquil (Equateur) Contrôles paléo-climatiques et tectoniques. Université Nice Sophia Antipolis, Master2, université de Nice, 35p.
- Michaud F., Proust J.N., and the ATACAMES team: Barba D., Calderon M., Collot J-Y., Dano A., De Min L., Depretz de Gesincourt O., González M., Hernández M.J., Lebrun J-F., Loayza G., Martillo C., Peñafiel L., Ponce G., Ponderoux H., Ratzov G., Schenini L., Urresta A., Witt C. (2012) The Atacames Expedition CNRS, IRD, Université de Paris VI et de Rennes I. Ecuador, January 15th – February 19th 2012. RV L'ATALANTE (Ifremer).
- Martillo C., (2016) Enregistrements stratigraphiques des cycles glacio-eustatiques et de la déformation durant le Pléistocène le long de la marge centrale d'Équateur : exploitation des données de la campagne ATACAMES, Thèse de Doctorat, Université de Nice
- Mitchum J.R., Vail P.R. and Sangree J.B. (1977). Stratigraphic interpretation of seismic reflection pattern in depositional sequences. In: C.E. Payton, Ed., Seismic stratigraphy application to hydrocarbon exploration. AAPG Mem., 26, 117 – 134.
- Proust J.-N., Martillo C., Michaud F., Collot J.-Y. et Dauteuil O. (2016). Subduction of seafloor asperities revealed by a detailed stratigraphic analysis of the active margin shelf sediments of Central Ecuador, *Marine Geology*, vol. 380, pp. 345–362, 2016.

MORFO-TECTÓNICA DE LA PENÍNSULA DE MANTA E ISLA DE LA PLATA Y SU RELACIÓN CON LOS PROCESOS DE SUBDUCCIÓN

A. Cisneros (1), A. Alvarado (2), M. Saillard (3).

- (1) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. andrea.cisneros.medina@gmail.com
(2) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. aalvarado@igepn.edu.ec
(3) Université Côte d'Azur, IRD, CNRS, OCA, Géoazur, Valbonne, France. saillard@geoazur.unice.fr

Abstract (Morpho tectonics of the Manta Peninsula and La Plata Island and their relationship with the subduction processes.): Manta Peninsula and La Plata Island are located at the southern limit of the seismic rupture zone of the large inter-plate earthquakes recorded. The tectonic activity in the study area is evidenced by the presence of 6 levels of marine terraces in La Plata Island and at least 17 levels in the Peninsula of Manta. The mapping, heights and ages of the marine terraces allows to determine a uplift rate of approximately 0.6 mm / a for the La Plata Island, 0.37 mm / a for the northern part of the peninsula and 0.28 mm / a for the south. This difference between the north and south of the peninsula shows complex and deep processes related to the frictional properties of the subduction interplate. These processes are shaping the surface forms and define a seismic barrier called the discontinuity of El Aromo that divides the northern of the south zone.

Palabras clave: terrazas marinas, morfo-tectónica, Manta, Isla de La Plata, levantamiento

Key words: marine terraces, morpho-tectonic, Manta, Isla de La Plata, uplift

INTRODUCCIÓN

La Península de Manta constituye un promontorio litoral en la costa Ecuatoriana localizado en la provincia de Manabí mientras que la Isla de La Plata se localiza a 25 km al SW de la Península de Manta.

La Península de Manta y la Isla de La Plata se encuentran frente a la Cordillera de Carnegie que actualmente está siendo subducida bajo la placa Sudamericana. La Península se ubica al límite Sur de la zona de ruptura sísmica de los grandes sismos inter-placas de 1906 (Mw 8.8), 1942 (Mw 7.8) (Kanamori, 1986) y 2016 (Mw 7.8) (Nocquet et al., 2016) mientras que no han ocurrido sismos de gran magnitud más al sur de la península a lo largo de la margen ecuatoriana. La Península de Manta se encuentra al nivel de la zona de transición entre un segmento de subducción plano de subducción (bajo ángulo) de débil acople sísmico, ubicado al sur al sur y un segmento con fuerte acople sísmico al norte y con un ángulo de subducción mayor (Figura 1) (Nocquet et al., 2014).

Las secuencias de terrazas marinas presentes en la zona de estudio han sido mencionadas en varios trabajos (Cantalamesa y Di Celma, 2004; Dumont y Benítez, 1996; Dumont et al., 2005b; Marchant, 1961; Pedoja, 2003; Pedoja et al., 2001, 2006a, 2006b). Pedoja et al. (2006a, b), los cuales trabajaron en el estudio de las terrazas marinas en la zona de Manta e Isla de La Plata. Estos autores proponen la presencia de 5 niveles de terrazas marinas en la Península de Manta y 4 en la Isla de La Plata con un rango de tasas de levantamiento que varían de 0,3 a 0,5 mm/año durante los últimos 300 ka.

El presente trabajo busca describir con mayor detalle la morfología y drenaje de la zona, además de cartografiar con mayor precisión y detalle los niveles de terrazas marinas y estructuras presentes, con el objetivo de comprender el levantamiento diferencial de la parte norte y sur de la península como el de la Isla de La Plata y sus relaciones con el comportamiento sísmico del plano de subducción.

METODOLOGÍA-RESULTADOS

El estudio morfoestructural y la cartografía de los niveles de terrazas marinas de la zona se realizó a partir del DEM de 4 m de resolución, las ortofotos del SigTierras y el DEM de 30 m de resolución. El análisis de la red de

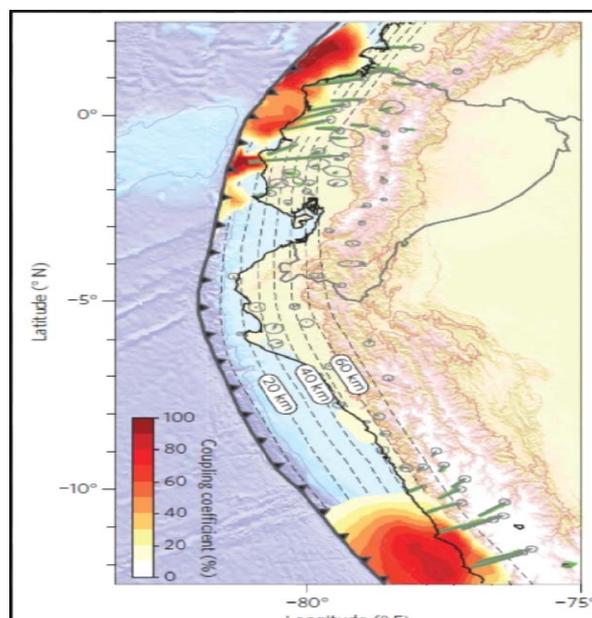


Fig. 1. Distribución espacial del acoplamiento intersísmico a lo largo de la interfaz de la placa de subducción. Las líneas discontinuas son contornos de profundidad de la interfaz de subducción cada 10 km. El nivel de acoplamiento se indica mediante la escala de color. Las flechas verdes son el modelo de predicción de velocidades. El desajuste (WRMS, raíz cuadrada media ponderada) de las velocidades observadas (flechas grises) para este modelo es 0.9mm/a (Nocquet et al., 2014).

drenaje se realizó a partir del DEM de 4m de resolución y mediante el uso del software ArcGis 10.3. Se correlacionaron las tasas de levantamiento mediante correlación de los niveles de terrazas marinas cartografiados con las dataciones realizadas por Pedoja et al. (2006 a, b) y los altos niveles del mar pasados.

En la Isla de La Plata, las terrazas marinas se encuentran bien definidas y los pies de acantilado bien desarrollados probablemente debido a que la litología dominante es principalmente el basamento Piñon lo que dificulta la erosión y preserva estas estructuras. Las terrazas presentes en la isla no son perfectamente continuas alrededor de la isla y prácticamente desaparecen en el norte donde es difícil apreciar la morfología de las terrazas marinas, solo es posible determinar la ubicación de los pies de acantilado en escasos lugares y en el campo solo se evidencia un gran acantilado costero al norte entre el nivel del mar actual y la terraza más alta (TP6). A partir de la cartografía de los pies de acantilado se identificaron 6 terrazas marinas cuyas plataformas tienen un rango de altura aproximado entre 1.5 y 180 m.

La cartografía de las terrazas marinas en la península de Manta a diferencia de la Isla de La Plata se dificulta debido a la morfología heterogénea de la península, la erosión fluvial y un levantamiento activo evidente en regiones de la península. Hacia el norte de la península, la erosión es mucho más intensa que en el sur lo que impide una buena visualización de las terrazas marinas a excepción de las terrazas más jóvenes donde la forma típica de escalera puede ser observada como en la Bahía de Manta. El Aromo y Montecristi destacan como dos formas donde el trazo de los niveles de terrazas marinas sigue una forma semicircular bordeando un promotorio central, asemejándose a una paleo isla, tal como se sugirió en el trabajo de Pedoja et al., 2006. Aquí además se concentran los niveles de terrazas más altos cartografiados en toda la península. La morfología al sur de El Aromo constituye una rasa (morfología caracterizada por ser una superficie más o menos plana con una pendiente y respaldada por un acantilado) con varios niveles dentro donde las terrazas tienen una ligera inclinación hacia el sur. En general en península de Manta podemos identificar hasta un máximo de 17 niveles de terrazas, cuyas plataformas tienen alturas de un rango de 5 a 180 m. Mientras que en el Monte Montecristi se identificaron hasta 10 niveles con una morfología en escalera alrededor de la montaña típica de las terrazas marinas. Las plataformas tienen alturas con un rango aproximado de 150 m a 550 m.

Para el cálculo de las tasas de levantamiento se han relacionado los niveles de terrazas datados con los diferentes estadios isotópicos para lo cual se han utilizado datos obtenidos de la literatura respecto a las edades de los estadios isotópicos y alturas alcanzadas por el nivel del mar en los mismos. Para las edades de los estadios isotópicos más antiguos que el estado 11 se ha utilizado la "Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years" publicada por la Universidad de Cambridge. La correlación obtenida se muestra en la Tabla 1.

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN

Los resultados (Figura 2) muestran un marcado contraste con el trabajo realizado por Pedoja et al., 2006, donde se definieron 4 niveles de terrazas marinas para la Isla de La Plata y 5 en la Península de Manta. Pedoja et al, 2006 justificaron la diferencia de alturas para los distintos niveles de terrazas por la presencia de las fallas de Rio Salado y del Aromo, mientras que en este estudio se ha demostrado que dicha diferencia de alturas es en realidad debido a la existencia de un número mayor de terrazas marinas y que las fallas propuestas por Pedoja et al., 2006 no existen. Los resultados obtenidos en el cálculo de tasas de levantamiento (Tabla 1) presentan también discrepancia con los resultados presentados en trabajos previos. En el caso de la Isla de La Plata, en este estudio se ha determinado una tasa de levantamiento de 0.6 mm/a aproximadamente que representa un valor bastante alto en comparación por los propuestos anteriormente (0.35 mm/a en Pedoja et al. (2006 a, b) y 0.4 mm/a en Cantalamessa y Di Celma, (2004)) lo que implicaría que la Isla de La Plata se ha estado levantando desde hace aproximadamente 400 ka, si se asume una tasa de levantamiento constante, en lugar del valor de 500 ka propuestos en Cantalamessa y Di Celma, (2004). Estas diferencias en los resultados radican principalmente en la correlación del nivel de terraza (TP2) datado con los estados isotópicos, en los estudios anteriores se ha relacionado el nivel datado en la Isla de La Plata con el estado isotópico 5e (122 ka), mientras que en este estudio y en base a la literatura se le asigna un estado isotópico 5c (100ka) con una edad de aproximadamente 104 ka. Esta correlación (Figura 2) puede ser discutible debido a la dificultad de determinar con precisión la edad de un estado isotópico tanto a nivel global como local. Sin embargo, a pesar de las incertidumbres relacionadas a los resultados, la distancia de la Isla de La Plata con respecto a la fosa es menor que la de la Península por lo que los efectos de la subducción deberían ser más evidentes en la Isla de La Plata y esto podría relacionarse a una tasa de levantamiento mayor a la de la Península de Manta.

Manta Península			Montecristi			Isla de La Plata		
Nombre de la terraza (altura de pie de acantilado)	Edad (ka)	Estado isotópico	Nombre de la terraza (altura de pie de acantilado)	Edad (ka)	Estado isotópico	Nombre de la terraza (altura de pie de acantilado)	Edad (ka)	Estado isotópico
T1 (6±1 m)	31	1				TP1(1,5m)	32	1
T2 (10±2m)	50	3						
T3 (20±3m)	*76±9; 85±1,2	5a						
T4 (30 ± 3 m)	110	5c				TP2(45±5m)	*104±1,8	5c
T5 (43±3m)	*120±18, 115±23	5e				TP3 (65±5m)	137	5e
T6 (53 ± 3 m)	150	7a				TP4 (85±4m)	170	7a
T7(63±3m)	*212±38; 212±39; 235±35; 187±4	7c						
T8 (85±4 m)	240	7e						
T9 (103±4 m)	*272±38	9a				TP5 (162±2m)	295	9a
T10 (125±5m)	341	9c				TP6 (>180m)	329	9c
T11(150±8 m)	406	11	TM1(163±3m)	406	11			
			TM2(180±5 m)	489	13			
T12(208±9m)	605	15	TM3(200±10m)	559	15			
			TM4(240±10 m)	680	17			
T13(300±10 m)	887	21	TM5(300±10m)	862	21			
T14(330±5 m)	962	25						
T15(343±3 m)	1000	31						
T16(360±5 m)	1060	35	TM6(360±10m)	1044	35			
T17(>380 m)	1111	37	TM7(400±3m)	1144	37			
			TM8(500 ± 4 m)	1450	47			
			TM9(550 ± 10 m)	1616	55			
			TM10(>600 m)	1750	63			

Tabla 1. Edades extrapoladas para los distintos niveles de terrazas marinas utilizando una tasa de levantamiento media para la Península de Manta de 0.33 mm/año y una tasa de levantamiento de 0,6 mm/año para la Isla de La Plata y correlación entre niveles.

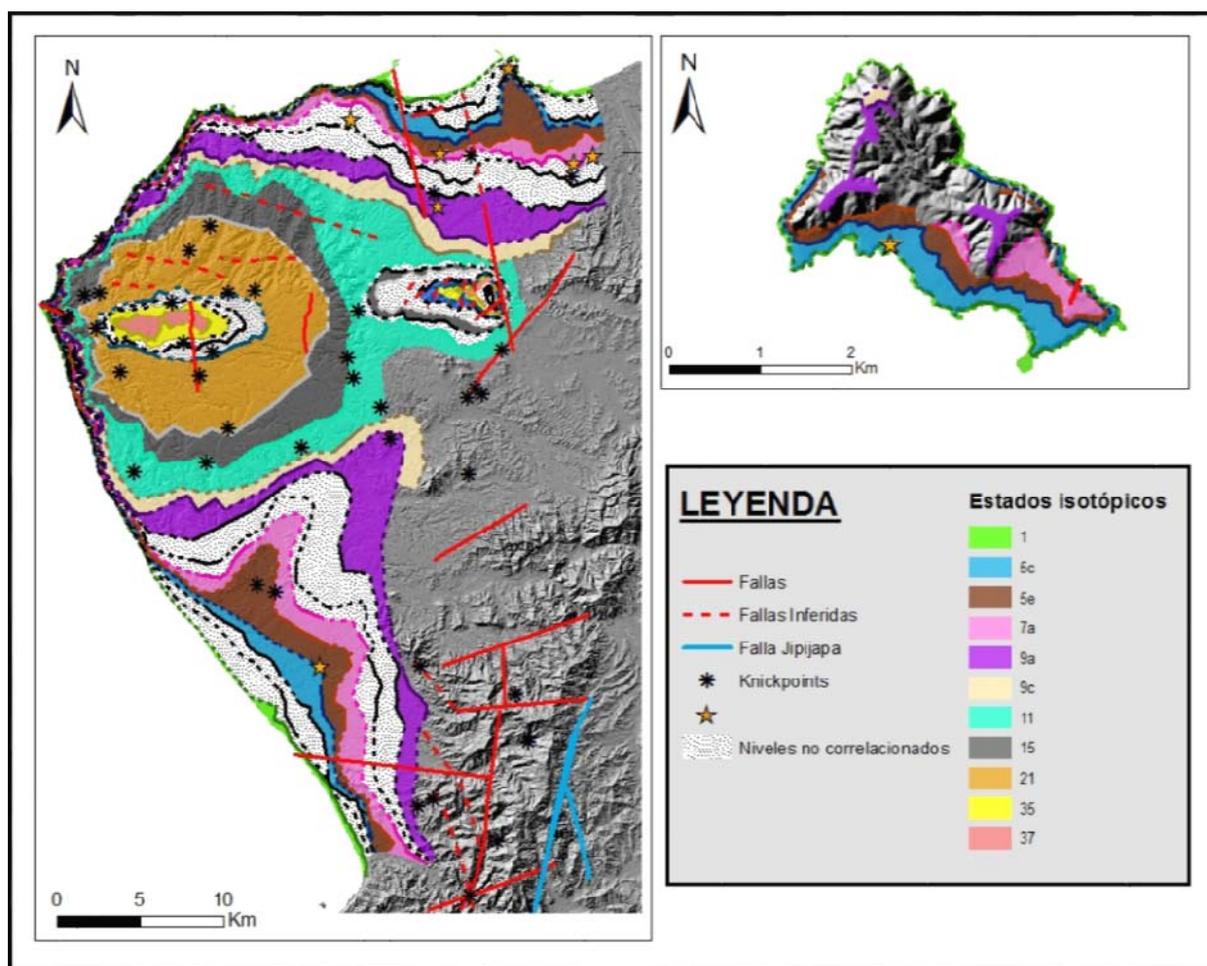


Figura 2. Mapa de la Península de Manta e Isla de La Plata donde se resume la información morfo-tectónica obtenida en este estudio.

Los resultados de las tasas de levantamiento en relación a la Península de Manta, también difieren con los obtenidos en Pedoja et al. (2006 a, b), así se determinó una tasa de levantamiento aproximado de 0.3 mm/a para la zona norte de la península y para el sur es aproximadamente de 0.47 mm/a, en contraste, en este trabajo se obtiene una tasa de levantamiento de 0.37 mm/a aproximadamente para la zona norte y una tasa de levantamiento de 0.28 mm/a para el sur de la península; es evidente que los resultados se concluye que existe una diferencia entre las tasas de levantamiento del norte y sur de la península, a diferencia de lo propuesto por Pedoja et al. (2006 a, b) en este trabajo se concluye que el norte de la Península de Manta se ha levantado a una tasa mayor que el sur. Esta variación temporal de las tasas de levantamiento podría deberse a distintos factores como procesos tectónicos locales como fallas aun no identificadas, irregularidades topográficas de la placa subducida, pulsos de acumulación de materiales subducidos en la base de la cuña, variación del buzamiento bajo de la zona de bloqueo a lo largo de la interfaz de la placa con respecto al antearco continental, como el propuesto en Chile por Saillard et al. (2009), Bejar-Pizarro et al. (2013). Otro mecanismo que contribuye a los períodos de elevación acelerada es un aumento de la actividad sísmica de subducción, como discutido en la Península de Mejillones en Chile por Binnie et al. (2016).

En Pedoja et al. (2006 a, b) y Cantalamessa y Di Celma, (2004) proponen que la zona El Aromo constituiría una paleo isla, sin embargo, al hacer una reconstrucción del área se puede explicar la forma que describen las terrazas de El Aromo que rodean la zona en forma casi circular y que en este trabajo también ha sido observada. Sin embargo, existen un detalle no mencionado por trabajos previos y es que a partir del nivel T13 hacia los niveles más altos se observa que ya no muestran una forma circular sino más bien una forma alargada en sentido E-W, este efecto coincide con la presencia de la falla El Aromo propuesta en Pedoja et al. (2006 a, b) por lo que podría ser fácilmente atribuida a esta, sin embargo, como se ha mostrado en el presente trabajo no se ha encontrado ninguna evidencia que soporte la existencia de dicha falla por lo que este efecto observado en las terrazas más altas de El Aromo tendría un origen mucho más complejo y profundo que una falla en superficie, que en este trabajo se denomina Discontinuidad El Aromo. El mapa de gravimetría de la margen del Ecuador muestra la existencia de un cambio neto debajo del Aromo, que podría relacionarse con lo que la "Discontinuidad El Aromo" y la morfología al norte e al sur de la Península de Manta.

CONCLUSIONES

- Los resultados evidencian un número mayor de niveles de terrazas marinas a los ya previamente cartografiados, existen, en base a esta nueva cartografía, 6 niveles de terrazas marinas en la Isla de La Plata y al menos 17 niveles en la Península de Manta.
- La presencia de niveles de terrazas marinas domina la morfología de la zona de estudio y se evidencia también en perturbación de la red de drenaje del área.
- Es evidente en el estudio morfotectónico y del drenaje que existe un fuerte contraste entre el norte y sur de la península; la parte norte es una zona de deformación activa, con mayor actividad tectónica y erosiva en comparación al sur, y que se está levantando actualmente.
- Se ha determinado una tasa de levantamiento de 0.6 mm/a aproximadamente para la Isla de La Plata, 0.37 mm/a para la zona norte de la península y una tasa de levantamiento aproximada de 0.28 mm/a para el sur de la península; evidentemente el norte de la península se está levantando con una tasa mayor que el sur.
- La diferencia entre el norte y sur de la península evidencia procesos mucho más complejos y profundos que están modelando las formas en superficie y define un límite denominado discontinuidad de El Aromo que divide la zona norte.
- El efecto de la subducción de la Cordillera de Carnegie en el levantamiento y la preservación de las terrazas marinas no es único, aunque es evidente su influencia, sería uno de los tantos factores que influyen en el levantamiento de la Península de Manta e Isla de La Plata.

Referencias bibliográficas

- BEJAR-PIZARRO M., SOCQUET A., ARMIJO R., CARRIZO D., GENRICH J., SIMONS M. (2013), Andean structural control on interseismic coupling in the North Chile subduction zone. *Nature Geoscience*, 6, 462–467, doi:10.1038/NGEO1802.
- BINNIE A., DUNAI T., BINNIE S., VICTOR P., GONZALES G., BOLTON A. (2016). Accelerated late quaternary uplift revealed by ¹⁰Be exposure dating of marine terraces, Mejillones Peninsula, northern Chile. *Quaternary Geochronology* 36, 12-27 pp.
- CANTALAMESSA G., DI CELMA C. (2004). Origin and chronology of Pleistocene marine terraces of Isla de La Plata and of flat, gently dipping surfaces of southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabí, Ecuador). *Journal of South American Earth Sciences*, 16, pp. 633-648.
- DUMONT, J.-F., AND BENITEZ, S. (1996). Neotectonics of the coastal region of Ecuador: a new pluridisciplinary research project. In "Third International Symposium of Andean Geodynamic (ISAG)." pp. 175-178.
- DUMONT, J.F., SANTANA, E., VILEMA, W., PEDOJA, K., ORDONEZ, M., CRUZ, M., JIMENEZ, N., ZAMBRANO, I. (2005b). Morphological and microtectonic analysis of Quaternary deformation from Puna and Santa Clara Islands, Gulf of Guayaquil, Ecuador (South America). *Tectonophysics* 399, 331–350 pp.
- KANAMORI H. (1986). Rupture process of subduction zone earthquakes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 14, pp. 293–322.
- MARCHANT, S. (1961). A photogeological analysis of the structure of the western Guayas Province, Ecuador, with discussion of the stratigraphy and Tablazo Formation derived from surface mapping. *Quat. Geol. Soc. London* 114, 215-233 pp.
- NOCQUET J.M., et al. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience* 7, pp. 287–291.
- NOCQUET J.M., JARRIN P., VALLÉE M., MOTHES P. A., GRANDIN R., ROLANDONE F., DELOUIS B., YEPES H., FONT Y., FUENTES D., RÉGNIER M., LAURENDEAU A., CISNEROS D., HERNANDEZ S., SLADEN A., SINGAUCHO J.-C., MORA H., GOMEZ J., MONTES L., CHARVIS P. (2016). Supercycle at the Ecuadorian subduction zone revealed after the 2016 Pedernales earthquake. *Nature Geoscience*, 10.1038/ngeo2864
- PEDOJA K. (2003). Les terrasses marines de la marge Nord Andine (Equateur et Nord Pérou): relations avec le contexte géodynamique. Thèse de doctorat de L'Université P. et M. Curie. 351 pp.
- PEDOJA K., DUMONT J.F., LAMONTE M., ORTLIEB L., COLLOT J.-Y., GHALEB B., AUCLAIR M., ALVAREZ V., LABROUSSE B. (2006 a). Plio-Quaternary uplift of the Manta Peninsula and La Plata Island and the subduction of the Carnegie Ridge, central coast of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences* 22, pp 1-21.
- PEDOJA K., ORTLIEB L., DUMONT J.F., LAMOTHE M., GHALEB B., AUCLAIR M., LABROUSSE B. (2006b), Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data. *Marine Geology* 228, pp 73-91
- PEDOJA K., DUMONT J.F., ORTLIEB L. (2009). Levantamiento Cuaternario costero del Arco de Talara (Ecuador y norte del Perú): cuantificaciones con las secuencias de terrazas marinas. *Geología y Geofísica marina y terrestre del Ecuador desde la costa continental hasta las islas Galápagos*. Comisión Nacional del Derecho del Mar, Institut de Recherche pour le Développement and Instituto Oceanográfico de la Armada (INOCAR), pp. 107-129.
- SAILLARD M. (2008). Dynamique du soulèvement côtier Pléistocène des Andes centrales: Etude de l'évolution géomorphologique et datations (¹⁰Be) de séquences de terrasses marines (Sud Pérou-Nord Chili). Thèse de doctorat de L'Université de Toulouse. 316 pp.
- SAILLARD M., HALL S.R., AUDIN L., FARBER D.L., HÉRAIL G., MARTINOD J., REGARD V., FINKEL R.C., BONDOUX F. (2009). Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from ¹⁰Be dating. *Earth and Planetary Science Letters* 277, pp 50-63.
- SAILLARD M., HALL S.R., AUDIN L., FARBER D.L., REGARD V., HÉRAIL G. (2011). Andean coastal uplift and active tectonics in southern Peru: ¹⁰Be surface exposure dating of differentially uplifted marine terrace sequences (San Juan de Marcona, ~15.4° S). *Geomorphology* 128, pp 178-190.
- SAILLARD M., AUDIN L., ROUSSET B., AVOUAC J.-P., CHLIEH M., HALL S.R., HUSSON L., FARBER D.L., From the seismic cycle to long-term deformation: linking seismic coupling and Quaternary coastal geomorphology along the Andean Megathrust". *Tectonics*, aceptado.

EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL DEL ECUADOR ENTRE PUNTA GALERA Y CABO PASADO DESDE EL PLEISTOCENO MEDIO HASTA EL PRESENTE

M. Muthre (1), C. Martillo (1), JP. Proust (3), F. Michaud (2), G. Loayza (1), JY. Collot (2)

- (1) Escuela Superior Politécnica del Litoral, ESPOL. Grupo de Investigación de Geociencias Marinas y Costeras, FICT. Campus Gustavo Galindo, Guayaquil, Ecuador. kmmuthre@espol.edu.ec, cmartill@espol.edu.ec, gloayza@espol.edu.ec
- (2) Geoazur, Université Pierre et Marie Curie, Université de Nice Sophia Antipolis, IRD-CNRS-OCA. Sophia Antipolis, France. michaud@geoazur.unice.fr, collot.jean-yves@neuf.fr
- (3) Geosciences Rennes, CNRS, Université de Rennes 1, Campus Beaulieu, Rennes, France. jean-noel.proust@univ-rennes1.fr

Abstract: *The geodynamics evolution in the continental shelf of Ecuador between Punta Galera and Cabo Pasado since Middle Pleistocene to the Present is influenced by the subduction of asperities beneath the Nazca plate, producing a deformation. The basins keep the sedimentary record of eustatic-climatic changes. This study aims to analyze the influence of the subduction of asperities on the continental shelf sedimentation during the Quaternary through the interpretation of seismic data from the ATACAMES campaign. The results show the record of the last ten stratigraphic sequences of Transgression-Regression (T-R) deposited between the Cojimíes and Jama basins. In order to assign ages to the sequences, we correlate with the interglacial and glacial cycles from at least 780 ky, assuming a continuous and complete record of the sequences. Thus, we hypothesize that there is a link between the subduction of seamounts and the deformation of the sedimentary record, by comparing with the position of the seamounts 533 ky, 337 ky and the present.*

Palabras clave: Margen activo, Subducción de montes submarinos, Secuencia estratigráfica y Geología del Cuaternario.
Key words: Ecuadorian active margin, Seamount subduction, Stratigraphy sequences and Quaternary Geology.

INTRODUCCIÓN

La subducción en el margen continental del Ecuador, se ve influenciada por la subducción de asperidades, las cuales pueden ser elongadas como la cordillera submarina de Carnegie (Lonsdale, 1978; Collot et al., 2002; Gutscher et al., 1999) y puntuales como montes submarinos (Sage et al., 2006). En la zona de Punta Galera y Cabo Pasado se identificó el monte submarino de doble pico (Este y Oeste) en subducción "Atacames" (Marcaillou et al., 2016). La subducción de estas asperidades puede ser evidenciada durante el Pleistoceno mediante el análisis de la estratigrafía secuencial (Martillo, 2016; Proust et al., 2016). A partir de este conocimiento se planteó el interés de analizar la evolución geodinámica de la plataforma continental del Ecuador entre Punta Galera y Cabo Pasado (Cuencas Cojimíes y Jama) desde el Pleistoceno Medio hasta el presente, y se obtiene a través de (a) identificar del registro estratigráfico del cambio eustático-climático en la plataforma continental del Ecuador, (b) proponer edades crono-estratigráficas para las secuencias Trasmisión-Regresión (T-R), (c) determinar la influencia de la subducción de asperidades en la evolución de las Cuencas Jama y Cojimíes.

DATOS Y MÉTODOS

Este trabajo se basó en los datos recolectados durante la Campaña ATACAMES a lo largo del margen ecuatoriano, a bordo del Buque de investigación L'Atlante (Michaud et al., 2012). Se usó ~400 Km de sísmica multi-canal de alta resolución y se complementó con algunos datos sísmica profunda de reflexión 2-D de la Campaña SCAN (2009), propiedad de la Secretaría de Hidrocarburos del Ecuador (SHE). Además se usó la información de un núcleo (KAT 12-26) de la plataforma continental, frente a Jama interpretado por Martillo (2016).

La metodología general consistió en tres fases: (1) Interpretación sísmica; basada en criterios de estratigrafía sísmica secuencial, es decir, las terminaciones estratales, la configuración geométrica y las características internas de sus reflectores, lo cual sirve de guía para la determinación de las superficies estratigráficas, cortejos sedimentarios, facies sísmicas, ambientes sedimentarios, tipo de litología y trayectoria de la línea de costa. Usando el concepto de secuencia T-R los cortejos sedimentarios pueden agruparse en dos; el cortejo transgresivo (TST) y el cortejo regresivo (RST) (Embry, 2002) (2) Datación de secuencias; asumiendo que las secuencias T-R guardan el registro continuo de las variaciones climato-eustáticas de la transgresión-regresión y que están relacionadas a los periodos interglaciares-glaciares, cuyas edades son estimadas mediante los estadios isotópicos marinos (MIS), se asignó la edad a la secuencia más superficial mediante la datación del núcleo KAT12-26 realizado con radiocarbono ^{14}C (Martillo, 2015) correlacionada al MIS 1 y a las secuencias más antiguas mediante correlación con la curva eustática (Lisieki y Raymo, 2005). (3) Generación de modelos; primero se extrapolaron y correlacionaron los límites de secuencias T-R a lo largo de la zona de estudio. Luego se realizó la transformación de las superficies sísmicas interpretadas (límites de secuencias T-R) en tiempo a profundidad con velocidades teóricas. Finalmente, mediante el uso de esquemas de migración del offlap-break y migración del depocentro, se contruyeron modelos geológicos con mapas de isópacas analizados en cuatro estadios correspondientes a cuatro megasecuencias.

RESULTADOS

Facies sísmicas y Ambientes sedimentarios

Mediante la interpretación de las facies sísmicas se determinó que las cuencas Cojimíes y Jama están asociadas a sistemas deltaicos. Al igual que en la zona de Manta – Isla de la Plata (Proust et al., 2016) se definieron nueve facies sísmicas entre Punta Galera y Cabo Pasado y son: Sf1: Arenas de meandros fluviales y llanura de inundación; Sf2: Arenas del frente deltaico influenciado por oleaje y llanura costera; Sf3: Arenas de barras de desembocadura y de canales subtidales; Sf4: Clinofomas de arenas y limos del lóbulo deltaico influenciado por oleaje; Sf5: Limos y arcillas del prodelta; Sf6: Flujo de detritos; Sf7: Limos y arcillas marinas de offshore; Sf8: Arenas gruesas bioclásticas transgresivas; Sf9: Basamento acústico.

Arquitectura de secuencias T-R

Mediante la interpretación de datos sísmicos se identificaron diez secuencias estratigráficas T-R, enumeradas de I a la X de la base al tope. Las secuencias T-R se componen en cuatro cortejos sedimentarios, un transgresivo (TST) a la base y tres regresivos (HST, FSST, LST) hacia el tope (1) Cortejo TST, ubicado en la base, presenta dos facies, Sf7 cubre la pendiente de la cuña progradacional y Sf8 que la cubre el tope. Además Sf6 al pie de la pendiente. (2) Cortejo HST, ubicado sobre el cortejo TST, corresponde a un sistema progradacional de tipo deltaico que se compone de Sf1, Sf2, Sf3, Sf4, Sf5 (3) Cortejo FSST, ubicado sobre el cortejo HST, está caracterizado una progradación con clinofomas bien definidas, de mayores pendientes que HST y facies sísmicas de sistema deltaico Sf1, Sf2, Sf3, Sf4, Sf5. (4) Cortejo LST, ubicado sobre el cortejo FSST, está caracterizado por patrones de agradación y progradación. Las facies corresponden a cambios laterales de abundantes depósitos continentales y costeros Sf1 y Sf3. Al pie de la pendiente de las clinofomas Sf6.

Patrón de apilamiento: Megasecuencias

Se identificaron tres discordancias, que truncan grupos de secuencias. Las tres discordancias se interpretaron al tope de las secuencias III, V, VII, las cuales constituyen los límites de cuatro megasecuencias denominadas de la más antigua a la más reciente de A, B, C, D. En forma general, se puede observar que: Megasecuencia A (I, II, III) la cuenca está interconectada entre Cojimíes y Jama y muestra un registro continuo de las tres secuencias. Megasecuencia B (IV, V), presenta un registro continuo aunque de espesores muy variables. El relleno en la hacia el Norte (Cojimíes) es mayor que en Sur (Jama), y frente a Pedernales el registro es menor. Megasecuencia C (VI, VII) presenta un registro variable. La cuenca se divide, la acumulación es mayor en Cojimíes. En Jama los sedimentos se acumulan hacia la costa. En la zona frente a Pedernales el registro es muy escaso. Megasecuencia D (VIII, IX, X) se presenta localmente; en la cuenca Cojimíes es el máximo registro y continua activa. La cuenca Jama presenta colmatación de sedimentos y su cierre. Frente a Pedernales no hay registro por zonas levantadas.

Datación de secuencias T-R

Mediante el análisis radiocarbono ^{14}C de un bivalvo de KAT12-26 en la cuenca Jama (Martillo, 2016), la edad estimada fue de 15 ka, y fue asignada a la secuencia más superficial X, en relación con la edad del MIS 1. Por lo tanto, asumiendo que existe un registro continuo de las últimas diez secuencias, se asignaron las edades a todas las secuencias T-R mediante un conteo de transgresión – regresión realizando una correlación con las edades propuestas por Lisieki & Raymo (2005) establecidas de los eventos globales de interglaciación – glaciación. De esta forma, el rango de edad entre la secuencia X al tope (correlacionada con el MIS 1) y la secuencia I a la base (correlacionada con el MIS 19) es desde Pleistoceno Medio, hace 780 ka.

DISCUSIÓN

Control climático y tectónico en la sedimentación

Las variaciones glacio-eustáticas y la influencia tectónica controlan los espacios de acomodación y por lo tanto su registro estratigráfico. En cada cuenca se han identificado el registro de los cambios climáticos mediante la interpretación de las secuencias T-R, sin embargo, con una morfología y patrón de apilamiento diferenciado. Mediante el análisis de **migración del offlap-break** (trayectoria de línea de costa) se evidencia un comportamiento diferente en la evolución de ambas cuencas. En la cuenca Cojimíes se muestra las diez secuencias en alternancia de retrogradación y progradación, mientras en que la cuenca Jama el apilamiento es principalmente de retrogradación. Es decir, muestra evidencia de una deformación asociada a un control tectónico diferencial, que sugiere un levantamiento en el borde de la plataforma. El levantamiento del borde de plataforma obliga a las secuencias a depositarse hacia la costa (retrogradación) y se observa registrado en la cuenca Jama en sentido W-E. El hecho de que no se observe similitud en la cuenca Cojimíes sugiere que la deformación ocurre localmente.

También se evidencia deformación local a través del análisis de **migración de depocentros**. Para lo cual, se realizaron esquemas de cortes imaginarios NE-SW, relativamente paralelos a la línea de costa que muestran la variación de espesores al tope de cada secuencia. El esquema muestra que las secuencias I, II, III presentan una acumulación uniforme en una cuenca N-S, porque Cojimíes y Jama estaban interconectadas. Las secuencias IV, V se depositan en dos depocentros principales. Adicionalmente, la acumulación de sedimentos en Cojimíes continúa siendo de gran espesor y mayor que en Jama. En la zona frente a Pedernales disminuye la depositación. Las secuencias VI, VII se acumulan continuamente en la cuenca Cojimíes, pero en la cuenca Jama se acumulan hacia la costa y en la zona frente a Pedernales no hay registro. Las últimas secuencias VIII, IX, X, tienen un mínimo registro en ambas cuencas. En la cuenca Jama los sedimentos se acumulan solamente en la costa.

Evolución geodinámica de las cuencas Cojimíes y Jama

La deformación en la zona de estudio se analizó en un mapa de isópacos (mapa de espesores), que muestra el desarrollo de megasecuencias a través del tiempo geológico. La evolución de las cuencas Cojimíes y Jama se resume en 4 etapas (Figura 1):

1° Hace 533 Ka, en el límite superior de A, originalmente las cuencas Cojimíes y Jama estuvieron interconectadas, por lo que presentan un registro continuo a lo largo del Margen Costero. Cuando el pico Este del monte submarino Atacames ingresa en subducción, provoca una fuerte discordancia al tope de la secuencia III.

2° Hace 337 Ka, en el límite superior de B, se observa una migración del depocentro, al Norte y al Sur, y se divide en dos subcuencas, Cojimíes y Jama. La discordancia al tope de la secuencia V ocurre cuando el pico Oeste del monte submarino Atacames ingresa en subducción.

3° Hace 57 Ka, en el límite superior de C: La acumulación continúa en las dos cuencas, cada vez más diferenciadas. En la zona frente a Pedernales se levanta el borde de la plataforma, obligando al depocentro de la cuenca Jama a migrar hacia la costa. Este levantamiento podría estar relacionado a la subducción de Atacames. La discordancia al tope de la secuencia VIII podría tener relación con un evento glacio-eustático.

4° Posición actual, en el límite superior de D: Finalmente ocurre el cierre de la cuenca Jama, mientras que la cuenca Cojimíes se mantiene activa. El levantamiento en el borde de la plataforma continúa, así como la subducción del monte submarino Atacames.

CONCLUSIONES

En el análisis del registro estratigráfico entre Punta Galera y Cabo Pasado (1) se identificaron diez secuencias T-R. (2) se propuso la edad de las diez secuencias T-R mediante la datación de la secuencia superior y la correlación con la curva eustática. Las secuencias se depositan a partir del Pleistoceno Medio (~780 ka). (3) Se identificaron tres discordancias principales que marcan el límite de cuatro megasecuencias. A (Secuencias I, II, III); B (Secuencias IV, V); C (Secuencias VI, VII); D (Secuencias VIII, IX, X).

Se plantea que en la evolución geodinámica entre Punta Galera y Cabo Pasado; (1) existe una diferencia en el comportamiento del offlap-break entre las Cuencas Cojimíes y Jama, y evidencia una deformación en sentido E-W en la Cuenca de Jama; (2) la deformación está ligada a la subducción del monte submarino de doble pico de Atacames; (3) cada pico del monte submarino Atacames ocasionó importantes discordancias manifestadas en los límites superiores de A y B. Se propone que el pico Este ingresa en subducción hace 533 Ka, y tiene relación al límite superior de A y que el pico Oeste ingresa en subducción hace 337 Ka, y tiene relación al límite superior de B.

Agradecimientos: Al apoyo del IRD, los laboratorios GeoAzur de Niza y Geosciences Rennes por disponer de los datos adquiridos en 2012 durante la campaña ATACAMES del IRD-CNRS; al Grupo de Investigación de Geociencias Marinas y Costeras, FICT – ESPOL por la oportunidad y motivación para realizar este estudio.

Referencias bibliográficas

Collot, J., Charvis, P., Gutscher, M. -, & S., O. (2002). *Exploring the Ecuador-Colombia active margin and interplate seismogenic zone*. *EOS, Transactions*, 83(17), 185–192.

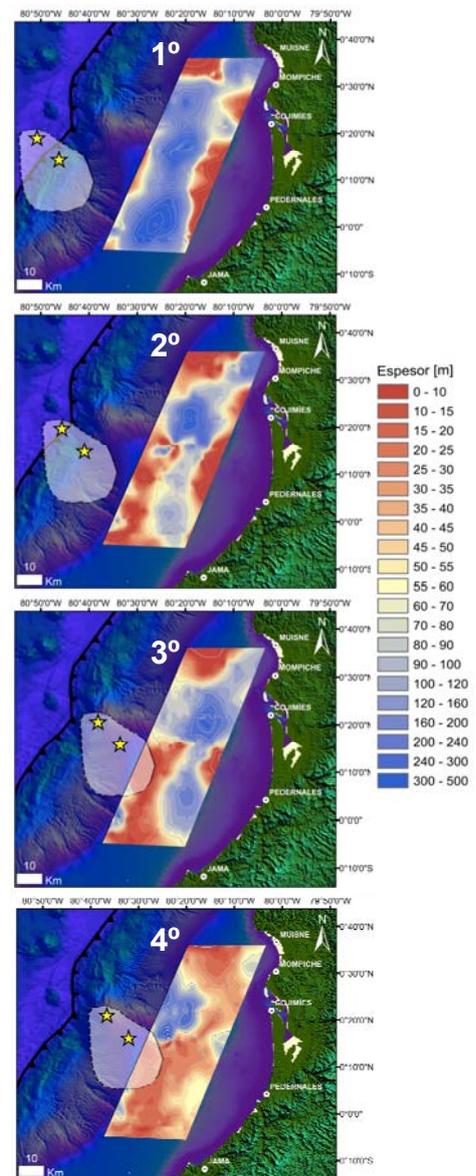


Fig. 1: Mapa de Isópacos de la zona de estudio y paleo-ubicación del monte submarino Atacames en las 4 fases.

- Embry, A. F. (2002). Transgressive-Regressive (T-R) Sequence Stratigraphy. *Sequence Stratigraphic Models for Exploration and Production: Evolving Methodology, Emerging Models, and Application Histories: 22nd Annual*, (January 2002), 151–172.
- Gutscher, M., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J. (1999). *Tectonic segmentation of the North Andean margin: Impact of the Carnegie Ridge collision*, 168, 255–270.
- Lallemand, S., Heuret, A., & Boutelier, D. (2005). *On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(9).
- Lonsdale, P. (1978). Ecuadorian Subduction System. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*.
- Marcaillou, B., Collot, J. Y., Ribodetti, A., d'Acremont, E., Mahamat, A. A., & Alvarado, A. (2016). Seamount subduction at the North-Ecuadorian convergent margin: Effects on structures, inter-seismic coupling and seismogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 433, 146–158.
- Martillo, C. (2016). Enregistrements Stratigraphiques des Cycles Glacio-eustatiques et de la Deformation durant le Pleistocene le long la Marge Centrale d'equateur (Exploitation des Donnees de Campagne Atacames). L'Universite de Nice-Sophia Antipolis.
- Michaud, F., Witt, C., & Royer, J.-Y. (2009). Influence of the subduction of the Carnegie volcanic ridge on Ecuadorian geology: Reality and fiction. *Geological Society of America Memoirs*, 204(10), 217–228.
- Proust, J. N., Martillo, C., Michaud, F., Collot, J. Y., & Dauteuil, O. (2016). *Subduction of seafloor asperities revealed by a detailed stratigraphic analysis of the active margin shelf sediments of Central Ecuador. Marine Geology. vol. 380, pp. 345–362, 2016.*

MODELO ESTRATIGRÁFICO MARINO Y COSTERO DE LOS CAMBIOS GLACIO-EUSTÁTICOS DURANTE CUATERNARIO EN LA ZONA ENTRE ESMERALDAS Y GALERA

A.Suárez (1), C. Martillo (1), G.Loayza (1)

(1) Escuela Superior Politécnica del Litoral, ESPOL. Grupo de Investigación de Geociencias Marinas y Costeras, FICT. Campus Gustavo Galindo, Guayaquil, Ecuador. anlesuar@espol.edu.ec, cmartill@espol.edu.ec, gloayza@espol.edu.ec

Abstract (Marine and coastal stratigraphic model of the glacio-eustatic changes during quaternary in the zone between Esmeraldas and Galera): *The stratigraphic record of climate changes is recorded by sediment deposits along the coast line and on the continental shelf. These climatic changes produced in long time periods, originate glacial and interglacial stages (Milanckovitch cycle). This record was identified and studied from marine geology data and data collected in the field. The present study is shown as evidence of the stratigraphic record of sea level changes during the last 2.5 M.a. (Quaternary) product of the regression and marine transgression episodes on the Galera coastal border and the continental shelf between Galera and Esmeraldas.*

Palabras clave: Registro estratigráfico, Ciclo de Milanckovitch, Plataforma continental, Borde costero.
Key words: *Stratigraphic record, Milanckovitch cycle, Continental shelf, Coastal border.*

INTRODUCCIÓN

Los cambios climáticos en largos periodos de tiempo generan épocas glaciares e interglaciares lo que origina subidas (transgresión) y bajadas (regresión) del nivel del mar, este proceso se conoce como ciclo de Milankovitch. Estos cambios climáticos generan un cambio en la geometría estratigráfica de los sedimentos que podrían ser registrados a lo largo de la línea de costa y en la plataforma continental.

El margen ecuatoriano corresponde a un margen activo, la convergencia entre las placa de Nazca y Sudamericana producen una deformación vertical a lo largo de la costa por lo que algunas zonas costeras presentan levantamiento.

Los altos niveles glacio-eustáticos del mar durante el Cuaternario sobrepuesto sobre una costa que se levanta dejan como evidencia un registro geomorfológico que corresponde a secuencias de terrazas marinas levantadas en el borde costero. En Ecuador, las secuencias de terrazas marinas se ubican en 3 zonas, las cuales son de norte a sur: 1) Costa Norte cerca de Esmeraldas, 2) Península de Manta e Isla de la Plata, y 3) Margen norte del Golfo de Guayaquil (Península de Santa Elena). En Punta Galera se identifican tres terrazas marinas T1, T2 y T3 y presentan edades propuestas por Pedoja et al. 2006, de T1 al MIS 5, T2 al MIS 7 y T3 al MIS 9.

Se pretende establecer el registro estratigráfico marino y costero de los cambios del nivel del mar durante el Cuaternario en la plataforma continental entre Galera y Esmeraldas y el borde costero de Galera. Para este objetivo se planteó: a) Establecer las secuencias marinas asociadas a las variaciones eustáticas del nivel del mar en la plataforma continental. b) Establecer correlaciones crono-estratigráficas entre las secuencias cuaternarias marinas con las terrazas costeras que afloran en la zona de Galera.

DATOS Y MÉTODOS

Los datos usados en este estudio comprenden datos sísmicos. Los datos sísmicos utilizados fueron recolectados durante la Campaña ATACAMES (Michaud, Proust et al., 2016) a lo largo del margen ecuatoriano y corresponden a sísmica de reflexión multicanal de alta resolución 72 channels (50 – 450 Hz) en la zona norte (Esmeraldas).

La metodología general consistió en interpretación sísmica. Basada en los criterios de la estratigrafía sísmica secuencial; se identificó las terminaciones, la configuración geométrica y las características internas de los reflectores para determinar las superficies estratigráficas más importantes (Maximum Flooding Surface - MFS y Maximum Regressive Surface - MRS) y las facies sísmicas. Posteriormente se establecieron los cortejos sedimentarios, el cortejo sedimentario transgresivo (TST) y el cortejo sedimentario regresivo (RST) para luego agruparlos en secuencias T-R.

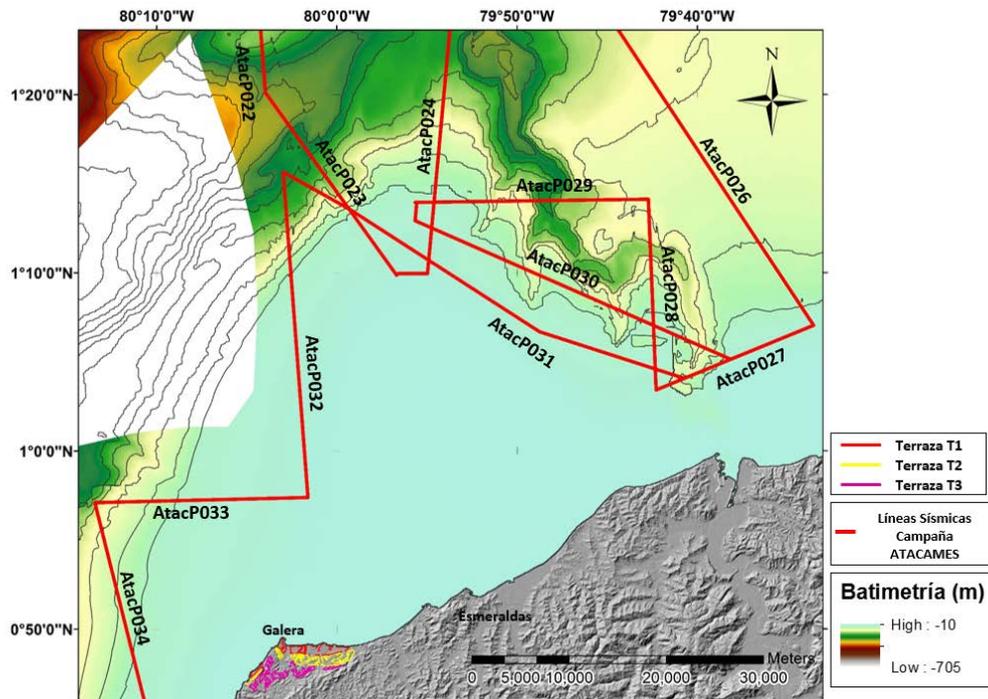


Fig. 1. Mapa batimétrico del área de estudio donde se muestran las líneas sísmicas de la Campaña ATACAMES al norte de Ecuador.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los depósitos de sedimentos más recientes en esta zona se encuentran principalmente en los canales y paleocanales del Cañón de Esmeraldas. Frente a Galera se observa un depocentro en el cual mediante la interpretación de la línea sísmica AtacP033 que cruza por este depocentro se pudieron determinar las terminaciones de los estratos, las superficies estratigráficas (MFS y MRS) y las facies sísmicas. Se establecen los cortejos sedimentarios (TST y RST). Las facies forman parte de las secuencias T-R que se forman de dos cortejos sedimentarios, un transgresivo o TST a la base y otro regresivo o RST al tope.

Se identificaron 10 secuencias T-R en la plataforma continental frente a Galera, enumeradas de I a la X, de la base al tope y se propone que la secuencia X corresponde a la época interglaciaria actual, por lo mediante una correlación con el último Estadío Isotópico Marino o MIS 1 se asignó la edad a la secuencia superior. Con base en que 10 secuencias T-R han sido encontradas en la plataforma continental hacia el sur del área de estudio, identificadas y datadas mediante el mismo criterio.

Por lo que a partir de la correlación con los Estadíos Isotópicos Marinos, se asignaron las edades a todas las secuencias T-R mediante el conteo de Transgresión – Regresión y su correlación con eventos globales de Interglaciación – Glaciación respectivamente asignándole edades a las secuencias desde el Pleistoceno Medio hasta el Holoceno.

Las variaciones del nivel del mar en el Norte de Ecuador no solo han dejado evidencia en la plataforma; el borde costero en Punta Galera presenta depósitos Cuaternarios formados durante altos del nivel del mar. En Punta Galera se pueden distinguir 3 terrazas marinas T1, T2 y T3. Las secuencias de terrazas costeras en esta zona podrían ser correlacionadas con las secuencias marinas encontradas en la plataforma, por lo que se propone una correlación de estas secuencias. Las edades para estos depósitos de terrazas marinas cuaternarias están propuestas por Pedoja et al. 2006. T1 pertenece al MIS 5, T2 corresponde al MIS 7 y T3 al MIS 9.

Mediante la asignación de las edades a las secuencias marinas por medio del conteo Transgresión-Regresión, al asignarles sus respectivos MIS es posible proponer una correlación entre las terrazas costeras y las secuencias marinas. El MIS 5 le correspondería a la secuencia VIII, por lo que se plantea que la terraza T1 a las que le pertenece el MIS 5 podría pertenecer a la época interglaciaria de la secuencia marina VIII. De esta forma la terraza T2 pertenecería al MIS 7 por lo que es posible correlacionar esta terraza costera con la transgresión marina que se registra en la secuencia VII a la que se le asignó el MIS 7. Finalmente la terraza 3 a la que le correspondería el MIS 9, podría correlacionarse con la interglaciación registrada en la secuencia marina VI, la cual fue datada al MIS 9 (Ver Tabla 1).

La Figura 5 presenta un esquema de la correlación de las secuencias marinas y las terrazas en el borde costero de Punta Galera. Se realizó una interpretación mediante el perfil sísmico ATACP033 de cómo podrían estar depositadas las secuencias marinas en la plataforma frente a las de terrazas en el área. Se observa que el depocentro tiene una profundidad de casi 500m, y se establece que todo lo que se encuentre por debajo de la época transgresiva de la secuencia VIII correlacionada con la terraza 1 (línea roja punteada Figura 6) podría tener una edad inferior a 130 k.a.

Tabla 1. Edades de las terrazas costeras en Galera y su posible correlación con las secuencias marinas encontradas en la plataforma continental frente a Galera. (Según Pedoja et al., 2006).

Terraza	Nombre de Secuencias	Secuencias T-R	MIS	Edad según Pedoja et al. 2006 [Ka]	Época Geológica
1	VIII	Transgresión	5	130	Pleistoceno Superior
2	VII	Transgresión	7	220	Pleistoceno Medio
3	VI	Transgresión	9	330	

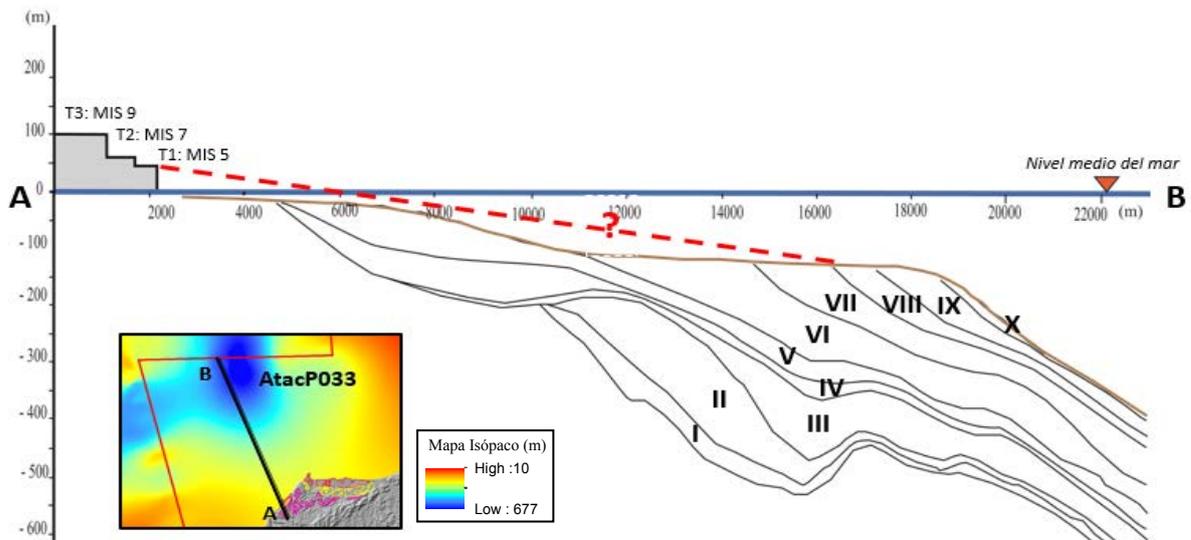


Fig. 2: Modelo preliminar del esquema que representa una tentativa correlación geométrica entre las terrazas marinas que afloran en el borde costero de Punta Galera y las secuencias marinas que se encontraron en la plataforma.

CONCLUSIONES

- Durante este estudio preliminar, frente a Galera se identificaron 10 secuencias marinas T-R, mediante una correlación con los Estadios Isotópicos Marinos o MIS se asignó edades a las secuencias desde el Pleistoceno Medio hasta el Holoceno, con base en que 10 secuencias T-R han sido encontradas en la plataforma continental hacia el sur del área de estudio, identificadas y datadas mediante el mismo criterio.
- Se propone la correlación de las terrazas costeras que afloran en el borde costero de Galera y las secuencias marinas encontradas en la plataforma continental frente a Galera, siendo que T1 corresponde a la época interglaciár de la secuencia VIII, T2 de la secuencia VII y T3 de la VI.

Referencias bibliográficas

- Catuneanu, O. (2006). *Principles of Sequence Stratigraphy* (1st ed.). Alberta: Elsevier B.V.
- Embry, A. F. (2002). *Transgressive-Regressive (T-R) Sequence Stratigraphy. Sequence Stratigraphic Models for Exploration and Production: Evolving Methodology, Emerging Models, and Application Histories: 22nd Annual*, (January 2002).
- Martillo, C. (2016). *Enregistrements Stratigraphiques des Cycles Glacio-eustatiques et de la Deformation durant le Pleistocene le long la Marge Centrale d'equateur (Exploitation des Donnees de la Campagne Atacames)*. Thèse de doctorat, L'UNIVERSITE de Nice-Sophia Antipolis, 230p. .
- Michaud F., Proust J.-N., Collot J.-Y., Lebrun J.-F., Witt C., Ratzov G., Pouderoux H., Martillo C., Hernández M.-J., Loayza G., Penafiel L., Schenini L., Dano A., Gonzalez M., Barba D., De Min L., Ponce Adams G., Urresta A. et Calderon M., *Quaternary sedimentation and active faulting along the Ecuadorian shelf: preliminary results of the ATACAMES Cruise (2012)*, Marine Geophysical Research, vol. 36, n°1, pp. 81-98, 2015.
- Paquet, F., Proust, J.N., Barnes, P.M., Pettinga, J.R., 2009. *Inner-forearc sequence architecture in response to climatic and tectonic forcing since 150 ka*: Hawke's Bay, New Zealand. J. Sediment. Res. 79 (3-4), 97–124.
- Pedoja, K., Ortlieb, L., Dumont, J.F., Lamothe, M., Ghaleb, B., Auclair, M., Labrousse, B., 2006b. *Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data*. Mar. Geol. 228 (1-4), 73–91.
- Proust J.-N., Martillo C., Michaud F., Collot J.-Y. et Dauteuil O., *Subduction of seafloor asperities revealed by a detailed stratigraphic analysis of the active margin shelf sediments of Central Ecuador*, Marine Geology, vol. 380, pp. 345–362, 2016.



SESIÓN 10

Magmatismo y volcanología
Procesos y peligros asociados



VARIACIONES GEOQUÍMICAS ESPACIALES Y TEMPORALES EN EL ARCO VOLCÁNICO ECUATORIANO

P. Samaniego (1), M.-A. Ancellin (1), S. Hidalgo (2), I. Vlastelic (1), F. Nauret (1),
D. Narvaez (1), J.-L. Le Pennec (1), C. Liorzou (3), M. Gannoun (1)

- (1) Laboratoire Magmas et Volcans, Université Clermont Auvergne, CNRS, IRD, Clermont-Ferrand, France
(2) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador
(3) Laboratoire Géosciences Océan, Brest, France

Abstract (Spatial and temporal geochemical variation in the Ecuadorian volcanic arc): Previous studies of the Ecuadorian arc revealed large across-arc geochemical trends that are consistent with a decrease of fluids and/or melts issued from the subducted slab. Based on an exhaustive geochemical database, we are able to identify important along-arc trace elements and isotopic geochemical variations that could be ascribed to variations of the nature and amount of the fluids/melts coming from the slab as well as the amount of crustal material recycled by the Ecuadorian magmas. These geochemical variations enable us to constrain the contribution of the different geochemical reservoirs (subducted slab, mantle wedge, lower and upper continental crusts) and relate them to the geodynamical setting of the Ecuadorian arc.

Palabras clave: Magmatismo de arco, Ecuador, geoquímica, isótopos
Key words: Arc magmatism, Ecuador, geochemistry, isotopes

INTRODUCCIÓN

Los magmas de arco se forman por la fusión parcial de la cuña de manto previamente metasomatizada por los fluidos y/o líquidos silicatados liberados por la placa oceánica subducida. Como resultado de estos procesos se forman magmas primitivos, los cuales raramente llegan a la superficie debido a una serie de procesos de diferenciación magmática ocurridos durante su trayecto desde la zona de fusión parcial en el manto, a través de la corteza, hasta llegar a la superficie. Así, la cuantificación de la contribución de las diferentes fuentes (e.g. la placa subducida, la cuña de manto, la corteza oceánica o continental) es una tarea difícil que necesita de diferentes herramientas geoquímicas tales como la composición de elementos mayores y trazas, y la composición isotópica de los magmas. Esta última herramienta es particularmente útil pues, a diferencia de los elementos en traza que presentan correlaciones positivas o negativas en función del grado de cristalización, las razones isotópicas no varían con la cristalización, convirtiéndolas en marcadores importantes de la contribución de las diferentes fuentes involucradas en el magmatismo de arco.

El arco volcánico ecuatoriano es el resultado de la subducción de la placa oceánica de Nazca (12-20 Ma) bajo la placa continental sudamericana. Frente al arco volcánico ecuatoriano, la placa subducida presenta dos características importantes (Fig. 1a): (1) la placa oceánica es portadora de la Cordillera asísmica de Carnegie, que es considerada como la traza del punto caliente de Galápagos sobre la placa oceánica de Nazca, la cual está siendo subducida desde hace al menos 2 Ma (Witt et al., 2006) y quizás 6-8 Ma (Gutscher et al., 1999); y (2) la placa oceánica muestra una segmentación Norte-Sur, caracterizada por la presencia de la Zona de Fractura de Grijalva (Lonsdale et al., 2005; Yepes et al., 2016), que es un escarpe que separa una corteza oceánica joven al Norte (portadora de la Cordillera de Carnegie) de una corteza oceánica más vieja al sur.

Como resultado de este proceso, el arco volcánico está constituido por varios alineamientos de volcanes, construidos sobre la Cordillera Occidental, el Valle Interandino, la Cordillera Oriental (Real) y la zona Subandina de los Andes Ecuatorianos (Fig. 1b). Una complejidad suplementaria constituye el hecho que la corteza continental es muy potente (> 50 km; Guillier et al., 2001) y litológica y geoquímicamente muy diversa, pues está constituida por rocas volcánicas y sedimentarias de naturaleza oceánica en la Cordillera Occidental (Hughes and Pilatasig, 2002; Luzieux et al., 2006; Jaillard et al., 2008), mientras que la corteza que constituye la Cordillera Oriental está constituida por rocas ígneas y metamórficas de edad Paleozoica a Mesozoica (Aspden and Litherland, 1992; Pratt et al., 2005).

Desde hace 20-25 años, dentro del marco de la cooperación científica entre el IRD y el IG-EPN, hemos estudiado y muestreado de forma exhaustiva los productos volcánicos asociados con la mayoría de los volcanes del arco ecuatoriano. Como resultado de este trabajo, contamos con una base de datos geoquímicos que comprende más de 2500 análisis de elementos mayores y trazas, una buena parte de la misma ha sido publicada en diversos artículos enfocados a la evolución petrológica de algunos de los principales volcanes del arco, así como también en varios artículos de síntesis de nuestro grupo y de otros investigadores (Bryant et al., 2006; Chiaradia et al., 2009; Schiano et al., 2010; Hidalgo et al., 2012). Gracias a esta base de datos, pudimos escoger un grupo selecto de un poco más de 70 muestras que fueron analizadas para obtener las razones isotópicas de Sr-Nd-Pb. Estas muestras provienen de alrededor de 30 centros volcánicos y cubren la totalidad de la variabilidad geoquímica del arco. Gracias a esta base de datos se puede, por la primera vez, proponer un modelo petrogenético global para el arco ecuatoriano, que incluya las variaciones espaciales a lo largo y ancho del arco, así como las variaciones temporales del magmatismo.

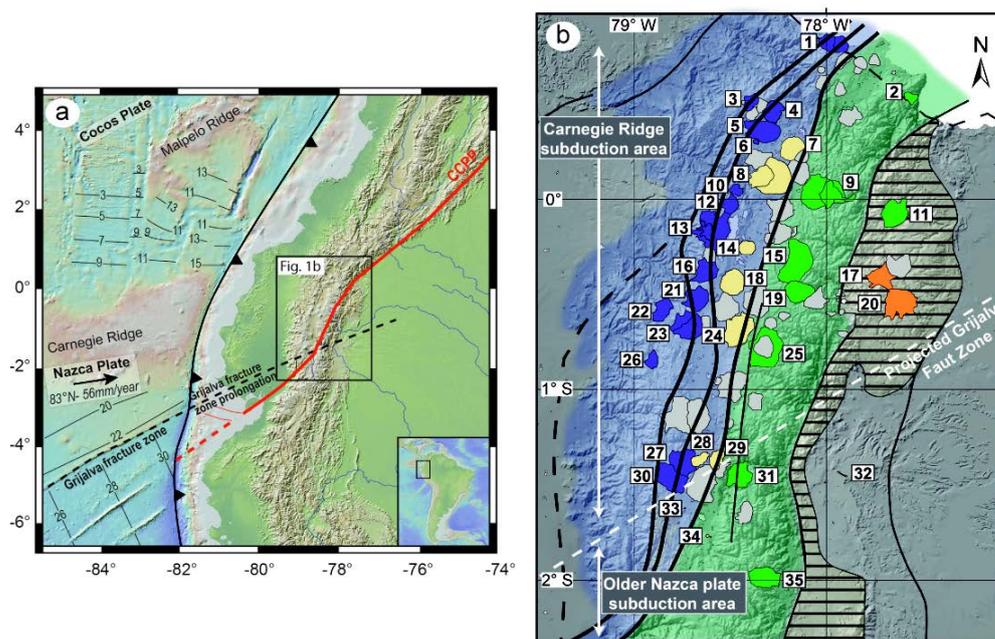


Figure 1. (a) Contexto geodinámico ecuatoriano. (b) Arco volcánico ecuatoriano incluyendo los principales volcanes del arco: (1) Chiles-Cerro Negro, (2) Soche, (3) Pilavo, (4) Chachimbiro, (5) Cotacachi, (6) Cuicocha, (7) Imbabura, (8) Mojanda-Fuya Fuya, (9) Cayambe, (10) Pululahua, (11) Reventador, (12) Casitagua, (13) Pichincha, (14) Ilaló, (15) Chacana, (16) Atacazo, (17) Pan de azúcar, (18) Pasochoa, (19) Antisana, (20) Sumaco, (21) Corazón, (22) Almas Santas, (23) Iliniza, (24) Cotopaxi, (25) Chalupas, (26) Quilotoa, (27) Carihuairazo, (28) Puñalica, (29) Huisla, (30) Chimborazo, (31) Tungurahua, (32) Conos de Puyo, (33) Conos de Calpi, (34) Conos de Licto, (35) Sangay. Modificado de [Yepes et al. \(2016\)](#) y [Ancellin et al. \(2017\)](#).

Las rocas volcánicas del arco ecuatoriano se clasifican como andesitas básicas, andesitas y dacitas calco-alcalinas de medio- a alto-K, con escasos basaltos y riolitas. Se debe señalar además la existencia de rocas subsaturadas, correspondientes a una serie alcalina, representadas por los centros volcánicos del tras-arco. A pesar de la escases de los términos más básicos, el arco ecuatoriano presenta un enriquecimiento general en MgO que se expresa por valores relativamente altos (> 50) del parámetro $Mg\#$ [$[(MgO)/(MgO+FeO^*)]$, % molar], lo que las cataloga como andesitas magnesianas. En lo que se refiere a los elementos en traza, la principal característica del arco ecuatoriano es un empobrecimiento generalizado en tierras raras pesadas (HREE) e Y, característica que ha llevado a proponer un carácter "adakítico" para el magmatismo ecuatoriano ([Monzier et al., 1997](#); [Bourdon et al., 2002, 2003](#); [Samaniego et al., 2002](#)). Diferentes modelos petrogenéticos han sido propuestos para explicar estas características. Estos modelos incluyen la fusión parcial de la placa subducida y la subsecuente interacción entre los líquidos adakíticos y la cuña del manto ([Bourdon et al., 2003](#); [Samaniego et al., 2005](#); [Hidalgo et al., 2012](#)), la fusión o asimilación de material crustal acompañada por procesos de cristalización fraccionada a alta presión ([Garrison y Davidson, 2003](#); [Bryant et al., 2006](#); [Chiaradia et al., 2009](#); [Garrison et al., 2011](#)). Desgraciadamente, estos modelos han sido muchas veces presentados como mutuamente excluyentes.

VARIACIONES ESPACIALES DEL MAGMATISMO

Una de las principales características del arco ecuatoriano es la variación sistemática de la composición química de los magmas conforme nos alejamos de la fosa. Esta zonación espacial del magmatismo se caracteriza por una aumentación en la concentración de la mayoría de los elementos incompatibles (LILE, LREE, HFSE), así como una disminución en las razones entre elementos móviles e inmóviles en el contexto de fluidos de la subducción. Estas características han sido clásicamente interpretadas en términos de la disminución de los fluidos liberados por la placa subductante y la concomitante disminución del grado de fusión parcial en la cuña mantélica ([Barragán et al., 1998](#); [Bourdon et al., 2003](#); [Bryant et al., 2006](#); [Le Voyer et al., 2008](#); [Chiaradia et al., 2009](#); [Hidalgo et al. 2012](#)). Adicionalmente, las razones isotópicas de Sr, Nd y Pb muestran una variación muy clara entre los magmas extruidos entre las dos cordilleras (Fig. 2), lo que sugiere un rol importante de la contaminación de la corteza continental superior ([Bryant et al., 2006](#); [Chiaradia et al., 2009](#); [Hidalgo et al., 2012](#)).

Los datos de nuestra base de datos permiten confirmar la zonación a través del arco, pero también, permiten por primera vez, identificar variaciones sistemáticas de la composición química de los magmas que ocurren a lo largo del arco. En particular se observa que los volcanes que constituyen el frente volcánico (i.e. aquellos ubicados sobre la Cordillera Occidental), presentan una disminución progresiva de la concentración de algunos elementos incompatibles, alcanzando valores mínimos $\sim 0.5^\circ S$ (Fig. 2). Esta variación es concomitante con razones de tierras raras (e.g. La/Yb) máximos en esta misma latitud. Cabe señalar que esta anomalía geoquímica ocurre a la misma latitud en la cual el arco presenta el mayor ancho, así como los valores más altos en elementos incompatibles de los volcanes ubicados en la Cordillera Oriental y del tras-arco. Es así mismo a ésta latitud que se tiene la mayor cantidad de centros volcánicos en el tras-arco y la ocurrencia de la mayor provincia riolítica de los Andes del Norte ([Hall et al., 2008](#)).

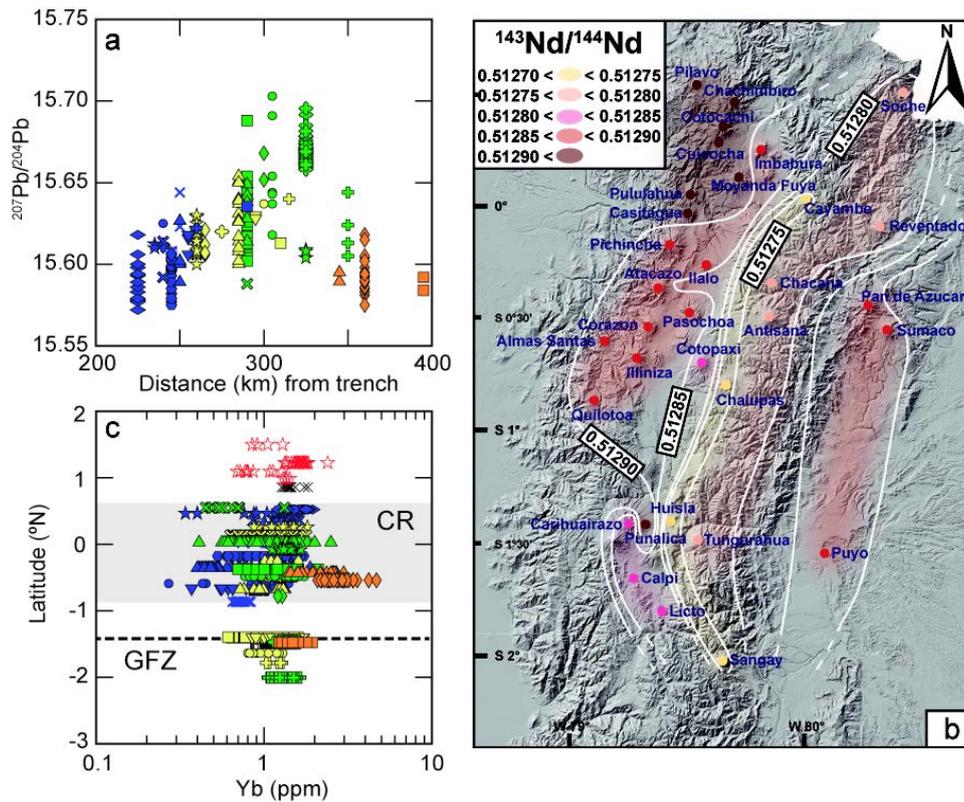


Figura 2. (a) Variación de la razón isotópica de Pb ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) vs. La distancia a la fosa. (b) Variaciones espaciales de las razones isotópicas de Sr y Nd. Para cada volcán se graficó el promedio de varios análisis. El intervalo entre las curvas de isovalores es mayor que el error de las medidas (Ancellin et al., 2017). Nótese las diferencias marcadas a través del arco, pero también las diferencias a lo largo del arco. (c) Variación de la concentración en Yb a lo largo del arco (i.e. en función de la latitud). CR – Cordillera de Carnegie, GFZ – Zona de Fractura de Grijalva. Símbolos azules - volcanes de la Cordillera Occidental, símbolos verdes - Cordillera Oriental, símbolos amarillos - Valle Interandino, símbolos naranja - Tras-arco, y símbolos rojos – volcanes de la parte sur del arco colombiano.

VARIACIONES TEMPORALES DEL MAGMATISMO

Los estudios geocronológicos y geoquímicos de detalle llevados a cabo en centros volcánicos de larga duración nos han permitido poner en evidencia variaciones sistemáticas en la composición química de los magmas. Entre los volcanes que muestran esta evolución geoquímica se tiene el Cayambe (Samaniego et al., 2005), Atacazo (Hidalgo, 2006), Mojanda-Fuya Fuya (Robin et al., 2009), Ilinizas (Hidalgo et al., 2007), y el Pichincha (Samaniego et al., 2010). En el caso del complejo volcánico Pichincha, Samaniego et al. (2010) pudo poner en evidencia una disminución marcada en Y e HREE, acompañada por un incremento en el contenido de elementos incompatibles y una disminución en las razones de elementos móviles e inmóviles (e.g. Ba/Th, Fig. 3). Estas variaciones sugieren una evolución del agente metasomático, entre un fluido acuoso (para la parte antigua del volcán) y un líquido silicatado (para la parte joven del mismo).

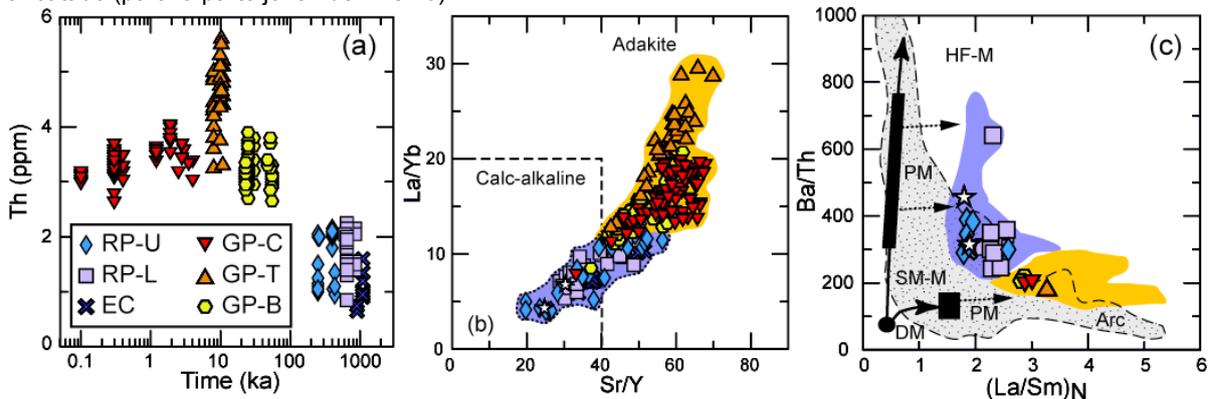


Figura 3. (a) Variación temporal de Th en función de la edad de las diferentes etapas de desarrollo del complejo Volcánico Pichincha durante el último 1 Ma (Samaniego et al., 2010). EC: El Cinto, RP-L: Rucu Pichincha - Inferior, RP-U: Rucu Pichincha - Superior, GP-B: Guagua Pichincha - Basal, GP-T: Guagua Pichincha - Toaza, Guagua Pichincha - Cristal. (b) Variación de las razones La/Yb vs. Sr/Y. (c) Variación de la razón Ba/Th vs. $(\text{La}/\text{Sm})_N$. DM: Manto empobrecido, HF-M: Agente metasomático tipo fluido acuoso, SM-M: Agente metasomático tipo líquido silicatado, PM: fusión parcial.

UN MODELO PETROGENETICO GLOBAL PARA EL ARCO VOLCANICO ECUATORIANO

Los modelos petrogenéticos propuestos para el arco ecuatoriano han sido basados ya sea en estudios de detalle de un centro volcánico o en estudios regionales en forma de transectos a través del arco. Gracias a los resultados de más de 20 años de investigación del volcanismo y magmatismo ecuatoriano hemos podido compilar una muy completa base de datos, la cual nos ha permitido confirmar muchas de las variaciones a través del arco descritas anteriormente (Barragán et al., 1998; Bourdon et al., 2003; Bryant et al., 2006; Chiaradia et al., 2009; Hidalgo et al., 2012). Adicionalmente, hemos podido, por la primera vez identificar variaciones en la composición de elementos en traza y en la firma isotópica a lo largo del arco.

Gracias al acoplamiento entre las variaciones en elementos traza (que permiten identificar el agente metamórfico) y las variaciones en la firma isotópica de los magmas (que permiten identificar la influencia crustal), se ha podido identificar y cuantificar la contribución de las diferentes fuentes para cada uno de los alineamientos de volcanes del arco ecuatoriano. Así, el aporte de la placa subducida, ya sea como fluidos acuosos o líquidos silicatados es mucho más importante en la Cordillera Occidental, mientras que el aporte de la corteza oceánica superior es mucho más importante en la Cordillera Oriental y en el tras-arco. Por otro lado, en todo el arco, se observa una contribución importante de la corteza continental inferior (Fig. 4).

Las variaciones en la composición química de los magmas observadas a lo largo del arco constituyen un argumento muy fuerte a favor de la influencia de la placa subducida sobre el magmatismo (cf. Martin et al., 2014). Esta influencia estaría asociada a la presencia de la Cordillera de Carnegie así como de una placa oceánica más joven en la parte central y norte del arco, es decir al norte de la Zona de Fractura de Grijalva. Estas dos estructuras favorecerían un régimen térmico relativamente caliente que permitiría la fusión parcial de la placa subducida y las subsecuentes interacciones a nivel del manto. Este proceso no es contradictorio con lo que ocurre a nivel crustal, en donde se observa un aporte tanto de la corteza inferior como de la corteza superior (Fig. 4)

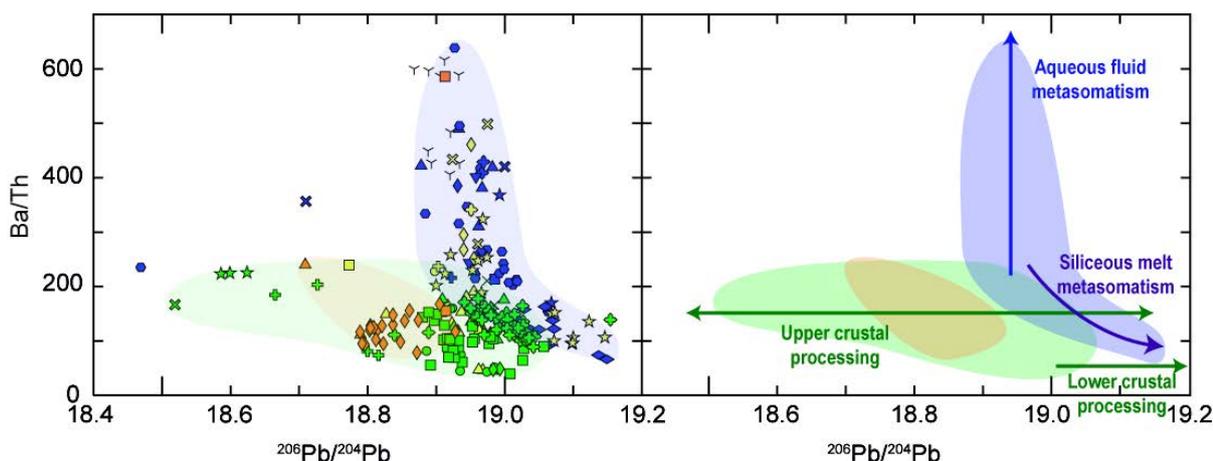


Figura 4. Variación de la razón isotópica de Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) vs. la razón Ba/Th. Dado que el Ba es un elemento móvil en fluidos acuosos mientras que el Th es inmóvil en este tipo de fluidos, la razón Ba/Th es comúnmente utilizada para identificar el tipo de fluido proveniente de la subducción. Modificado de Ancellin et al. (2017).

Finalmente, dado que se han identificado variaciones temporales importantes, especialmente en algunos centros volcánicos de larga duración (e.g. Cayambe, Samaniego et al., 2005; Mojanda-Fuya Fuya, Robin et al., 2009; Pichincha, Samaniego et al., 2010; Atacazo, Hidalgo, 2006), la siguiente etapa en el conocimiento del magmatismo ecuatoriano consiste a entender los procesos magmáticos a una escala de tiempo mayor, pasando de un estudio de unos cuantos cientos de miles de años a un estudio que incluya la evolución global del arco a la escala de los últimos 1-2 Ma.

Agradecimientos: Este trabajo es el resultado de más de 20 años de colaboración entre el IRD y el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional. De manera directa o indirecta, este trabajo incluye información de una serie de investigaciones de varios colegas del IRD y del IG-EPN, así como de estudiantes de la EPN y de varias universidades francesas. Este trabajo está dedicado a la memoria de nuestros entrañables colegas M. Monzier y J.-P. Eissen.

Referencias bibliográficas

- Ancellin, M.A., Samaniego, P., Vlastélic, I., Nauret, F., Gannoun, A., Hidalgo, S. (2017) Across-arc versus along-arc Sr-Nd-Pb isotope variations in the Ecuadorian volcanic arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18.
- Aspden, J.A. & Litherland, M. (1992) The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205(1-3), 187-204.
- Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Innocenti, F., Navarro, J.M. & Santacrose, R. (1988) Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. *Geological Magazine*, 125(1), 1-14.

- Barragan, R., Geist, D., Hall, M.L., Larson, P., & Kurz, M. (1998) Subduction controls on the compositions of lavas from the Ecuadorian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 154, 153–166.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Monzier, M., Robin, C., Martin, H., Cotten, J., & Hall, M.L. (2002) Adakite-like Lavas from Antisana Volcano (Ecuador): Evidence for slab melt metasomatism beneath the Andean Northern Volcanic Zone. *Journal of Petrology*, 43, 199–217.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Gutscher, M.-A., Monzier, M., Hall, M.L., & Cotten, J. (2003) Magmatic response to early aseismic ridge subduction: The Ecuadorian margin case (South America). *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3–4), 123–138.
- Bryant, J., Yogodzinski, G.M., Hall, M.L., Lewicki, J.L., & Bailey, D.G. (2006) Geochemical constraints on the origin of volcanic rocks from the Andean Northern volcanic zone, Ecuador. *Journal of Petrology*, 47(6), 1147–1175.
- Chiaradia, M., Müntener, O., Beate, B., & Fontignie, D. (2009) Adakite-like volcanism of Ecuador: Lower crust magmatic evolution and recycling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158(5), 563–588.
- Garrison, J.M., & Davidson, J.P. (2003) Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes. *Geology*, 31(6), 565–568.
- Garrison, J.M., Davidson, J.P., Hall, M.L., & Mothes, P. (2011) Geochemistry and petrology of the most recent deposits from Cotopaxi Volcano, Northern Volcanic Zone, Ecuador. *Journal of Petrology*, 52(9), 1641–1678.
- Guillier, B., Chatelain, J.-L., Jaillard, E., Yepes, H., Poupinet, G., & Fels, J.-F. (2001) Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central-northern Ecuador (South America). *Geophysical Research Letters*, 28(19), 3749–3752.
- Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J. Y. (1999) Tectonic segmentation of the North Andean margin: Impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3–4), 255–270.
- Hall, M.L., Samaniego, P., Le Pennec, J.-L., & Johnson, J.B. (2008) Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 1–6.
- Hidalgo, S. (2006) Les interactions entre magmas calco-alkalins "classiques" et adakitiques: exemple du complexe volcanique Atacazo-Ninahuilca (Equateur). Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand, 333 pp.
- Hidalgo, S., Gerbe, M.C., Martin, H., Samaniego, P., & Bourdon, E. (2012) Role of crustal and slab components in the Northern Volcanic Zone of the Andes (Ecuador) constrained by Sr–Nd–O isotopes. *Lithos*, 132–133, 180–192.
- Hidalgo, S., Monzier, M., Martin, H., Chazot, G., Eissen, J.-P., & Cotten, J. (2007) Adakitic magmas in the Ecuadorian Volcanic Front: Petrogenesis of the Iliniza Volcanic Complex (Ecuador). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(4), 366–392.
- Hughes, R.A., & Pilatasig, L.F. (2002) Cretaceous and tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 345(1–4), 29–48.
- Jaillard, E., Bengtson, P., Ordoñez, M., Vaca, W., Dhondt, A., Suárez, J., & Toro, J. (2008) Sedimentary record of terminal Cretaceous accretions in Ecuador: The Yunguilla Group in the Cuenca area. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(2), 133–144.
- Le Voyer, M., Rose-Koga, E.F., Laubier, M., & Schiano, P. (2008) Petrogenesis of arc lavas from the rucu pichincha and pan de azucar volcanoes (Ecuadorian arc): Major, trace element, and boron isotope evidences from olivine-hosted melt inclusions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(12).
- Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404(3–4), 237–264.
- Luzieux, L.D.A., Heller, F., Spikings, R.A., Vallejo, C.F., & Winkler, W. (2006) Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3–4), 400–414.
- Martin, H., Myoen, J.-F., Guitreau, M., Blichert-Toff, J. & Le Pennec, J.-L. (2014) Why Archean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zones. *Lithos* 198–199, 1–13.
- Monzier, M., Robin, C., Hall, M.L., Cotten, J., Mothes, P., Eissen, J.-P., & Samaniego, P. (1997) Les adakites d'Équateur: modèle préliminaire. *C. R. Acad. Sci. Paris* 324, 545–552.
- Pratt, W.T., Duque, P. & Ponce, M. (2005) An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 399, 251–278.
- Robin, C., Eissen, J.-P., Samaniego, P., Martin, H., Hall, M.L., & Cotten, J. (2009) Evolution of the late Pleistocene Mojanda-Fuya Fuya volcanic complex (Ecuador), by progressive adakitic involvement in mantle magma sources. *Bulletin of Volcanology*, 71(3), 233–258.
- Samaniego, P., Martin, H., Robin, C. & Monzier, M. (2002) Transition from calc-alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: Insights into slab melts and mantle wedge interactions. *Geology* 30, 967–970.
- Samaniego, P., Martin, H., Monzier, M., Robin, C., Fornari, M., Eissen, J.-P., & Cotten, J. (2005) Temporal evolution of magmatism in the Northern Volcanic Zone of the Andes: The geology and petrology of cayambe volcanic complex (Ecuador). *Journal of Petrology*, 46(11), 2225–2252.
- Samaniego, P., Robin, C., Chazot, G., Bourdon, E., & Cotten, J. (2010) Evolving metasomatic agent in the Northern Andean subduction zone, deduced from magma composition of the long-lived Pichincha volcanic complex (Ecuador). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(2), 239–260.
- Schiano, P., Monzier, M., Eissen, J.-P., Martin, H., & Koga, K.T. (2010) Simple mixing as the major control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(2), 297–312.
- Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jimenez, N., Sosson, M. (2006) Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. *Tectonics* 25, TC3017.
- Yepes, H., Audin, L., Alvarado, A., Beauval, C., Aguilar, J., Font, Y., & Cotton, F. (2016) A new view for the geodynamics of Ecuador: Implication in seismogenic source definition and seismic hazard assessment. *Tectonics*, 35(5), 1249–1279.

ESCENARIOS ERUPTIVOS EN EL VOLCÁN CAYAMBE Y CONSTRUCCIÓN DE UN ÁRBOL DE EVENTOS

B. Bernard (1), P. Samaniego (2)

- (1) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. bbernard@igepe.n.ec
(2) Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal-CNRS-IRD, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France. Pablo.samaniego@ird.fr

Abstract (Eruptive scenarios at Cayambe volcano and building of an event tree): Cayambe is an active stratovolcano located in the Eastern Cordillera (Ecuador). Due to its frequent Holocene activity and recent unrest, we propose to update the eruptive scenarios in order to improve hazard assessment. In addition to the two scenarios (S2 and S3) used to create the current hazard map, two smaller scenarios (S0 and S1) are characterized in order to better account the diversity of eruptions at Cayambe. Then the current unrest is assessed using an event tree where the nodes 1 to 5 are fed with geological and geophysical data. We conclude that the unrest observed until end of november 2016 was probably associated to the magmatic or hydrothermal system. Even though, the probability of an eruption at mid-term (1 month) remained below par and most probably it would have produced a small eruption with mainly tephra falls and lahars.

Palabras clave: Cayambe, escenarios eruptivos, árbol de eventos

Key words: Cayambe, eruptive scenarios, event tree

INTRODUCCIÓN

El volcán Cayambe (Lat. 00°01'.72 N, Long. 77°79'.13 E, 5790 m snm) está ubicado en la Cordillera Real del Ecuador, a 60 km al Nororiente de Quito (capital del Ecuador) y a 15 km al Oriente de la ciudad de Cayambe (39 000 habitantes, INEC 2010). El Cayambe es un gran volcán compuesto (24 km E-W, 18 km N-S, 2200-2800 m de relieve) cubierto por un glaciar de ~18 km² de superficie y 30-50 m de espesor. Según Samaniego et al. (2005) la construcción del Cayambe empezó hace más de 1.1 Ma y tuvo una historia larga y compleja que permitió el desarrollo de un volcán basal, el Viejo Cayambe, sobre el cual se edificó el Nevado Cayambe, constituido por sus tres cumbres orientadas en dirección W-E. Los productos asociados a su actividad eruptiva Holocénica son principalmente domos y flujos de lava, corrientes de densidad piroclásticas, lahares y caídas de tefra (Samaniego, 1996).

El Cayambe es un volcán activo que ha presentado numerosas erupciones durante el Holoceno (Hall and Mothes, 1994). El registro de la actividad más reciente del Cayambe incluye entre 18 y 21 erupciones en los últimos 4000 años, las mismas que están distribuidas en tres periodos de actividad volcánica (Samaniego et al., 1998). El primer periodo se habría dado entre 3800 y 3500 años AP (Antes del Presente); el segundo entre 2500 y 1700 años AP; y el último inició hace 1100 años. La última erupción del Cayambe ocurrió en los años 1785-1786 (Ascásubi, 1802) y se la describe como una erupción subglaciar que habría producido caídas moderadas de ceniza (hasta 13 mm) en Cayambe y habría terminado con un flujo de lava o un lahar en el año 1786. En base al estudio geológico del Cayambe se realizó una evaluación de los peligros asociados con este volcán, la cual incluye un mapa de peligros volcánicos (Samaniego et al., 2002) y un folleto informativo (Samaniego et al., 2004).

La actividad sísmica reciente del Cayambe (IGEPN, 2016a; IGEPN, 2016b) ha motivado una nueva evaluación de los peligros asociados a este volcán. El primer paso de la evaluación de los peligros volcánicos es la definición y caracterización de los escenarios eruptivos en base al conocimiento geológico del Cayambe. En este trabajo se presentan los escenarios propuestos por Samaniego et al. (2002; 2004) y se propone extenderlos para cubrir la amplia variedad de dinamismos y tamaños de erupciones en el Cayambe (Samaniego, 1996; Samaniego et al., 1998; Samaniego et al., 2005). Para ayudar a la preparación de los parámetros eruptivos, los cuales son difíciles de obtener con el conocimiento volcánico-físico actual del Cayambe, se hace una comparación con los escenarios propuestos para erupciones silíceas preparado por Mastin et al. (2009). Adicionalmente se propone construir los cinco primeros nodos del árbol de eventos según Newhall y Hoblitt (2002) como herramienta para la evaluación del peligro volcánico.

1. ESCENARIOS PRE-EXISTENTES

En el trabajo de Samaniego et al. (2004) se describen los dos escenarios graficados en el mapa de peligros (Samaniego et al., 2002). El primero corresponde a una erupción de tamaño moderado (Índice de Explosividad Volcánica IEV = 3-4) caracterizada por la formación de un domo o un flujo de lava viscosa en los flancos Norte u Oriental. La destrucción explosiva o por colapso gravitacional de este domo podría formar corrientes de densidad piroclásticas y lahares por la probable fusión del casquete glaciar. Adicionalmente se podrían producir caídas de tefra en zonas pobladas en función de la dirección y velocidad del viento (Figura 1). Este escenario se basa en el evento llamado "San Marcos" cuyos productos acumulados al pie del volcán permitieron la formación de la laguna del mismo nombre (flanco Norte). Este evento, correspondiente a una erupción peleana, fue datado de manera indirecta en 380 años AP (*Anno Domini* A.D. ~1570) (Samaniego et al.,

1998). Los depósitos de corrientes de densidad piroclásticas de tipo “bloques y ceniza” asociados a esta erupción cubren un área de $\sim 6.9 \text{ km}^2$ y tienen un volumen aproximado de 0.4 km^3 (Samaniego, 1996). Estos depósitos son correlacionados a depósitos de caída de tefra en la turbera de Cayambe, a $\sim 4 \text{ km}$ al WSW de la cumbre del volcán. En esta turbera el depósito de caída mide $\sim 16 \text{ cm}$ de espesor. En los últimos 4000 años, se han producido 4 erupciones de tamaño similar al evento “San Marcos”. Existe un caso particular si se diera el crecimiento de un domo en la cumbre o en el sector occidental lo que podría afectar al flanco occidental del volcán. Sin embargo este caso no ha ocurrido en los últimos 10 000 años. El escenario “San Marcos” podría ser asimilado al escenario S2 en Mastin et al. (2009) en el cual el análogo a nivel mundial sería la erupción del volcán Spurr en 1992.

El segundo escenario corresponde a una erupción más grande ($\text{IEV} \geq 4$). En este escenario se propone que el colapso de una columna eruptiva grande (tipo Reventador 2002) produzca corrientes de densidad piroclásticas que afectarían todos los flancos del volcán formando grandes lahares (Figura 1). En este caso el alcance de la caída de tefra sería mucho más importante que en el escenario tipo San Marcos (Samaniego et al., 2004). No hay evidencias geológicas de una erupción de este tamaño en los últimos 10 000 años. En la historia geológica del Cayambe hay un gran depósito de corriente de densidad piroclástica de tipo “ignimbrita” en el valle del Río la Chimba con un espesor estimado entre 60 y 80 m. La edad del evento “la Chimba” es probablemente un poco mayor a 10 000 – 11 000 años AP (Samaniego, 1996). Este tipo de erupción pliniana es menos frecuente pero más destructivo que las erupciones peleanas y en Ecuador existen varios volcanes con este dinamismo como el Atacazo y el Guagua Pichincha (Hidalgo et al., 2008; Robin et al., 2008). En el mundo se han registrado varias erupciones plinianas durante las últimas décadas como en el Chichón (México, 1982) y el Chaitén (Chile, 2008) (Varekamp et al., 1984; Castro and Dingwell, 2009). Por las similitudes (historia volcánica, naturaleza, composición de las lavas) entre el Cayambe y los otros volcanes antes mencionados se estima que un escenario “la Chimba” es posible aunque muy poco probable. El escenario “la Chimba” podría ser asimilado al escenario S3 en Mastin et al. (2009) en el cual el análogo a nivel mundial sería la erupción del volcán Mount St. Helens en 1980.

En el mapa de peligros (Samaniego et al., 2002) aparece también el límite para una avalancha de escombros hacia el Norte o hacia el Occidente. Esto se basa en la ocurrencia de avalanchas de escombros (por lo menos dos) en la historia del volcán. Además las similitudes entre el Cayambe y otros volcanes como el Mount St. Helens (Lipman and Mullineaux, 1981) apoya la posibilidad de un evento similar aunque sea muy poco probable.

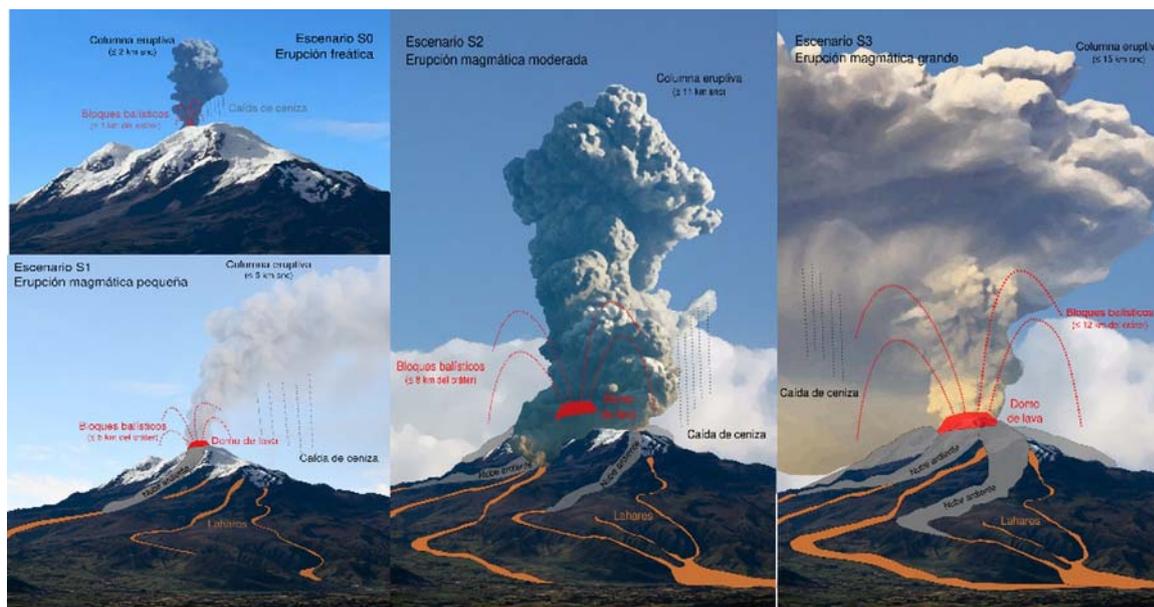


Figura 1: Escenarios eruptivos para el volcán Cayambe. S0: erupción freática; S1: tipo “1785-1786”; S2: tipo “San Marcos”; S3: tipo “la Chimba”.

2. NUEVOS ESCENARIOS

La historia eruptiva del Cayambe muestra que el volcán ha tenido erupciones de menor tamaño como la ocurrida en 1785-1786 (Samaniego et al., 1998). Según los datos obtenidos en la turbera, el Cayambe ha tenido ~ 15 erupciones de tamaño similar o un poco más grande que la erupción de 1785-1786 en los últimos 4000 años (Samaniego et al., 2004). No se tiene mucha información sobre estos eventos por lo cuál es necesario recurrir a análogos en la literatura o erupciones en Ecuador para definir estos escenarios. En base a la descripción de Ascázubi (1802) se puede esperar una erupción de tamaño similar a las erupciones del Cotopaxi (2015, umbral bajo) o Tungurahua (Julio 2013, Febrero-Abril 2014, umbral alto) (Hall et al., 2015; Bernard et al., 2016). En este tipo de erupción los dinamosos son muy variados y podrían producirse erupciones hidromagmáticas y/o vulcanianas. Los fenómenos asociados a este escenario son principalmente caídas de piroclastos y lahares pequeños. Este escenario es más probable que el escenario “San Marcos” ya que es por lo menos 3 veces más frecuente en los últimos 4000 años. El escenario “1785-1786” podría ser asimilado al escenario S1 en Mastin et al. (2009) en el cual el análogo a nivel mundial sería la erupción del volcán Ruapehu en 1996.

En los últimos años, y en particular desde la reactivación del Cotopaxi en 2015, el Cayambe ha sido una de la montañas más escaladas en Ecuador lo que presenta un problema de seguridad para los andinistas en caso de una erupción muy pequeña de tipo freática. En 2014, la erupción freática del Ontake San (Japan) cobró la vida de por lo menos 58 personas (Tsunematsu et al., 2016), siendo la erupción más mortífera en Japón en más de un siglo. Las erupciones freáticas son imprevisibles y comunes en volcanes con casquete glaciario como el Cayambe. En este escenario el principal peligro son los proyectiles balísticos en la zona cercana al cráter. No existe este escenario en Mastin et al. (2009) pero se podría comparar a las erupciones del Guagua Pichincha (1981, 1993), del Mount Tongariro (2012) o del Ontake San (2014). Proponemos llamar este escenario S0.

Finalmente la erupción del Nevado de Huila en 2008 (Pulgarín et al., 2015) permite definir un último escenario basado en la similitud de composición, casquete glaciario, y dinamisismos eruptivos con el Cayambe. Durante esta erupción de tamaño pequeño se produjo un lahar gigante de ~350-400 millones de m³. Este tipo de evento es muy poco frecuente pero, debido a las similitudes entre el Cayambe y el Nevado de Huila, es necesario considerarlo.

3. ÁRBOL DE EVENTOS

Los árboles de eventos son comúnmente utilizados en volcanología para representar escenarios en cascada con una clara relación de causa/consecuencia entre los fenómenos (Newhall and Hoblitt, 2002). Adicionalmente es una herramienta práctica para calcular la probabilidad de ocurrencia de un evento o de un fenómeno. La estructura de un árbol de eventos es simple con niveles o nodos que van desde procesos más generales a resultados cada vez más específicos. En el esquema publicado existen 9 nodos con especificidad creciente. Sin embargo, aquí consideramos solamente los 5 primeros debido a que para completar los siguientes se necesita realizar estudios geológicos detallados, simulaciones numéricas y análisis de la vulnerabilidad los cuales están fuera del alcance de este trabajo.

3.1. Nodos

Cada nodo puede ser verbalizado como una pregunta y cada rama que sale del nodo es una respuesta posible. Hemos cambiado ligeramente la estructura del árbol de evento de Newhall y Hoblitt (2002) para ajustarse al caso del Cayambe y a la ventana de tiempo que queremos explorar al momento de la evaluación del peligro volcánico. Por cuestiones prácticas esta ventana de tiempo fue definida en 1 mes. Los criterios para asignar una probabilidad a las respuestas de cada pregunta deben ser basadas en argumentos estrictamente objetivos y en el caso del Cayambe son basados en los resultados del monitoreo y en la historia eruptiva del volcán. La Tabla 1 sintetiza los criterios utilizados para justificar la asignación de probabilidad.

Nudo	Pregunta	Respuesta	Criterio
1. Agitación	Se observó una agitación en el Cayambe durante el último mes?	Si / No	Datos de monitoreo (sismicidad, deformación, gas).
2. Origen	Cuál es el origen de la agitación?	Tectónica / Hidrotermal / Magmática	Participación mediante un voto de un grupo de expertos
3. Evolución	Cuál será la evolución de la agitación dentro de un mes?	Sin erupción / erupción freática / erupción magmática	Estadísticas sobre los periodos de agitación del Cayambe y de volcanes análogos modificado en base a los datos de monitoreo
4. Tamaño	Cuál será el escenario de una posible erupción?	S0 / S1 / S2 / S3	Historia eruptiva del Cayambe y estadística en volcanes análogos modificado en base a los datos de monitoreo
5. Fenómenos	Cuáles serán los fenómenos producidos en una posible erupción?	Gas / caída de piroclastos / lava / corriente de densidad piroclástica / lahar / avalancha de escombros	Historia eruptiva del Cayambe y estadística en volcanes análogos modificado en base a los datos de monitoreo

Tabla 1: Definición de los nudos del árbol de eventos para el volcán Cayambe.

3.2. Árbol de eventos

A raíz de la agitación (unrest) observada desde Junio 2016, y en base a los resultados de monitoreo y del análisis de la historia eruptiva del volcán Cayambe se realizó un árbol de eventos para este volcán. El árbol de eventos presentado en este trabajo fue elaborado el 28 de noviembre de 2016. Para responder a la pregunta del nodo 1 se utilizó principalmente los datos de sismicidad y deformación del edificio volcánico (IGEPN 2016a). El conteo sísmico (~1250 eventos) y la amplitud de la señal sísmica (RSAM hasta 14) en el mes de noviembre alcanzaron valores muy superiores al promedio registrado en el periodo 2004-2016. Adicionalmente se observó una pequeña deformación del volcán. Por eso la probabilidad de una agitación fue de 80%. Para responder a la pregunta del nodo 2 se realizó una votación por un grupo de expertos del IGEPN a partir de información más

detallada sobre la posible fuente de la agitación. La migración del enjambre sísmico debajo del volcán y la presencia de sismos de tipo largo periodo, asociados a movimientos de fluidos, limitaron la probabilidad de una agitación tectónica (7%). La presencia a olor a azufre le dio peso a una agitación hidrotermal (35%) mientras que la coherencia entre la aparición de la anomalía sísmica y de la deformación apoyó a un origen magmático (58%). Para responder a la pregunta del nodo 3 se analizó estadísticamente bases de datos nacionales e internacionales sobre agitaciones en volcanes. Los resultados mostraron que una agitación tectónica con sismos de magnitud <6 no provocaron erupciones (el más grande en el Cayambe fue de 3.7 hasta la fecha). Las agitaciones hidrotermales provocaron erupciones en solo 30% de los casos mientras que las agitaciones magmáticas provocaron erupciones en el 70% de los casos. Es importante notar que es posible que estos valores sean sobreestimados debido a la falta de información sobre agitaciones que no provocaron erupciones. El nodo 4 se basa en la historia eruptiva del volcán Cayambe para la probabilidad de los escenarios S1 (75% de las erupciones durante los últimos 4000 años) y S2 (25%). Sin embargo se puso más peso a los escenarios S0 (24%) y S1 (64%), debido a las características de la agitación y en particular la presencia de una deformación muy limitada del edificio volcánico, bajando la probabilidad de erupciones más grande tipo S2 (11%) y S3 (1%). Finalmente se utilizó la información disponible sobre el Cayambe y volcanes de composición y dinamisismos eruptivos similares para responder a la pregunta del nodo 5. El resultado del análisis indica que en caso de erupción los fenómenos más probables son las caídas de piroclastos (100%) y los lahares (91%). Las emisiones de gas (50%) y de lava (51%) son probables mientras las corrientes de densidad piroclásticas son menos probables (34%). Por su baja recurrencia las avalanchas de escombros son muy poco probables (2%). La síntesis de esta información en el árbol de eventos permite identificar que a la fecha del 28 de noviembre de 2016, la probabilidad de tener una erupción en el próximo mes era de ~41% y que en caso de erupción sería una erupción pequeña (S0 o S1).

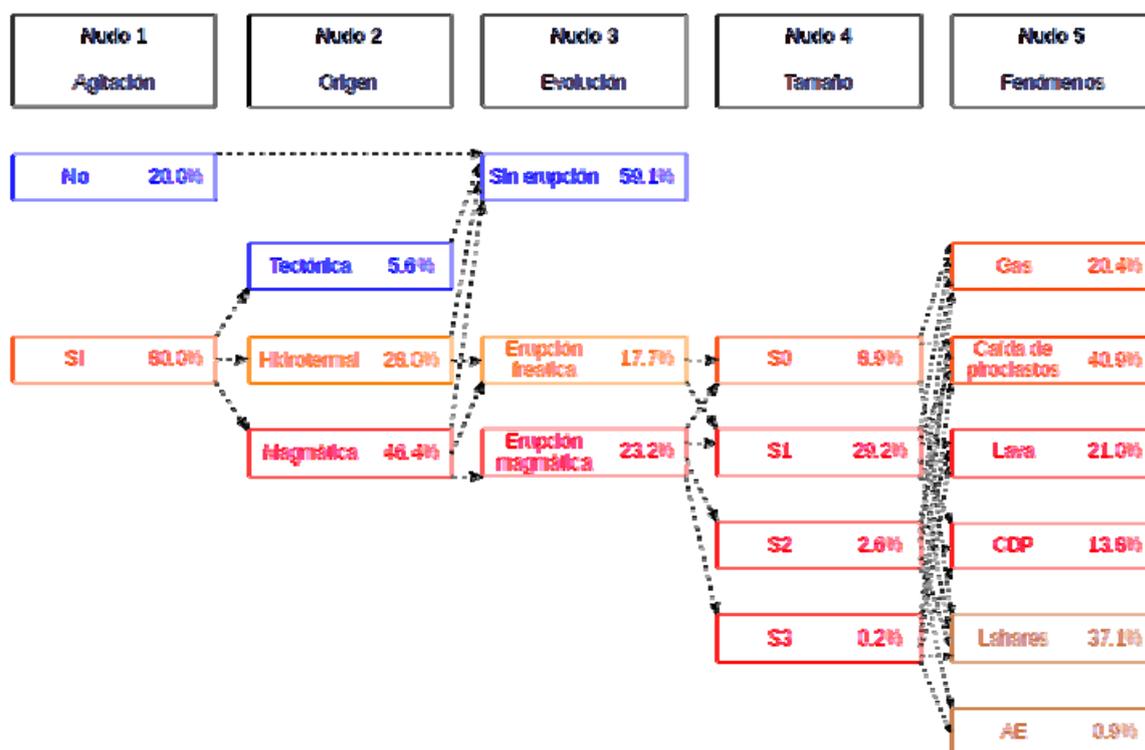


Figura 2: Árbol de eventos para el volcán Cayambe, realizado el 28/11/2016.

CONCLUSIONES

En este trabajo presentamos los escenarios eruptivos potenciales en caso de una reactivación del volcán Cayambe, incluyendo dos nuevos escenarios para erupciones freáticas y erupciones magmáticas pequeñas. Cada escenario está descrito con su fenomenología asociada. Utilizamos un árbol de eventos para estimar la probabilidad de una agitación (unrest) del Cayambe así como su origen. El 28 de noviembre de 2016 el volcán Cayambe se encontraba probablemente en agitación magmática o hidrotermal, sin embargo la probabilidad de una erupción a mediano plazo (1 mes) era todavía baja. En base a los datos de monitoreo y a la historia eruptiva del volcán se obtiene que en caso de entrar en actividad lo más probable sea la ocurrencia de una erupción pequeña (S0 o S1) con caídas de ceniza y lahares de tamaño pequeño a moderado. Las perspectivas de este trabajo son: 1) preparar los parámetros eruptivos para los escenarios descritos con el objetivo de realizar simulaciones numéricas y actualizar el mapa de peligro del Cayambe; y 2) realizar el seguimiento de la agitación actual del Cayambe con una herramienta objetiva.

Referencias bibliográficas

- Ascázubi JJ (1802) Carta al Barón Alexander von Humboldt. In: Alexander von Humboldt. Briefe aus Amerika, 1799-1804, von Ulrike Moheit. Akademik Verlag, Berlin, pp 174–176
- Bernard B, Battaglia J, Proaño A, Hidalgo S, Vásconez F, Hernandez S, Ruiz M (2016) Relationship between volcanic ash fallouts and seismic tremor: quantitative assessment of the 2015 eruptive period at Cotopaxi volcano, Ecuador. *Bull Volcanol* 78:80. doi: 10.1007/s00445-016-1077-5
- Castro JM, Dingwell DB (2009) Rapid ascent of rhyolitic magma at Chaiten volcano, Chile. *Nature* 461:780–783. doi: 10.1038/nature08458
- Hall M, Mothes P (1994) Tefrostratigrafía Holocénica de los Volcanes Principales del Valle Interandino, Ecuador. *Estud Geogr* 6:47–67.
- Hall ML, Steele AL, Bernard B, Mothes PA, Vallejo SX, Douillet GA, Ramón PA, Aguaiza SX, Ruiz MC (2015) Sequential plug formation, disintegration by Vulcanian explosions, and the generation of granular Pyroclastic Density Currents at Tungurahua volcano (2013–2014), Ecuador. *J Volcanol Geotherm Res* 306:90–103. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2015.09.009
- Hidalgo S, Monzier M, Almeida E, Chazot G, Eissen J-P, van der Plicht J, Hall M (2008) Late Pleistocene and Holocene activity of the Atacazo-Ninahuilca Volcanic Complex (Ecuador). *J Volcanol Geotherm Res* 176:16–26.
- IGEPN (2016a) Informe Especial - Volcán Cayambe N°3 - Anomalías sísmicas.
- IGEPN (2016b) Informe Especial - Volcán Cayambe N°1 - Anomalía en la actividad sísmica.
- Lipman PW, Mullineaux DR (1981) The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington.
- Mastin LG, Guffanti M, Servranckx R, Webley P, Barsotti S, et al. (2009) A multidisciplinary effort to assign realistic source parameters to models of volcanic ash-cloud transport and dispersion during eruptions. *J Volcanol Geotherm Res* 186:10–21. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2009.01.008
- Newhall CG, Hoblitt RP (2002) Constructing event trees for volcanic crises. *Bull Volcanol* v. 64:3–20.
- Pulgarín B, Cardona C, Agudelo A, Santacoloma C, Calvache M, Murcia C, Cuéllar M, Medina E, Balanta R, Calderón Y (2015) Erupciones Recientes del Volcán Nevado del Huila: Lahares Asociados y Cambios Morfológicos del Glaciar. *Bol Geológico* 43:75–87.
- Robin C, Samaniego P, Le Pennec J-L, Mothes P, van der Plicht J (2008) Late Holocene phases of dome growth and Plinian activity at Guagua Pichincha volcano (Ecuador). *J Volcanol Geotherm Res* 176:7–15. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2007.10.008
- Samaniego P (1996) Estudio vulcanológico y petrológico de la historia reviente del volcán Cayambe. Tesis Ing. Geologo, Escuela Politécnica Nacional
- Samaniego P, Eissen J-P, Monzier M, Robin C, Alvarado A, Yepes H (2004) Los peligros volcánicos asociados con el Cayambe, IG-EPN, IRD. Corporación Editora Nacional
- Samaniego P, Martin H, Monzier M, Robin C, Fornari M, Eissen J-P, Cotten J (2005) Temporal evolution of magmatism in the Northern Volcanic Zone of the Andes: the geology and petrology of Cayambe Volcanic Complex (Ecuador). *J Petrol* 46:2225–2252. doi: 10.1093/petrology/egi053
- Samaniego P, Monzier M, Robin C, Eissen J-P, Hall ML, Mothes PA (2002) Mapa de los peligros potenciales del volcán Cayambe.
- Samaniego P, Monzier M, Robin C, Hall ML (1998) Late Holocene eruptive activity at Nevado Cayambe Volcano, Ecuador. *Bull Volcanol* 59:451–459. doi: 10.1007/s004450050203
- Tsunematsu K, Ishimine Y, Kaneko T, Yoshimoto M, Fujii T, Yamaoka K (2016) Estimation of ballistic block landing energy during 2014 Mount Ontake eruption. *Earth Planets Space* 68:88. doi: 10.1186/s40623-016-0463-8
- Varekamp JC, Luhr JF, Prestegard KL (1984) The 1982 eruptions of El Chichon Volcano (Chiapas, Mexico): Character of the eruptions, ash-fall deposits, and gasphase. *J Volcanol Geotherm Res* 23:39–68.

DELIMITACIÓN DE ZONAS AMENAZADAS POR LAHARES EN EL DRENAJE OCCIDENTAL DEL NEVADO CAYAMBE

F. Vásconez (1), D. Andrade (1), B. Bernard (1), S. Hidalgo (1)

(1) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. fvasconez@igepn.edu.ec

Delimitation of lahar hazard zones in the western drainages of Cayambe volcano: Cayambe is an active volcano located in the Cordillera Real. The city of Cayambe, which has ~39.000 inhabitants, extends along the western's flank. Since mid-2016 signs of volcanic unrest have been recorded by the Instituto Geofísico (IG). Additionally, "andinistas" have reported sulfur smell and new crevasses in the volcano. These evidences have alerted the authorities and community. The first Hazard Map of Cayambe was published in 2002 and it broadly represented an eruptive scenario that occurred in 1570. Nowadays, new DEM as well as improved computational tools allow us to perform more reliable simulations about volcanic phenomena and thus obtain detailed results. Both, pyroclastic flows and lahars have been modelled using the same input parameters as 2002 map, but on a 10m - and - 4m pixel DEM and using the code VolcFlow. Finally, we have obtained a new, more detailed lahar hazard map, which has been validated with fieldwork.

Palabras clave: Cayambe, lahares, VolcFlow

Key words: Cayambe, lahar, VolcFlow

INTRODUCCIÓN

El Cayambe es un volcán activo ubicado en la parte norte de la Cordillera Real del Ecuador, a 60 km al Nor-Oriente de Quito y a 15 km al Oriente de la ciudad de Cayambe misma que cuenta con aproximadamente 39 mil habitantes (INEC, 2010). La parte somital del volcán está formada por un complejo de domos, que constituyen varias cumbres entre los cuales destaca la cumbre occidental con una altura de 5790 m snm. Sobre la cota de los 4800 m el volcán está cubierto por un casquete glaciar que cubre un área aproximada de 17,73 km² (Cáceres, 2010). La zona Oriental corresponde a un edificio volcánico reciente, llamado Nevado Cayambe de edad menor a 200 mil años y se caracteriza por presentar pendientes fuertes y topografía accidentada. Por otro lado, la zona Occidental corresponde a un edificio más antiguo llamado Viejo Cayambe de edad mayor a 1 millón de años (Fig. 1a) el cual tiene un relieve más suave y erosionado (Samaniego et al., 1998). Se ha identificado que en los últimos 4000 años han ocurrido entre 18 a 20 eventos eruptivos (Samaniego et al., 1998) (Fig. 1b) de los cuales el más reciente tuvo lugar entre 1785-1786 (Ascázubi, 1802). En base a los estudios geológicos, estadísticamente el volcán Cayambe tiene un periodo de recurrencia de sus erupciones de aproximadamente 200 años (Samaniego et al., 1998).

En el año 1988 el Instituto Geofísico instaló el primer sismógrafo permanente en el volcán Cayambe. Desde ese entonces hasta el año 2003 la actividad sísmica de base del volcán está caracterizada por sismos asociados al movimiento de fluidos (magma), conocidos como LP, así como a sismos asociados al fracturamiento de rocas, denominados volcano-tectónicos (VT). Entre los años 2001 y 2005 ya se registraron notables incrementos en la actividad sísmica del volcán, aunque siempre retornó a su nivel de base (Fig. 2a). A mediados de 2016 se registró un nuevo incremento en la actividad sísmica (Fig. 2b), este fue mayor en los meses de Junio y Octubre (Informes Especiales del volcán Cayambe 1, 2, 3, 4 y 5, Instituto Geofísico), acompañado de una leve anomalía en la deformación del volcán. Adicionalmente, andinistas reportaron un incremento del "olor a azufre" en las partes altas del volcán y el apareamiento de nuevas grietas en la cumbre máxima (Informe Especial del volcán Cayambe N° 5). Estos indicios sugieren que están

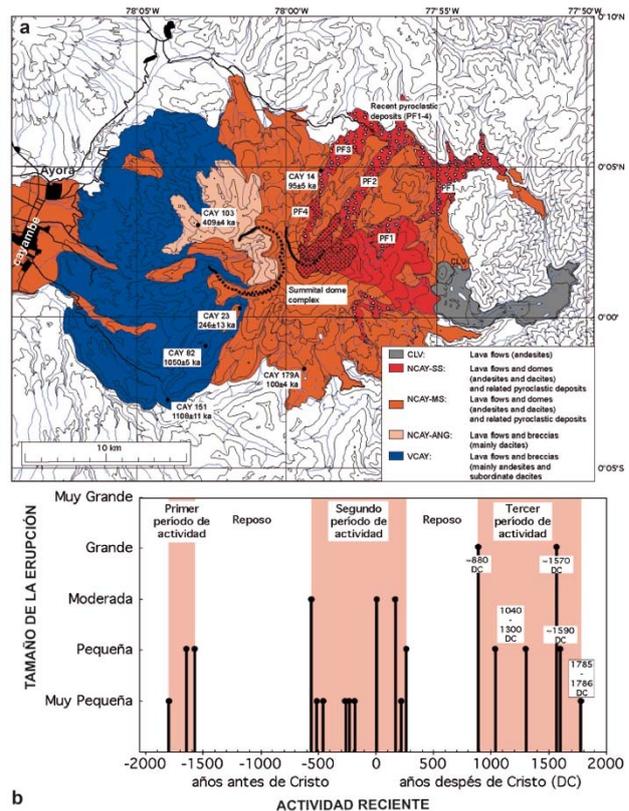


Fig. 1: a) Mapa geológica del volcán Cayambe, en azul viejo Cayambe (> 1 millón de años), café y rojo Nevado Cayambe (< 200 mil años). Tomado de Samaniego et al., 2004. b) Cronología eruptiva del volcán Cayambe (últimos 4000 años). Tomado de Samaniego et al. 2002

ocurriendo cambios al interior del volcán, por lo que es necesario reforzar el monitoreo y la comunicación con las autoridades. Adicionalmente, se ha considerado necesario actualizar el mapa de peligros publicado por el Instituto Geofísico en el 2002, sobretodo en lo que respecta a la amenaza por lahares hacia la zona occidental del volcán (Ciudad de Cayambe).

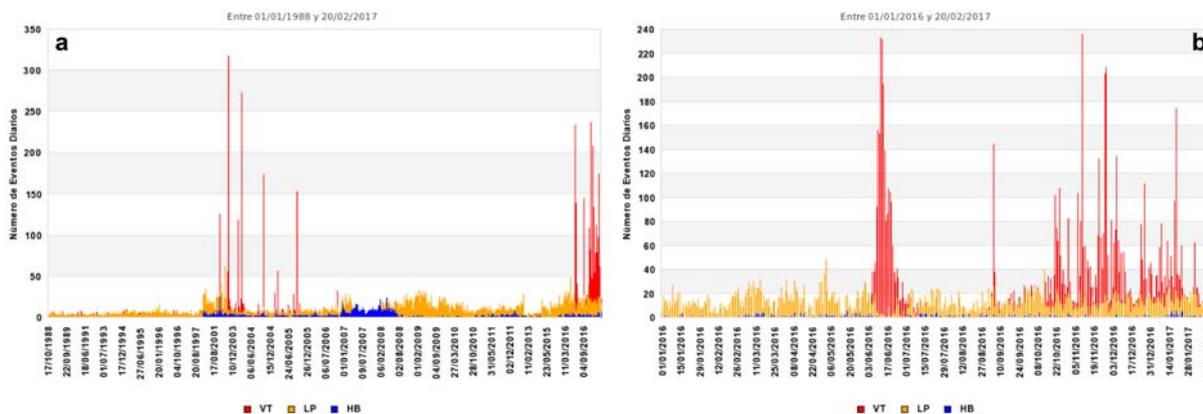


Fig. 2: Registro de la actividad sísmica del Volcán Cayambe: a) desde 1988 hasta febrero 2017. b) Enero 2016 – Febrero 2017. Barras rojas corresponden a los eventos VT y en naranja los eventos LP (Fuente: IGEPN).

METODOLOGÍA Y RESULTADOS

Para determinar las características de los lahares a modelarse se consideró el mismo escenario del mapa de peligros publicado en 2002, escenario S2 (San Marcos, ~1570; Samaniego et al., 2002). Durante la historia eruptiva del volcán Cayambe se evidencia la existencia de varios ventos eruptivos y por tanto, se consideraron dos alternativas para la erupción: a) S2a (más probable), si la erupción ocurre en la cumbre Oriental, se producirían lahares secundarios de tamaño moderado en los drenajes occidentales por la removilización de ceniza acumulada en las partes altas del volcán y b) S2b (menos probable), si la erupción ocurre en la cumbre Occidental, se producirían lahares primarios grandes en los drenajes del río Blanco y Guachalá por el derretimiento súbito de una porción de la capa nieve y hielo del glaciar del volcán debido a la ocurrencia de flujos piroclásticos (Samaniego et al., 2002 & 2004).

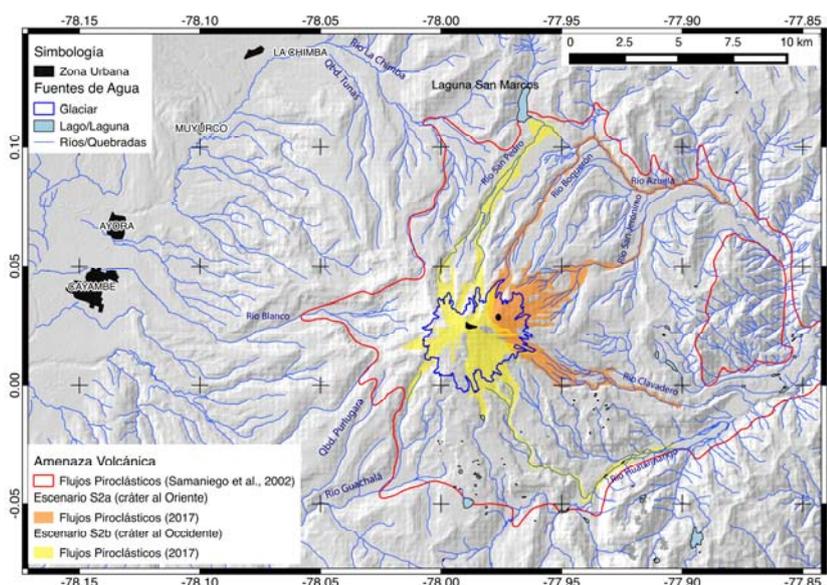


Fig. 3: Potenciales áreas afectadas por la ocurrencia de Flujos Piroclásticos en el volcán Cayambe. La línea roja corresponde al área definida para estos fenómenos en el mapa de Amenazas del volcán Cayambe 2002 (Samaniego et al., 2002). Las zonas en naranja y amarillo representan respectivamente los resultados de las simulaciones realizadas con VolcFlow para los escenarios S2a (erupción en la cumbre Oriental) y S2b (erupción en la cumbre Occidental).

Ejemplos recientes en Ecuador de erupciones de tamaño y dinamisos similares a S2 son las del Guagua Pichincha en Octubre 1999 (umbral bajo) y del Reventador en Noviembre 2002 (umbral alto). La frecuencia de estos eventos en el Cayambe es de ~5 eventos en los últimos 4000 años (Samaniego et al., 2002 & 2004).

Bajo este escenario se simuló flujos piroclásticos tipo Tungurahua 2006 (Kelfoun et al., 2009) y tipo Merapi 2010 (Charbonnier y Gertisser, 2012; Charbonnier et al., 2013) usando el código VolcFlow (Kelfoun y Druitt, 2005) y un MDT de 30 metros de resolución. Tanto los flujos de escoria (Tungurahua 2006), como los de bloques y ceniza por colapso de domos de lava (Merapi 2010) son fenómenos que han ocurrido durante la historia pasada del volcán Cayambe.

Como resultado del modelamiento de flujos piroclásticos se puede concluir que los drenajes de la zona Norte y Oriental serían los que mayores probabilidades tienen de formar lahares primarios de tamaño grande (50 Mm³) por el derretimiento parcial de nieve y glaciar sin importar si la erupción ocurriera en el cumbre Oriental u Occidental del volcán (fig. 3). Por otra parte, los drenajes al occidente (Río Blanco) y sur-occidente (Río Guachalá) se verían

afectados por lahares primarios solamente si la erupción ocurre en la cumbre o flanco occidental del volcán, escenario S2b. Con los resultados obtenidos se hizo una aproximación del área del glaciar que sería afectada por los flujos piroclásticos siendo esta entre 1,6 y 1,9 km². Con esta información se estimó el volumen de agua que potencialmente se produciría por el derretimiento parcial del glaciar (8 - 10 millones de m³) tomando un valor promedio de 5 metros de espesor de hielo y nieve que se podría fundir por la interacción con los flujos piroclásticos en base a observaciones hechas en la erupción de 1985 del Nevado del Ruiz - Colombia (Thouret, 1990; Pierson et al., 1990). A ese volumen de agua se le añadió un 45-50% adicional correspondiente al material rocoso que forma parte del lahar. Este análisis permitió determinar un volumen total máximo para lahares primarios en la zona Occidental de 14.5-18 millones de m³ (tabla 1).

Escenario	Tipo de Flujo Piroclástico	Drenaje Afectado	Área del glaciar afectado por los Flujos Piroclásticos	Volumen de agua derretida (5 m Thouret, 1990)	Volumen del Lahar Primario
S2b	Flujo de escoria (Tungurahua 2006)	Sur y Occidental	1,6 km ²	8 Mm ³	14.5 Mm ³
Cumbre Occidental	BAF (Merapi 2010)	Sur y Occidental	1,9 km ²	10 Mm ³	18 Mm ³

Tabla 1: Estimación del volumen de agua de glaciar derretida por la generación de flujos piroclásticos y flujos de bloques y ceniza en el volcán Cayambe y del potencial volumen de los lahares primarios, para el escenario S2, evento tipo San Marcos (1570 AD).

Modelamiento de lahares primarios (Escenario S2b – menos probable): El volumen de 15 millones de m³ fue dividido entre los drenajes del río Blanco (5 millones) y Guachalá (10 millones), con base a los resultados del modelamiento de flujos piroclásticos en la cumbre occidental y el análisis de las cuencas hidrográficas. Además, se utilizó un MDT con pixel de 10 metros (Fig. 4a) y otro de 4 metros de resolución solo para la zona de la ciudad de Cayambe (Fig. 4b). Para el modelamiento de lahares primarios se utilizaron los parámetros reológicos definidos en Gueugneau (2014). Los resultados de las simulaciones permitieron observar que en las zonas altas los lahares permanecen dentro de su cauce natural y cuando llegan a zonas más bajas (pe. ciudad de Cayambe) estos podrían desbordarse del cauce, inundando zonas más amplias. Para la ciudad de Cayambe (río Blanco) se estimaron tiempos de arribo entre 30 y 40 min, velocidades entre 15-20 km/h, caudales pico entre 2000 y 4000 m³/s y calados entre 1 y 7 metros. Por otra parte, para el drenaje del río Guachalá se estimaron tiempos de arribo al sector de las piscinas de Ishigto de entre 01h00 y 01h10, velocidades entre 20-24 km/h, caudales pico entre 6500-7500 m³/s y espesores entre 2 y 10 metros.

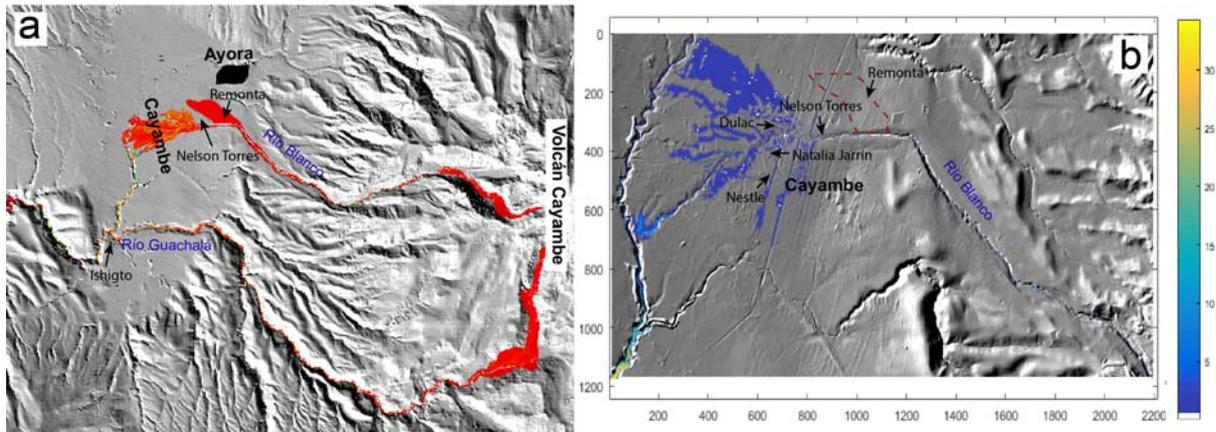


Fig. 4: a) Resultado del modelamiento de lahares primarios para los ríos Blanco y Guachalá (MDT 10m) b) mapa de espesores para el drenaje del río Blanco (MDT 4m) en la ciudad de Cayambe los lahares tienen calados entre 0,5 y 7 metros.

Modelamiento de lahares secundarios (Escenario S2a – más probable): Lo más probable en caso de una reactivación del Cayambe es que ocurran lahares secundarios de tamaño moderado en los drenajes occidentales, principalmente en los ríos la Chimba, Blanco y Guachalá, puesto que nacen en zonas más altas del volcán Cayambe, donde existe mayor probabilidad de acumular ceniza durante un periodo eruptivo. En base a la experiencia que el Instituto Geofísico tiene con este tipo de fenómenos se tomó como referencia casos de lahares secundarios que han ocurrido en los volcanes: Tungurahua, Cotopaxi y Chimborazo. De esta experiencia se sabe que lahares secundarios en el Tungurahua y Cotopaxi suelen tener volúmenes máximos de 100 mil m³ (Almeida, 2016; Andrade y Almeida, 2016) y para el Chimborazo de hasta 700 mil m³ (Vásconez et al, 2016). Fundamentados en estas consideraciones se tomó como peor escenario 1 millón de m³ en los drenajes occidentales (La Chimba, Tunas, Purlugara y Guachalá). Y solo para el río Blanco se consideró un volumen de 2,5 millones de m³ con el objetivo de guardar un margen de seguridad por si llegase a ocurrir un evento más grande de lo observado en otros volcanes, o en caso que eventos menores se repitan en cortos periodos de tiempo y tengan un efecto acumulativo. Estos volúmenes totales fueron utilizados para realizar simulaciones de lahares secundarios para la zona occidental (Fig. 5), al igual que en el caso anterior se utilizó MDTs de 10 y 4m de resolución y los parámetros reológicos definidos en Vásconez et al., 2016. Los resultados de las simulaciones permitieron observar que en las

zonas altas los lahares permanecen dentro de su cauce natural y cuando llegan a zonas más bajas (pe. ciudad de Cayambe) estos se desbordan inundando zonas más amplias al igual que en el caso anterior (S2b).

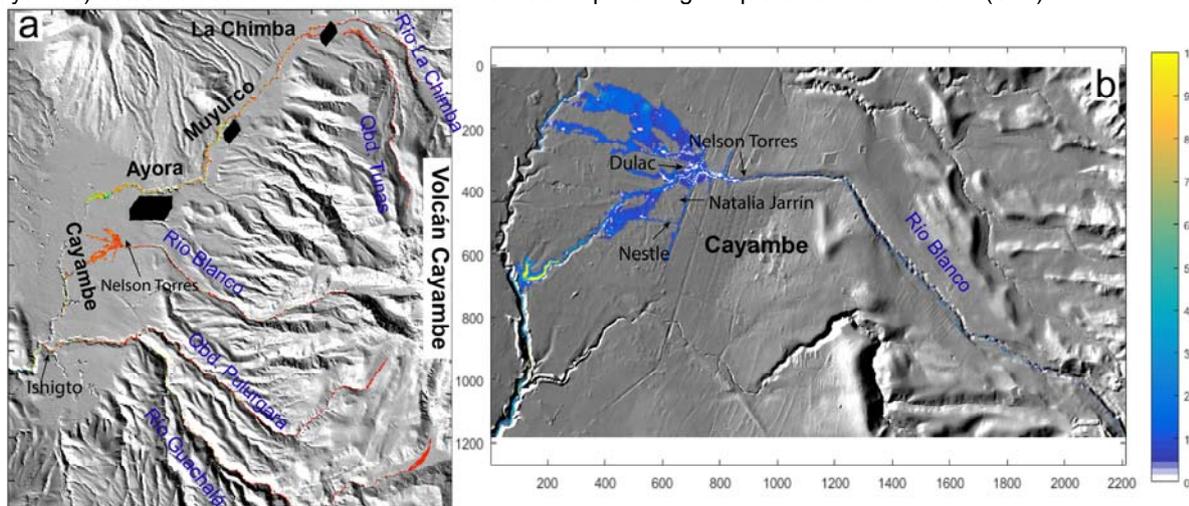


Fig. 5: a) Resultado del modelamiento de lahares secundarios para los ríos La Chimba, Blanco y Guachalá y quebradas Tunas y Pulurgara (MDT 10m) con un volumen de 1 Mm^3 para cada quebrada b) mapa de espesores para el drenaje del río Blanco (MDT 4m), solo en este drenaje se consideró un volumen de $2,5 \text{ Mm}^3$ con el objetivo de guardar un margen de seguridad en caso de que ocurra un evento más grande de lo observado en otros volcanes. En la ciudad de Cayambe el lahar tiene calados de 1 a 3 metros.

Poblado	Distancia desde la fuente (km)	Tiempo de arribo	Velocidad promedio (km/h)	Calados (m)	Caudal (m^3/s)
La Chimba	Qbd. La Chimba: 5	00h30-00h40	8 - 10	1 - 3	200 - 900
	Qbd. Tunas: 10	00h40-00h45	13 - 15		
Muyurco	11 - 15	01h00-01h30	10 - 15	1 - 5	250 - 1300
Ayora	18 - 22	01h30-02h00	9 - 12	2 - 7	450 - 1500
Cayambe	10	00h40 a 01h00	10 - 13	1 - 3	180 - 700
Ishigto	Qbd. Purlugara: 19	01h15-01h40	12 - 16	2 - 7	300 - 1600
	Río Guachalá: 24				

Tabla 2: Tabla de resultados del modelamiento de lahares secundarios para el flanco occidental del volcán Cayambe.

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

Los modelos matemáticos son sistemas de ecuaciones que intentan reproducir algún aspecto de la realidad; si dicho modelo se ajusta a lo observado se acepta el modelo como válido o representativo. Bajo esta premisa se realizó validación de los resultados del modelamiento en campo. Se realizaron secciones transversales en los ríos Blanco, San José y Guachalá y se reconoció depósitos laháricos de eventos eruptivos pasados. Las secciones realizadas utilizando un distanciómetro son ligeramente mayores a las obtenidas con el MDT utilizado en el modelamiento; esto significa que los resultados obtenidos a partir de las simulaciones no subestiman el potencial alcance de los eventos laháricos. Por otra parte se comprobó en campo que el sector de “La Remonta” (Fig. 4a) junto al colegio Nelson Torres (vía a la parroquia Ayora) ha sido afectado por flujos laháricos en erupciones del pasado reciente del volcán. Por tanto, a pesar de que esta zona no es afectada al usar un MDT de mayor detalle (Fig. 4b) fue considerada en la actualización del mapa de amenazas por lahares primarios del volcán Cayambe.

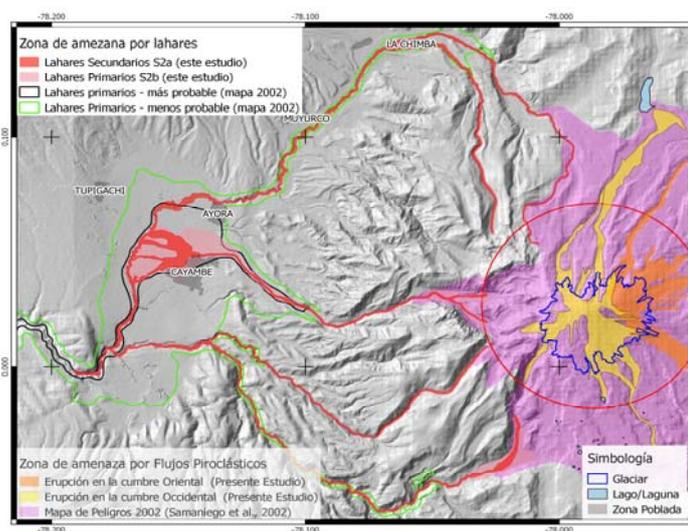


Fig. 6: Comparación de las zonas potencialmente afectadas por lahares en el flanco occidental del volcán Cayambe (mapa 2002 vs este trabajo).

El trabajo de campo permitió reconocer el alto grado de exposición de ciertas zonas pobladas en el río Blanco, incluso con eventos más pequeños que los representados en la actualización del mapa de amenazas por lahares pueden afectar a poblaciones e infraestructura. Las áreas definidas en este trabajo son notablemente más pequeñas que las publicadas en el mapa de amenazas del 2002 (fig. 6). Los nuevos modelos digitales de terreno a detalle (4 metros de resolución por pixel) y las nuevas herramientas computacionales para simular fenómenos volcánicos (VolcFlow) y corregir errores de escala (Topohazard) nos permitieron definir nuevas zonas que potencialmente podrían ser afectadas por lahares primarios y secundarios en el flanco occidental del volcán Cayambe de darse una reactivación.

CONCLUSIONES

- El volcán Cayambe ha tenido actividad eruptiva significativa en los últimos 4 mil años, la misma que permite definir al menos cuatro escenarios eruptivos. En dichos escenarios se menciona que los lahares son fenómenos que pueden ocurrir durante las erupciones del volcán, por lo que se debe determinar las zonas que estarían potencialmente expuestas.
- De los escenarios eruptivos se desprende que dos tipos de lahares pueden formarse y afectar los drenajes occidentales del volcán Cayambe. En primer lugar, lahares secundarios pueden ocurrir siempre que exista acumulación de ceniza en los flancos altos del Cayambe y ocurran lluvias que removilicen el material. En segundo lugar, lahares primarios pueden ocurrir en caso de que una erupción ocurra en la zona de la cumbre occidental y forme flujos piroclásticos que derritan partes del glaciar del volcán.
- Para el caso de los lahares primarios, se estima que los volúmenes máximos estarían en el orden de los 15 millones de m³. El modelaje de flujos de este tamaño ha permitido determinar las zonas que podrían ser potencialmente afectadas por un evento de ese tipo en los drenajes de los ríos Blanco (5 Mm³) y Guachalá (10 Mm³). Siendo el primero el que pone a más población en riesgo. En base a la historia eruptiva del Cayambe este escenarios es poco probable.
- Para el caso de los lahares secundarios, se estima que los volúmenes máximos estarían en el orden de los 2.5 millones de m³ para el drenaje del río Blanco y en 1 millón de m³ para los drenajes de los ríos La Chimba y Guachalá y quebradas Tunas y Pulurgara. El modelaje de flujos de este tamaño ha permitido determinar las zonas que podrían ser potencialmente afectadas por un evento de ese tipo en los drenajes occidentales.
- Trabajo de campo realizado en la zona de estudio indica que los resultados del modelaje son confiables y que representan eventos sucedidos en el pasado reciente del volcán Cayambe.
- Los resultados finales permiten definir nuevas zonas que potencialmente serían afectadas por flujos laháricos estas zonas son notablemente más pequeñas que las publicadas en el mapa de 2002 y deberían ser utilizadas por los organismos de emergencia para elaborar sus planes de contingencia y definir zonas seguras y rutas de evacuación.

Agradecimientos: Al Centro de monitoreo sísmico y volcánico Terras del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional por su invaluable aporte en el monitoreo del volcán Cayambe señalado en la figura 2.

Referencias bibliográficas

- Andrade, D., & Almeida, S. (2016). A general and simple methodology to calibrate seismic instruments for lahar flow quantification: preliminary results from Tungurahua and Cotopaxi volcanoes, Ecuador. *Cities on Volcanoes 9*, Chile.
- Charbonnier, S.J., Gertisser, R. (2012). Evaluation of geophysical mass flow models using the 2006 block and ash flows of Merapi Volcano, Java, Indonesia: Towards a short-term hazard assesment tool. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 231-232, 87-108 pp. □
- Gueugneau, V. (2014). Evaluation du logiciel VolcFlow pour la simulation numérique de lahars et application aux risques associés. Rapport de Travail d'Etude et de Recherche (TRE). Université Blaise Pascal Clermont II. France, 25 pp. □
- IGEPN, 2016. Informe Especial – Volcán Cayambe N°1, 2, 3, 4 y 5. Consultado el 04/02/2017 disponible en: <http://www.igepn.edu.ec/cayambe-informes/cay-especiales/cay-e-2016>
- Kelfoun, K., Samaniego, P., Palacios, P., Barba, D. (2009). Testing the suitability of frictional behavior for pyroclastic flow simulation by comparison with a well-constrained eruption at Tungurahua volcano (Ecuador). *Bull. Volcanology* 71, 1057–1075.
- Marrero, J-M., Vásconez, F., Espín, P., Sierra, D., Yepes, H., Pastor, J., Erazo, C., Estrella, C., Mothes, P. (2016). Topohazard, a methodology to improve lahar hazard maps for a better emergency and urban planning. *Cities on Volcanoes 9*, Chile.
- Samaniego, P., Monzier, M., Robin, C., Hall, M.L. (1998). Late Holocene eruptive activity at Nevado Cayambe Volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology* 59: 451-459.
- Samaniego, P., Michel Monzier, Claude Robin, Jean-Philippe Eissen, Minard L. Hall, Patricia A. Mothes, and H. Yepes. (2002) "Mapa de Los Peligros Potenciales Del Volcán Cayambe". Instituto Geofísico, Quito.
- Samaniego P., Eissen J-P., Monzier M., Robin C., Alvarado A., Yepes H. (2004). Los peligros volcánicos asociados con el Cayambe. Instituto Geofísico, Quito, 95 pp.
- Thouret, Jean-Claude. "Effects of the November 13, 1985 Eruption on the Snow Pack and Ice Cap of Nevado Del Ruiz Volcano, Colombia." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 41, no. 1–4 (1990): 177–201.
- Vásconez, F., Maisincho, L., Cáceres, B., Telenchana, E., Argoti, C., Marrero, J-M., Almeida, S., Hidalgo, S., Bernard, B., Lema, V., Andrade, D., Ramón, P. (2016). Glacier Hazard: The Case of Secondary Lahars in Yambo Rumi Ravine at Chimborazo Volcano (Ecuador). *Cities on Volcanoes 9*. Chile.

EVIDENCIAS DE LA DESTRUCCIÓN DE POBLADOS PREHISPÁNICOS POR LAHARES DEL VOLCÁN CAYAMBE EN LA SIERRA NORTE

E. Simbaña (1), F. Vásquez (2), A. Vásquez (3)

- (1) Departamento de Arqueología, Universidad Católica del Perú, Av. Universitaria 1801 y San Miguel, Lima, Perú. edn.sm@hotmail.com
- (2) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito.
- (3) Department of Liberal Arts and Sciences, University College Freiburg, Bertoldstraße 17, 79098 Freiburg im Breisgau, Alemania.

Evidences of the Destruction of Prehispanic Populations by Lahars of Cayambe Volcano in the Northern Highlands: Since ~800 AD until Inca invasion (1500), the Caranqui culture occupied the region where nowadays the city of Cayambe is located. Their settlements expanded uphill along the Blanco River, where agricultural land was most productive, i.e. La Remonta area. The Cayambe volcano, having had various eruptions over the last 4000 years, must have posed many challenges to prehispanic populations inhabiting this zone. Since the Blanco River acts as one of the main drainage systems of the volcano, during an eruption the area of La Remonta is affected by lahars flowing down the river canyon and flooding adjacent land. By means of this study, the assumption that such volcanic events have caused the destruction of prehispanic settlements was proven by the identification of pottery and lithic objects within a laharic deposit in La Remonta area. More in depth investigations of this archeological site are, however, impeded by present urban sprawl.

Palabras clave: volcán Cayambe, cultura Caranqui, flujos de lodo, cerámica

Key words: Cayambe volcano, Caranqui culture, lahar, pottery

INTRODUCCIÓN

La Sierra Norte presenta una larga historia ocupacional que comienza con el Periodo Pre-cerámico (10.000 – 3500 a.C.), continúa con el Periodo Formativo (3.500 – 500 a.C.) hasta llegar al periodo de Desarrollo Regional (500 a.C. – 500 d.C.), el cual es seguido por el Periodo de Integración (500 – 1500 d.C.) hasta la conquista Inca (Molestina, 2011). Además, esta zona tiene una gran cantidad de volcanes potencialmente activos y activos (Hall et al., 2008; Bernard y Andrade, 2011).

El Cayambe es un volcán activo que está ubicado a 60 km al Nororiente de la ciudad de Quito y a 15 km al Oriente de la ciudad de Cayambe con 39 mil habitantes (INEC, 2010). Sobre la cota de los 4800 m el volcán está cubierto por un casquete glaciar que cubre un área aproximada de 17,73 km² (Cáceres, 2010). La zona Oriental corresponde a un edificio volcánico reciente, llamado Nevado Cayambe de edad menor a 200 mil años y se caracteriza por presentar pendientes fuertes y topografía accidentada. La zona Occidental, por otro lado, corresponde a un edificio más antiguo llamado Viejo Cayambe de edad mayor a 1 millón de años el cual tiene un relieve más suave y erosionado (Samaniego et al., 1998).

Según Samaniego (1998), en los últimos 4000 años han ocurrido entre 18 y 20 eventos eruptivos, de los cuales el más reciente tuvo lugar entre 1785-1786 (Ascázubi, 1802); estadísticamente el volcán Cayambe tiene un periodo de recurrencia de 200 años. Además, se han identificado tres periodos de actividad intercalados por periodos de reposo de entre 600 a 1000 años (Samaniego et al., 1998; 2002; 2004; fig. 1a). De esta cronología es lógico suponer que, en algún momento de la prehistoria, la población local se enfrentó a alguno de estos procesos eruptivos y que, además, existen pruebas contundentes de tales eventos que han sido poco investigados. Samaniego (2004), reporta que en numerosos sitios de la llanura de Cayambe se han encontrado a poca profundidad del suelo fragmentos de cerámica pre-incaica contenidos en depósitos de flujos

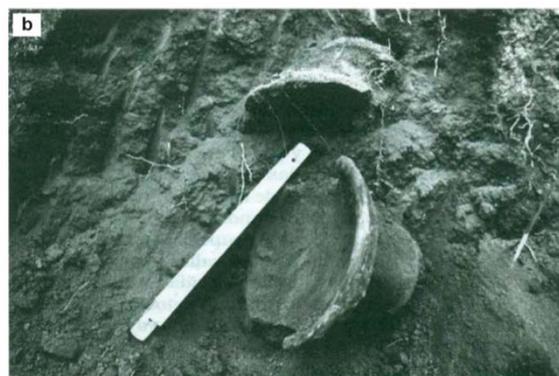
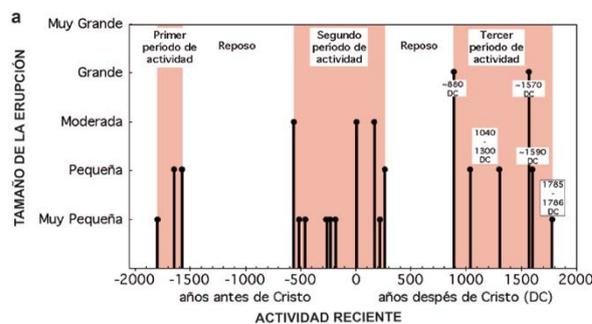


Fig. 1: a) Cronología eruptiva del volcán Cayambe (últimos 4000 años). Tomado de Samaniego et al., 2002. b) Fragmentos de cerámica pre-incaica encontrados en la planicie de Cayambe en un depósito lahárico de edad 260±120 d.C.. Tomado de Samaniego et al., 2004.

de lodo (lahares). En uno de ellos se encontró restos orgánicos que fueron fechados en 260 ± 120 d.C. correspondiente al final del segundo periodo de actividad del volcán Cayambe (fig. 1a y b).

Bajo estas consideraciones, las evidencias geológicas y arqueológicas encontradas en este estudio representan un indicador cronológico cultural que permite inferir edades relativas de eventos destructivos a los cuales se enfrentaron las poblaciones prehispánicas. Estos eventos destructivos bien podrían repetirse dada la recurrencia de las erupciones del volcán Cayambe y las recientes anomalías registradas por el Instituto Geofísico, reportadas desde mediados de junio 2016 en sus informes especiales (Informes Especiales del volcán Cayambe 1, 2, 3, 4 y 5, Instituto Geofísico).

METODOLOGÍA Y RESULTADOS

La historia ocupacional en la Sierra Norte y Sur ha sido ampliamente influenciada por eventos volcánicos (Athens, 1999; Guillaume-Gentil, 2008; Hall y Mothes, 2008; Rostain, 2012; Le Pennec et al., 2013) debido a la alta densidad volcánica y tasa eruptiva de los volcanes del Ecuador continental (Hall et al., 2008; Bernard y Andrade, 2011; Santamaría et al., 2016) afectando la actividad humana en distintas partes y formas. Por ejemplo: el sitio arqueológico Rumipamba, que se encuentra en las laderas del complejo volcánico Pichincha, es uno de los sitios mejor preservados que contiene trazas urbanas de pueblos prehispánicos. Sus canales de escorrentía además de encausar el agua procedente de las laderas del volcán, durante los procesos eruptivos se convertían en rutas de tránsito de lahares. Los estudios demuestran que las erupciones del Guagua Pichincha frenaron el avance del asentamiento y provocaron el abandono definitivo de sus zonas agrícolas (Molestina, 2011).

El mapa de Peligros volcánicos asociados al Cayambe publicado en 2002 claramente identifica las zonas más propensas a ser afectadas por lahares (flujos de lodo), mismos que ponen en riesgo a la población actual. Además, las evidencias arqueológicas encontradas en el sector de La Remonta (antiguamente hacienda La Florida, vía a la parroquia de Ayora, fig. 2b) confirman que la población local ya ha sido afectada en tiempos pre-incaicos por este tipo de fenómenos (Samaniego et al., 2004).



Fig. 2: a) Mapa de la zona de ocupación de la cultura Caranqui en la Sierra Norte del Ecuador. Tomado de Ontaneda, 2011. b) La Remonta, zona de estudio de esta investigación.

Un primer recorrido en el sector de la Remonta permitió encontrar varios fragmentos líticos (hechos en obsidiana) y cerámicos sobre la superficie que provienen de los estratos superficiales que fueron removidos por maquinaria pesada otros fragmentos probablemente fueron removidos durante la actividad agrícola (arado) que hasta hace pocos años atrás se encontraba en esta zona. El material encontrado está mezclado y no tiene contexto, por lo cual es difícil aseverar a qué periodo o fase corresponde, aunque no cabe duda que pertenece a la cultura Caranqui que se extendía desde el Sur de la provincia de Carchi, la totalidad de la provincia de Imbabura y el Norte de la provincia de Pichincha (Athens, 1980; fig. 2a). Adicionalmente, se encontraron algunos cortes recientemente hechos por maquinaria, los cuales contienen material cultural dentro de un depósito lahárico (120 cm) que está sobreyacido por una capa de suelo (50 cm). Este estrato no está disturbado, por lo que no es producto de ningún relleno contemporáneo (fig. 3). Los fragmentos analizados cubren una zona amplia en las cercanías del drenaje del río Blanco en la ciudad de Cayambe. Sin embargo, no se puede determinar el tamaño exacto de la dispersión de los restos culturales ya que se desconoce la ubicación y extensión del asentamiento que fue afectado por los flujos laháricos. La falta de excavaciones y la reciente urbanización de la zona, a pesar de estar en un sector de alto riesgo por la ocurrencia de lahares (Samaniego et al., 2002; Vásconez et al., 2017) impiden determinar las dimensiones de la destrucción producida por este evento pasado.



Fig. 3: Vista del depósito lahárico con material cultural: fragmentos de cerámica, trozos de carbón y obsidianas.

Los materiales culturales encontrados son: puntas de proyectil, raspadores, lascas y núcleos de obsidiana (fig. 4a). Además, se halló manos de moler y gran cantidad de fragmentos cerámicos (fig. 4b). Los fragmentos cerámicos recolectados en el depósito lahárico (39 fragmentos) no son diagnósticos y pertenecen a objetos de uso doméstico, ya que tienen paredes gruesas de entre 9 y 20 mm y no presentan decoración. A excepción de seis fragmentos cuyo acabado es con engobe rojo. En otros diez se observa hollín en su parte externa. Los restos de carbón encontrados junto a estas piezas probablemente son restos de fogones lo que hace pensar que se trata de una muestra que se usaba para la cocción de alimentos. Estas evidencias y la ausencia de cerámica fina, es decir, con paredes menores a 4 mm, acabado de superficie alisado y simple y la falta de decoración, nos permitió concluir que la población afectada por este evento era de escasos recursos y que se dedicaba principalmente a la agricultura, caza y pesca en las cercanías del río Blanco.

Dentro de esta muestra, también se pudo identificar dos elementos que por sus atributos formales son similares a la forma de Vasijas G (fig. 4b), que son un tipo de vasijas establecida por Oberem y Wurster (1989) en Cochasquí para la fase 1 entre 950 a 1250 d.C. o incluso antes de la misma (800 d.C.; fig. 4c). La superficie de la mayoría de estos fragmentos es alisada con engobe rojo, una técnica de acabado que aparece en la primera fase y se mantiene en la segunda fase Caranqui 1250 a 1450 d.C.

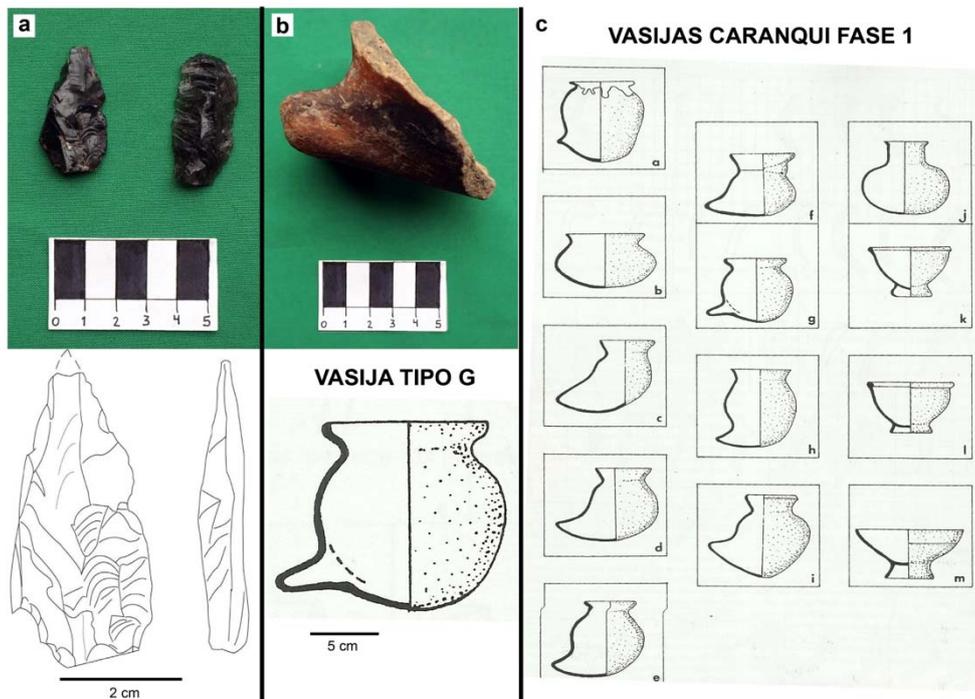


Fig. 4: a) punta de proyectil y raspador b) cerámica Caranqui encontradas en el sector de la Remonta c) Formas de las vasijas Cochasquí fase 1. Tomado de Oberem y Wurster 1989.

Según Samaniego (1998), existen tres fases de actividad eruptiva del volcán Cayambe, marcadas en los últimos 4000 años (fig. 1a). El depósito lahárico analizado en este estudio parece corresponder al inicio de la tercera fase de actividad (880 d.C.). En este periodo se registró una erupción grande que produjo lahares primarios que

afectaron el flanco occidental del volcán, debido al derretimiento parcial del casquete glaciar que cubre al nevado Cayambe y que habría afectado el sector de La Remonta. Desde el punto de vista arqueológico, el material cultural encontrado dentro de este depósito, corrobora las fechas definidas por Samaniego et al., 1998. Las características formales (forma de las vasijas), estilísticas (acabado de la superficie de las vasijas) y composicionales (composición de la pasta) son verificables para este periodo.

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

Los trabajos realizados por: Samaniego et al., 1998, 2002 y 2004 y Vásconez et al., 2017 permitieron delimitar la zona potencialmente afectada por lahares en el flanco occidental del volcán Cayambe, en especial en el sector del río Blanco. Gracias a lo cual se identificó un sitio arqueológico cuya decadencia seguramente se dio a causa de una gran erupción ocurrida al inicio de la tercera fase de actividad del Cayambe (880 d.C.) luego de un periodo de inactividad de aproximadamente 600 años (Samaniego et al., 1998). Si bien la cantidad de restos culturales es amplia, es necesario delimitar claramente el sitio, pues no se han encontrado estructuras de uso doméstico o habitacional en sus cercanías (arquitectura), lo que sugiere que estas probablemente se encontraban en zonas más altas, en donde el paso del lahar destruyó y arrastró el material cultural hacia las zonas más bajas. Si ese es el caso, es muy probable que parte de las estructuras habitacionales se encuentren algunos cientos de metros aguas arriba (fig. 5a).

Los fragmentos de cerámica aquí encontrados evidencian que este sitio pre-incaico fue una ocupación doméstica. Sus pobladores debieron dedicarse a la agricultura, ya que los suelos en los flancos bajos del volcán Cayambe son muy fértiles para diversos cultivos. Los principales cultivos probablemente eran en su mayoría de maíz, aunque también pudieron tener sembríos de papas, habas y quinua, los cuales representan la agricultura típica en esta zona. El material lítico hallado nos remite a que posiblemente se trataba también de zonas de talleres líticos, donde se elaboraban puntas de proyectil usadas para la caza de animales como: venados, conejos, llamas y cuyes. Los cuchillos y raspadores pudieron haber sido usados para el descarte de estos. También se encontraron manos de moler, lo que permitió concluir que la población autóctona en su mayoría era agricultora y su dieta era alternada con carne.

Cayambe, es una zona arqueológicamente rica y poco investigada, evidencia de ello son varios sitios como Puntiatzil y los pucarás ubicados a las afueras de la ciudad sobre la cumbre del volcán Pambamarca. Estos sitios tienen edades del final de la década de 1400 y principios de 1500 d.C., es decir, surgen a partir de la invasión Inca y son ejemplo de la variabilidad cultural en la zona. Por otra parte, los restos de vasijas encontrados por Samaniego et al., 2004 que datan de 260 d.C. y los fragmentos de cerámica encontrados en el sector de La Remonta en este estudio (880 d.C) son la evidencia fehaciente de que existieron poblaciones mucho más antiguas que las que hasta ahora se conocían. El hecho de haber encontrado los fragmentos de cerámica dentro de depósitos laháricos son prueba de que eventos volcánicos acaecidos cientos de años atrás alteraron la cotidianidad de las culturas pre-incaicas o las destruyeron parcialmente.

Hay que tener en cuenta que, si estos eventos ocurrieron en el pasado reciente, podrían volver a repetirse en un futuro remoto y deben ser tomados en cuenta en virtud de las anomalías registradas desde mediados de junio del 2016 en el volcán Cayambe (Informes Especiales del volcán Cayambe 1, 2, 3, 4 y 5, Instituto Geofísico). Las simulaciones numéricas realizadas para el drenaje del río Blanco con un modelo digital de terreno a detalle de 10 metros de resolución por pixel (Vásconez et al., 2017), permitió identificar que lahares primarios con volúmenes totales iguales o mayores a los 5 millones de m³ inundarían el sector de La Remonta (fig. 5a), como ya ha sucedido en el pasado y las evidencias arqueológicas y geológicas encontradas en este sector así lo confirman. Al parecer el efecto del peralte (sobre-elevación) que sufre el lahar en el punto (UTM: 819698, 5426) del río Blanco provoca que este se desborde y alcance zonas mucho más amplias con velocidades entre 15 y 20 km/h y calados de hasta 10 metros desde la base del río. Vale recalcar que en este sector el fondo del río es más somero, lo que amplifica el efecto destructivo. Para el sector de La Remonta se estimaron calados entre 50 y 150 cm que son coherentes con los depósitos laháricos allí encontrados.

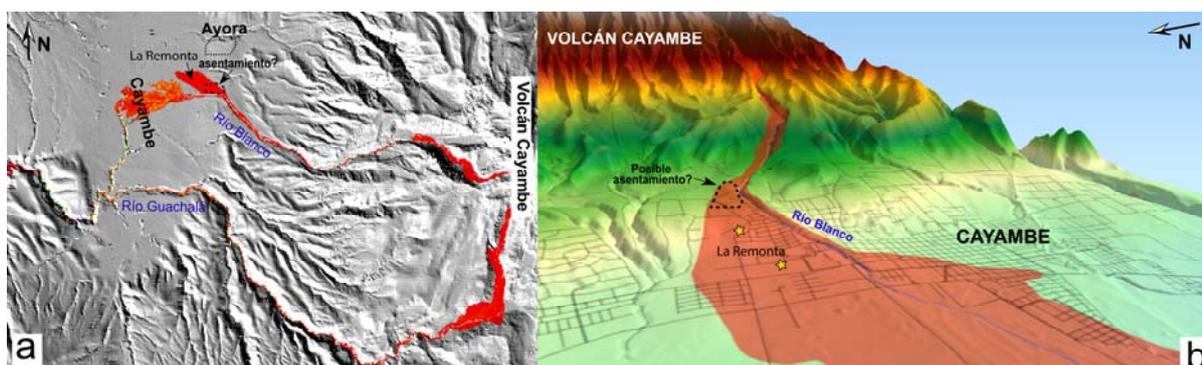


Fig. 5: a) Simulación numérica de lahares primarios en el sector del río Blanco y Guachalá. Tomado de Vásconez et al., 2017, nótese la ubicación del posible asentamiento afectado por la erupción de 880 d.C. b) Imagen 3D del área afectada, las estrellas destacan los sitios en donde se recolectaron los fragmentos líticos y de cerámica analizados en este ensayo.

CONCLUSIONES

El Cayambe es un volcán activo que ha tenido erupciones recientes que han alterado la cotidianidad de las poblaciones asentadas en las cercanías de sus drenajes principales (Río Blanco, La Chimba y Guachalá), debido a la ocurrencia de lahares primarios desencadenados por flujos piroclásticos y el derretimiento parcial de su casquete glaciar. Los estudios arqueológicos llevados a cabo en esta investigación contribuyeron en el conocimiento de las erupciones del pasado reciente del volcán Cayambe. Los varios fragmentos líticos y de cerámica pertenecientes a la cultura Caranqui fase 1, encontrados dentro de un depósito lahárico a tan solo 50 cm de la superficie, permitieron correlacionar una edad relativa asociada a este evento eruptivo, siendo este el inicio de la tercera fase de actividad del Cayambe datada en aproximadamente 880 d.C. y que se produjo después de un periodo de relativa calma de aproximadamente 600 años.

Los fragmentos de cerámica analizados por Samaniego et al., 2004 fueron correlacionados con el fin de la segunda fase de actividad del volcán Cayambe (260 d.C.), gracias a restos de materiales orgánicos encontrados en ellos. Arqueológicamente dichos fragmentos corresponden a la tradición la Chimba, que son sitios cerámicos tempranos datados en las mismas fechas. Por otro lado, las piezas de cerámica analizadas en esta investigación nos permitieron ubicarlas dentro en la fase 1 Caranqui con una edad relativa de 800 a 950 d.C. Sin embargo, vale remarcar que un análisis de carbono 14 es necesario en los restos de material orgánico que se hallaron ya que permitirían obtener una edad absoluta, que seguramente estaría asociada a la erupción de hace 880 d.C., reportada por Samaniego.

Este tipo de ensayos en donde la arqueología y la geología son capaces de trabajar en conjunto beneficiándose mutuamente son relativamente nuevos pero han permitido cuantificar la magnitud de eventos eruptivos pasados y cómo estos han afectado a las poblaciones pre-hispánicas. Ejemplos de estos fenómenos que han quedado preservados en el tiempo son: Guagua Pichincha en Ecuador (Molestina, 2011), Tungurahua en Ecuador (Le Pennec et al., 2013), El Chichón en México (Nooren et al., 2017) Vesubio en Italia (Gurioli et al., 2005), entre otros.

Referencias bibliográficas

- Athens Jhon (1980) "El Proceso evolutivo de las sociedades complejas, y la ocupación del Periodo Tardío-Cara en los Andes Septentrionales del Ecuador". Instituto otavaleño de antropología. Otavalo-Ecuador.
- Gurioli L, Teresa Pareschi M, Zanella E, Lanza R, Deluca E, Bisson M. 2005. Interaction of pyroclastic density currents with human settlements: evidence from ancient Pompeii. *Geology* 33(6):441–4.
- Hall ML y Mothes PA. 2008. Volcanic impediments in the progressive development of pre-Columbian civilizations in the Ecuadorian Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176(3):344–55.
- Hall, M. L., Samaniego, P., Le Pennec, J. L., & Johnson, J. B. (2008). Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 1-6.
- IGEPN, 2016. Informe Especial – Volcán Cayambe No1, 2, 3, 4 y 5. Consultado el 04/02/2017 disponible en: <http://www.igepn.edu.ec/cayambe-informes/cay-especiales/cay-e-2016> □
- Le Pennec, Jean-Luc, G. De Saulieu, Pablo Samaniego, D. Jaya, and Lydie Gailler. "A Devastating Plinian Eruption at Tungurahua Volcano Reveals Formative Occupation At 1100 Cal BC in Central Ecuador." *Radiocarbon* 55, no. 3–4 (2013).
- Molestina Maria del Carmen. 2011. Interpretación Preliminar del Sitio Arqueológico Rumipamba. En: Rumipamba un sitio arqueológico en el corazón de Quito. pp 21-63.
- Nooren, Kees, Wim Z. Hoek, Hans van der Plicht, Michael Sigl, Manfred J. van Bergen, Didier Galop, Nuria Torrescano-Valle, et al. (2017) "Explosive Eruption of El Chichón Volcano (Mexico) Disrupted 6th Century Maya Civilization and Contributed to Global Cooling." *Geology* 45, no. 2: 175–78. doi:10.1130/G38739.1.
- Oberem Udo y Wurster Wolfgang (1989), Excavaciones en Cochasquí Ecuador 1964-1965. Verlag Philipp Von Zabern. Mainz Am Rhein.
- Ontaneda Santiago (2010) Historia de los Pueblos Precolombinos de la Sierra Norte del Ecuador. Catálogo del Museo de Arqueología Regional de la Sierra Norte. Ibarra.
- Samaniego, P., Monzier, M., Robin, C., Hall, M.L. (1998). Late Holocene eruptive activity at Nevado Cayambe Volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology* 59: 451-459. □
- Samaniego, P., Michel Monzier, Claude Robin, Jean-Philippe Eissen, Minard L. Hall, Patricia A. Mothes, and H. Yepes. (2002) "Mapa de Los Peligros Potenciales Del Volcán Cayambe". Instituto Geofísico, Quito. □
- Samaniego P., Eissen J-P., Monzier M., Robin C., Alvarado A., Yepes H. (2004). "Los peligros volcánicos asociados con el Cayambe". Instituto Geofísico, Quito, 95 pp.
- Vásconez, F., Andrade, D., Bernard, B., Hidalgo, S. (2017). "Delimitación de las zonas amenazadas por lahares en el drenaje occidental del Nevado Cayambe". Sometido a: Jornadas de Ciencias de la Tierra 8. Escuela Politécnica Nacional, Quito.

PRODUCTION AND LOSS OF ASH DURING EMPLACEMENT OF PYROCLASTIC DENSITY CURRENTS (PDC), WITH IMPLICATION FOR THEIR MOBILITY: OBSERVATIONS AND ANALYSES IN ECUADOR AND PERU

J.L. Le Pennec (1,2), J. Bernard (1,2*), M. Rivera (3), J. Eychenne (1), Y. Soncco (3), D. Narváez (2)

(1) Labo. Magmas & Volcans, Univ. Clermont-Auvergne, IRD-CNRS, OPGC, Clermont-Ferrand, France. jeanluc.lepennec@ird.fr

(2) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito, Ecuador.

(3) Instituto Geológico Minero y Metalúrgico y Observatorio Volcanológico del INGEMMET, Arequipa, Perú.

*(now at Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, France)

Production and loss of ash during emplacement of pyroclastic density currents: *We investigate the origin and evolution of fine particles in pyroclastic density currents of Tungurahua (Ecuador) and Sara Sara (Peru) volcanoes. This is achieved through combining field observations with sedimentological and textural analyses of the deposits (grain size distributions, componentry determinations, patterns of componentry concentration vs grain size). Results show that grinding and milling of clasts in PDCs are important processes that may account for fine production in moving PDCs. Retention or elutriation of ash in/from the flow play an important role in enhancing/reducing fluidization and thus flow mobility. These findings have implications for hazard evaluation as PDCs are commonly formed at many andesitic-dacitic volcanoes in Northern and Central Andes.*

Palabras clave: Corrientes de densidad pyroclásticas (CDP), fragmentación, producción de finos, peligro volcánico.

Key words: Pyroclastic density current (PDC), fragmentation, fines production, volcanic hazard.

INTRODUCTION

The mobility of Pyroclastic Density Currents (PDCs) is substantially higher than that of e.g. cold rock avalanches, although the behavior of both responds to the physics of granular material. In fact, PDCs have relatively high velocities and long runout distances, which make them potentially hazardous for populations leaving near explosive volcanoes. However, the mechanisms that control the enhanced mobility of PDCs are not well understood. Previous experimental works have put emphasis on the importance of fine particles in the flows that hinder gas loss during transport and promote PDC fluidization that increases runout distances (e.g. Roche et al., 2008). On the other hand, the origin and evolution of the fine-grained fraction present in moving PDCs remain poorly known. Studies of Grain Size Distribution (GSD) of PDC deposits indicate that the amount of ash-sized particles (i.e. < 2 mm) varies widely from e.g. ash-rich silicic ignimbrites to typically ash-poor scoria flows or block and ash-flows (e.g. Sparks, 1976, Sarocchi et al., 2011). In parallel, analog experiments (Dufek and Manga, 2008; Manga et al., 2011) reveal that abrasion of fragile material (e.g., highly porous pumice clasts) may contribute to ash production within the flow during transport, but the resulting fine fraction may get partly lost through elutriation toward the turbulent co-PDC cloud that typically develops above moving PDCs.

To address these issues we conducted a project focusing on the origin and evolution of the fine grained fraction in PDCs generated at selected explosive volcanoes in the Andes (e.g. Eychenne et al., 2012, 2013 Bernard et al., 2014, Bernard and Le Pennec, 2016). Our goal was to identify the source of the ash fraction (immediate incorporation from the collapsing pyroclastic fountain, or abrasion within the flow etc.), and to track the evolution of it during emplacement (e.g. segregation in the flow, transfer to the co-PDC cloud etc.). We adopted sedimentological and textural approaches and selected well-exposed PDC deposits from Tungurahua (Ecuador) and Sara Sara (Peru) volcanoes.

VOLCANOLOGICAL CONTEXT

Tungurahua is a high (5023 m above sea level, a.s.l.), step-sided stratovolcano of the Eastern Cordillera of Ecuador. It grew since mid-Pleistocene times and suffered at least two major collapse events dated at 30 and 3 ka BP (Hall et al., 1999, Le Pennec et al., 2013). The young new stratocone that was constructed since 3 ka BP witnessed about 20 pyroclastic flow-forming eruptions (typically VEI 2, 3 or 4), with magmas of andesitic to dacitic compositions (Hall et al., 1999, Samaniego et al., 2011, Le Pennec et al., 2013). After eight decades of quiescence the volcano experienced a prolonged eruptive episode from 1999 to 2016, with formation of PDCs in 2006 and following years. The largest PDCs were emplaced on August 2006 during a major VEI 3 event that witnessed the formation of a >15 km-high eruptive column, which deposited a widespread scoria fall layer West of the volcano. The PDCs left 2 m- to 25 m-thick scoria flow deposits in many ravines of the northern, western, and southern flanks of the volcano (fig. 1 left). These scoria flow deposits consist of mixtures of different clasts types (Hall et al., 2013; Bernard et al., 2014), including juvenile elements (large pristine andesitic bombs, scoriaceous fragments of bombs, and dense angular andesitic clasts) and fragments incorporated in the upper conduit or more commonly on the slopes on the edifice (old lava and pumice clasts, dark and reddish, usually sub-angular to sub-rounded scoria fragments of previous eruptions of Tungurahua). Our work at Tungurahua focused on these August 2006 deposits.

Sara Sara (5505 m a.s.l.) is the northernmost edifice of the quaternary volcanic arc of southern Peru. This poorly known volcano has no reported historical eruptions, but recent works indicate that the edifice experienced a series of violent Plinian eruptions in mid- to late Pleistocene times. In addition, collapse and destruction of large-volume lava domes resulted in the formation of deposits that bear a variety of facies in the vicinity of the volcano. For example, a major event dated in mid Pleistocene led to the formation of conspicuous block-and-ash flow and debris avalanche deposits that distally (>15 km from the vent) grade to a blast-like layer. The thickness is in the range of 20-40 m near the volcano and typically decreases to 8-15 m in lowlands located west of the edifice, while it thins to 0.5-2 m near and on passes situated about 20 km west of Sara Sara summit. In medial areas the deposit consists of a coarse grained breccia (block diameter > 1 m) with evidence of two sub-units in some places (fig. 1 right). Most clasts are angular and dark-toned; they belong to a single componentry class of dacitic composition (highly porphyritic fragments with large plagioclases in the range of 0.5 to 3.5 cm). In addition, finely vesiculated, slightly-to-moderately rounded juvenile blocks are scattered in the deposits. Their light-toned greyish aspect and degree of rounding contrast with the angular, somber features of the dominant componentry class. These remarkable deposits in a more ancient succession are of interest to extrapolate and discuss findings obtained from the 2006 PDC deposits of Tungurahua volcano.

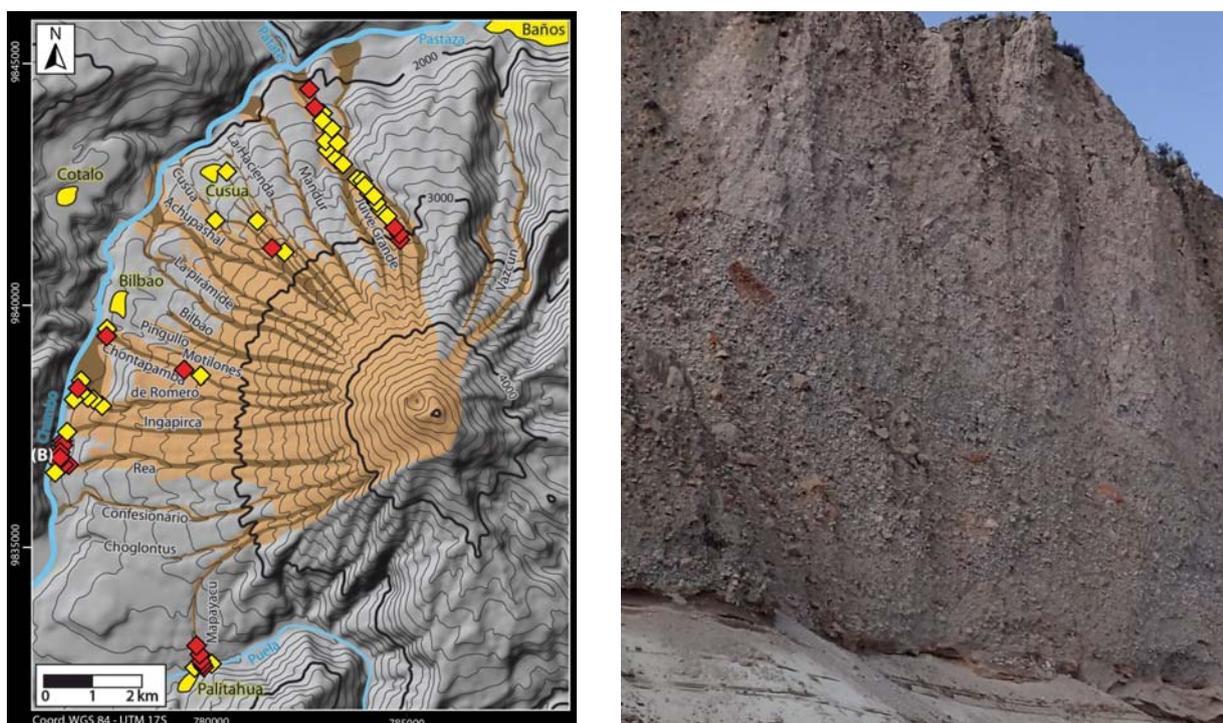


Fig. 1: Left: topographic map of Tungurahua volcano (central Ecuador), showing the distribution of PDC deposits from the August 2006 eruption (from Bernard, 2015). The dark-toned (coffee tones) zones are gullies that were occupied by valley-ponded scoria flow deposits after the 16 August 2006 event. Gully names are indicated. The light-colored beige pattern corresponds to the area covered by concomitant surge deposits. Diamonds are studied sites (in yellow and red), sampling sites are indicated in red. **Right:** section of the major block-and-ash flow deposit of mid-Pleistocene age exposed about 11 km South-West of Sara Sara Volcano, Southern Ayacucho Province, Peru. The deposit is 10-15 m thick, and shows two units. The somber basal one consists of a moderately to poorly sorted, clast-supported assemblage of angular, porphyritic dacitic fragments. The clearer top unit is locally matrix-supported and hosts angular clasts as well as porous sub-rounded clasts.

METHOD AND RESULTS

At Tungurahua we studied 26 outcrops of the 2006 scoria flow deposits. When we conducted the study in 2012, the deposits were largely incised by erosion and many outstanding exposures were available for our investigation. The matrix of the PDC deposits was analyzed using mechanical sieving to obtain a mass-based GSD of the relatively fine grained fraction of the deposits. GSD in the coarse size range was determined using an image analysis method (Bernard, 2015) that allowed reconstructing the pseudo-3D size and shape of the clasts (fig. 2). In both fine and coarse fractions we also determined volume percentages of each componentry class, and used density data from the literature (Eychenne and Le Pennec, 2012) to convert volume fractions of the componentry classes into mass fractions. This conversion allowed us merging the GSD of both fine and coarse size ranges into a single distribution that described the mass-based GSD over the whole size range (-8 to +4 Φ in this study).



Fig. 2: *Left:* view of a sub-vertical exposure in the August 2006 scoria flow deposits of Tungurahua volcano. The outcrop shows a diversity of clasts (dark-toned angular clasts, marron sub-rounded scoria clasts, reddish accessory clasts etc.) that can be separated during the image analysis processing to determine fractions of each componentry class. The metallic bar on the left is used as a scale and to check for optical deformation on the edges of the picture. The outcrop has been carved (central part of the photo) to isolate a sample of the matrix fraction for later mechanical sieving and componentry analysis in the laboratory. **Right:** an example of a segmented image showing different componentry classes (identified with different colors), and the undifferentiated matrix background (Bernard, 2015). The shaded external part is removed from the sedimentological and textural analyses, while the shaded central part is studied at a different magnification, to obtain GSD and componentry details in a different size range.

At Sara Sara we conducted a series of preliminary observations at different sites located between 5 and 20 km from the summit of the present-day dome complex. Mechanical grain size sieving is made difficult at Sara Sara because of induration of the material. In addition, the highly mono-lithological character of the block-and-ash flow deposits (little incorporation of the parent flow) makes image analyses and componentry determinations of limited interest. On the other hand, the deposits host two distinct types of juvenile clasts that show variable concentration from site to site (fig. 3). Below we report some preliminary qualitative observations that bring relevant ideas on the importance of fine production in PDCs, notably in light of the results obtained at Tungurahua volcano.



Fig. 3: *Left:* close-up of the major block-and-ash flow deposit emplaced at Sara Sara volcano in mid-Pleistocene times. The exposure is located ~11 km South-West of Sara Sara's summit. Note the dark tone, the abundance of homogenous grayish angular clasts, and the paucity or absence of interstitial matrix. Two cream-toned, sub-rounded clasts are visible at the top of the picture. **Right:** Details of the same block-and-ash flow deposit exposed ~16 km from Sara Sara's summit. Note the abundance of light-toned sub-rounded clasts, and the presence of a significant fraction of matrix. Pens give scale in both photos.

A major finding of the grain size and textural studies at Tungurahua is that some componentry classes show a remarkable dependence to the GSD (fig. 3 left). For example, the pristine juvenile bombs are systematically concentrated in the very coarse size range of the deposits. Similarly, the old angular lava clasts are much more common in the coarse fraction, but their concentration tends to decrease progressively in finer size ranges (fig. 3 left). Conversely, the juvenile scoria clasts tend to be more common in moderate to small size ranges. On the other hand, the concentration of the old reddish and greyish clasts, as well as the old pumice clasts, show little or no dependence to grain size, and occur with sub-constant concentration in the whole studied size range (fig. 3 left). Observations made in natural sections of the major block-and-ash flow deposit of Sara Sara volcano suggest that the presence of an interstitial matrix (no GSD data available because of induration) is correlated to the abundance of the sub-rounded clast population (fig. 3 right). The textural characteristics presented in fig. 3 have been observed at many other localities, and may thus be considered as an important feature of the deposit as a whole.

DISCUSSION

To document the dependence of the componentry concentration vs size in Tungurahua's PDC deposits, we derived a Componentry versus Size Index (CSI, Bernard and Le Pennec, 2016). To compare the CSI between samples in our collection, we determined the weight fractions (P) of each componentry class (j) in the largest size range available for all samples (i.e. corresponding to the interval -4.5 to -1.5Φ in our study). Hence, the CSI of a componentry class j is given by:

$$SCI_j = \frac{P_j^{-1,5\phi}}{(P_j^{-1,5\phi} + P_j^{-4,5\phi})} - \frac{P_j^{-4,5\phi}}{(P_j^{-1,5\phi} + P_j^{-4,5\phi})}$$

In which P_j is the weight fraction of j in the selected size fractions (here -4.5 and -1.5Φ). The CSI is normalized to the total amount of j in the analyzed size fraction to obtain a dimensionless result between 1 and -1. Positive CSI results mean that the componentry class j is more strongly concentrated in the fine fractions. Conversely, negative CSI results denote higher concentration of the componentry class j in the coarse fractions.

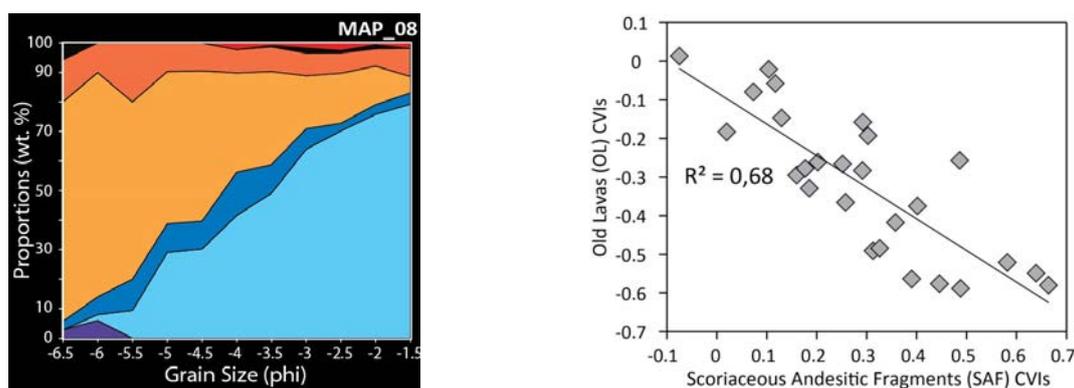


Fig. 4: Results of a typical componentry proportion (wt. %) vs grain size (in Φ) analysis for sample MAP_08 (Mapayacu gully, south of Tungurahua volcano, see Fig. 1 left). The purple area is the pristine andesitic bomb population that typically concentrates in the coarse size range (about -6Φ here). The light blue area represents the juvenile scoriaceous fragments, whose proportion increases with Φ (more than 70 wt. % in the -1.5Φ fraction). The dark blue area represents the dense juvenile fragments, whose concentration is fairly constant over the whole size range. The light orange area shows the concentration pattern of the old lava clasts, which are essentially concentrated in the coarse-grained fraction. The dark orange area corresponds to the concentration pattern of the old reddish (oxidized) fragments. The concentration of this latter class, as for other accessory elements (old pumice and old dark and sub-rounded lava clasts, shown in black and red, respectively, at the top of the plot) denotes very little or no dependence to grain size. Left: A plot of Componentry vs Size Index for the old lava clasts and scoriaceous andesitic fragments at the 26 studied sites reveals a clear correlation, as also visible in fig. 4 (left) where the concentration pattern of the old lava clasts (light orange) is correlated to the amount of juvenile scoriaceous fragments (light blue). Plots from Bernard and Le Pennec (2016).

A plot of CSI for the old lava clasts vs juvenile scoriaceous fragments (fig. 4) reveals a clear correlation, which strongly support a genetic relationship in the concentration patterns of both componentry classes (Bernard and Le Pennec, 2016). These latter authors argue that the old (dense) lava clast population acted as a lithological jaw that tended to mill more fragile fragments as those of the vesiculated scoriaceous population. Most large ductile (still hot above the melt-glass transition) andesitic bombs incorporated near the crater in the PDCs cooled down and reached the melt-glass transition during transport. Such glass-rich fragile bombs could break easily into many pieces after crossing the melt-glass transition during flow, producing some angular clasts (essentially corresponding to the dense chilled margin of the bombs) and many more porous scoriaceous clasts (vesiculated interior of the bombs). Because these ensuing scoria clasts were more brittle, their edges could be abraded through collisions and frictions with the dense old lava fragments. As a result, repeated impact, grinding and milling of the juvenile scoriaceous clasts tended to produce still smaller scoriaceous fragments that ultimately concentrated in the lapilli-to-ash size fractions. In addition, frictions promoted production of particles in the fine-grained ash range. However, GSD results in PDC deposits from the 2006 eruption of Tungurahua volcano indicates limited ash content, which support possible loss of the ash fraction formed by friction-abrasion during transport. This feature has been ascribed to elutriation (Bernard and Le Pennec, 2016), a process which evacuates small particles (usually a few hundred microns in size) by sub-vertical gas flow in the basal avalanche, to the turbulent co-PDC cloud that surmounts the ground-hugging granular flow.

The importance of such fine loss during transport is further evidenced in GSD analyses of the main scoria fall deposited synchronously with the PDCs during the eruption. While the GSD of tephra fall deposits are typically unimodal, those reported for the August 2006 eruption of Tungurahua volcano display clear bimodal distributions (Eycheenne et al., 2012). The coarse-grained mode (lapilli) of the scoria fall deposits shows a median diameter that decreases with distance from Tungurahua's vent, as is expected after sedimentation from a tephra plume drifting at high elevation. On the other hand, the fine-grained mode (fine ash) of the same layer shows a median diameter that is constant in the depositional area, and thus independent of the distance from the crater. Importantly, the median size of these fine-grained particles is very similar to that of the co-PDC ash layers preserved on top of the PDC deposits. Eycheenne et al. (2012) inferred that these fine-grained particles laying on top of the PDC deposits and

mixed in the scoria fall layer were all transported by co-PDC ash clouds, which most likely resulted from continuous milling of fragile componentry classes (essentially the juvenile scoria) in moving PDCs. The paucity of fine ash fractions in the main body of the PDC deposits suggests that elutriation during the August 2006 eruption of Tungurahua volcano was a highly efficient process to extract fines from the main granular avalanche, leaving fines-depleted PDC deposits and a fines-enriched scoria fall layer.

Observations of PDC deposits at Sara Sara volcano lend support to the interpretations gathered at Tungurahua volcano. Indeed, the block-and-ash flow deposits essentially show two componentry classes, i.e. the dark, angular juvenile clasts and the light-toned sub-rounded vesicular fragments. We noticed that the presence of an indurated matrix (GSD not determinable) in the deposits seemingly correlates with the amount of vesiculated blocks in the componentry assemblage. This suggests that during-flow abrasion of the vesiculated elements was strong enough to release a significant quantity of fines in the flow. Yet, unlike at Tungurahua volcano, products of fragile clast milling at Sara Sara were trapped inside the flow to form in places an interstitial matrix, which implies relatively high clast concentration during flow. This may have enhanced flow mobility to some extent. PDC spreading on the flat area located west of the volcano may in turn have promoted granular dilatancy, which favored fines loss through elutriation and co-PDC cloud lift-off from the ground-hugging pyroclastic avalanche (e.g. Sparks et al., 1986). Further work is required to more precisely identify the cause of the long PDC runout (> 20 km) for that particular deposit at Sara Sara volcano.

CONCLUSIÓN

Altogether, the sedimentological and textural results and observations obtained in recent years in the Andes bring convincing evidence of the impact of clast interaction, abrasion and fine production on PDC's behavior. Consistently, experimental works show that high fine concentration translates into gas retention and enhanced fluidization, and thus to longer runout distances. While typical scoria flow deposits from andesitic-dacitic volcanoes in the Andes are quite depleted in fine particles, the role of the ash fraction in controlling the mobility of parent flows should be considered seriously for hazard mapping purposes. In addition, future computer simulations of PDCs should also take into account such effects (fines generation and transfer) to evaluate the distribution and hazard of small/moderate-volume PDCs.

Acknowledgments. These works have been carried out in the context of the International Joint Laboratory of IRD –IG-EPN Quito “Earthquakes and Volcanoes in the Northern Andes”. Our most sincere gratitude to INGEMMET Lima and OVI Arequipa, for field, laboratory, and administrative support in Peru.

References

- Bernard, J. (2015). Capacité érosive des écoulements pyroclastiques : impacts sur les budgets éruptifs et implications pour l'aléa. *Doctoral thesis memoir*, université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France. 338 pp.
- Bernard, J. & Le Pennec, J.-L. (2016). The milling factory: Componentry-dependent fragmentation and fines production in pyroclastic flows. *Geology*, 44 (11), 907–910.
- Bernard, J., Kelfoun, K., Le Pennec, J.-L. & Vallejo Vargas, S. (2014). Pyroclastic flow erosion and bulking processes: Comparing field-based vs. modeling results at Tungurahua volcano, Ecuador: *Bulletin of Volcanology*, 76, 858–874.
- Dufek, J. & Manga, M., 2008. In situ production of ash in pyroclastic flows: *Journal of Geophysical Research*, 113, B09207.
- Eychenne, J., Le Pennec, J.-L., Troncoso, L., Gouhier, M. & Nedelec, J.-M. (2012). Causes and consequences of bimodal grain-size distribution of tephra fall deposited during the August 2006 Tungurahua eruption (Ecuador). *Bulletin of Volcanology*, 74, 187–205.
- Eychenne, J. & J.-L. Le Pennec (2012). Sigmoidal particle density distribution in a subplinian scoria fall deposit. *Bulletin of Volcanology*, 74, 2243–2249.
- Eychenne, J., Le Pennec, J.L., Ramón, P. & Yepes, H. (2013). Dynamics of explosive paroxysms at open-vent andesitic systems: High-resolution mass distribution analyses of the 2006 Tungurahua fall deposit (Ecuador). *Earth and Planetary Science Letters*, 361, 343–355.
- Hall, M.L., Robin, C., Bernardo, B., Mothes, P. & Monzier, M. (1999). Tungurahua Volcano, Ecuador: Structure, eruptive history and hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91, 1–21.
- Hall, M.L., Steele, A.L., Mothes, P.A. & Ruiz, M.C. (2013). Pyroclastic density currents (PDC) of the 16–17 August 2006 eruptions of Tungurahua volcano, Ecuador: Geophysical registry and characteristics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 265, 78–93.
- Le Pennec, J.-L., de Saulieu, G., Samaniego, P., Jaya, D. & Gailler, L. (2013). A devastating Plinian eruption at Tungurahua volcano reveals Formative occupation at ~1100 cal BC in Central Ecuador. *Radiocarbon*, 55 (3-4), 1199–1214.
- Manga, M., Patel, A. & Dufek, J. (2011). Rounding of pumice clasts during transport: Field measurements and laboratory studies. *Bulletin of Volcanology*, 73, 321–333.
- Roche, O., Montserrat, S., Niño, Y. & Tamburrino, A. (2008). Experimental observations of water-like behavior of initially fluidized, dam break granular flows and their relevance for the propagation of ash-rich pyroclastic flows. *Journal of Geophysical Research*, 113, B12203.
- Samaniego, P., Le Pennec, J.-L., Robin, C. & Hidalgo, S. (2011). Petrological analysis of the pre-eruptive magmatic process prior to the 2006 explosive eruptions at Tungurahua volcano (Ecuador): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 199, 69–84.
- Sarocchi, D., Sulpizio, R., Macías, J.L. & Saucedo, R. (2011). The 17 July 1999 block-and-ash flow (BAF) at Colima Volcano: New insights on volcanic granular flows from textural analysis: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 204, 40–56.
- Sparks, R.S.J. (1976). Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows: *Sedimentology*, 23, 147–188.
- Sparks, R.S.J., Moore, J.G. & Rice, C.J. (1986). The initial giant umbrella cloud of the May 18th, 1980, explosive eruption of Mount St. Helens. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 28 (3-4), 257–274.

DEFORMACIÓN REGISTRADA POR INCLINÓMETROS EN EL VOLCÁN TUNGURAHUA DESDE 2014 HASTA 2016

S. Aguaiza (1), P. Mothes (1), J. Neuberg (2), M. Battaglia (3)

(1) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito.

(2) The University of Leeds, Leeds, LS2 9JT, Reino Unido.

(3) U.S. Geological Survey–Volcano Disaster Assistance Program, 345 Middlefield Road, Menlo Park, California, Estados Unidos.

Abstract (Recorded deformation by tiltmeters at Tungurahua volcano from 2014 to 2016): Tiltmeter data provides a powerful tool to characterize deformation of volcanoes, allowing the tracing of magma transport through the crust over timescales and depths. Surface deformation at active Tungurahua volcano has been inferred as caused by pressure changes within the magmatic system at depth or by shear stress caused by magma tracking up the conduit. Tungurahua volcano is an andesitic strato-volcano with historical eruptions of VEI 2 to 4. It has been erupting since 1999 and is well-monitored by the Instituto Geofísico, EPN-Quito. Our results show that a strategically placed tiltmeter can give us a forecast from days to weeks. However, it is critical for both tilt and seismic instruments to be deployed at near source in order to provide convincing short-term warnings.

Palabras clave: esfuerzo cortante, enjambre, inclinómetro, volcán Tungurahua.

Key words: shear stress, swarm, tiltmeter, Tungurahua volcano.

INTRODUCCIÓN

Los inclinómetros constituyen una herramienta poderosa para caracterizar deformación de volcanes, permitiendo hacer un seguimiento del movimiento de magma a través de la corteza a lo largo del tiempo y a diferentes profundidades. La deformación superficial en el volcán activo Tungurahua ha sido interpretada como a causa de cambios de presión dentro del sistema magmático a profundidad o por esfuerzos cortantes causados por magma que asciende dentro del conducto. El volcán Tungurahua es un estrato volcán andesítico con erupciones históricas desde VEI 2 hasta 4. En el último período ha erupcionado desde 1999 y es monitoreado por el Instituto Geofísico, EPN-Quito.

METODOLOGÍA-RESULTADOS

Cinco Inclinómetros están instalados sobre los flancos del volcán. La estación RETU, localizada a 3950 metros de altitud y a 2 kilómetros de distancia radial desde el conducto, ha registrado los datos más significativos, los cuales han sido cruciales para proveer alertas tempranas antes del inicio de una erupción.

Desde el 2010 hasta el 2013, los patrones de deformación siguieron una ajustada tendencia lineal sin anomalías con pequeñas oscilaciones de solo 10 μ rad. Sin embargo, desde 2013 se han registrado anomalías en estas tendencias. Por ejemplo, desde mediados de marzo del año 2014 se observó una inclinación positiva junto al registro de 142 eventos de largo período (LP) entre el 23 de marzo y el 1 de abril. La deformación acumulada en el eje radial en las semanas antes del 4 de abril del 2014, fecha en la cual hubo una erupción estromboliana, registró un ascenso neto de 150 μ rad, lo cual es relativamente alto respecto a lo registrado en el período de 2010 a 2013.

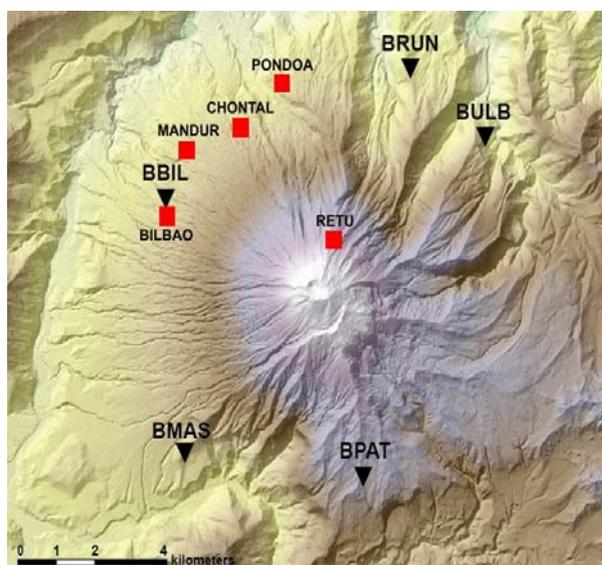


Fig. 1: Red de instrumentación en el volcán Tungurahua. Equipos sismo-acústicos (triángulos negros) y de inclinómetros (cuadrados rojos). RETU está también equipado con un sismómetro de período corto.

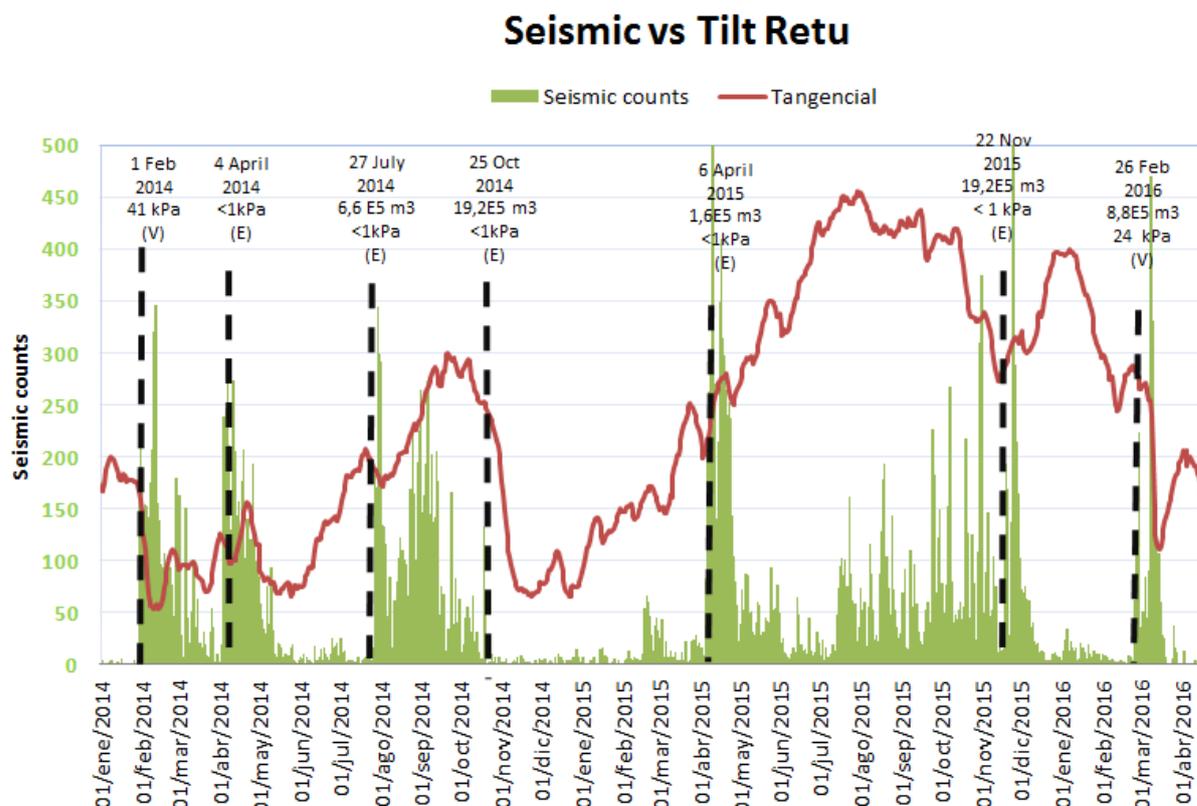


Fig. 2: Actividad sísmica vs tendencia tilt registrada en la estación RETU desde 2014 hasta 2016, también se muestra la magnitud de las explosiones en kPa.. Son notables los patrones de inflación antes de las erupciones, con cambios de cientos de microradianes. Se observan cambios negativos en la tendencia pocos días antes de las erupciones del 1 de febrero y del 4 de abril. (E)=Estromboliana; (V)=Vulcaniana.

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN

Antes de fuertes erupciones, como la de febrero y la de abril del 2014, observamos cambios significativos de inclinometría positivos de cientos de microradianes. Este mismo patrón luego fue observado también en febrero del 2016, el cual cambia de tendencia hacia tasas negativas.

Además el patrón de fuerte inclinación positiva puede ser sincrónico con el registro de sismicidad, siendo así un precursor que podría pronosticar el inicio de una erupción, al tener fuertes alteraciones tres u ocho días antes de la erupción. Con el fin de dar una posible explicación de estas tendencias en la inclinometría, se ha realizado un modelamiento de los datos a través de suposiciones de esfuerzos cortantes o de un dique abierto.

Modelamiento de los datos de inclinometría mediante la suposición de esfuerzos cortantes

Se realizó un modelo de elementos finitos con el software COMSOL Multiphysics 5.2, el cual fue usado para investigar los tres escenarios que generan deformación en el volcán Tungurahua considerando cuatro ciclos eruptivos de 2013 y 2014 (Neuberg, 2017). Primero, el esfuerzo cortante a lo largo de la pared del conducto mientras el magma viscoso está ascendiendo, segundo, el llenado de un conducto cilíndrico por una columna de magma en ascenso, ejerciendo presurización, y finalmente, la misma columna de magma completamente llena, presurizando y depresurizando el edificio durante 30 días. Los resultados para un cilindro que es presurizado por 20 MPa falla en explicar las observaciones por dos órdenes de magnitud. (Fig. 3b y c), una presión de cientos de MPa sería requerida para alcanzar la inclinación observada de 480 μ rad. Por otro lado, el esfuerzo cortante de 20 MPa se ajusta a los datos observados en RETU (Fig. 3a). Por consiguiente, para RETU, localizado a una distancia radial de 2 km desde el conducto, el esfuerzo cortante provee una explicación adecuada para los fuertes patrones de deformación.

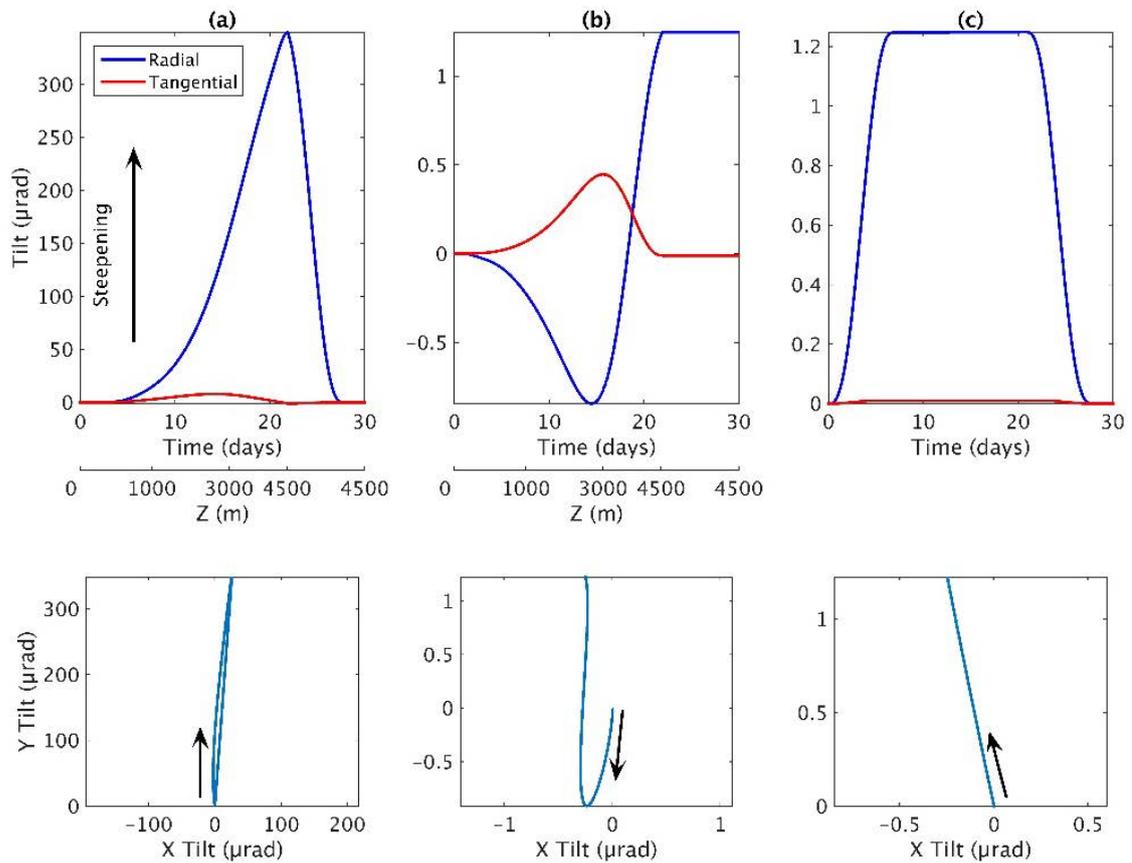


Fig. 3: Resultados para los tres modelos: (a) esfuerzo cortante, (b) magma presurizado en ascenso, y (c) presurización del conducto lleno. La inclinometría ha sido transformada a máxima (radial) y mínima (tangencial) (Arriba). El movimiento del Inclínómetros para cada escenario también se muestra (Abajo) (Tomado de Neuberg et al. en preparación).

Modelamiento de los datos de inclinometría mediante un dique abierto

Mediante el software dMODELS (Battaglia et al., 2013a) se generaron tres modelos que permitan ajustar los datos registrados y estimar el volumen y profundidad de la fuente de deformación. Se utilizaron los modelos de falla inversa, falla normal y dique abierto. Para evaluar el ajuste de los datos a los modelos se utiliza un parámetro chi-cuadrado que básicamente es un valor de castigo, es decir que al tener un menor valor de chi-cuadrado los datos registrados se ajustan mejor al modelo. De los modelos utilizados el de dique abierto tiene el menor valor de chi-cuadrado, de 3.60. En la figura 4a se puede observar las estadísticas y resultados del modelo, en la figura 4b un esquema del modelo de dique y en la figura 5 la ubicación geográfica del dique según los resultados de la modelización.

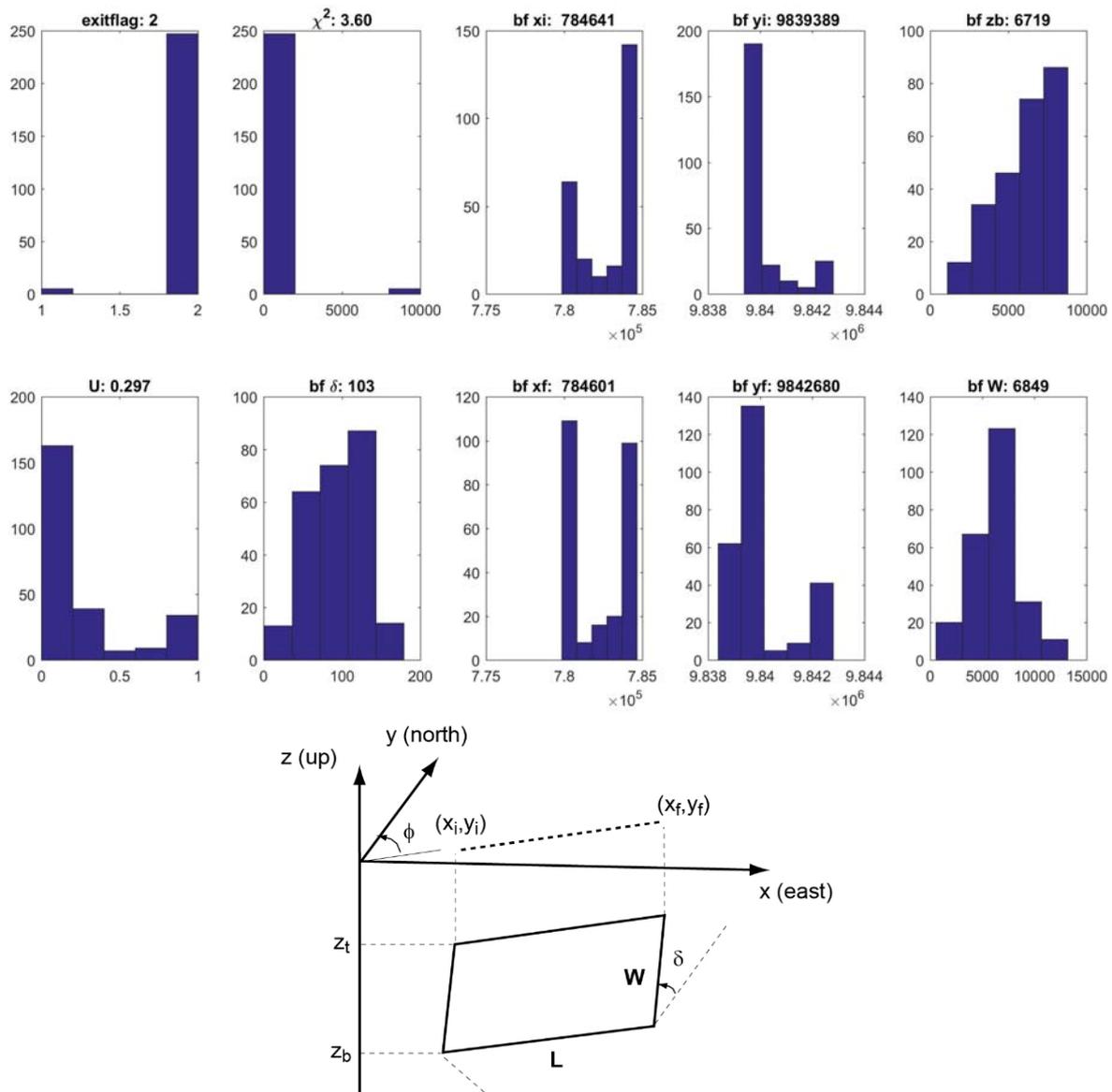


Fig 4: a) Estadísticas y resultados para el modelamiento de datos de inclinometría usando un modelo de dique abierto donde: el Exit flag es un código que indica que las soluciones han completado sus iteraciones en las cuadrículas de búsqueda (252 en total), χ^2 es un parámetro que indica el grado de ajuste del modelo a los datos observados, bf significa los valores de mejor ajuste (por sus siglas en inglés best fit) xi y yi son las coordenadas UTM donde inicia la dislocación, xf y fi son las coordenadas UTM donde termina la dislocación, zb es la altura del fondo de la dislocación, W es el ancho de la dislocación, U es el desplazamiento promedio de apertura para el dique, y δ es el ángulo de buzamiento de la dislocación. b) Esquema del modelo de dique (figura de Battaglia et al., 2013b)

Según el modelo de dique, la dislocación iniciaría a 6719 m de profundidad bajo el nivel del cráter y llegaría aproximadamente hasta RETU, con una anchura de 6849 m, longitud de 3291 m, ensanchamiento promedio del dique en 29 cm y ángulo de buzamiento 103° .

El cambio de volumen estimado de la dislocación sería de $6.7 \times 10^6 \text{ m}^3$:

$$\Delta V = \text{ancho}(W) * \text{longitud}(L) * \text{ensanchamiento}(U)$$

$$\Delta V = 6849 * 3291 * 0.297 = 6.7 * 10^6 [\text{m}^3]$$

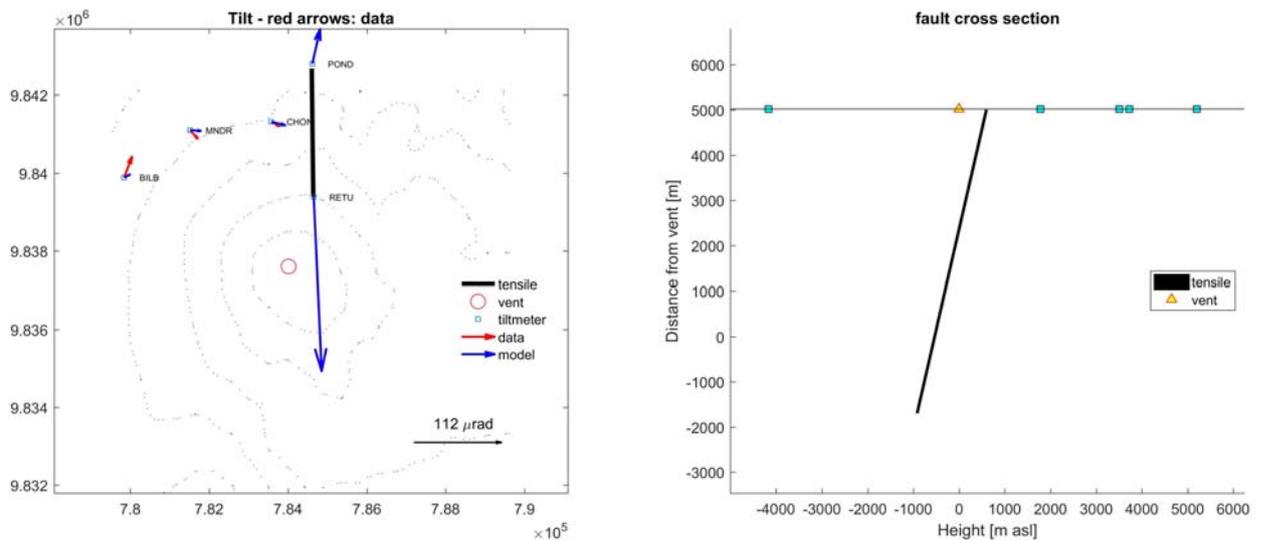


Fig 5: Ubicación geográfica del dique en base al modelo de dique abierto. La dislocación (línea de color negro) se encuentra entre RETU y POND

CONCLUSIONES

Nuestros resultados muestran que los datos registrados por un inclinómetro pueden dar un pronóstico de días a semanas. Sin embargo, es crítico para tanto equipos sísmicos como de deformación estar ubicados estratégicamente cerca de la fuente para proveer convincentes alertas en poco tiempo. Antes de una erupción la inversión es negativa y pensamos que representa un estancamiento del magma ascendente debajo de un tapón impermeable que es presumiblemente calentado y comprimido. Sobrepresiones debajo del tapón entonces lo fracturan, el proceso representado por enjambres de eventos de fracturas VT y sismos LP, antes de la subsiguiente violenta explosión. Basados en estos parámetros de inclinometría y el súbito incremento en la energía sísmica acumulada de los enjambres, hemos proveído de alertas tempranas a poblaciones en alto riesgo y autoridades en varias ocasiones (1 Febrero 2014; 4 de Abril 2014; 26 Febrero 2016). Por otro lado, se ha realizado la modelación de los datos de inclinometría de la estación RETU registrados en cuatro periodos eruptivos de 2013 y 2014, los cuales muestran que un esfuerzo cortante provee una adecuada explicación de los fuertes cambios en los patrones de deformación registrados semanas antes de la erupción. Además, también se ha modelado con los datos registrados en RETU semanas antes de la erupción de febrero del 2016 con tres diferentes modelos: falla normal, falla inversa y dique abierto, siendo este último el de mejor ajuste estadístico y el cual indicaría una dislocación que iniciaría cerca de Pondo y llegaría hasta la estación RETU con un cambio de volumen estimado en $6.7 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Agradecimientos: Al Instituto Geofísico de la EPN por el apoyo en el mantenimiento y atención a la red de instrumentación y de la atención en el OVT.

Referencias bibliográficas

- Neuberg, J., Mothes, P., Collison, A., and Marsden, L. (2017) *How seismicity and shear stress-generated tilt can indicate imminent explosions on Tungurahua*. Fall EGU General Assembly 2017 Abstract, San Francisco, California (Estados Unidos).
- Battaglia M., Cervelli P.F. and J.R. Murray (2013a). *dMODELS: A MATLAB software package for Modeling Crustal Deformation near Active Faults and Volcanic Centers*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 254, 1-4.
- Battaglia, M, Cervelli, P.F., and Murray, J.R. (2013b), *Modeling crustal deformation near active faults and volcanic centers—A catalog of deformation models: U.S. Geological Survey Techniques and Methods*, book 13, chap. B1, 96 p., <http://pubs.usgs.gov/tm/13/b1>.

GEOLOGÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO COTACACHI – CUICOCHA.

M. Almeida (1), D. Andrade (1), S. Hidalgo (1).

(1) Escuela Politécnica Nacional, Departamento de Geofísica, Área de Vulcanología, Ladrón de Guevara E11-253, Quito.
malmeyda@igepn.edu.ec

Abstract (Geology of Cotacachi – Cuicocha Volcanic Complex):

The Cotacachi - Cuicocha Volcanic Complex consist in three litho-stratigraphic major units. In chronological order, the first two units belong to a central stratovolcano denominated COTACACHI I and COTACACHI II, and the third to a caldera, COTACACHI III - CUICOCHA. The northeastern debris avalanche deposit is overlying the avalanche from Chachimbiro and underlying the avalanche of Imbabura, positioning the occurrence of this event during the evolution of COTACACHI II - CENTRAL VENT. Petrography is represented by: basaltic andesites, andesites and dacitic domes. Geochemistry of CVCC seems as calc-alkaline affinity rocks from continental arc, they could be the result from a dominant process of fractional crystallization. Radiometric ages in this study, suggest that the Cotacachi volcano has an approximate age of the Middle Pleistocene or earlier.

Palabras clave: Cotacachi, Cuicocha, Avalancha, Caldera.

Key words: Cotacachi, Cuicocha, Avalanche, Caldera.

INTRODUCCIÓN

El Complejo Volcánico Cotacachi – Cuicocha se encuentra ubicado en la Cordillera Occidental Septentrional del Ecuador, Provincia de Imbabura, aproximadamente a 139 km de Quito (Capital) en dirección norte. Hillebrandt (1989), presenta el primer estudio geológico del CVCC, sin embargo, el interés del presente estudio se enfocará en nuevos estudios petrográficos, cronológicos y geoquímicos. Se han reconocido al menos tres unidades mayores para el actual complejo volcánico (Fig. 1). Las dos primeras relacionadas al edificio central (COTACACHI I y II), y una caldera (COTACACHI III – CUICOCHA).

Basamento del Complejo Volcánico Cotacachi-Cuicocha

El basamento del CVCC está constituido por secuencias volcánicas de composición básica-intermedia, de afinidad geoquímica toleítica de plateau oceánico y calco-alkalina de arco de isla de edad Cretácica (Vallejo, 2007).

COTACACHI I

La parte basal del volcán se caracteriza por ser ancha y potente, presenta relieves suaves, con pendientes de menos de 30° y se extiende aproximadamente 20,9 km en sentido E-W y 14,7 km en sentido N-S. Se encuentra formada por secuencias de flujos de lava masivos y porfíricos intercalados con auto-brechas. Se encuentra en contacto discordante erosivo sobreyaciendo al basamento y en contacto discordante subyaciendo las rocas de la unidad COTACACHI II. Los resultados obtenidos en dataciones radiométricas mediante el método de K/Ar ubican a la primera fase de construcción del edificio entre 162 ± 4 ka y 108 ± 4 ka, correspondientes al Pleistoceno Superior.

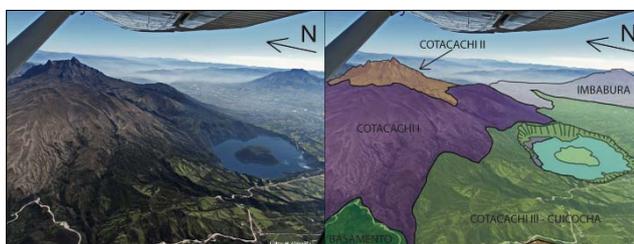


Fig. 1: Ilustración de las unidades mayores identificadas en el CVCC.

Avalancha de Escombros Noroccidental: Este depósito está reportado en el Mapa Geológico del Ecuador entre 0°-1° N (Boland *et al.*, 1998.). Está constituido principalmente por andesitas masivas de textura pseudo porfírica. Se encuentra en contacto discordante sobre el batolito de Apuela.

Petrografía

Las rocas de esta unidad son andesitas basálticas y andesitas (56 – 62 SiO₂ wt. %) correspondientes a flujos de lava porfíricos masivos de la base del volcán, el tamaño de los fenocristales (48 %) es variable hasta 2 mm, presentan varias texturas: ofítica, subofítica, glomeroporfídica y poikilítica, siendo muy común observar cúmulos de piroxeno, plagioclasa y olivino. El olivino presenta coronas de reacción de cristales bien formados de clinopiroxeno a su alrededor. El contenido de plagioclasa es dominante, salvo ciertas excepciones donde se muestran mayoritariamente piroxenos con intercrecimiento de plagioclasa. La matriz es generalmente microcristalina, compuesta de diminutos cristales de plagioclasa de forma euhedral y tamaño inferior a 1mm, en menor porcentaje es vítrea, las rocas: COTA 2, COTA 34 y MM 1B, son rocas ricas en olivino. Estas rocas no presentan ningún tipo alteración y su contenido de óxidos y sulfuros (metálicos) es mínimo (2 %). La paragénesis mineral para esta unidad es: Ol + Cpx + Opx + Pl Ca ± Pl Na ± Kspar.

COTACACHI II

Observado como una “pirámide” de aproximadamente 16 km² de base (Vento Central). En su parte más alta se forma una ensilladura con dos picos; uno de los cuales constituye la cumbre del macizo (4939 msnm), donde además se distinguen varias coladas de lava superpuestas y que cubren lo que probablemente constituía una estructura similar a un cráter (Fig. 2).

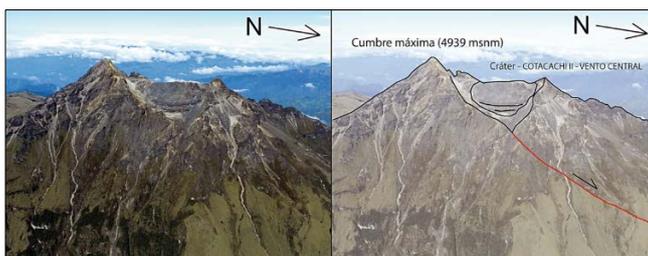


Fig. 2: Ilustración de la unidad Cotacachi II – Vento Central, en rojo la falla Billecocha cortando a esta unidad.

Vento Central: Se encuentra afectado por una fuerte erosión que ha generado grandes depósitos detríticos ubicados en todos los flancos del volcán, principalmente en las zonas altas. Está constituido principalmente por flujos de lava andesíticos, intercalados con paquetes de brechas volcánicas mono-litológicas; dentro de estas lavas se encontraron xenolitos de composición intermedia (p.e., dioritas, andesitas). Las rocas que forman los domos y diques en el flanco sur, son andesitas de color gris claro verdoso o rosáceo, estas estructuras cortan a flujos de lava andesíticos masivos. Se encuentra en contacto discordante erosivo sobre la unidad COTACACHI I (Fig. 2).

Avalancha de Escombros Nororiental

La geometría de este depósito está definida por base en contacto discordante erosivo sobre el sustrato y techo sub-paralelo, erosionado. Son brechas matriz soportadas constituidas por bloques de andesitas, andesitas anfibólicas y dacitas. Es posible además observar rocas pertenecientes al basamento, tales como: basaltos, andesitas y areniscas finas de color verde oscuro.

En su estructura se observan bloques de tamaño métrico correspondientes a depósitos anteriores, laháricos y otros propios del edificio. En la zona del río Ambi, este depósito se encuentra subyaciendo a la avalancha del volcán Imbabura que se estima ocurrió entre 44 ka y 30 ka (Andrade, 2009; LePennec *et al.*, 2011) y suprayaciendo a la avalancha del complejo volcánico Chachimbiro, fase Huanguillaro (Unidad Huangarillo: 405 ka y 298 ka) (CELEC – SYR, 2012. “no publicado”) que se estima ocurrió entre 250 ka y 150 ka (B, Bernard. com. pers.), además por debajo de los depósitos de tipo “Block and Ash Flow” correspondientes al domo Piribuela (65 Ka). No se han observado rocas más ácidas por lo cual podríamos asumir que este evento no afectó a las unidades más jóvenes (p.e., domos y diques), ni a los domos periféricos asociados: Piribuela y Loma Negra.

Domos

Su distribución espacial podría estar controlada por la tectónica local (Fig. 3).

- **Domos Muyurcu:** Son varios domos agrupados que ocupan un área aproximada de 2,35 km² y cuya altura máxima es de 3502 msnm correspondiente a la LOMA DE LA VIRGEN. Están formados por bloques de lava andesítica ácida de color gris claro, vesiculada y de textura porfirítica.
- **Domo Loma Negra:** Está representado por lavas de color blanco y textura porfirítica. Depósitos de flujo piroclástico de tipo “Block and Ash Flow” pueden ser apreciados en el flanco nororiental del domo y están constituidos por andesitas porfiríticas.
- **Domos Piribuela:** Están formados por lavas dacíticas de textura porfirítica. Grandes depósitos de tipo “Block and Ash Flow” están asociados a la evolución de estos domos y se los puede relacionar a un pronunciado escarpe en su flanco SE. Una edad radiométrica K-Ar obtenida en este estudio, proporcionó una edad de 65 ± 2 Ka.
- **Lavas de Cumbre:** Constituye probablemente una de sus fases eruptivas más recientes. La morfología sugiere que el emplazamiento de esta lava estuvo controlada por la tectónica local, cuya evidencia es un corte vertical en su flanco oriental, esta falla forma parte del sistema de fallas NE-SW, Billecocha – Huayrapungo (Eguez *et al.*, 2003). Las rocas asociadas son dacitas (B, Beate, com. pers.). Se las puede observar como diferentes flujos de lava posicionados uno sobre otro.

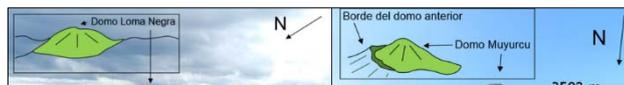
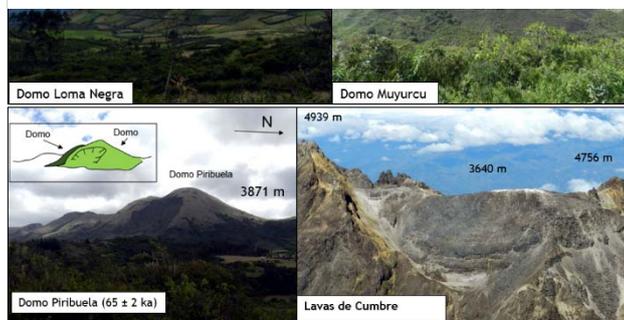


Fig. 3: Domos periféricos de la unidad Cotacachi II - Domos.



Petrografía:

Su litología está representada principalmente por andesitas (60 – 62 SiO₂ wt. %), correspondientes a flujos de lava, domos y diques. Los dos últimos de composición dacítica (Domo Satélite Piribuela hasta 65 SiO₂ wt. %). Las texturas observadas son: glomeroporfídica, poikilitica y ofítica; se pueden observar cúmulos cristalinos de

plagioclasa envolviendo a los cristales de piroxeno. El tamaño de los fenocristales (56 %) es variable y oscila entre 1 y 3 mm, siendo mucho más grandes que los fenocristales de COTACACHI I. Su forma es principalmente euhedral; las plagioclasas en las rocas de esta unidad se encuentran zonadas composicionalmente.

Las rocas de los domos satélites tienen mayor cantidad de anfíbol respecto a los flujos de lava en el edificio central; una muestra de roca tomada en los domos Muyurcu excepcionalmente presenta un cristal de biotita que podría ser un xenocristal. La matriz de estas rocas es mayoritariamente vítrea, con excepción de los domos que muestran una matriz similar a un agregado feldespático. Los cristales de plagioclasa presentan texturas de tipo "Spongy Core", no observada en las rocas de COTACACHI I y III. Nelson y Montana, (1992) sugieren que esta textura es el resultado de algunos cambios en las condiciones físicas del magma en la cámara o el conducto (p.e., descompresión). No se observaron alteraciones y el contenido de óxidos y sulfuros es de ~ 4 %. La paragénesis mineral es: $OI + Cpx + Opx + Hbl + Pl + Ca \pm Kspar$.

COTACACHI III - CUICOCHA

Los depósitos asociados son principalmente volcanoclastos de composición dacítica, tales como: corrientes de densidad piroclástica (flujos piroclásticos de tipo "flujo de pómez", "flujo de ceniza y pómez" y surges), depósitos de caída y sus respectivos re-trabajados. Estos evidencian su actividad volcánica de carácter explosivo.



Fig. 4: Ilustración de las estructuras volcánicas pertenecientes a la unidad Cotacachi III - Cuicocha.

Petrografía:

Su composición química varía desde andesita a dacita (61 – 63 SiO_2 wt. %), con texturas: porfirítica, glomeroporfídica, pilotáxica, epiclástica y vesicular. La mineralogía de esta unidad es claramente diferente de las rocas de COTACACHI I y II, incluyendo sus rocas más ácidas (p.e., domos Muyurcu, domos satélite del flanco sur y diques). Sus fenocristales (48 %) son euhedrales con tamaños variables entre 1 y 2 mm. No presentan cristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno u olivino. Su matriz es mayoritariamente vítrea y en raras ocasiones cuarzo – feldespática. La paragénesis mineral para las rocas de Cuicocha es la siguiente: $Pl + Na + Amph + Bio \pm Kspar$.

Domos Pre - Caldera

Se formó en una fase previa al evento explosivo que destruyó su morfología original.

- **Domo Cuicocha:** Se encuentra ubicado en el flanco suroccidental del volcán y constituye gran parte del borde oriental de la laguna de Cuicocha, su altura es de 3377 msnm y se encontraba formado antes del evento explosivo que formó la "caldera y/o cráter". Posterior a esto, en la morfología solo se pueden observar sus remanentes. La roca (< 40 ka; Hillebrandt, 1989) es una andesita rica en anfíbol (Hillebrandt, 1989). Sus depósitos anteriores a la explosión que formó la caldera, esencialmente son flujos de tipo "Block and Ash Flow" y se extienden hasta la comunidad de Quiroga y el Cantón Cotacachi (Fig. 4).

Depósitos Piroclásticos

En la base de los depósitos se observan brechas matriz soportadas, con importante contenido de líticos andesíticos y dacíticos, las andesitas son de textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, las dacitas poseen textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita. Se podría interpretar que las brechas de base en este depósito representarían la ruptura del domo Cuicocha y parte de las rocas del volcán Cotacachi (p.e., COTACACHI I – SUPERIOR). Durante el inicio de la fase explosiva con la cual se forma la caldera. Sobreyaciendo a las brechas de base, se observan depósitos de flujos piroclásticos de tipo "flujo de ceniza y pómez", depósitos de caída de ceniza, flujos de pómez y oleadas piroclásticas (surge).

Los flujos de ceniza y pómez son muy potentes, aproximadamente 18 metros de espesor en zonas proximales y reflejan la intensa actividad eruptiva de carácter explosivo que estuvo asociada a la formación de la caldera.

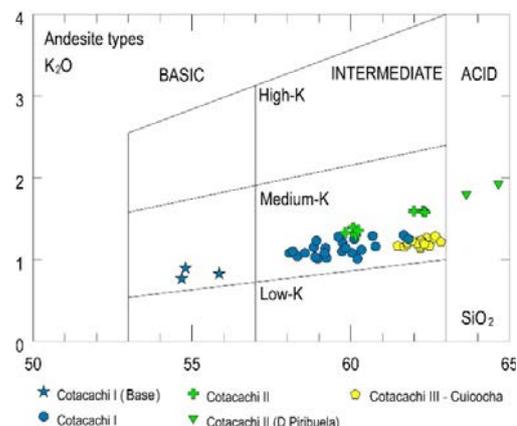
Domos Post - Caldera

Los domos Wolf (norte 3247 msnm y sur 3202 msnm, área aproximada 0,44 km^2) y Yerovi (3062 msnm, área aproximada 0,27 km^2), son formados por la salida de magma dacítico durante erupciones esencialmente efusivas ocurridas luego del período de formación de la caldera de Cuicocha (Cole *et al.*, 2015) (Fig. 4).

Caracterización Geoquímica

Elementos Mayores (Óxidos):

Las rocas del CVCC son calco-alcalinas con contenido medio de K_2O , que varían desde: andesitas basálticas hasta



dacitas; algunas de las andesitas basálticas ricas en olivino y piroxeno se acercan al límite toleítico del diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971). Las rocas relacionadas a los domos MUYURCU, PIRIBUELA, los domos satélites y dique del flanco sur del volcán, difieren muy levemente de la tendencia original indicando que podrían estar asociados al mismo proceso de *diferenciación* (Fig. 5).

Elementos Traza:

Para las unidades COTACACHI I, II y III se observa que los HFSE (p.e., Th, Nb), LREE (p.e., La, Ce) y los LILE (p.e., Rb, Ba, Sr) se comportan como incompatibles, mientras que el Sc, V, Zr, Cr, Ni, Co, los MREE (p.e., Gd, Dy) y HREE (p.e., Er, Yb, Y) tienen un comportamiento compatible.

Los diagramas de REE y multi-elementales o "spider" normalizados frente al manto primitivo de Sun & McDon (1989) muestran el fraccionamiento de los HREE con respecto a los LREE; la anomalía en Nb y el enriquecimiento K son típicos de arcos volcánicos continentales (Wilson, 1994) (Fig. 6).

Cotacachi I y II

- *Flujos de lava*: Se observan débiles anomalías en Eu relacionadas al fraccionamiento y acumulación de plagioclasa en el reservorio.
- *Domos y diques*: Anomalías de Sm relacionadas a la cristalización fraccional de anfíbol son evidenciadas en menor cantidad para COTACACHI II y serían atribuidas especialmente para sus domos PIRIBUELA y MURURCU.
- *Avalancha de Escombros Nororiental*: Gráficos simples muestran las relaciones tanto del K_2O vs. SiO_2 como del $Mg\#$ vs. SiO_2 , indicando que los análisis químicos obtenidos para la colección de rocas del depósito de avalancha de escombros NE, muestran la misma correlación positiva para el K_2O y negativa para el $Mg\#$ respecto a las rocas de COTACACHI. Este depósito de avalancha de escombros, incorpora rocas pertenecientes a las unidades: COTACACHI I – BASE, COTACACHI I – SUPERIOR y COTACACHI II – VENTO CENTRAL. El contenido de SiO_2 para esta colección de rocas de la avalancha está entre 57 wt. % y 66 wt. %.

Cotacachi III - Cuicocha

El Rb no muestra una tendencia clara, esto puede reflejar la presencia mínima o nula feldespató alcalino (p.e., microclina o anortoclasa) en las rocas y depósitos volcanoclásticos asociados. Anomalías en Yb representan el fraccionamiento de anfíbol y biotita para las rocas de esta unidad.

Modelo Geoquímico

En base a las relaciones propuestas por Schiano et al., (2010), se tomaron varios elementos representativos como el K_2O y elementos trazas: LILE muy incompatible (p.e., Rb), HFSE moderadamente incompatible (p.e., Th) y un traza compatible (p.e., Co).

Las relaciones propuestas entre ellos son: a) Rb vs. K_2O , b) Rb vs. Rb/Co, c) $1/Co$ vs. Rb/Co y d) Rb/Th vs. Rb; comparativamente, se observa que todas muestran correlaciones positivas cuyas curvas resultantes indican un modelo de cristalización fraccionada, tanto para COTACACHI I y II como para COTACACHI III - CUICOCHA, confirmando la participación de este proceso como dominante en la evolución de los magmas del Complejo Volcánico Cotacachi – Cuicocha (CVCC) (Fig. 7).

CONCLUSIONES

Las primeras fases eruptivas del Cotacachi (COTACACHI I) tuvieron lugar hace al menos ~162 ka y continuaban hasta los ~108 ka. Una base rocosa representada por andesitas podría constituir el punto de inicio de actividad del volcán, construido directamente sobre el basamento Cretácico. Un escarpe abierto hacia el NW del volcán y un depósito de avalancha de escombros en el sector de Apuela, evocan la posibilidad de un primer colapso del flanco. Se construye COTACACHI II (edificio actual). Grandes depósitos de flujos piroclásticos se encuentran en su flanco SE. Un segundo evento destructivo se produce durante este segundo período de construcción, sus evidencias son: escarpe abierto hacia el NE (edificio central) y un depósito de avalancha de escombros (río Ambi); la geoquímica de sus rocas incluye parte de las unidades COTACACHI I y II.

Varios domos (p.e., Cuicocha, Muyurcu, Loma Negra y Piribuela) se formaron en las periferias del Cotacachi, sus depósitos de tipo "Block and Ash Flow" se posicionan sobre toda la secuencia volcánica. Varias coladas de lava superpuestas en el cráter cierran el período de actividad de COTACACHI II.

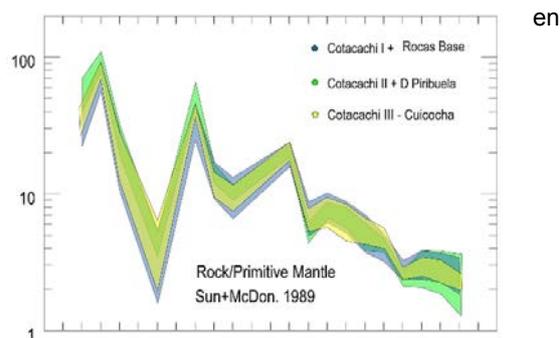


Fig. 6: Diagrama de tipo "Spider" y Tierras Raras (REE) para las unidades mayores del CVCC.

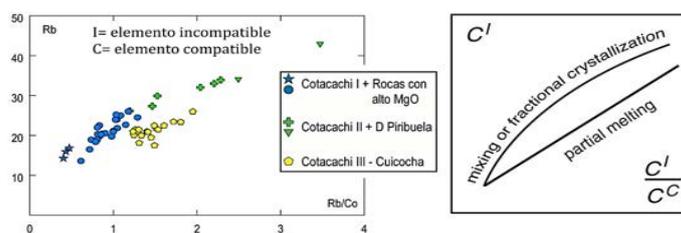


Fig. 7: Diagrama Rb vs. Rb/Co. Modificado de Schiano et al., 2010.

El domo Cuicocha tuvo una gran explosión que lo destruyó, la caldera volcánica resultante (3,1 ka - laguna de Cuicocha), está caracterizada por una intensa actividad eruptiva evidenciada en sus flujos, oleadas y caídas piroclásticas.

El emplazamiento de los domos post-caldera Wolf y Yerovi, así como posibles depósitos volcanoclásticos posteriores marcan el final de la actividad del CVCC hasta el presente.

Globalmente, la geoquímica del CVCC muestra correlaciones similares para elementos mayores (excepto COTACACHI III, cuya tendencia difiere levemente en K_2O vs. SiO_2) y traza, siendo interpretadas como el resultado de un proceso dominante de cristalización fraccionada.

Agradecimientos: Al Instituto de Investigación para el Desarrollo – Francia (IRD) y al Laboratorio Mixto Internacional (LMI), en especial a Pablo Samaniego, Mathilde Bablon y Xavier Quidelleur por los datos para análisis químicos, secciones de roca en lámina delgada y las dataciones radiométricas proporcionados para el presente estudio.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Andrade, D. (2009). *The influence of active tectonics on the structural development and flank collapse of Ecuadorian arc volcanoes. Thèse présentée pour obtenir le grade de Docteur D'Université. Université Blaise Pascal, France, 239 pp.*
- Bernard, B., Hidalgo, S., Robin, C., Beate, B., Quijozaca, J. (2014). *The 3640 – 3510 BC rhyodacite eruption of Chachimbiro compound volcano, Ecuador: a violent directed blast produced by a satellite dome. Bull Volcanol (2014) 76:849, pp. 20, DOI 10.1007/s00445-014-0849-z.*
- Boland, M.P., Pilatasig, L.F., Ibadango, C.E. McCourt, W.J., Aspdén, J.A., Hughes, R.A., Beate, B., (2000). *Geology of the Western Cordillera between 0° - 1° N, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica, Informe No. 10. CODIGEM – BGS, 72 p. Quito – Ecuador.*
- Cole, J.W., Milner, D.M., Spinks, K.D. (2005). *Calderas and caldera structures: a review. Earth-Science Reviews 69 (2005) 1– 26.*
- Hillebrandt, C. (1989). *Estudio geovolcanológico del complejo volcánico Cuicocha-Cotacachi y sus aplicaciones, Provincia de Imbabura. Quito: EPN. Tesis de Maestría Escuela Politécnica Nacional. pp. 214.*
- LePennec, J., Ruiz, A.G., Eissen, J., Hall, M., y Fornari, M. (2011). *Identifying potentially active volcanoes in the Andes: Radiometric evidence for late Pleistocene – early Holocene eruptions at Volcano Imbabura, Ecuador. Journal of Volcanology and geothermal Research, 206, 121-135.*
- Pidgen, A. (2014). *Cuicocha Volcano, Ecuador: reconstruction of major explosive phases through investigation of associated pyroclastic deposits.*
- Pierre Schiano., M. Monzier., J.-P. Eissen., H. Martin., K. T. Koga, (2010). *Simple mixing as the major control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes. Contrib Mineral Petrol (2010) 160: 297 – 312. Springer – Verlag 2009. DOI 10.1007/s00410-009-0478-2.*
- Sun, S. S., & McDonough, W. S. (1989). *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313-345.*
- Vallejo, C., (2007). *Evolution of the western cordillera in the Andes of Ecuador (late Cretaceous – Paleogene). Swiss federal institute of technology Zürich. Doctoral thesis ETH No. 17023, 145 p. Unpublished.*
- Wilson, M., (1994). *Igneous petrogenesis. A global Tectonic Approach. Chapman y Hall London-Great Britain, 416 p.*

MODELO EVOLUTIVO DEL VOLCÁN CHILES

E. Telenchana (1), B. Bernard (1), S. Hidalgo (1), B. Beate (2)

(1) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. etelencha@igepon.edu.ec; bbernard@igepon.edu.ec; shidalgo@igepon.edu.ec

(2). Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. bernardobeate@epn.edu.ec

Abstract: EVOLUTIVE MODEL OF CHILES VOLCANO. The recent seismic activity registered in the Chiles-Cerro Negro area, motivated a new investigation in order to have a better knowledge of the development of this volcano. The present work describes the evolutionary model for the Chiles volcano, which is based on the analysis, study and interpretation of the petrographic, geochronological and geochemical characteristics of its eruptive products, that consist principally of thick lava flows. With the data obtained it was possible to know that Chiles' magmas have suffered mainly fractional crystallization processes, are of calc-alkaline affinity and do not present adakite signature. We estimated at least 6 phases of construction in the volcanic building, presenting lavas ranging from basaltic andesites to rhyodacites that were formed in a period between 600 and 20 ka AP.

Palabras clave: Chiles, geoquímica, geocronología

Key words: Chiles, geochemistry, geochronology.

INTRODUCCIÓN

El volcán Chiles ($0^{\circ}49'0''N$ y $77^{\circ}56'05''O$), perteneciente al Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro, se localiza a 130 km en línea recta al norte de la ciudad de Quito (Ecuador) y a unos 24 km al oeste de la ciudad de Tulcán, (capital de la provincia del Carchi). Se encuentra en el límite fronterizo entre Ecuador-Colombia, dicho límite atraviesa la cumbre estando dividido longitudinalmente en dos partes.

Con una altura de 4748 m s.n.m., su edificio volcánico se construyó en la parte occidental del callejón interandino, en el llamado Frente Volcánico Ecuatoriano que se emplaza sobre la Cordillera Occidental (Hidalgo et al., 2012). Se caracteriza por corresponder a un estratovolcán, adicionalmente presenta una cicatriz de deslizamiento en el flanco norte, el mismo que alcanza 1 km en sentido E-W y 4 km en sentido N-S. Presenta dos unidades mayores, Chiles I y Chiles II, las cuales están compuestas principalmente por flujos de lava que se encuentran dispersos en forma radial a lo largo de los flancos del volcán, adquiriendo diversos tamaños en longitud y espesor (Telenchana, en preparación). Adicionalmente se considera un volcán potencialmente activo según el mapa de Bernard y Andrade, (2011)

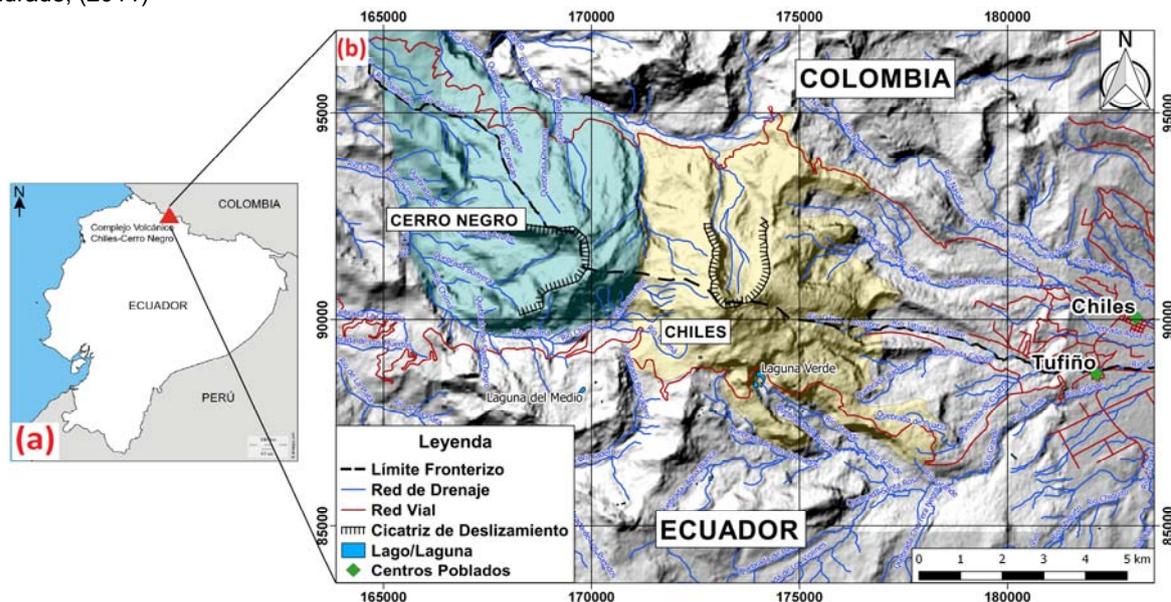


Figura 1. (a) Localización del Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro a nivel regional. B) Localización del volcán Chiles. En el mapa se muestra el Modelo Digital de Elevación (DEM), poblaciones cercanas, red hidrográfica y red vial.

La actividad actual del edificio volcánico se manifiesta por la presencia constante de fuentes termales y solfataras, como por ejemplo las de "Aguas Hediondas" localizada en la parte oriental del volcán Chiles. Adicionalmente a

finales del 2013 hasta 2015 presentó varios enjambres sísmicos en la zona. El 20 de octubre de 2014 se produjo un sismo de magnitud 5.9 con epicentro en el flanco sur-occidental del volcán Chiles (IG-EPN, informe 2014-23).

Estos factores evidencian la importancia de realizar estudios en el área del Chiles, que nos ayuden al entendimiento de su evolución a través de tiempo y comportamiento actual. El objetivo principal de este trabajo es describir el modelo evolutivo para el volcán Chiles, a partir de nuevos y actualizados datos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos, y mejorar el conocimiento geológico sobre el volcán.

METODOLOGÍA

Se realizaron varias campañas de campo, donde se procedió a recolectar un gran número de muestras del volcán Chiles. Se seleccionaron varias de estas muestras, principalmente conformadas por flujos de lava, para estudiar su petrografía, geoquímica y edad.

Para la elaboración de las láminas delgadas, las rocas fueron cortadas a manera de chips de 3x2x1 cm en el Laboratorio de Ensayo de Materiales y Mecánica de Suelos (LEMSUR) de la Facultad de Ingeniería Civil y Ambiental (FICA) de la Escuela Politécnica Nacional (EPN). Luego fueron enviadas al Laboratorio de Magmas & Volcanes (LMA) de Clermont-Ferrand en Francia en el marco cooperacional del Laboratorio Internacional Conjunto (LMI), donde fueron elaboradas las láminas delgadas. Su estudio petrográfico se realizó en el laboratorio del Instituto Geofísico mediante el uso de un microscopio petrográfico ZEISS AXIOPLAN.

Para la obtención de las dataciones, se seleccionaron 4 muestras de flujos de lava, que fueron cortadas en el LEMSUR en cubos de ~8 cm por lado. Posteriormente fueron enviadas igualmente mediante la colaboración del convenio cooperacional con el LMI, a Francia al LMA de Clermont-Ferrand, donde fueron analizadas por el método Ar/Ar en muestras de roca total, dicho procedimiento se encuentra ampliamente detallado en el trabajo de McDougall y Harrison (1999).

Para la adquisición de los análisis químicos, se utilizaron 60 muestras que incluyen las 30 previamente analizadas en el estudio petrográfico, las cuales fueron cortadas en pequeñas secciones y trituradas en un mortero metálico, y pulverizadas en un molino eléctrico de ágata en el laboratorio del Instituto Geofísico. Los polvos fueron enviados al LMA de Clermont-Ferrand en Francia en el marco cooperacional del LMI.

Los análisis de elementos mayores y trazas fueron obtenidos según el protocolo analítico descrito por Cotten et al., (1995), por el método espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS), excepto el Rb, para el que se utilizó la técnica de espectrometría a la llama. La precisión de este método es de 2% y 5% en peso para los óxidos mayores y elementos en trazas respectivamente. Para cada una de las muestras analizadas se obtuvo un total de 10 óxidos mayores, cuyo contenido es expresado en porcentaje en peso (wt. %), así como también de los contenidos de 21 elementos en traza expresados en partes por millón (ppm).

RESULTADOS

- Caracterización Petrográfica

Las 33 rocas analizadas presentan típicamente una textura porfírica seriada (gradación más o menos paulatina en el tamaño de los minerales), también se puede observar una textura pilotáxica (distribución orientada de los microlitos) coherente con un ambiente volcánico fluidal ya que son lavas. Son rocas hipocristalinas (matriz y fenocristales) y además se pudo observar textura glameroporfídica (cristales formando cúmulos). Las fases minerales presentes son plagioclasa (Pl), feldespato potásico (FK), clinopiroxeno (Cpx), Ortopiroxeno (Opx), hornblenda (Hbl), biotita (Bt) y algunos minerales trazas como cuarzo (Qz), olivino (Ol), y minerales opacos (Op). Se diferenció dos tipos de matriz presente, una microcristalina (matriz microcristalina) y una vítrea (matriz vítrea).

Para Chiles I, se evaluaron 2 láminas delgadas, lo cual no permite establecer un buen criterio de su paragénesis. La primera, una andesita basáltica de paragénesis: Pl+Ol+Cpx+Opx±Hbl, mientras que la segunda corresponde a una riocacita de paragénesis: Pl+Hbl+Opx+Cpx±Bt±Qz (Figura 2).

Las rocas de Chiles II, analizadas con 31 muestras, presenta lavas que van desde andesitas a riocacitas. Las muestras con carácter intermedio presentan una paragénesis: Pl+Cpx+Opx±Hbl±Ol, mientras que las de composición ácida una paragénesis: Pl+Hbl+Cpx+Opx±Bt±Qz±FK (Figura 2).

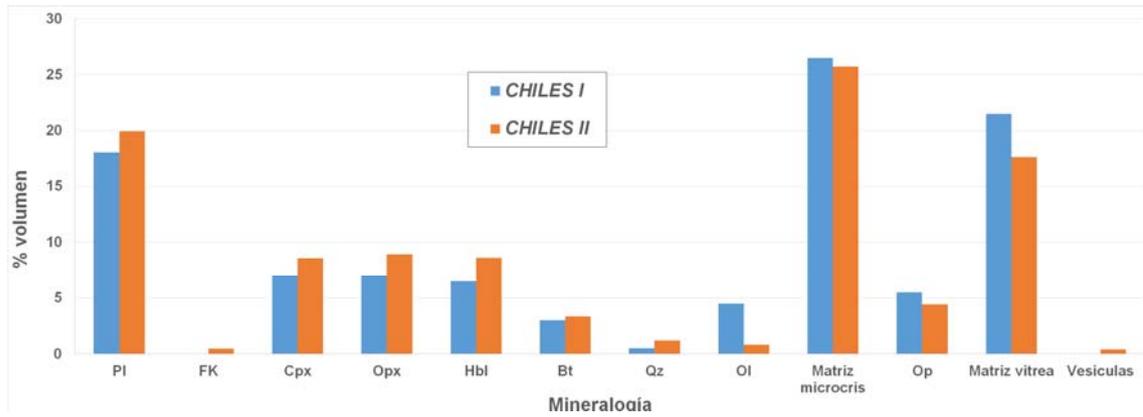


Figura 2. Resumen de la petrografía del Volcán Chiles y su paragénesis mineral por unidad. Tomado de Telenchana (en preparación).

• Edades Radiométricas

Se pudo obtener 3 dataciones radiométricas Ar/Ar para el volcán Chiles, con edades que van desde los 572 a 50 ka AP, como se indica en la Tabla 1.

Tabla 1. Edades radiométricas obtenidas por el método A/Ar para el volcán Chiles. Modificado de Telenchana, (en preparación)

Muestra	Edad Ar-Ar (ka)	Perteneciente a
CCN-ET15-055	50 ± 5	Chiles flanco S
CCN-ET14-016	53 ± 3	Chiles flanco SE
CCN-ET15-205	572 ± 5	Chiles flanco N

Adicionalmente, los datos cronológicos se complementan con la información tomada del trabajo Geotermica Italiana SRL y INECEL, (1982), con una edad mediante Ar/Ar de 42±14 ka AP. Y mediante comunicación personal por parte de Bernardo Beate, quien manifiesta otros datos de dataciones radiométricas realizadas en lavas de Chiles I con edades de 397,3 ± 41 y 271,4 ± 41 ka AP, y otras que fueron realizadas en rocas del Chiles con edades que están entre 57 y 50 ka AP.

Con base en estos datos, la actividad de Chiles I se habría desarrollado en un rango más largo tiempo (600-270 ka), mientras CHILLES II se desarrolló en un periodo de tiempo relativamente más corto (< 75 ka).

• Caracterización Geoquímica

Para elementos mayores, el rango de variación de sílice en las rocas del volcán Chiles es de 54,46 - 70,46 wt. %. De acuerdo a la clasificación química de rocas volcánicas de Peccerillo y Taylor (1976) (Figura 3a), las lavas se encuentran dentro del campo medio a alto de K de la serie calco-alcalina, y en el rango entre andesitas-basálticas a riodacitas, formando varias agrupaciones entre ellas. El diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971), nos indica igualmente que las muestras del volcán Chiles se localizan dentro del campo calco-alcalino (Figura 3b), las cuales son características correspondientes a un arco volcánico continental. Se puede observar que las dos unidades presentan gran similitud en cuanto a su evolución, pero las lavas del Chiles II presentan una menor dispersión.

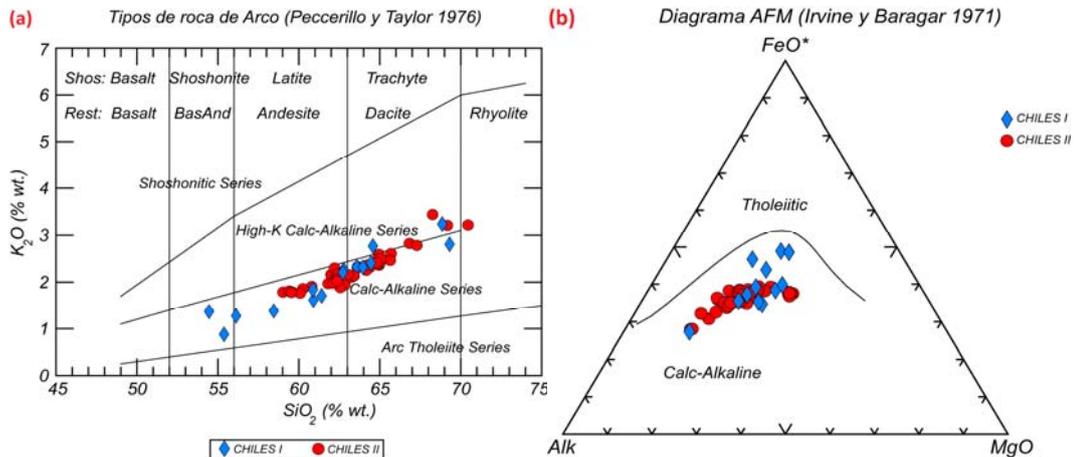


Figura 3. a) Diagrama para tipos de roca de Arco de Peccerillo y Taylor (1976). b) Diagrama de clasificación del tipo de roca AFM de Irvine y Baragar, (1971). Tomado de Telenchana (en preparación).

El modelo geoquímico se estableció en base a las relaciones entre elementos compatibles e incompatibles propuestas por Shaw, (2006) y Schiano et al., (2010), con las cuales podemos conocer los procesos petrogenéticos que dieron durante su formación. Estas relaciones indican que las lavas del Chiles, muestran correlaciones positivas cuyas curvas parecen indicar dos procesos de cristalización fraccionada, un para CHILES I y otro para CHILES II, confirmando la participación de este proceso como dominante en la evolución de los magmas de este volcán (Figura 4).

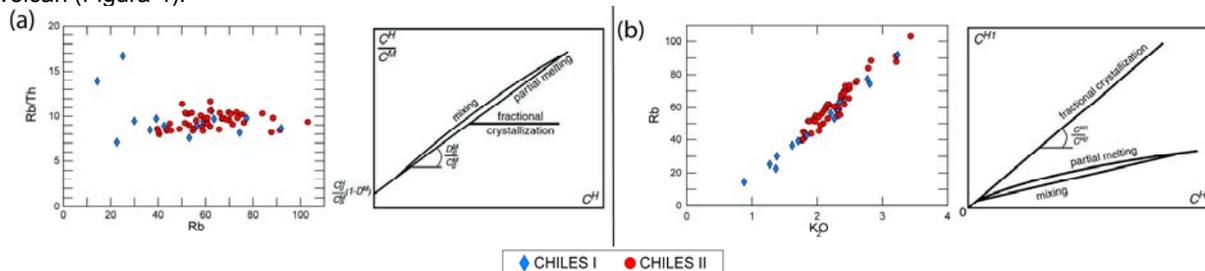


Figura 4. Diagramas de variación: (a) Rb/Th vs. Rb y (b) Rb vs. K_2O , donde se puede apreciar una correlación durante la cristalización fraccionada. Tomado de Telenchana (en preparación).

Al realizar una comparación con las características geoquímicas de las "Adakitas" asignadas por Drummond y Defant, (1990) (magmas que tienen participación de la fusión parcial de la corteza oceánica subducida bajo un arco volcánico), las rocas del Chiles no concuerdan con los criterios enunciados por estos autores. En un diagrama Sr/Y vs. Y se puede observar que las rocas del volcán Chiles caen dentro del campo calco-alcalino normal (Figura 5).

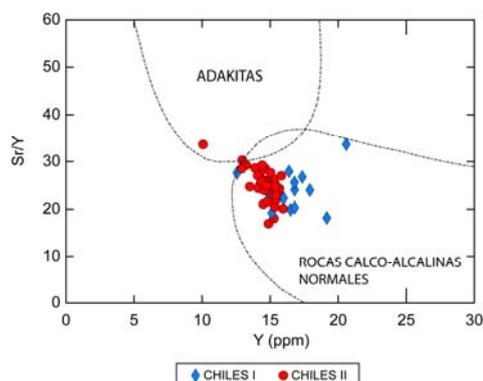


Figura 5. Diagrama Sr/Y vs Y que muestra el campo de las adakitas y de las rocas calco-alcalinas normales. Las muestras del Chiles se localizan dentro del campo calco-alcalino principalmente. Modificado de (Drummond y Defant, 1990).

INTERPRETACIÓN

En el Chiles se distinguen dos unidades Chiles I y Chiles II, separadas por un periodo de ~200 ka. En cada una se desarrollaron tres fases evolutivas, caracterizadas principalmente por la composición de sus productos eruptivos. Los criterios de geoquímica nos sugieren al menos dos procesos de cristalización fraccionada repetidos en el tiempo para generar la variabilidad geoquímica presentes en los productos volcánicos del Chiles I y II.

• Chiles I (600-275 ka)

Primera fase (1a). Probablemente, los primeros magmas emitidos fueron producto de la fusión parcial de la corteza oceánica bajo la Cordillera Occidental (Bourdon et al., 2003). Estos magmas calco-alcalinos ascendieron hacia la superficie y se emplazaron en una cámara magmática. Los procesos de cristalización fraccionada actúan ligeramente en la diferenciación del magma, cristales como piroxenos y olivino están presentes. La fase extruye grandes flujos de lava de composición andesítica - basáltica que se dirigieron hacia el norte. Las dataciones radiométricas Ar/Ar sugieren que esto se produjo hace ~572 ka AP.

Segunda fase (1b). Se da la extrusión de potentes y extensos flujos de lava de composición dacítica hasta andesítica, que fluyeron hacia la parte suroriental del edificio. Son lavas de afinidad calco-alcalina producto del magma residual de la fase anterior que sufrió procesos de cristalización fraccionada. Los minerales que fraccionaron son principalmente anfíbol y biotita. Estos flujos tendrían una edad de ~397ka AP.

Tercera fase (1c). Esta fase se caracterizó por la extrusión de flujos de lava de composición riodacítica, que se dirigieron hacia la parte oriental. Lavas de afinidad calco-alcalina que se generaron a partir de un magma residual de la fase precedente que tuvo tiempo de enfriarse en la cámara magmática lo que favoreció los procesos de cristalización, presentando minerales félsicos como cuarzo en las lavas. Estos flujos de lava presentan una edad de ~271 ka AP lo que implica un lapso relativamente corto de tiempo (~125 ka) entre esta fase y la anterior.

Después de esto, la cámara magmática habría perdido su potencial eruptivo, marcando la finalización de CHILES I.

• Chiles II (<75 ka)

Cuarta fase (2a). Después de un largo tiempo de relativa calma (~200 ka AP), Los productos extruidos corresponden a potentes flujos de lava de composición andesítica que descendieron por los flancos SE y SW del

volcán. Son flujos de lava que presentan una afinidad calco-alcalina. Los magmas generados durante esta etapa probablemente fueron producto de un nuevo ascenso de magma generado por la fusión parcial de la corteza oceánica bajo la Cordillera Occidental (Bourdon et al., 2003), y que fueron emplazados en una cámara magmática. Procesos de cristalización fraccionada también actuaron sobre este magma, favoreciendo la diferenciación de minerales como anfíbol y piroxenos presentes en las lavas. Esta fase se desarrolló entre ~75-60 ka AP.

Quinta fase (2b). Similar a lo ocurrido en la fase 1b, el magma desalojado hacia la superficie formó flujos de lava de composición dacítica a andesítica ácida, que se distribuyeron radialmente alrededor del cono volcánico. Es un magma residual que se desarrolló en la cámara magmática a partir de la fase anterior, y sufrió procesos de cristalización fraccional debido al ligero enfriamiento de la cámara magmática. En las rocas de esta fase podemos encontrar principalmente cristales grandes de anfíbol y xenolitos de rocas correspondientes a fases anteriores. Dataciones Ar/Ar sugieren que estos flujos de lava tuvieron lugar entre 57 y 45 ka AP.

Sexta fase (2c). Se desarrolló poco tiempo después (~5 ka), este proceso generó la extrusión de potentes flujos de lava de composición riódacítica que se distribuyen hacia el lado W y el lado E (flujo de El Gradado) respectivamente, adicionalmente flujos de menor extensión se distribuyeron hacia el W y NW. Los productos se formaron a partir del magma residual de la fase anterior. Los procesos de cristalización fraccional habrían tenido el tiempo y las condiciones necesarias para que el magma se diferencie aún más, presentando minerales félsicos como cuarzo y feldspatos en sus lavas. Finalmente, este proceso concluyó con la formación de pequeños domos y cráteres de explosiones freáticas y/o freatomagmáticas, y brechas subglaciares que se observan en las partes altas del cono (sobre los 4400 m snm), Estratigráficamente esta fase estaría comprendida entre 40 y 20 ka AP, lo que a su vez cierra temporalmente el período de actividad de CHILES II y el desarrollo evolutivo del volcán.

Es importante mencionar que la actividad fumarólica e hidrotermal que se puede ver hoy en día, en las zonas aledañas al Chiles son probablemente generadas por un cuerpo magmático todavía caliente.

CONCLUSIONES

La construcción del volcán Chiles se habría dado en al menos seis fases o etapas, relacionadas por al menos dos procesos de cristalización fraccionada; los productos volcánicos son de afinidad calco-alcalina y no presentan carácter adakítico. CHILES I comprende tres fases: (1a) formación de lavas andesítica - basálticas del lado norte, ~572 ka AP; (1b) flujos extensos de lava de composición dacíticos y andesíticos del lado suroriental, ~400 ka AP; (1c) flujos de lava riódacíticos de la parte oriental, ~271 ka AP hacia Aguas Hediondas. Por su parte, CHILES II abarca las tres fases restantes: (2a) corresponde a flujos de lava andesíticos de las partes SW y SE, entre 75-60 ka AP; (2b) corresponde a lavas de composición dacíticos y andesíticos ácidos, entre 57 y 45 ka AP; (2c) son flujos de lava de composición riódacítica de la parte W y E del edificio entre, 40 y 20 ka AP, a esta última fase también pertenecen domos y cráteres pequeños, y brechas subglaciares observadas en las partes altas.

Agradecimientos: Agradecer al Laboratorio de Ensayo de Materiales y Mecánica de Suelos (LEMSUR) de la Facultad de Ingeniería Civil y Ambiental de la Escuela Politécnica Nacional, quienes me permitieron utilizar sus instalaciones para poder cortar las rocas y al Laboratorio de Magmas & Volcanes de Clermont-Ferrand en Francia, quienes aportaron con las dataciones y análisis químicos, importantes para el desarrollo del trabajo.

Referencias bibliográficas

- Bernard, B., & Andrade, D. (2011). Mapa de Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continental, Escala 1:500000. Poster informativo, Quito-Ecuador: IRD-IGEPN.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Gutscher, M.-A., Monzier, M., Hall, M. L., & Cotten, J. (2003). Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3-4), 123-138.
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R. C., Dulski, P., Brousse, R. (1995). Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: Evidence from French Polynesia. *Chemical Geology*, 119(1), 115-138.
- Drummond, M. S., & Defant, M. J. (1990). A model for Trondhjemite-Tonalite-Dacite Genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B13), 21503-21521.
- Geotermica Italiana SRL, & INECEL. (1982). *Aprovechamiento de los Recursos Geotérmicos de la zona de Tufiño, Ecuador Septentrional* (Geo-Vulcanológico) (p. 110).
- Hidalgo, S., Gerbe, M. C., Martin, H., Samaniego, P., & Bourdon, E. (2012). Role of crustal and slab components in the Northern Volcanic Zone of the Andes (Ecuador) constrained by Sr-Nd-O isotopes. *Lithos*, 132-133, 180-192.
- McDougall, I., & Harrison, T. M. (1999). *Geochronology and Thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar Method*. Oxford University Press.
- Instituto Geofísico EPN. (20/oct/2014). Informe del volcán Chiles - Cerro Negro N°23. Quito, Ecuador. Recuperado de <http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/chiles-cerro-negro/ccn-especiales/ccn-e-2014/148-informe-del-volcan-chiles-cerro-negro-no-23-2014/file>.
- McDougall, I., & Harrison, T. M. (1999). *Geochronology and Thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar Method*. Oxford University Press.
- Schiano, P., Monzier, M., Eissen, J.-P., Martin, H., & Koga, K. T. (2010). Simple mixing as the major control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(2), 297-312.
- Shaw, D. M. (2006). *Trace Elements in Magmas: A Theoretical Treatment*. Cambridge University Press.
- Shaw, D. M. (2006). *Trace Elements in Magmas: A Theoretical Treatment*. Cambridge University Press.
- Telenchana, E. (en preparación). *Estudio Geovulcanológico del Volcán Chiles - Provincia del Carchi* (Trabajo Previo a la Obtención del Título de Ingeniero Geólogo, Opción: Proyecto de Investigación). Escuela Politécnica Nacional, Quito-Ecuador.

TEPHRA FALL ACUMULATION AND ERUPTIVE-STYLE TRANSITIONS: TUNGURAHUA VOLCANO (ECUADOR) - 1999-2013 LONG-LASTING ERUPTIONS

J. Bustillos (1), J. Romero (2), A. Guevara (3), J. Diaz (2), E. Cuenca (1)

- (1) Facultad de Geología, Minas Petróleos y Ambiental, Universidad Central del Ecuador, Casilla 872 A
(2). Dpto. de Geología, Universidad de Atacama, Av. Copayapu 485, Chile
(3). Dpto. de Metalurgia Extractiva, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E 11-253, Ecuador
jebustillos@uce.edu.ec

Abstract: *Tungurahua volcano has erupted 0.13 km³ of bulk air-fall tephra since its reawakening in 1999. Eruptive activity has consisted in Strombolian, Vulcanian and a Subplinian eruption between 1999 and 2013. The new data suggest a dominant Strombolian eruptive style, sometimes associated with lava fountains, with progressive or macro-scale (months to years) to rapid or micro-scale (hours or days) transitions between both styles. Sometimes, the intrusion of gas-rich magma batches may have produced "violent Strombolian" phases or even Subplinian eruptions as in August 16th 2006, showing rapid eruptive-style transitions. In contrast, "cooler" or more degassed magma intrusions probably triggered Vulcanian events since May 2010, due to the conduit plugging, sometimes evolving into Strombolian or Subplinian styles in few minutes. Tephra composition remained almost constant in time (~58,47wt. % of SiO₂; ~2,05 wt. % of K₂O), with exception of May 2010 samples, which cover a wider compositional range varying from andesitic to dacitic (57 to 62 wt. % of SiO₂). Typical mineralogical assemblages consist of plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene, magnetite and olivine. Most of tephra samples (88%) were polymodal (bimodal or trimodal) in their grain size distribution, probably due to elutriation of pyroclastic density currents, especially since 2009, while other mechanisms such as Vulcanian ejecta, sedimentation of multiple plumes at sampling sites or ash aggregation may be responsible for some polymodal samples.*

Palabras clave: Estilo eruptivo; Depósitos de caída de tefra; Volcanismo andesítico, Tungurahua
Key words: *Eruptive style; Tephra fall deposits; Andesitic volcanism, Tungurahua.*

INTRODUCTION

Understanding transitions in eruptive behavior is critical for improved hazard assessment during volcanic crises, although transitional eruptive patterns do not fit neatly into simple classification schemes (Cashman and Sparks, 2013). This is especially important at long-lasting eruptions for the recognition and mitigation of evolving volcanic hazards through time. As inherited characters from these eruptive processes, changes in the shape and nature of principal constituents of ash reflect explosive mechanisms of volcanic eruptions, and their transition in time, contributing to forecast the changes of ongoing eruptive events (Dellino and Volpe, 1995; Cannata et al., 2014; Clarke et al., 2015; Taddeucci et al., 2015). Thus, studies of geochemical, mineralogical and lithological properties of tephra fall deposits are currently used as robust analytical tools for the description of eruptive styles and processes (Cioni et al., 2008; Tsunematsu and Bonadonna, 2015). Besides, tephra grain size distribution (GSD) provide important insights into fragmentation mechanisms, eruptive conditions and volcanic hazards at active volcanoes (e.g. Walker, 1971; Carey and Sigurdsson, 1982; Varekamp et al., 1984; Bonadonna et al., 1998; Fierstein et al., 1997; Cashman et al., 2000; Bonadonna et al., 2002; Houghton et al., 2004; Durant et al., 2009; Eychenne et al., 2012; Tsunematsu and Bonadonna, 2015; Watt et al., 2015). With special focus, GSD analyses of ash of both <10 μm or "thoracic" fraction and <4 μm or "respirable" fraction, provide valuable insights on the potential human respiratory health hazard (Horwell and Baxter, 2006; Horwell, 2007).

TEPHRA SAMPLING

In the current study we analyzed 28 representative samples collected between 1999 and 2013. The ash samples from 1999 to 2005 were systematically collected by members of the Instituto Geofísico of Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN) at distance of 5-20 km from the crater. These samples have been preserved in cool and dry conditions. During the catastrophic 2006 explosive activity, tephra sampling was carried out as soon as possible after the eruptive activity (< 24 h). Since 2007 and up to 2012, the IG-EPN members used a series of "ash-meters" which consist of plastic recipients 20 cm diameter and 20 cm height, installed at a distance <20 km from the crater (Bustillos, 2010; Bustillos and Mothes, 2010). These ash-meters were installed below the most frequent dispersal pattern of the ash, to the west of the volcano. This instrumental monitoring, the reports of volcanic activity, and sample collection have been also enhanced by the help of volunteer community members since 2000, locally known as "vigías" (watchmen) (e.g. Stone et al., 2014; Mothes et al., 2015)

RESULTS

Lithology

Based on morphological and textural criteria, we have distinguished five types of particles: 1) scoria: they can be dark (black), brown or reddish. Black scoria (**Fig. 1a**) correspond to dark vesiculated or fluidal-textured particles. Brown scoria is a transparent or semi-transparent material with vesicles and fluidal texture (**Fig. 1a**). Reddish scorias are subrounded vesiculated particles (**Fig. 1b**); 2) pumice consist of a clear to intermediate gray-color, highly vesicular material whose vesicles are sub-spherical (**Fig. 1c**); 3) dense fragments are black or reddish in color, and consist of dense, blocky, microcrystalline, non-vesicular materials, with absent fluidal texture (**Fig. 1d**). Even when these particles are juvenile, they are considered as lithics because they were crystallized prior their fragmentation and eruption; 4) free crystals are sub-rounded and idiomorphic fragments, in most of cases with regular fractures (**Fig. 1e**); 5) volcanic glass is compounded of transparent to semi-transparent, incolor or clear brown, dense and non-vesicular material (**Fig. 1f**). The sharp perimeter and conchoidal fracture is typically observed. Occasionally white spherical aggregates are found (**Fig. 1e**).



Fig. 1: Lithologic components identified by optical microscope in Tungurahua's ash. a) Black and brown scoria fragments from sample 9A. b) Reddish scoria found at sample 19A. c) Pumice particles with elongated vesicles from sample 13. d) Dense particles (lithics) from sample 11, with both dark and reddish color. e) Free crystals (mainly plagioclase, black arrows) found in sample 17. Also, an aggregate is highlighted with red line. f) Glassy particles of black and semi-transparent color at sample 8. For scale purposes, yellow bars are 1 mm in length.

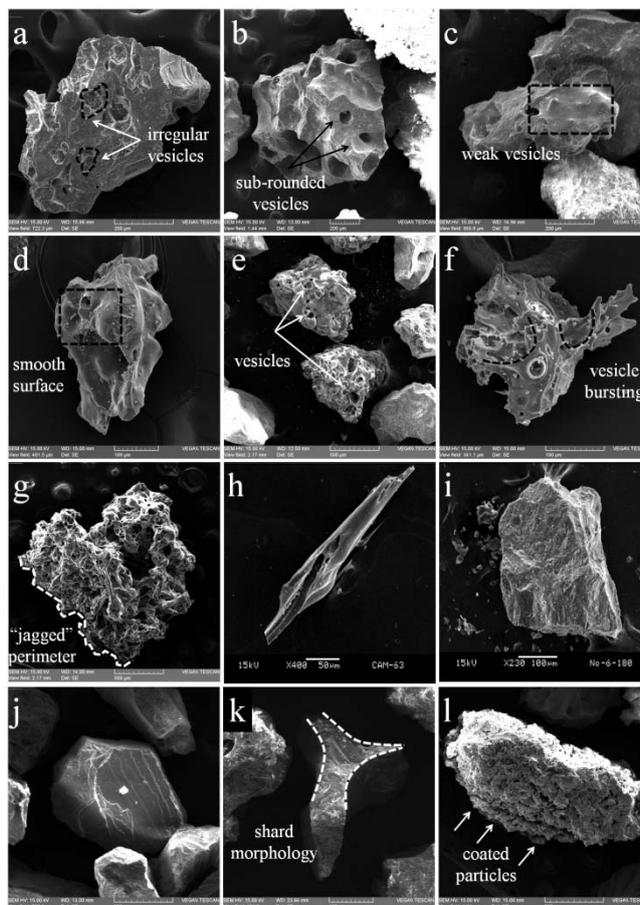


Fig. 2: SEM images of the components of the ash samples. Blocky fragments of different classes, as classified by the vesicle shape, surface shape and particle perimeter are observed in a (sample 3, August 2001), b (sample 9A, August 2006), c (sample 9, April 2006), d (sample 14, February 2008), e (sample 9B, August 2006), f (sample 14, February 2008) and g (sample 13, February 2008). h: Pele's hairs (2010). i: lithic. j: free plagioclase crystal (sample 9, April 2006). k: shard fragment of volcanic glass (Sample 5, March 2002). l: ash aggregate (sample 18B, December 2011).

Texture

According to SEM observations, we have recognized six types of particle morphologies: 1) blocky fragments, 2) Pele's hairs and tears, 3) fluid structures, 4) dense fragments (lithics), 5) glassy fragments, and 6) aggregates. These particles are described as follows:

Blocky fragments are characterized by glassy, planar to curvilinear surfaces, intersected by few to several vesicles (**Fig. 2 a-b**) as observed in samples 2, 3, and 9A (2001 and 2006). Sometimes, weak vesicles are observed over solidified bubbles frozen during their expansion (**Fig. 2c**), as in samples 5, 9, and 19 (2002, 2006, and 2012). Also, smooth surfaces (**Fig. 2d**), probably formed by the surface tension of the particles while they were still partially melt, are found in sample 14 (2008). Some coarse particles ($<0.5 \Phi \mu\text{m}$) show well developed vesicles (**Fig. 2e**), probably as consequence of multiple small vesicle coalescence, as seen in sample 9B (2006). Also, in sample 9B, vesicle bursting is observed (**Fig. 2f**), and vesicle walls are preserved. Two samples collected in February 2008 (13 and 15) are characterized by high-vesicularity irregular particles, whose outline is "jagged" (**Fig. 2g**). Pele's hairs and tears (**Fig. 2h**) is probably the result of the eruption of partially melt particles, and has been observed in samples 9B, 14 and 18I (2006, 2008, and 2010). A smooth-curved surface is typical and weak vesicles over crystallized bubble are frequent textures in particles with fluid structure. Tear-shaped fragments with smooth and rounded shape are also observed. These features are typical in samples 13, 18I and 19A (2008, 2010 and 2012). The lithic fragments are irregular, with planar surface and sometimes wrinkled (**Fig. 2i**), while the free crystals (most of cases of pl) typically show conchoidal fractures (**Fig. 2j**). Examples of these fragments are found in samples 9, 19, and 21 (2006 and 2012). Glassy fragments show typically curvilinear surfaces, shard morphology and, in other cases, concavities (**Fig. 2k**). Their fracture is conchoidal. These particles have been observed in sample 5 (2002).

In the case of aggregates, these fragments are very scarce in the ash samples, nevertheless they are observed in sample 18B (2011) showing an irregular to sub-rounded perimeter (**Fig. 2i**), and fine clay and zeolite adherent particles in their surface. Their size is <1.5 mm diameter and the coating particles are <0.1 mm diameter.

Grain size

The GSD observed of tephra samples can be unimodal (**Fig. 3a**), bimodal (**Fig. 3b**) or trimodal (**Fig. 3c**). Most of them are bimodal in GSD (**Fig. 3b**; 76.2%), while each unimodal (**Fig. 3a**) and trimodal GSD represents 11.9% of all the samples, as seen in Figure 3. Between 1999 and 2009, the unimodal and bimodal GSDs are frequently interspersed, but from 2009 to 2012 most of the samples show a bimodal or trimodal distribution. The tephra from the August 2006 eruptions is bimodal in GSD, and a coarse-grained fraction (<1.0 Φ) it is subordinate. The trimodal GSDs are typical in samples from 2002, 2011, 2012, and 2013 eruptions.

According to Folk and Ward (1957) classification, the 37% of samples is poorly sorted, 50% is moderately sorted, 12.5% is moderately well sorted and 5% is very well sorted. The classification of Cas and Wright (1987) is currently the most used for volcanic deposits, thus the 62.5% of all samples is very well sorted and 12.5% is well sorted. In general, average values of $Md = 2.48 \Phi$ (medium to fine ash), $Mz = 2.54 \Phi$ (medium to fine ash), $\sigma_1 = 0.93$ (well sorted) Φ $Sk = 0.07 \Phi$ (asymmetrically positive) and $KG = 0.96 \Phi$ are observed for the whole dataset. All samples are well classified as fall deposits according to the scheme of Walker (1973) (**Fig. 3d**).

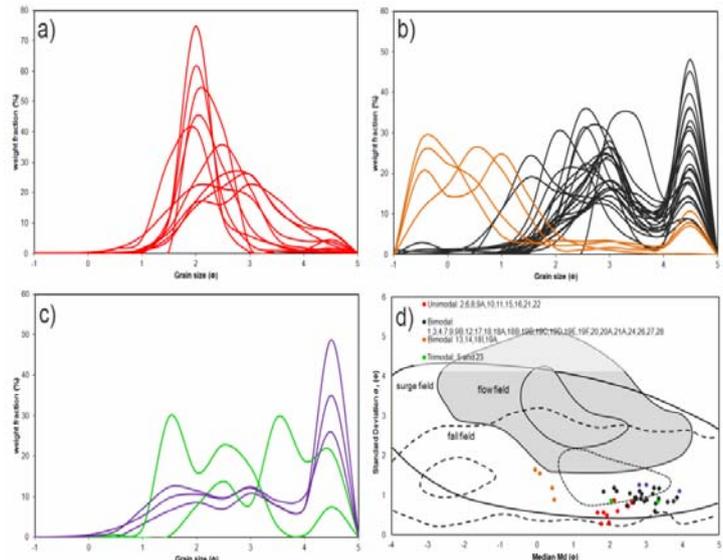


Fig. 3: Grain size distribution of tephra fall samples. a) Unimodal GSD. b) Bimodal GSDs, where two main tendencies are recognized (orange and dark grey), associated with the dominance of coarse or fine particles. c) Trimodal GSD with also two tendencies. d) Walker (1973) classification for GSD of pyroclastic deposits. The samples here studied are included in the field of fall deposits.

Bulk ash geochemistry

According to both TAS (Le Maitre, 1984) (**Fig. 4a**) and Peccerillo and Taylor (1976) classification schemes (**Fig. 4b**), most of the samples are plotted in the andesite compositional field, with a SiO_2 range between 57.8 and 62.3 wt. %. Only a 2010 ash sample is classified as dacite (**Fig. 4a, 4b**). Tungurahua ash deposits show medium-to-high K_2O contents (**Fig. 4c, 4d**). Harker diagrams (**Fig. 4b to 4h**) describe linear trends for the ash deposits of the whole eruptive period. TiO_2 and Al_2O_3 contents are similar for all the samples, between 0.67 and 1.18 wt. %, and between 13.04 and 17.09 wt. %, respectively (**Fig. 4c, 4e**). However, for Na_2O and CaO vs. SiO_2 variation diagrams (**Fig. 4d, 4g**), the samples are arranged in two groups: one comprised by most of the 2012 and 2013 emissions, with higher CaO and lower Na_2O contents, and the rest of the samples that are grouped in a low CaO and high Na_2O linear trend. FeO and MgO diagrams show less clear trends, although the previously described groups can be recognized, with higher FeO and lower MgO contents for 2012 and 2013 ash samples. Besides, K_2O , CaO , and MgO vs. SiO_2 diagrams show comparative whole-rock geochemistry from historical eruptions (1641, 1773, 1886, and 1918 AD) and samples of medium to coarse ash and some ballistics from July and August 2006 eruptions (Samaniego et al., 2011). In general, the samples analyzed in this study present higher K_2O and CaO contents, and lower MgO regarding the comparative data. However, the ashes from 2012 and 2013 eruptions show the major differences, while samples collected between 1999 and 2009 are quite similar to the historical and 2006 eruptions (**Fig. 4b, 4g and 4h**).

Mineralogy

The ash mineralogy is characterized by the assemblage of plagioclase (pl), pyroxene (px) of both clinopyroxene (cpx) and orthopyroxene (opx) classes, olivine (ol), akermanite and magnetite (mag). They have average concentrations of 58.17 vol. %; 37.27 vol. %; 3.53 vol. %; 1.44 vol. % and 1.31 vol. %, respectively. Plagioclases are composed of anorthite (16-31 vol. %), andesine (13-22 vol. %) and albite (9-21 vol. %). The pl is generally observed in the ash samples (53-65 vol. %), and its maximum concentration is found in the 2006 samples (62-65 vol. %). Pyroxene is represented by diopside (9-20 vol. %), pigeonite (7-18 vol. %) and, in a few cases, of hedenbergite (1-3 vol. %). On other hand, the opx is composed of estantite (3-12 vol. %). In general, the highest concentrations of px are found in ash samples from 2001 and 2002 eruptions (41-44 %). Olivine consists of forsterite, varying from 2 to 9 vol. % and with its highest concentration in the samples of year 2003 (sample 7). As accessory minerals, akermanite and magnetite were found. Akermanite varies from 1-2 vol. %, and its highest

concentration occurs in 2006 ash samples, though it was also found in 2008, 2010, 2011, and 2012 samples. The magnetite is in the range from 1 to 3 vol. % and it is abundant (3 vol. %) in the 2012 ash.

CONCLUSIONS

During fourteen years of eruptions (1999-2013) Tungurahua volcano has shown a dominant Strombolian eruptive style. In few cases (i.e. August 2006, February 2010 and February 2012) these eruptions have developed lava fountains. The transitions between both styles are progressive (months to years) or do occur very fast (minutes). When gas-rich magma batches intrude, they commonly generate "violent Strombolian" phases. If these batches are volumetric, precursory signals as increasing seismicity or edifice deformation are expected to occur months prior to the eruption as in August 16th 2006, and are accompanied by progressive increasing eruptive activity. During those major eruptions, the eruptive style transition from Strombolian to Subplinian or violent Strombolian activity may be rapid (few hours). The steady but sustained intrusion of "cooler" or more crystallized magma batches is probably responsible of the increasing frequency of Vulcanian events since May 2010. In consequence, they form plugs which are suddenly destroyed, and produce short but intense eruptions which may evolve into Strombolian or Subplinian phases very rapidly (few minutes). Phreatic or phreatomagmatic eruptions are subordinate (~6.4 %) during the whole period (1999-2013).

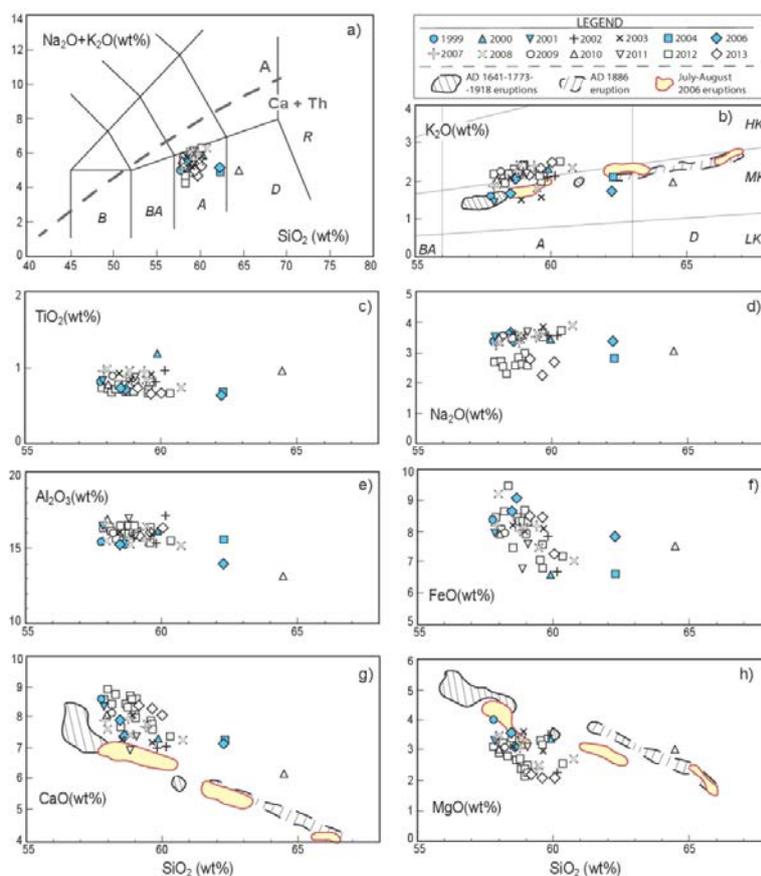


Fig. 4: Major element geochemistry of Tungurahua samples, including the data of this study and samples of ash and ballistics from the 2006 eruption and rocks of the historical eruptions (AD 1641, 1773, 1886 and 1918) from Samaniego et al. (2013), plotted versus SiO_2 . In a) and b) the diagrams of Le Maitre (1984) and Peccerillo and Taylor (1976) have been modified according to the new data. There, the fields mean as follows: B, basalt; BA, basaltic andesite; A, andesite; D, dacite; R, rhyolite; LK, low potassium; MK, medium potassium; HK, high potassium.

The tephra bulk rock geochemistry has remained almost constant in time, with an andesitic (~58.47 wt. % of SiO_2) medium to high-K (~2.05 wt. % of K_2O) composition, with exception of the tephra of May 2010 which covers a wider compositional range varying from andesitic to dacitic (57 to 62 wt. % of SiO_2) and confirms the eruption of a silica-rich magma batch. Their typical mineralogical assemblage is plg + cpx + opx ± mag ± ol. In general terms, this is similar to the characteristics shown by Tungurahua products over the last 372 years. Frequently (88%), tephra samples were polymodal (bimodal or trimodal) in GSD. Unimodal samples could be easily associated with non-turbulent sedimentation processes, while polymodal samples are much more complex and depend on several sedimentation mechanisms. From 1999 to 2006, bimodal GSD of tephra samples is probably consequence of the sedimentation of multiple plumes at the sampling sites. During the major 2006 eruptions, elutriation of PDCs played a key role in this feature. A good agreement has been also found between the increase of bimodal and trimodal GSDs from 2009 to 2013 if compared to the occurrence of PDCs, suggesting that elutriation of PDCs continued generating these GSDs. When no PDCs are associated with these type of GSDs, the nature of Vulcanian events (ejection of different particles classes with different fragmentation styles) or the sedimentation of multiple plumes at the same sampling sites are possible explanations. Also, ash aggregation may be responsible of polymodal GSDs; nevertheless this is not the most common case.

ACKNOWLEDGEMENTS

Laboratory (XRF, XRD and SEM) analyses were supported by the DEMEX-PII-003-2016 internal project grant at Departamento de Metalurgia Extractiva from Escuela Politécnica Nacional. We thank the fruitful comments of Dr. Hugo Delgado Granados (U. Autónoma de México) and Dr. Fukashi Maeno (U. of Tokio), plus the English review given by translator Patricia Soto, which certainly improved this contribution.

REFERENCES

- Bonadonna, C.; Ernst, G.G.J.; Sparks, R.S.J. 1998. Thickness variations and volume estimates of tephra fall deposits: the importance of particle Reynolds number. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 81(3): 173-187.
- Bonadonna, C.; Macedonio, G.; Sparks, R.S.J. 2002. Numerical modeling of tephra fallout associated with dome collapse and Vulcanian explosions: application to Hazard assessment on Monserrat. In: Druitt, T. H., Kokelaar, B. P., (eds). *The eruption of Soufriere Hills Volcano, from 1995 to 1999*. Geol. Soc. London Mem., 21: 517-537.
- Bustillos, J. 2010. Transición del estilo eruptivo durante las erupciones andesíticas en sistema abierto: Contribución al estudio de los depósitos de ceniza del volcán Tungurahua. Master thesis, Nice Sophia Antipolis University, France, 48.
- Bustillos, J.; Mothes, P. 2010. Ash falls at Tungurahua volcano: implementation of systematic ash collection for quantifying accumulated volumes. *Cities On Volcanoes 6 abstract volume*, Tenerife, Canary Island, Spain. May 31 - June 4 2010, 2.7-O-07.
- Bustillos, J.; Romero, J.; Troncoso, L.; Guevara, A. 2016. Tephra fall at Tungurahua Volcano (Ecuador) – 1999-2014: An example of tephra accumulation from a long-lasting eruptive cycle. *Geofísica Internacional* 55 (1): 363-386
- Cannata, C.B., De Rosa, R., Donato, P. and Taddeucci, J. 2014. Ash Features from Ordinary Activity at Stromboli Volcano. *Int. J. Geosci.*, 5: 1361-1382.
- Carey, S.; Sigurdsson, H.; 1982. Influence of particle aggregation on deposition of distal tephra from the May 18, 1980 eruption of Mount St. Helens volcano. *J. Geophys. Res.* 87: 7061-7072.
- Cashman, K.V.; Sparks, R. S. J. 2013. How volcanoes work: A 25 year perspective. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 125(5-6): 664-690.
- Cashman, K.V.; Sturtevant, B.; Papale, P.; Navon. 2000. Magmatic Fragmentation. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., McNutt, S. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press.
- Cioni, R.; D'Orsano, C.; Bertagnini, A. 2008. Fingerprinting ash deposits of small scale eruptions by their physical and textural features. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 177 (1): 277-287.
- Clarke, A.B.; Ongaro, T.E.; Belousov, A.; 2015. Vulcanian eruptions. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., & Stix, J. (Eds.). (2015). *The Encyclopedia of Volcanoes*. Elsevier.
- Dellino, P.; La Volpe, L. 1995. Fragmentation versus transportation mechanisms in the pyroclastic sequence of Monte Pilato-Rocche Rosse (Lipari, Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 64, 211-232.
- Durant, A.J.; Rose, W.I.; Sarna-Wojcicki, A.M.; Carey, S.; Volentik, A.C.M. 2009. Hydrometeor-enhanced tephra sedimentation: constraints from the 18 May, 1980 eruption of Mount St. Helens. *J. Geophys. Res.*, 114: B03204
- Eychenne, J.; Le Pennec, J-L.; Ramon, P.; Yepes, H. 2013. Dynamics of explosive paroxysms at open-vent andesitic systems: High resolution mass distribution analyses of the 2006 Tungurahua fall deposit (Ecuador). *Earth Planet. Sci. Lett.* 361: 343-355.
- Fierstein, J.; Houghton, B.F.; Wilson, C.J.N.; Hildreth, W. 1997. Complexities of plinian fall deposition at vent: an example from the 1912 Novarupta eruption (Alaska). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 76: 215–227.
- Folk, R.L.; Ward, W.C. 1957. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *J. Sediment. Petrol.*, 27: 3-26.
- Heiken, G.; Wohletz, K.H. 1985. *Volcanic Ash*. University of California Press, Berkeley, 245 p.
- Horwell, C.J. 2007. Grain-size analysis of volcanic ash for the rapid assessment of respiratory health hazard. *J. Environ. Monit.*, 9: 1107–1115.
- Horwell, C.J.; Baxter, P.J. 2006. The respiratory health hazards of volcanic ash: a review for volcanic risk mitigation. *Bull. Volcanol.* doi:10.1007/s00445-006-0052-y
- Houghton, B.F.; Wilson, C.J.N.; Fierstein, J.; Hildreth, W. 2004. Complex proximal deposition during the Plinian eruptions of 1912 at Novarupta, Alaska. *Bull. Volcanol.*, 66:95–133
- Le Maitre, R. W., 1984. A proposal by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram: (on behalf of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks). *Australian Journal of Earth Sciences*, 31(2): 243-255.
- Mothes, P.; Yepes, H.A.; Hall, M.L.; Ramón, P.A.; Steele, A.L.; Ruiz, M. 2015. The scientific-community interface over the fifteen years eruptive episode of Tungurahua Volcano, Ecuador. *J. Appl. Volcanol.*, 4:9.
- Peccerillo, P.; Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- Romero, J. E.; Douillet, G. A.; Vallejo Vargas, S.; Bustillos, J.; Troncoso, L.; Díaz Alvarado, J.; Ramón, P. 2016. Dynamics and style transition of a moderate, Vulcanian-driven eruption at Tungurahua (Ecuador) on February 2014: pyroclastic deposits and hazard considerations, *Solid Earth Discuss.*, doi:10.5194/se-2016-159, in review.
- Samaniego, P.; LePennec, J-L.; Robin, C.; Hidalgo, S. 2011. Petrological analysis of the pre-eruptive magmatic process prior to the 2006 explosive eruptions at Tungurahua volcano (Ecuador). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 199: 69-84.
- Stone, J.; Barclay, J.; Simmons, P.; De Cole, P.; Loughlin, S.; Ramón, P.; Mothes, P. 2014. Risk reduction through community-based monitoring: the vigías of Tungurahua, Ecuador. *Journal of Applied Volcanology*, 3:11.
- Taddeucci, J.; Edmonds, M.; Houghton, B.; James, M.R.; Vergnolle, S. 2015. Hawaiian and Strombolian eruptions. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., & Stix, J. (Eds.). (2015). *The encyclopedia of volcanoes*. Elsevier.
- Tsunematsu, K. and Bonadonna, C., 2015. Grain-size features of two large eruptions from Cotopaxi volcano (Ecuador) and implications for the calculation of the total grain-size distribution. *Bull. Volcanol.* 77:64.
- Varekamp, J.; Luhr, J.; Prestegard, K. 1984. The 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 23: 48-50.
- Watt, S.; Gilbert, J.; Folch, A.; Phillips, J.; Cai, X. 2015. An example of enhanced tephra fallout driven by topographically-induced atmospheric turbulence. *Bull. Volcanol.* doi:10.1007/s00445-015-0927-x.

LANDSAT AND INSAR 2005-2009 OVERVIEW OF SIERRA NEGRA AND CERRO AZUL VOLCANOES, GALÁPAGOS, ECUADOR.

Andrés Gorki Ruiz P. (1), (2),(3), Nathan Meier (3)

(1) Escuela de Geología, Universidad Central del Ecuador, Ciudadela Universitaria, calle Jerónimo Leiton y Av. La Gasca, Quito, Ecuador, agruizp@uce.edu.ec
(2) Escuela de Ciencias Geográficas, Pontificia Universidad Católica del Ecuador, Av. 12 de Octubre 1076 y Roca, Quito, Ecuador
(3) Department of Geosciences, The Pennsylvania State University, University Park, USA, 503 Deike Building, PA 16802

Abstract: Volcanic eruptions and their deposits modify the landscape features that usually are well documented through satellite imagery. The recent eruptions of Sierra Negra and Cerro Azul volcanoes, Galapagos, Ecuador, on 2005 and 2008 respectively, were analyzed using satellite images from ALOS-LANDSAT for 2005 to 2009 period. Thus, the emitted lava flows from both volcanoes were mapped using ALOS L-band, while the NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) and the landscape classification were determined through the band combination method. The INSAR technique for SAR 2008-2009 images allowed us to track the post eruption ground deformation patterns on both volcanoes, Sierra Negra showed ~ 18 cm uplift of the summit caldera, while the 2008 lavas of Cerro Azul subsided ~ 5 cm.

Palabras clave: Galápagos, volcanes, LANDSAT, NDVI, INSAR
Key words: Galapagos, volcanoes, LANDSAT, NDVI, INSAR

INTRODUCTION

The development of satellite imagery tools allowed geoscientist to map, document and monitor the Earth's surface changes, especially on remote areas and/or difficult access (Dzurisin D., 2007). Volcanic eruptions, usually build up new surface and topographic features such as lava flows and piroclastic deposit fans. For example, the eruptions of Kilauea volcano, Hawaii Islands, have been well documented through geological, geophysical observations and recently through remote sensing images. This information was used to model and explain the magmatic sources as well to track the main geomorphologic changes (Wright and Klein, 2014).

Similarly the Galápagos Islands, located ~1000 km west of Ecuador (Fig.1), experienced recent volcanic eruptions at Sierra Negra and Cerro Azul volcanoes that were documented through geologic, petrologic, geophysical and satellite observations (Teasdale et al., 2004; Geist et al., 2007; Ruiz A. G., 2008; Ruiz A. G., et al., 2011). These observations were used by the Galápagos National Park Service (SPNG) to diminish the eruption impacts over species at risk, e.g. evacuations of tortoises at risk during the 1998 Cerro Azul eruption. On the same way, the local Civil Defense and authorities limited tourism activities during the Sierra Negra 2005 eruption, especially close to the main vent and lava flows, to prevent fatalities. Here, we present a set of LANDSAT and InSAR images to map the recent lava flows, forest coverage changes and ground deformation patterns on Sierra Negra and Cerro Azul volcanoes from 2005 to 2009. Our INSAR results will be combined with the Global Positioning Systems (GPS observations) and seismic observations to constrain the magma source on both volcanoes and construct scenarios for future eruptions. On the other hand, the LANDSAT images could help both scientist and Galapagos's authorities to evaluate the eruptions and assess for volcanic hazards and risk management.

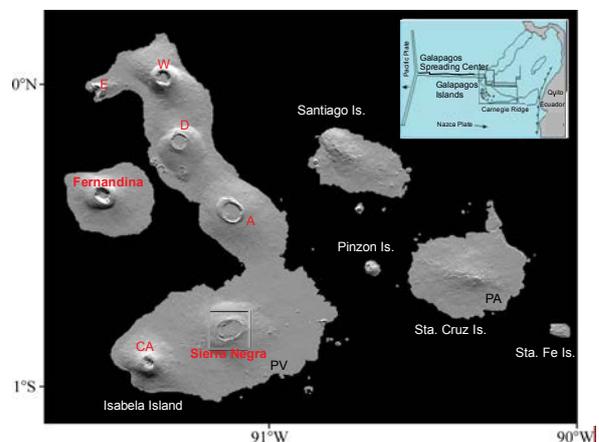


Fig. 1: Shadow relief map of Galapagos Islands. Sierra Negra; CA = Cerro Azul, A = Alcedo, D= Darwin, W = Wolf, E = Ecuador and Fernandina volcanoes. PV= Puerto Villamil, PA = Puerto Ayora. From: Ruiz A.G. 2008.

Cerro Azul and Sierra Negra recent eruptions

The Galapagos Islands lie on the Nazca plate (Fig.1), which moves eastwards relative to the hotspot reference frame (Gripp, A. E. & Gordon, R. G. 2002). These islands were constructed through eruptions fed by the Galapagos Plume (Villagomez D. R., et al., 2014 and references therein). The 1998 Cerro Azul eruption was first observed through the GOES satellite, and later fieldwork was conducted to evaluate the eruption (Teasdale et al., 2004). This eruption emitted 1.0×10^8 m³ of lava from a lateral vent on its eastern flank and from two small summit vents (Fig. 2).

The main lava flow traveled ~15 km and approached a tortoise conservancy area while the second large lava flow travelled 7 km from the vent. The summit lava flows extend ~ 750 m from the intra-caldera vents (Teasdale et al., 2004). Similarly, the 2008 Cerro Azul eruption was detected through satellite images – MODIS/MODVOLC, OMI as well as through seismic stations and field observations (May 2008 Eruption -BGVN). The main eruption occurred along at least three main fissures located on the eastern flank (Fig. 2), Fissures 1 and 2 were close to the 1998 eruption vent. Fissure 3 occurred into eastern bottom of Cerro Azul (Fig. 2). A summit vent/fissure was identified on the eastern flank from at least four lava flows that have been mapped. Fieldwork and aerial pictures showed lava flows cover an area at least 10 km by 2- 3 km wide (Smithsonian Cerro Azul Report). However, poor weather conditions at that time impeded detailed mapping of the flows. The SPNG conducted several airplane flights over Cerro Azul to monitor the extent of lava flows, but the rainy season diminished their visual observations of the eruption. At the same time, scientists from the University of Idaho, the Geophysical Institute (IG) and guard parks of SPNG visited the eruption zone and mapped the southern side of the main lava flow, whereas the summit vent and eastern fissure were not mapped on land due its difficult accessibility (May 2008 Cerro Azul Eruption -BGVN).

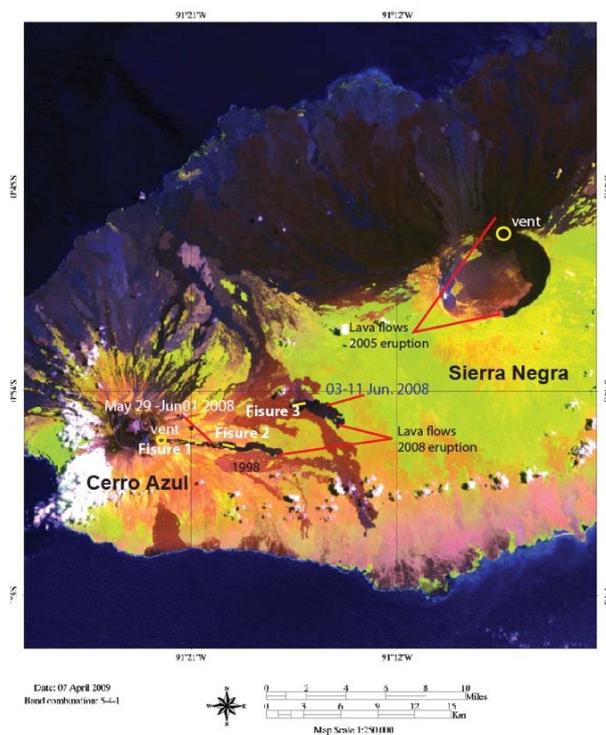


Fig. 2: The April 2009 image shows the main lava flows for Cerro Azul 2008, which complements the fieldwork annotations by Ruiz A., G. 2008; also the main lavas from Sierra Negra 2005 eruption are shown.

The recent eruption of Sierra Negra Volcano, the most voluminous of the Galápagos volcanoes, occurred on 22 October 2005, after 26 years of quiescence (Geist et al., 2007). The eruption started on the northern caldera rim with ~2 km wide curtain lava fountains (Fig. 2). The main products are scoria and a'a lavas, which mostly pooled in the caldera. Two lava flows travelled outside the caldera for almost 4 km down the northern flank (Geist et al., 2007). During the eruption the caldera floor dropped by ~5 m and contracted ~6 m and the total eruptive volume was estimated to be ~150 x10⁶ m³ (Geist et al., 2007). The lava flows caused several fires in the caldera rim, especially on the eastern and southeastern sides (SPNG). During the eruption, the SPNG and local authorities prohibited tourists from visiting the area.

METHODS, DATA AND ANALYSIS

To map lava flows, land change, and vegetation due the Cerro Azul 2008 and Sierra Negra 2005 eruptions we used the Landsat images and radar data sets from Advanced Land Observation Satellite (ALOS) processed through ENVI and Repeat Orbit Interferometry Package (ROI_PAC), provided by the Jet Propulsion Laboratory (JPL). The amplitude, coherence, and interferograms were then visualized in ENVI (Exelis Visual Information Solutions package). First, using Landsat images we attempt to map the lava flows from the 2008 Cerro Azul and 2005 Sierra Negra eruptions and map the vegetation coverage after the eruptions. Secondly, the Landsat images of Southern Isabela Island could help us to map any new features like faults or cracks related to these active volcanoes to cross correlate with the ALOS radar interferograms taken before and after the eruptions. This information could be combined with the continuous GPS data of Sierra Negra (Ruiz A. G., 2008; Ruiz A. G., et al., 2011; Meier et al., 2014) and InSAR images, as in Chadwick et al., (2006), to construct a magmatic source to explain the ground deformation patterns for both volcanoes.

Landsat Processing

Pre-Processing Steps

First, we performed layer stacking on each set of images (12 April 2005, 27 October 2007, & 07 April 2009). Then we identified a Repeat Orbit Interferometry (ROI) to encompass only the part of the images that contain Cerro Azul and Sierra Negra volcanoes (Figs. 2, 3, 4, 5). This was done to cut back on processing time, as most of the area in our scenes was water. We then made new-stacked layers that conformed only to the ROI. Second, our scenes contained striping in valuable locations, so we used the destriping tool on each stacked layer. This significantly improved the appearance of our images. Third, we enhanced the color of the images by using interactive stretching on each stacked band.

Band Combinations

We chose to do 5-4-1 (Fig. 2) band combinations on each of our scenes. We chose 5-4-1 because Short Wave Infra Red (SWIR) and Near Infra Red (NIR) should highlight vegetation and highlight recent lava flows on both volcanoes.

Normalized Difference Vegetation Index (NDVI)

Our NDVI scene is shown in figure 3. While the scenes from 2005 and 2007 have more cloud cover than 2009, it is possible to see variations in the vegetation index between the three time periods. The scenes from 2005 and 2009 were both taken in April, which is part of the rainy season at Isabela Island. The scene from 2007 was taken in October, which is part of the dry season. We expect to see a decrease in vegetation around Sierra Negra due to the 2005 eruption. The areas adjacent to the summit look less vegetated, but it might be due to seasonal climate effects. In 2009, Sierra Negra shows an increase in vegetation, but Cerro Azul shows a decrease. This is possibly due to the 2008 eruption at Cerro Azul.

Classifications

We did a series of supervised and unsupervised classifications. Our final results are shown in figure 4. The unsupervised classification was run with eight classes and three iterations. The supervised classification (Fig. 4) was done using six classes: older lava flows (brown), new lava flows (light brown), light vegetation (light green), dense vegetation (dark green), and water (blue). Both classifications were able to correctly classify most of features. For example, the unsupervised classification shows that most of the periphery of the island is made up of old lavas with some vegetation on top of it. The problem is that the classifications have a difficult time distinguishing old and new lavas.

InSAR Processing

Interferogram Generation

Two ALOS radar images are compared for this study. The master image was taken on 05 September 2008 and the slave image was taken on 08 June 2009. Single Look Complex (SLCs) images were generated for ALOS radar images using the make_raw_alos.pl script that is a part of the ROI_PAC software package. The SLCs were then processed using the process_2pass.pl command to generate interferograms, and amplitude and coherence images. Deformation fringes on the interferogram images were visualized by converting complex data from the filtered and wrapped interferogram into two separate bands: amplitude and phase. The phase band was visualized in grayscale, and later colored with a color palette included in ENVI. The raw interferogram has a scale of $-\pi$ to $+\pi$. The interferogram is flipped west-east, so the sense of deformation is also flipped (figure 5, bottom right). To correct this, we flipped the

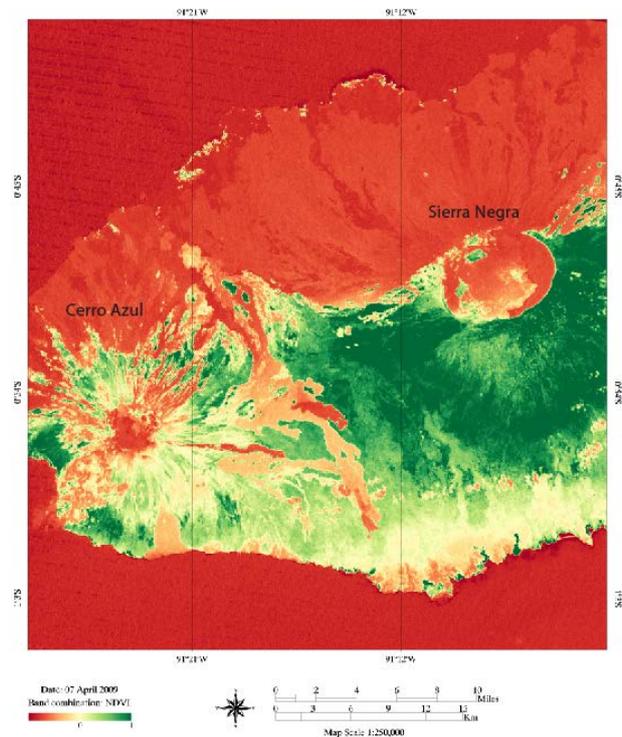


Fig. 3: NDVI estimates for the southern portion of Isabela island, Galapagos, Ecuador in April 2009. Green is positive, red is negative, yellow is near zero.

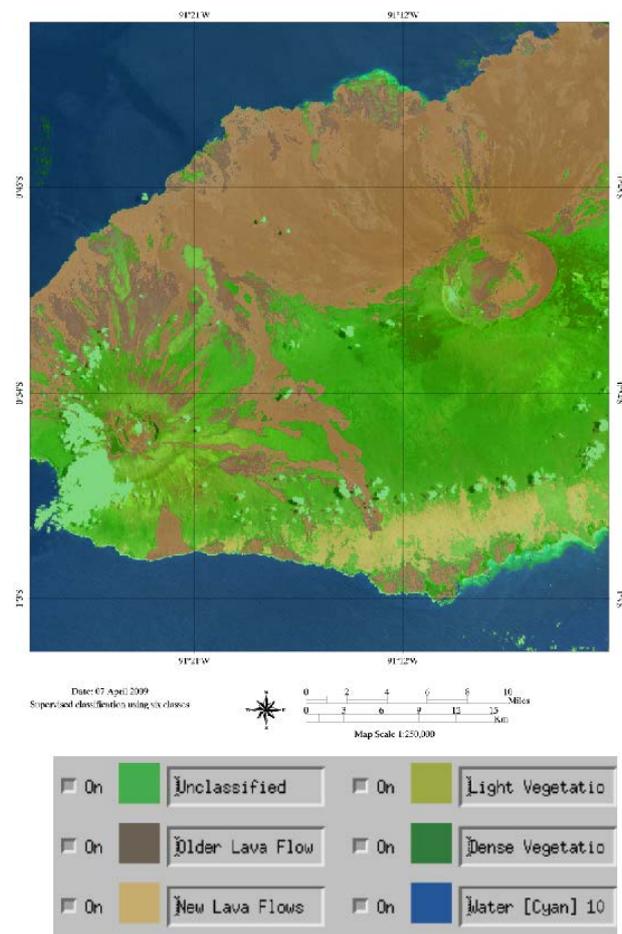


Fig. 4: Supervised classification using six classes (bottom) to classify southern portion of Isabela, Galapagos, Ecuador in April 2009 (above). Classes set to 50% transparency.

picture horizontally and adjusted the scalebar to reflect the true sense of motion (uplift in Sierra Negra caldera, subsidence of lava flows) (figure 5).

CONCLUSIONS

Multi-temporal Analysis

Between 2005 and 2007, there was a decrease in vegetation between Sierra Negra and Cerro Azul. This is likely due to the 2005 eruption of Sierra Negra and also the climate at the time of year when the picture was taken (October). Between 2007 and 2009, there is an increase in vegetation near Sierra Negra and a decrease in vegetation near Cerro Azul. This is likely due to the 2008 eruption at Cerro Azul, which produced lava flows that traveled into the valley that is located between Sierra Negra and Cerro Azul (figure 2).

The deformation interferogram (Fig. 5) shows subsidence of ~5 cm where the newly erupted lavas from Cerro Azul lie. The interferogram also shows that the deformation observed at Sierra Negra is highly constrained to within the caldera, leaving the vegetation on the flanks of the volcano undisturbed and allowing for growth. We plan use this satellite information to combine with UAVSAR (Uninhabited Aerial Vehicle Synthetic Aperture Radar, www.uavsar.jpl.nasa.gov) available images and future GPS observations, e.g., re-occupy the episodic GPS network and reestablish the continuous GPS network on Sierra Negra volcano, and use the available seismic data to construct a magmatic model for both volcanoes. This future work would be useful by local authorities and the Galapagos National Park to diminish the impacts on nature and population due future eruptions.

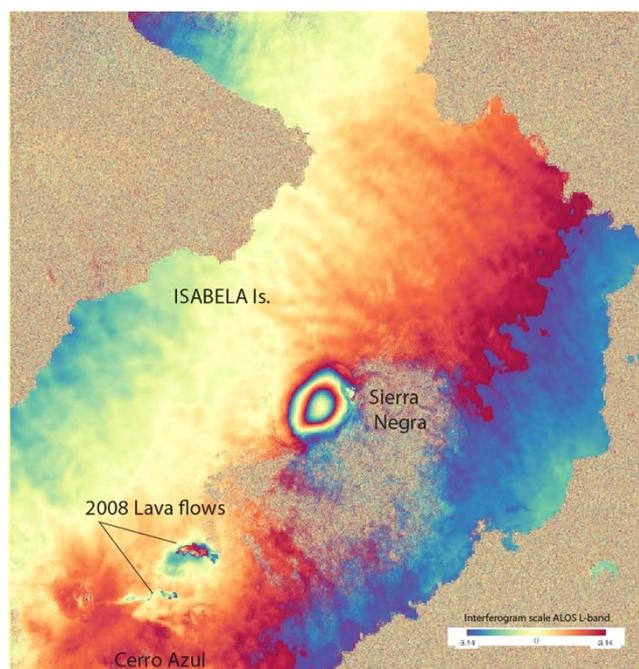


Fig. 5: Normal perspective interferogram (filtered & wrapped, non-geocoded) from ALOS (L-band) descending LOS; shows deformation consistent with other geodetic observations (i.e. inflation in Sierra Negra caldera detected through the continuous GPS network-UNAVCO). One fringe corresponds to ~12 cm of deformation. There is ~18 cm of uplift in the center of Sierra Negra caldera. Additionally, ~5 cm of subsidence is seen in the valley between Cerro Azul and Sierra Negra, where lavas recently erupted from Cerro Azul (May 2008) are cooling. A recent (2015) UAVSAR mission showed a similar inflationary pattern for 2013/03/09 to 2015/03/18 that could be useful for constructing the time series deformation of Sierra Negra. (<http://uavsar.jpl.nasa.gov/cgi-bin/data.pl>).

References

- Chadwick W.W., Geist D.J., Johnsson S, Poland M, Johnson D.J. 2006. A volcano bursting at the seams: inflation, faulting, and eruption at Sierra Negra Volcano, Galápagos. *Geology* 34:1025–1028
- Dsurizun D., 2007. *Volcano Deformation, Geodetic Monitoring Techniques*. ISBN 3-540-42642-6 Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Geist D., Harpp K., Nauman T., Poland M., Chadwick W, Hall M., Rader E. 2007. The 2005 Eruption of Sierra Negra volcano, Galapagos, Ecuador. *Bull. Vol.* DOI:10.1007/s00445-007-0160-3.
- Global Volcanism Program, 2008. Report on Cerro Azul (Ecuador). In: Wunderman, R (ed.), *Bulletin of the Global Volcanism Network*, 33:5. Smithsonian Institution. <http://dx.doi.org/10.5479/si.GVP.BGVN200805-353060>.
- Gripp, A. E. & Gordon, R. G., 2002. Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophys. J. Int.* 150, 321_361 (2002).
- Meier N., LaFemina P., Geirsson H., Ruiz A.G., 2014. Variable Deformation Rates at Sierra Negra Volcano: Geodetic Observations from 2008 to Early 2014. AGU Fall 2014 Meeting.
- Ruiz A. G., 2008. Inflation and Deflation modeling at Sierra Negra and Fernandina volcanoes based on GPS measurements, Galapagos islands, Ecuador. Master Thesis, U of Idaho.
- Ruiz A. G., Ruiz M., Geist D., Chadwick W., 2011. Correlaciones Sísmicas y Geodesicas en el volcán Sierra Negra. 7 Jornadas en Ciencias de la Tierra. EPN.2011. Quito, Ecuador.

- Teasdale R., Geist D., Kurz M., Harpp K. 2004. 1998 Eruption at Volcan Cerro Azul, Galapagos Islands: I. Syn-Eruptive Petrogenesis. *Bull. Volcanology*. (2005) 67:170-185. DOI 10.1007/s00445-004-0371-9.
- Villagomez D. R., Toomey D., Geist D., Hooft E., Solomon S., 2014. Mantle flow and multistage melting beneath the Galápagos hotspot revealed by seismic imaging. *Nature Geoscience*. DOI: 10.1038/NGEO2062.
- Wright, T.L., and Klein, F.W., 2014, Two hundred years of magma transport and storage at Kilauea Volcano, Hawai'i, 1790–2008: U.S. Geological Survey Professional Paper 1806, 240 p., 9 appendixes, <http://dx.doi.org/10.3133/pp1806>.
- <http://uavsar.jpl.nasa.gov>
- <http://www.satimagingcorp.com/satellite-sensors/other-satellite-sensors/alos/>
- <http://landsat.gsfc.nasa.gov>
- <http://www.exelisvis.com>
- <http://so2.gsfc.nasa.gov>
- <http://modis.higp.hawaii.edu/cgi-bin/modisnew.cgi>

ERUPTIVE ACTIVITY OF COTOPAXI VOLCANO BETWEEN 14 AND 24 AUGUST 2015: MAGMATIC-EPITHERMAL PROCESSES INFERRED FROM TEPHRA FALL DEPOSITS

Liliana Troncoso (1), Jorge Bustillos (1), Jorge E. Romero (2), Alicia Guevara (3), Janina Carrillo (1), Estefano Montalvo (1), Tatiana Izquierdo (2)

- (1) Facultad de Geología, Minas, Petróleos y Ambiental, Carrera de Ingeniería en Geología. Universidad Central del Ecuador - Casilla 872 A, Quito, Ecuador. ltroncoso@uce.edu.ec
(2) Departamento de Metalurgia Extractiva, Escuela Politécnica Nacional - Ladrón Guevara E11-253, Quito, Ecuador.
(3) Departamento de Geología, Universidad de Atacama - Copayapu 485, Copiapó, Chile

Actividad eruptiva del volcán Cotopaxi entre el 14 y 24 de agosto del 2015: Procesos magmáticos-epitermales inferidos a partir de depósitos de tefra: Se midió y muestreó los depósitos de caída de tefra de la erupción de agosto 2015 del volcán Cotopaxi, y las muestras fueron sometidas a análisis litológicos, difracción y fluorescencia de rayos X y microscopía electrónica de barrido. Se estima que el volumen no denso de tefra emitido entre el 14 y 24 de agosto fue $1.43 \pm 0.43 \times 10^6 \text{ m}^3$ (VEI 1-2). La ceniza es andesítico-basáltica (~54.8 peso % SiO_2) y se compone mayormente de líticos, escoria, fragmentos alterados, pómez, cristales libres (plagioclasa y piroxenos), vidrio volcánico y agregados. Además, aparecen óxidos de Cu y Fe en los líticos durante las primeras explosiones. Estos antecedentes, comparados con la geofísica, apuntan a un modelo de intrusión magmática, exsolución de volátiles, brechización de la interfaz frágil-dúctil y disturbio del sistema hidrotermal durante las primeras explosiones freáticas. Posteriormente, la interacción discreta del sistema hidrotermal con el intrusivo habría generado una fase freatomagmática.

Palabras clave: depósito de caída de tefra, mecanismo eruptivo, contenido juvenil, volcán Cotopaxi.

Key words: ash fall deposit, eruption mechanism, juvenile content, Cotopaxi Volcano.

INTRODUCTION

Both phreatic and phreatomagmatic eruptive styles fundamentally are driven by hydrovolcanic phenomena, thus they are known as "hydrovolcanic eruptions" (Ohba and Kitade, 2005). In both types of eruptions, the water plays a key role in the eruptive mechanism, but differences are mainly related to juvenile content (McDonald, 1972; Lorenz, 1973; Wohletz y Heiken, 1992; Browne and Lawless, 2001). When juvenile content is scarce or not clearly distinguished within samples, difficulties to differentiate from phreatic and phreatomagmatic eruptions are reported (e.g. Pardo et al., 2012). This information may be crucial for distinguishing between low-level volcanic restlessness from activity that presages a larger eruption (eg. Cashman and Hoblitt, 2004). For these cases, studying ash by grain size analysis and microscopic investigation provides valuable information on the eruptive mechanism (Dellino and Kyriakopoulos, 2003).

Cotopaxi Volcano (Ecuador) is an active ice-covered stratovolcano located 60 km southeast of Quito (~2.234.000 inhabitants) at an elevation of 5,987 m. After 135 years of quiescence, there were two increases in its seismic activity in 2001 and 2015 (Molina et al., 2008; IGEPN, 2015a), whose the last also produced low-energy, locally-distributed ash emissions. Initial ash analyses of Cotopaxi 2015 eruption revealed both end members of phreatic (e.g. Vaca et al., 2015; Bernard et al., 2016) and phreatomagmatic (e.g. Gaunt et al., 2016) activity. This work seeks to understand the eruptive mechanism during the first 10 days of eruptive activity. The distribution, thickness, volume, grain size, lithology, texture, geochemistry and mineralogy are all measured. These characteristics are then analyzed in terms of eruptive mechanism and dynamics, which in turn are used to characterize the volcanic hazard.

SUMMARY OF THE AUGUST 2015 ERUPTION

According to the Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN), the Cotopaxi volcano experienced increased seismic activity on April 2015 (if compared to the base level of the period 1989-2014) of volcano tectonic (VT), long-period (LP), very LP (VLP) and tremor events together with an increase in the SO_2 emissions (from the normal 500 ton/day to ~3000 ton/day) and a small inflation of 150 μrad in the northeast flank of the volcano measured with a tilt-meter after 21 May (IGEPN, 2015a, b; Arias et al., 2015; Mothes et al., 2016). The seismicity originated at a depth of 2-3 km beneath the volcano summit, while the deformation source suggests a deeper intrusion (5-10 km depth) with a volume of about $8 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Arias et al., 2015). A VT seismic swarm started on August 13 at 22.21 UTC in Cotopaxi and persisted for almost 45 minutes with a maximum magnitude event of 2.7 Ml (IGEPN, 2015c). On August 14, the volcano reawakened with a series of explosions.

From these, the third explosion at 15.25 UTC, produced an ash-loaded convective column (e.g. Tvcolor36, 2015) of 6-8 km in height above the crater level (acl), and was associated with ash fallout towards the NW and SW of the volcano. The peak of SO_2 emission was registered on August 15 (16700 ton/day) and neither deformation nor thermal anomalies were observed (IGEPN, 2015e). Small ash emissions with weak eruption columns elevated at



Fig. 1: Eruptive activity of Cotopaxi volcano on August 2015. Photo by Andrés Ordoñez.

0.2-2 km acl were almost permanent during the period August 15-24 (Fig.1), and in some cases, they were interrupted by vapor and gas-laden emissions (e.g. Chancusig, 2015), with relative calm lasting few hours (without ash emissions). In this period, the seismicity was characterized by the occurrence of LP, VLP, VT and emission tremor events, all originating 1 to 4 km beneath the volcano. Towards the end of August, new thermal anomalies (13.5 to 16.3 °C) were detected at the N flank glaciers, being associated to source areas with fumarolic activity together with the formation of narrow streams of water in September 2015 (Ramón et al., 2016). Small GPS and tilt changes leveled off in November 2015 (Mothes et al., 2016), and surface manifestations and other monitored parameters decreased from this date. The ash fallout caused respiratory and eye problems in the inhabitants of towns around Cotopaxi volcano (e.g. Machachi), and also impacted the livestock and agriculture (e.g. Afpes, 2015).

METHODS AND MATERIALS

Field mapping of ash fallout (Fig.2) was carried out on August 14 and 15 after the first and second explosions at Machachi (Mch) and Aloasí (Alo) towns, and on August 24 we sampled and measured additional ash blankets at Mulaló (Mul), San Ramón (SR), San Agustín de Callo (SAC), Lasso (Lss) and in Cotopaxi National Park (CNP). In many cases, the cemeteries of those towns around Cotopaxi volcano were selected as sampling sites due to the excellent preservation of ash. Due to the low-resolution on the August 14-15 ash fall mapping, we estimated its bulk volume with the method of Legros (2000) which may be used with single or few isopach data using the formula $V=3,69 \cdot T \cdot A$, where V is the deposit volume (m^3), T is thickness (m) and A is the area of each isopach in m^2 . In contrast, we used the exponential thinning (Pyle, 1989) and the Weibull (Bonadonna and Costa, 2012) methods for estimating the ash volumes accumulated on August 24, due to a larger number of measurements and its sparse spatial distribution. These calculations were made using the free online software AshCalc (Daggitt et al., 2014). The ash samples were dried at 40° C for 48h and weighed afterwards; deposit density calculations were performed using these dry weights. In order to obtain grain size distributions, mechanic sieving was performed on each sample in the range 1.5 to 5.0 Φ (425 to 63 μm), at regular steeps of 0.5 Φ ($\Phi = -\log_2 D/D_0$, with D is the particle diameter and D_0 a reference diameter as 1 mm). For sample classification, we applied the *Gradisat* package (Blott and Pye, 2001) statistical parameters of Inman (1952) and Folk and Ward (1957).

The components were optically analyzed with a binocular amplifying glass at 1.5 Φ and the different particle types were quantified by modal % abundance. SEM-EDS characterization of ash morphology was performed at the Departamento de Metalurgia Extractiva at the Escuela Politécnica Nacional (DEMEX-EPN) using a Tescan-Vega (Bruker) instrument, which was operated at 15.0 kV and a work distance (WD) between 18 and 23 mm. The chemical analysis (major elements) of the ash was carried out using a X-Ray fluorescence (XRF) S8 Tiger instrument, and the data was managed with the software Spectra Plus. The determination of the ash components with defined crystallization was obtained with a X-Ray diffraction (XDR) D8 Advance instrument, and the software Diffract Plus (EVA and TOPAS) for the quantification and semi-quantification of minerals (Table 4). These phases were compared to the XRD spectrums of the International Center of Diffraction Data (ICDD) database.

TEPHRA FALL DEPOSITS

The ash fall deposit measured during the August 14 eruption was calculated in $5.43 \times 10^5 m^3$, whereas the August 15 tephra fall deposit is considerable smaller ($6.75 \times 10^5 m^3$). The cumulative volume of tephra fall on August 24 is estimated to be 1.16 to $1.70 \times 10^6 m^3$. Due to the resolution of field data, these estimations are subjected to large uncertainty, probably of about 30 % or larger. Thus, our average bulk volume estimates are $1.43 \pm 0.43 \times 10^6 m^3$. Using an experimental average deposit density of 100 g/m^2 , we estimate an average deposit mass (DM) of $1.43 \pm 0.43 \times 10^8 kg$ and a mass eruption rate (MER= DM/eruption duration, $8.64 \times 10^5 s$) of $\sim 165 \pm 50 kg \cdot s^{-1}$.

In general terms, trimodal grain size distributions are only seen during the initial phase of activity (August 14, samples 1 and 2) and they are associated to poor sorting, while at August 15 there is a sample with unimodal distribution with very well sorting. During August 24, grain size distributions were mostly bimodal and moderately-to-well sorted (ca. 83 %) with only one unimodal sample.

The ash samples from the first days of eruption (1, 2 and 3) are compound by dense fragments, black scoria, aggregates, gray scoria, pumice, volcanic glass, altered lithics and free crystals. In contrast, the August 24 samples (7, 8, 9 and 10) are exclusively compound of lithics, free crystals and aggregates. Between these two discrete tendencies, there are three samples (4, 5 and 6) which are likely "transitional" and show characteristics of both extremes.

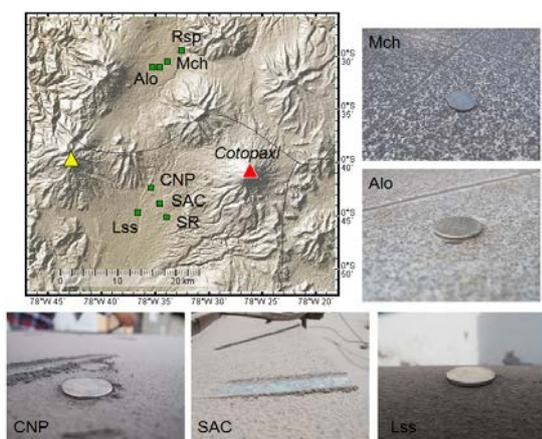


Fig. 2: Sampling sites selected during the fieldwork in August 14, 15 and 24.

Glassy particles are in most cases blocky-shaped with low to moderate vesicularity, while rarely non-vesicular dense particles are observed. The blocky fragments are, in some cases subrounded, showing vesicle bursting (Fig. 3A), sometimes seen as peripheral vesicles (Fig. 3B). Occasionally, the particles present conchoidal fracture or cracking (Fig. 3C) and intervesicular walls are preserved (Fig. 3D). Weak vesicles can be observed over solidified bubbles freeze during their expansion, and produces a "molten surface" (Fig. 3E). The non-vesicular particles are irregular (Fig. 3F) to subrounded (Fig. 3G) and they show smooth surface and rounded edges. The free crystals are massive, dense, irregular to subrounded (Fig. 3H and 3I) and commonly conchoid-fractured, showing smooth surface and fractured edges. The aggregates correspond to massive accretionary pellets with subspherical to irregular shape, rugged surface, 20 to 40 % porosity. The bulk ash emitted by the Cotopaxi eruption between August 14 and 24 (2015) was basaltic andesite in composition (54.94-55.99 wt. % SiO_2), characterized by high Al_2O_3 , high CaO, low TiO_2 , low MgO and medium- K_2O , typical for calc-alkaline magmas. The ash is mostly compound of Pl (64.9 vol. %) and Px (33.3 vol. %). These Px are mainly clinopyroxene (Cpx: 29.8 vol. %), represented by pigeonite (16.8 vol. %) and diopside (13 vol. %), and orthopyroxene (Opx) which correspond to enstatite (3.5 vol. %). Accessory minerals are anhydrite (1.6 vol. %) and melanterite (0.1 vol. %) and pyrite (0.1 vol. %).

DISCUSSION

According to the Newhall and Self (1982) volcanic explosivity index (VEI) scale, this eruption ranks VEI 1-2. For comparison, the deposit mass values are in the same scale of magnitude with the phreatic eruption of Ontake Volcano (Japan, 2014; Takarada et al., 2016). In addition, Bernard et al. (2016) has also estimated similar values for their mapped tephra fall deposits of this eruption. According to the equations and eruption classification diagram of Pyle (2000) for estimating eruption magnitude (M) and intensity (I) ($M = \log_{10}[\text{DM}] - 7$; $I = \log_{10}[\text{MER}] + 3$), the August 14-24, 2015 Cotopaxi ash fall deposit yields M from 1.0 to 1.23 and I from 5.0 to 5.3, which correspond to the field of small volcanic eruptions. Multimodal grain size distributions found <12 km from the source may indicate a strong country rock lithology control, which becomes less efficient with transport (Pardo et al., 2014). Also, different fractal dimension of fragmentation controlled by different porosities may produce these distributions (Perugini and Kueppers, 2012). This agrees with the highest variability of clast types during the initial phase of activity (explosions of August 14). In contrast, bimodal grain size distributions observed during the subsequent days, together with the increase in the content of aggregates in ash can be appropriately related to particle aggregation processes (e.g. Scasso et al., 1994; Durant et al., 2009). The August 14-24 Cotopaxi 2015 ash is compound of dominant dense fragments, but also of blocky scoria material, free crystals and hydrothermally altered materials, whose lithological components are similar to that reported by Gaunt et al. (2016) for the whole eruptive cycle. Volcanic glass was always observed in minor proportion (3-15 %) within the whole sample. Our textural observations of ash particles reveal blocky-shaped glassy particles, with low to moderate vesicularity, similarly to these reported before as juvenile for phreatomagmatic eruptions using SEM observations (e.g. Heiken, 1972; Wolhetz, 1983; Cas and Wright, 1987). However, glassy, blocky shaped particles and conchoidal fractures are not unique to a single process and only demonstrate that the material (melt or glass) has broken in a brittle fashion (Pardo et al., 2014). The work of Vaca et al. (2015) concluded that the August 2015 eruption of Cotopaxi volcano clearly represents a "minor sporadic event rather than a severe eruptive phase", and it emphasizes that "in none of the samples has been observed any vesiculated or porous materials with an origin of juvenile magma". In this context, we have found vesiculated materials which may be interpreted as juvenile in origin. However, hydrothermal alteration is evidenced by the presence of reddish altered scoria, but also by hydrated sulfates as melanterite (e.g. Hynek et al., 2013). This agrees with the Fe and Cu minerals (e.g. pyrite and malaquite), which have been associated to crater-lake environments (e.g. Pasternack and Varekamp, 1994; Varekamp and Ouimette, 2001; Aguilera et al., 2015) but also to pure phreatic activity (e.g. Maeno et al., 2016). In addition, fine airborne particles adhere to each other, mainly as result hydrometeor formation (Brown et al., 2012 and references therein) producing ash aggregates, as these we found in the Cotopaxi ash. These records points to an important role of water during the eruption. The homogeneous basaltic andesitic composition (54.94-55.99 wt. % SiO_2) of ash could also be interpreted as a magmatic signature. However, these compositions are also similar to these most mafic products of the volcano during the last 13.2 ky if compared to the data of Garrison et al. (2011). In contrast, glass geochemistry made by Gaunt et al. (2016) show dacitic composition (63.4-66.4 wt. % SiO_2). In terms of mineralogy, the typical mineral assemblage shown by the eruptive products of Cotopaxi (Pl + Cpx + Opx) is also observed in ash. Thus, the magmatic signature remains not clear from textural, geochemical and mineralogical data

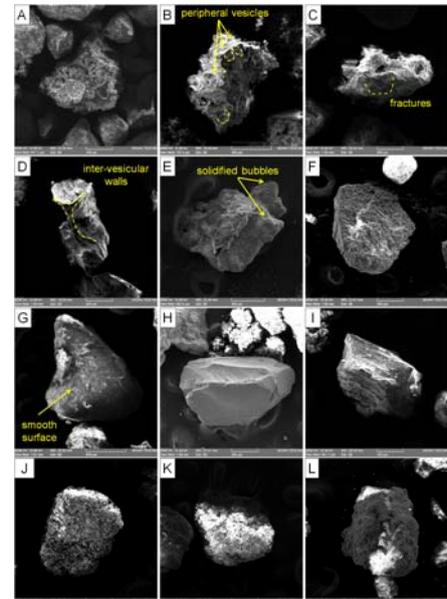


Fig.3: SEM images of the particle types and their morphological features. labels from **A** to **E** show blocky-type dense particles collected at different dates. **A** Entry of Cotopaxi National Park, August 24. **B** Mulaló, August 24. **C** Machachi, August. **D** Aloasi, August 15. **E** Aloasi, August. **F** Non-vesicular dense fragment, San Ramón, August 24. **G** Non-vesicular, subrounded dense fragment, Mulaló, August 24. **H** Free crystal, San Ramón, August 24. **I** Free crystal, Lasso, August 24. **J** and **K** show aggregates, Aloasi, August. **L** Particle aggregate, Aloasi, August 15.

and re-ejection of pyroclastic material from previous eruptions is the most probable origin of the ash during the initial phase of activity. It implies that these materials were created by volcanic–hydrothermal interaction, generating phreatic activity, probably evolving into a more magmatic signal with time. From the geophysical background of the eruption (i.e. increase of LP and VLP seismicity prior the eruption, flank deformation with a source located 5-10 km below the summit, increase in the magmatic signature of gas discharges after 14 August and an increased melting of glaciers due to new thermal anomalies detection) a indubitable magmatic intrusion is assumed (e.g. Arias et al., 2016; Dinger et al., 2016; Mothes et al., 2016; Ramón et al., 2016). Thus, the eruptive process developed by Cotopaxi between August 14 and 24, 2015 is probably associated to the reheating of the volcano's hydrothermal system due to a shallow, low-volume magma input, which evolved into a hydrovolcanic eruption (term according to Ohba and Kitade, 2005), probably phreatic to phreatomagmatic in style.

FLUID MIGRATION FROM PLASTIC INTO BRITTLE ROCK IN A MAGMATIC-EPITHERMAL ENVIRONMENT

The model for the current eruption has been previously explained by Fournier (1999) for economic geology purposes, attending to the formation of hydrothermal breccias and magmatic-epithermal deposits. Similar explanations have been proposed by Gaunt et al. (2016) with lower detail. According to our hypothesis, an input of a deep magma batch (dyke) at 2-3 km depth would have transferred heat and volatiles to the brittle-plastic transition (~400 °C isotherm, normally km 1-2 depth), producing the VT, LP, VLP and tremor events plus edifice deformation (Fig.4A). Due to volatile exsolution from magma, the deformation should have induced a critical shear stress at the brittle plastic transition, producing its fracturing and leading a sudden discharge of magmatic volatile and superheated hydrothermal fluids ("steam") within a pressure surge into the hydrostatic domain (Fig.4B). That pre-eruptive stage induced a VT earthquake swarm by rock fracturing. The pressure surges of steam are able to fragment and transport pre-existent conduit rocks, erupting them during a phreatic, vent-cleaning eruptive phase as that seen in August 14 and 15 (Fig.4B). This is consistent with the low temperature of the eruption column (<200 °C; Bernard et al., 2016), the high amount of country rock discharged (old lavas and pyroclastic materials) and the sedimentation of ash with trimodal grain size distribution. Also, the role of "brines" was probably essential for the alteration of many components found in ash and the precipitation of Cu minerals as pyrite. The continuation of magma ascent, may have depleted the hydrothermal system, and then their direct interaction at discrete scale should have provided sufficient energy for magmatic-hydrothermal fragmentation at depth (>1 km) (Fig. 4C). This would explain the low amount of volcanic glass found in ash. A surface manifestation of the hydrovolcanic interaction was the formation of particle aggregates and vapor loaded ash plumes, also generating bimodal grain size distributions. Finally, the magmatic intrusion probably started crystallizing at depth without any evidence of reaching the crater level, probably due to its low volume and low ascent rates (e.g. Gaunt et al., 2016).

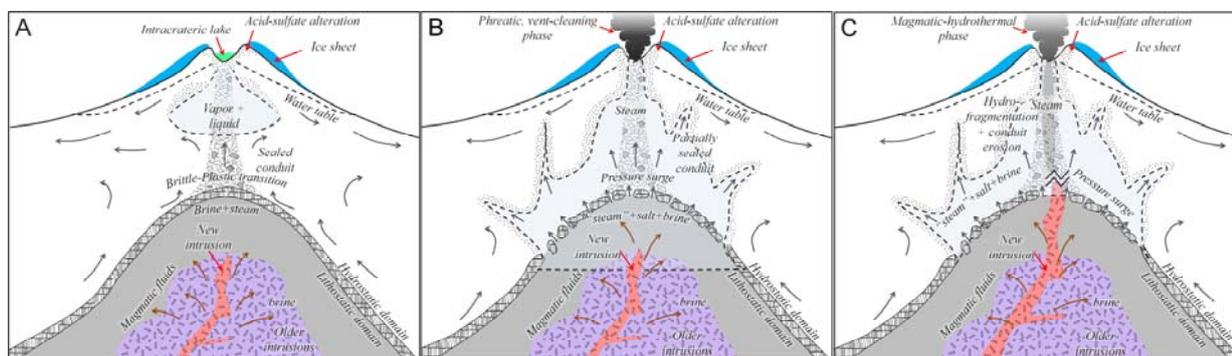


Fig.4: Cartoon of the eruption mechanism of Cotopaxi volcano between August 14 and 24. Modified from Fournier (1999)

Acknowledgements: Laboratory analyses (FRX, DRX y SEM-EDS) were supported by the internal grant DEMEX-PII-003-2016 from Departamento de Metalurgia Extractiva of the Escuela Politécnica Nacional. To Dr. Daniel Tormey by his helpful review.

References

- Afpes, 2015. <https://www.youtube.com/watch?v=jk7gq6LI5QM>. Accessed in August 6, 2016.
- Aguilera, F., Benavente, O., Gutiérrez, F., Romero, J., Saltori, O., González, R., ... & Pizarro, M. (2015). Eruptive activity of Planchón-Peteroa volcano for period 2010-2011, Southern Andean Volcanic Zone, Chile. *Andean Geology*, 43(1), 20-46.
- Arias, G., Molina Polania, C. I., Ruiz, M. C., Kumagai, H., Hernandez, S., Plain, M., ... & Hidalgo, S. (2015, December). Very Long Period Seismicity Accompanying Increasing Shallower Activity at Cotopaxi Volcano. In *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Blott, S. J., & Pye, K. (2001). GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth surface processes and Landforms*, 26(11), 1237-1248.
- Bonadonna, C., & Costa, A. (2012). Estimating the volume of tephra deposits: a new simple strategy. *Geology*, G32769-1.
- Brown, R.J., Bonadonna, C., & Durant, J.C. (2012). A review of volcanic ash aggregation. *Phys. Chem. Earth*, 45-46: 65-78.
- Browne, P.R.L., & Lawless, J.V. (2001). Characteristics of hydrothermal eruptions, with examples from New Zealand and elsewhere. *Earth-Science Reviews*, 52: 299-331.
- Cas, R. A. F. & Wright, J. V. (1987). *Volcanic Successions, Modern and Ancient: A Geological Approach to Processes, Products and Successions*, 528 pp.
- Cashman, K.V. & Hoblitt, R.P. (2004). Magmatic precursors to the 18 May 1980 eruption of Mount St. Helens, USA. *Geology*, 32(2): 141-144.
- Chancusig, E. (2015). https://www.youtube.com/watch?v=uglxR2n_cA. Accessed in August 6, 2016.

- Daggitt, M. L., Mather, T. A., Pyle, D. M., & Page, S. (2014). AshCalc—a new tool for the comparison of the exponential, power-law and Weibull models of tephra deposition. *Journal of Applied Volcanology*, 3(1), 7.
- Dellino, P. & Kyriakopoulos, K. (2003). Phreatomagmatic ash from the ongoing eruption of Etna reaching the Greek island of Cefalonia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 126: 341-345
- Dinger, F., Arellano, S., Battaglia, J., Bobrowski, N., Galle, B., Hernandez, S., ... & Ruiz, M. (2016, April). Variations of the BrO/SO₂ molar ratios during the 2015 Cotopaxi eruption. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 18, p. 1001).
- Durant, A. J., Villarosa, G., Rose, W. I., Delmelle, P., Prata, A. J. & Viramonte, J. G. (2012). Long-range volcanic ash transport and fallout during the 2008 eruption of Chaitén Volcano, Chile. *Phys. Chem. Earth, Parts A/B/C*, 45: 50-64.
- Folk, R.L. & Ward, W.C. (1957). Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *J. Sediment. Petrol.*, 27:3-26.
- Garrison, J. M., Davidson, J. P., Hall, M., & Mothes, P. (2011). Geochemistry and petrology of the most recent deposits from Cotopaxi Volcano, Northern Volcanic Zone, Ecuador. *Journal of Petrology*, 52 (9):1641-1678.
- Heiken, G. (1972). Morphology and petrography of volcanic ashes. *GSA Bulletin*, 83(7): 1961-1988.
- Hynek, B. M., McCollom, T. M., Marcucci, E. C., Brugman, K., & Rogers, K. L. (2013). Assessment of environmental controls on acid-sulfate alteration at active volcanoes in Nicaragua: Applications to relic hydrothermal systems on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118 (10): 2083-2104.
- IGEPN (2015). Informe especial Volcán Cotopaxi.
 - a. N°2. Anomalías de actividad (2 de Junio de 2015)
 - b. N° 3. Actualización de la actividad (11 de Junio de 2015).
 - c. N° 5. Incremento en la actividad (14 de Agosto de 2015).
 - d. N° 6. Incremento en la actividad (14 de Agosto de 2015).
 - e. N° 9. Análisis de la actividad del volcán Cotopaxi y propuesta de escenarios (21 de Agosto de 2015).
- Inman, D.L. (1952). Measures for describing the size distribution of sediments. *J. Sediment. Res.* 22:125-145
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorenson, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. & Zanettin, B. (1989). A Classification of Igneous Rocks and a Glossary of Terms. *Oxford: Blackwell*, 342 p.
- Legros, F. (2000). Minimum volume of a tephra fallout deposit estimated from a single isopach. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 96: 25-32.
- Lorenz, V. (1973). On the formation of maars. *Bull. Volcanol.* 37: 1-22.
- Maeno, F., Nakada, S., Oikawa, T., Yoshimoto, M., Komori, J., Ishizuka, Y., Takeshita, Y., Shimano, T., Kaneko, T., & Nagai, M., 2016. Reconstruction of a phreatic eruption on 27 September 2014 at Ontake volcano, central Japan, based on proximal pyroclastic density current and fallout deposits. *Earth, Planets and Space*, 68(1): 1-20.
- Molina, I., Kumagai, H., García-Aristizábal, A., Nakano, M., and Mothes, P., 2008. Source process of very-long-period events accompanying long-period signals at Cotopaxi Volcano, Ecuador. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 176:119-133.
- Mothes, P. A., Nocquet, J. M., Yépez, M. A., Jarrín, P. A., Ruiz, M. C., & Gaunt, E. (2016, April). Flank Deformation Recorded during Cotopaxi's Awakening in 2015. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 18, p. 10142).
- Newhall, C.G. & Self, S. (1982). The volcanic explosivity index (VEI)—an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *J. Geophys. Res.* 87: 1231-1238.
- Ohba, T., & Kitade, Y. (2005). Subvolcanic hydrothermal systems: Implications from hydrothermal minerals in hydrovolcanic ash. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 145(3): 249-262.
- Pardo, N., Cronin, S. J., Németh, K., Brenna, M., Schipper, C. I., Breard, E., ... & Moebis, A. (2014). Perils in distinguishing phreatic from phreatomagmatic ash; insights into the eruption mechanisms of the 6 August 2012 Mt. Tongariro eruption, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 286, 397-414.
- Pasternack, G.B. & Varekamp, J.C. (1994). The geochemistry of the Keli Mutu crater lakes, Flores, Indonesia. *Geochem. J.* 28: 243-262.
- Perugini, D. & Kueppers, U. (2012). Fractal Analysis of Experimentally Generated Pyroclasts: A Tool for Volcanic Hazard Assessment. *Acta Geophysica*, 60 (3): 682-698.
- Pyle, D. M. (2000). Sizes of Volcanic Eruption. *Encyclopedia of Volcanoes*. Academy Press. Part II, pp 263-269. San Diego California.
- Pyle, D.M. (1989). The thickness, volume and grain size of tephra fall deposits. *Bull. Volcanol.*, 51:1-15
- Ramon, P., Vallejo, S., Almeida, M., Gomez, J. P., & Caceres, B. (2016, April). Increased Melting of Glaciers during Cotopaxi volcano awakening in 2015. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 18, p. 10769).
- Scasso, R.A., Corbella, H. & Tiberi, P. (1994). Sedimentological analysis of the tephra from the 12-15 August 1991 eruption of Hudson volcano. *Bull. Volcanol.*, 56: 121-132.
- Takarada, S., Oikawa, T., Furukawa, R., Hoshizumi, H., Itoh, J. I., Geshi, N., & Miyagi, I. (2016). Estimation of total discharged mass from the phreatic eruption of Ontake Volcano, central Japan, on September 27, 2014. *Earth, Planets and Space*, 68(1): 138.
- Tvcolor36 (2015). <https://www.youtube.com/watch?v=JVprjGkeldc>. Accessed in August 6, 2016.
- Vaca, A. V., Arroyo, C. R., Debut, A., Toulkeridis, T., Cumbal, L., Mato, F., ... & Aguilera, E. (2016). Characterization of Fine-grained Material Ejected by the Cotopaxi Volcano Employing X-ray Diffraction and Electron Diffraction Scattering Techniques. *Biology and Medicine*, 8(3), 1.
- Varekamp, J. & Ouimette, A. (2001). Crater lake brines as modern analogs of ore-transporting fluids. In *Geological Society of America (GSA), Annual Meeting 33* (6): p. 359. Boston.
- Wohletz, K.H. (1983). Mechanisms of hydrovolcanic pyroclasts formation. Size, scanning electron microscopy, and experimental studies. In: *Explosive Volcanism (M.F. Sheridan and F. Barbieri, Eds) J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17: 31-63.
- Wohletz, K., & Heiken, G. (1992). *Volcanology and geothermal energy*. Berkeley: University of California Press. 432 p.
- Wolf, T. (1878). Memoria Sobre el Cotopaxi y su última Erupción Acaecida el 26 de Junio de 1877, Guayaquil, Imprenta de El Comercio, 48 p.
- Fournier, R. O. (1999). Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Economic Geology*, 94(8), 1193-1211.

UNA METODOLOGÍA SIMPLE Y GENERAL DE CALIBRACIÓN DE INSTRUMENTOS SÍSMICOS PARA CUANTIFICACIÓN DE LAHARES (FLUJOS DE ESCOMBROS)

D. Andrade (1), S. Almeida (1)

(1) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. dandrade@igeppn.edu.ec, salmeida@igeppn.edu.ec

Abstract (A simple and general methodology to calibrate seismic instruments for debris-flow (lahar) quantification): It has been previously shown that seismic noise produced by moving lahars can be transformed into hydrograms, through a calibration process that correlates the recorded seismic-signal (S) with the lahar discharge rate (Q). In the present work, the use of the Buckingham theorem allows to establish a general correlation equation for S and Q that takes into account parameters like the distance from the lahar channel to the seismic station (x), the density of the channel substratum (ρ_S) and the density of the lahar flow (ρ_L), requiring the experimental determination of a calibration constant k . The validity of the general correlation equation is confirmed with observations carried-out on lahars recorded at Tungurahua and Cotopaxi volcanoes, where k values are also determined. Once the correlation equation of an instrument is established, it can help defining thresholds for the issue of warnings.

Palabras clave: lahares, registros sísmicos, cuantificación, teorema de Buckingham.

Key words: lahars, seismic records, quantification, Buckingham theorem

INTRODUCCIÓN

Los flujos de escombros (lahares) son fenómenos volcánicos que suelen ser importantes amenazas debido a su gran energía cinética y su capacidad de fluir por largas distancias (decenas de km) desde su zona fuente. Por ello, a menudo es necesario implementar sistemas de vigilancia cuyo objetivo es identificar la ocurrencia de un lahar en un drenaje, mucho antes de que el mismo alcance una zona poblada o una infraestructura vulnerable (Pierson et al. 2014). Desde el año 2000, el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IGEPPN) ha utilizado diferentes tipos de instrumentos sísmicos para identificar la ocurrencia de lahares en volcanes como Tungurahua, Reventador y Cotopaxi (Andrade et al., 2006; Mothes et al., 2014).

Los instrumentos más utilizados han sido los de tipo "Acoustic Flow Monitor" (AFM, monitores acústicos de flujo), que están basados en sensores sísmicos capaces de registrar frecuencias de 10 a 300 Hz, típicas de los lahares (LaHusen, 2005; Lavigne et al., 2000). Estos instrumentos proveen el valor promedio de la amplitud sísmica registrada en un intervalo de tiempo (típicamente 5 min.) y en un rango de frecuencias predeterminado (p.e. 10-300 Hz) (Fig. 1a). Los valores son registrados en tiempo real y permiten identificar el paso de un lahar por el sitio donde se encuentra instalado el instrumento (Fig. 1a).

Estaciones sísmicas de banda ancha (ESBA) también han sido utilizadas para identificar y caracterizar lahares (Vasquez et al., 2015). En el caso del Ecuador, se cuenta con instrumentos de este tipo en los volcanes Tungurahua y Cotopaxi. En 2015, durante la crisis eruptiva del volcán Cotopaxi, las ESBA fueron utilizadas para obtener registros similares a los AFM; es decir, se registraron valores del promedio de la amplitud sísmica, en intervalos de 1 min y en frecuencias > 10Hz (Fig. 1b).

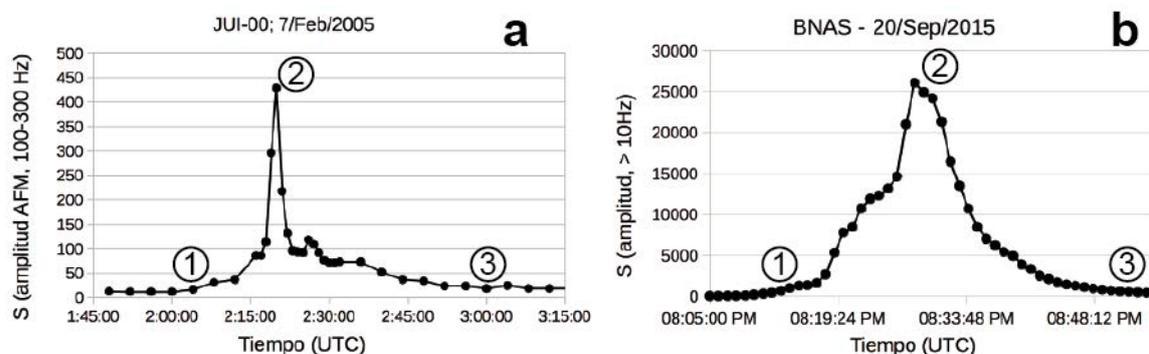


Fig. 1: Registros de lahares obtenidos con (a) el AFM JUI-00 (volcán Tungurahua); y, (b) con la ESBA BNAS (volcán Cotopaxi). 1: Inicio del flujo; 2: Caudal pico; 3: Final del flujo.

Varios estudios han mostrado que los registros de AFM y de ESBA representan pseudo-hidrogramas del lahar (Fig. 1a,b), ya que existe una correlación lineal entre la amplitud sísmica (S) registrada y el caudal instantáneo (Q) del flujo (Lavigne et al., 2000; Andrade et al., 2006; Almeida y Andrade, 2016). En el Ecuador, dichas correlaciones han podido establecerse para casos puntuales mediante una metodología empírica, que implica la estimación del caudal pico de varios lahares mediante trabajo de campo, y luego compararlos con el valor máximo del registro respectivo (Almeida y Andrade, 2016). Cuando la correlación $Q=f(S)$ ha sido establecida para un instrumento sísmico, instalado en un sitio específico, se considera que el mismo ha sido calibrado y puede entonces proveer informaciones cuantitativas (p.e. el caudal instantáneo, volumen) del lahar detectado, a partir de su registro.

Sin embargo, no siempre es posible realizar la calibración de un instrumento sísmico con la metodología de Almeida y Andrade (2016), sobre todo porque se requiere detectar y medir varios lahares para establecer la correlación $Q=f(S)$. En vista de ello, se ha considerado aplicar el teorema “sobre los sistemas físicamente similares”, también conocido como “teorema de Buckingham”, que permite determinar una correlación general entre caudal instantáneo Q y valor de amplitud sísmica S .

ECUACIÓN GENERAL DE CALIBRACIÓN DE UN INSTRUMENTO SÍSMICO

El “teorema de Buckingham”, permite determinar las relaciones matemáticas que existen entre los parámetros que describen un sistema físico, a través de la definición de números adimensionales (Buckingham, 1914).

El sistema que se desea estudiar corresponde al tránsito de un lahar por un punto de un drenaje en donde se encuentra instalado un instrumento que registra el ruido sísmico producido por el flujo (Fig. 2). Los principales parámetros que describen dicho sistema se presentan en la figura 2 y están descritos en la tabla 1.

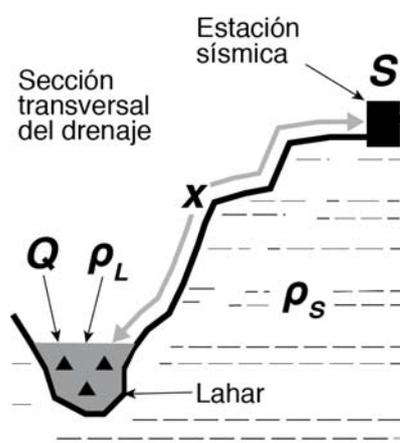


Fig. 2: Esquema del sistema físico y sus parámetros, que se desea analizar mediante el teorema de Buckingham

Tabla 1

Parámetro	Símbolo	Unidades	Dimensiones
Señal sísmica	S	m/s	$L * T^{-1}$
Caudal del lahar	Q	m^3/s	$L^3 * T^{-1}$
Distancia lahar-sensor	x	m	L
Densidad del flujo	ρ_L	kg/m^3	$M * L^{-3}$
Densidad del sustrato	ρ_S	kg/m^3	$M * L^{-3}$

Entonces, según el teorema de Buckingham, el análisis dimensional de los parámetros que describen el sistema lleva a la definición de los siguientes números Π adimensionales:

$$\Pi_1 = x^2 * Q^{-1} * S \quad [1]$$

$$\Pi_2 = \rho_S * \rho_L^{-1} \quad [2]$$

de los cuales, asumiendo una función lineal, se obtiene que

$$Q = k * (\rho_L/\rho_S) * x^2 * S \quad [3]$$

Entonces, [3] representa una ecuación general de correlación entre la señal sísmica registrada (S) y el caudal instantáneo (Q) de un lahar, donde k es una constante adimensional cuyo significado es incierto, según el teorema de Buckingham, pero que debe estar relacionada al tipo de sensor sísmico utilizado y a la señal que es registrada por el mismo. Por ejemplo, k estaría relacionada específicamente al caso de un AFM que registra el valor promedio de la amplitud sísmica en intervalos de 5 minutos y en rangos de frecuencia de 10-300 Hz. Si se cambia el tipo/modelo del sensor del AFM, o el intervalo de tiempo para el promedio de la amplitud, o los rangos de frecuencias medidos, entonces k también será diferente. En todo caso, el valor de k debe ser determinado experimentalmente.

Para el caso de un sensor sísmico instalado en las cercanías de un drenaje, el valor de x es constante y puede ser medido en el campo. En cambio, los valores de ρ_L y ρ_S pueden ser más complicados de determinar. Sin embargo,

en vista de que los lahares sujetos del presente estudio son de tipo flujos de escombros, entonces se puede considerar $1900 \text{ kg/m}^3 < \rho_L < 2100 \text{ kg/m}^3$ (Vallance e Iverson, 2015). Igualmente, los valores de ρ_S pueden ser determinados o aproximados a partir de observaciones de campo, en el sitio específico de instalación.

Con el fin de probar la validez de la ecuación [3] y determinar valores de k , se han utilizado como datos experimentales las calibraciones realizadas para dos instrumentos de tipo AFM en el volcán Tungurahua (Almeida y Andrade, 2016) y uno de tipo ESBA en el Cotopaxi.

INSTRUMENTOS DE TIPO AFM EN EL VOLCÁN TUNGURAHUA

Las estaciones AFM JUI-01 y JUI-02 han registrado varios lahares de tipo flujo de escombros, ocurridos en la quebrada Palmarcu, del volcán Tungurahua, desde el año 2012 (Almeida y Andrade, 2016). Ambos instrumentos son idénticos, registran el mismo tipo de señal sísmica, pero se encuentran instalados sobre diferentes tipos de sustrato y también a diferentes distancias del drenaje (tabla 2).

Tabla 2

AFM	x (m)	Tipo de sustrato	ρ_S (kg/m ³)
JUI-01	35	Flujo de lava	2300-2400
JUI-02	31	Brecha volcánica	1800-1900

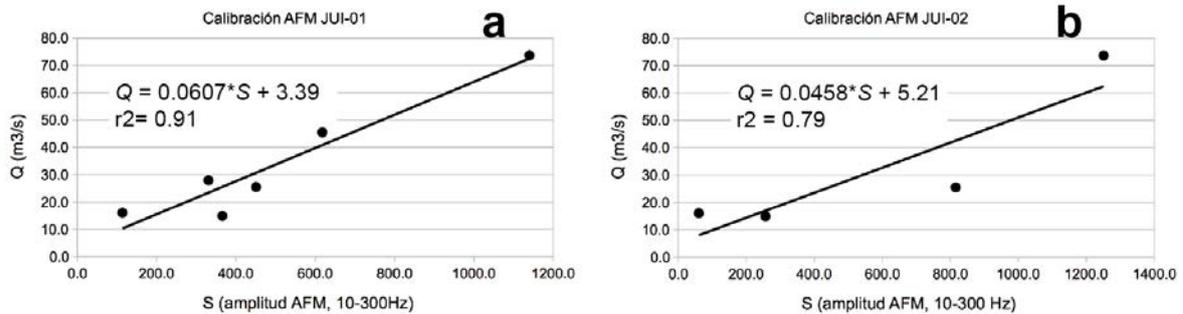


Fig. 3: Diagramas de correlación entre Q y S para las estaciones AFM (a) JUI-01; y, (b) JUI-02, del volcán Tungurahua, obtenidos por Almeida y Andrade (2016).

Almeida y Andrade (2016), mediante su metodología empírica, obtuvieron ecuaciones lineales de correlación entre Q y S para cada estación (Fig. 3a,b). La aplicación de la ecuación [3] para esos casos implica que:

- a) Para JUI-01: $k_{AFM} * (\rho_L/\rho_{S1}) = 0.0607 * (x_1)^2 = 4.95 * 10^{-5}$;
 b) Para JUI-02: $k_{AFM} * (\rho_L/\rho_{S2}) = 0.0458 * (x_2)^2 = 4.77 * 10^{-5}$;

Algo muy relevante a notar de estos resultados es que, en promedio, $(\rho_L/\rho_{S1}) \approx (\rho_L/\rho_{S2}) \approx 1$, ya que k_{AFM} es una constante, y que los lahares detectados por ambas estaciones fueron los mismos. Por lo tanto, en promedio, $k_{AFM} = 4.85 * 10^{-5}$ y la ecuación general de calibración para una estación AFM es:

$$Q = 4.85 * 10^{-5} * (\rho_L/\rho_S) * x^2 * S \quad [4]$$

donde se puede asumir que $(\rho_L/\rho_S) \approx 1$ siempre y cuando los lahares medidos son de tipo flujo de escombros y los sustratos de las quebradas están conformados por flujos de lava (JUI-01) y/o brechas volcánicas (JUI-02). Para un caso específico, x es constante y debe ser medida en el campo. La ecuación [4] es válida exclusivamente para instrumentos de tipo AFM que proveen valores de la amplitud sísmica promediada en intervalos de 5 minutos y para rangos de frecuencia de 10-300 Hz.

INSTRUMENTO DE TIPO ESBA EN EL VOLCÁN COTOPAXI

Durante la crisis eruptiva del volcán Cotopaxi, ocurrida entre Agosto y Diciembre de 2015, la ESBA BNAS registró varios lahares secundarios de tipo debris flow que transitaron por la quebrada Cutzualo. Los registros de BNAS consistieron en valores promedio de la amplitud sísmica obtenidos en intervalos de 1 min y en rangos de frecuencia $> 10\text{Hz}$. Los parámetros relevantes de la estación BNAS se encuentran detallados en la Tabla 3.

Tabla 2

ESBA	x (m)	Tipo de sustrato	ρ_S (kg/m ³)
BNAS	120	Brecha volcánica	1800-1900

Al aplicar la metodología de Almeida y Andrade (2016) para el caso de BNAS en la quebrada Cutzualo, nuevamente se obtuvo una correlación lineal entre Q y S (Fig. 4). La aplicación de la ecuación [3] para este caso implica que:

$$k_{ESBA} * (\rho_L/\rho_S) = 0.00144 * (x)^2 = 10^{-7};$$

De donde, siguiendo el mismo razonamiento que para las estaciones de tipo AFM (e.d. $\rho_L/\rho_S \approx 1$), se determina que $k_{ESBA} = 10^{-7}$, y que por lo tanto la ecuación general de calibración de una ESBA es:

$$Q = 10^{-7} * (\rho_L/\rho_S) * x^2 * S \quad [5]$$

La ecuación [5] es específica para ESBA's cuyo sensor sísmico es de tipo GURALP CMG-40T, que registran valores de amplitud sísmica promediados en intervalos de 1 min y en rangos de frecuencia > 10Hz.

APLICACIÓN Y VALIDACIÓN DE LOS RESULTADOS

Las 8 estaciones AFM del Tungurahua y las 12 del Cotopaxi son similares y proveen el mismo tipo de informaciones que JUI-01 y JUI-02. Es decir que la ecuación [4] es aplicable a todas y que basta con medir la distancia x para obtener la ecuación de calibración específica de cada AFM. El mismo razonamiento se aplica a la ecuación [5] y las 5 ESBA's del Cotopaxi y a las 5 del Tungurahua, equipadas con sensores GURALP CMG-40T.

Por ejemplo, para el caso del AFM ACH-01 (volcán Tungurahua) se ha medido $x = 39m$, por lo que la ecuación específica de calibración de esta estación sería:

$$Q = 0.0738 * S \quad [6]$$

con la cual se puede hacer un diagrama de calibración teórico como el de la figura 5a, en el cual se ha tomado en cuenta posibles variaciones $0.9 < \rho_L/\rho_S < 1.1$ (líneas punteadas). El 7 de Diciembre de 2014, un lahar de tipo flujo de escombros fue detectado por ACH-01 registrándose valores máximos entre 1400-1500. Al remplazar esos valores en [6] se obtiene caudales pico teóricos de 103-110 m³/s. Medidas de campo realizadas en las cercanías de ACH-01 indicaron un caudal pico del lahar de 95-105 m³/s.

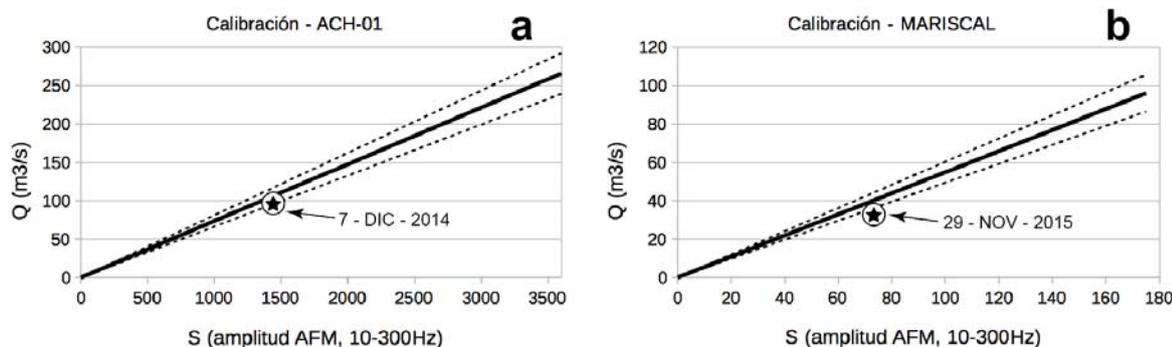


Fig. 5: Diagramas de correlación específicos para las estaciones AFM (a) ACH-01 (volcán Tungurahua); y, (b) MARISCAL (volcán Cotopaxi), obtenidos a partir de la ecuación [5]. Las estrellas muestran las medidas de campo para los casos donde se pudo comprobar la validez de las respectivas correlaciones. Las líneas punteadas toman en cuenta posibles variaciones en la relación ρ_L/ρ_S , que en lugar de ser 1, puede ser 1.1 o 0.9.

Igualmente, para el caso del AFM MARISCAL (volcán Cotopaxi), $x = 106m$, por lo que la ecuación específica de calibración de esta estación sería:

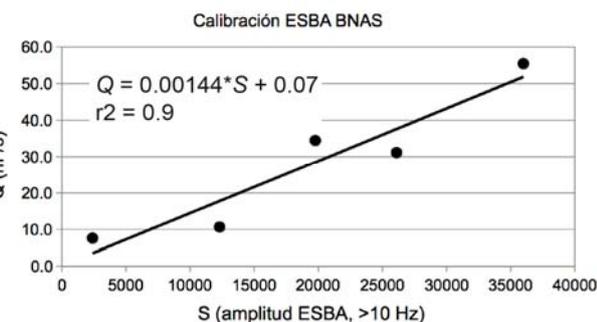


Fig. 4: Diagramas de correlación entre Q y S para la ESBA BNAS (quebrada Cutzualo, volcán Cotopaxi).

$$Q = 0.545 * S \quad [7]$$

con la cual se puede hacer un diagrama de calibración teórico como el de la figura 5b. El 29 de Noviembre de 2015, la estación AFM MARISCAL del volcán Cotopaxi detectó el paso de un lahar de tipo flujo de escombros registrándose valores máximos de 70-75. Al remplazar esos valores en [7] se obtienen caudales pico teóricos de 35-40 m³/s. Medidas de campo realizadas en las cercanías de MARISCAL indicaron un caudal pico del lahar de 30-35 m³/s.

Para todas las ESBA se pueden preparar diagramas de calibración similares, con tan solo medir x y aplicar la ecuación [5]. Sin embargo, por el momento no se ha podido probar la validez de la ecuación general [5] en otras ESBA.

CONCLUSIONES

La aplicación del teorema de Buckingham, sobre los sistemas físicamente similares, al caso una estación sísmica que registra el paso de un lahar ha permitido obtener una ecuación general de correlación entre el caudal instantáneo del lahar (Q) y la señal sísmica registrada (S). La ecuación general de correlación indica la existencia de una constante adimensional k , que es específica tanto del sensor sísmico como de su señal, la cual debe ser obtenida experimentalmente. Mediante experimentos realizados en los volcanes Tungurahua y Cotopaxi, se ha podido determinar k para sensores de tipo AFM ($k = 4.85 \cdot 10^{-5}$) y de tipo ESBA ($k = 10^{-7}$). Con estas constantes se pueden establecer ecuaciones de calibración específicas para cualquier AFM o ESBA. La validez de dichas ecuaciones de calibración específicas ha sido probada exitosamente para los AFM ACH-01 (volcán Tungurahua) y MARISCAL (volcán Cotopaxi).

Agradecimientos: Esta investigación se llevó a cabo dentro del proyecto “Generación de capacidades para la emisión de alertas tempranas”, ejecutado por el Instituto Geofísico de la EPN y financiado por la Secretaría Nacional de Planificación.

Referencias bibliográficas

- Almeida S., Andrade D. (2016) Obtaining quantitative parameters of lahars through AFM records in Palmarcu ravine at Tungurahua volcano. IAVCE – Cities on Volcanoes 9 Conference, Puerto Varas, Chile.
- Andrade D., Ramón P., Mothes P., Hall M.L., Samaniego P., Enríquez W., Vaca M., Ramos C., Yepes H., Lockhart A., Marso J., Ewert J. (2006) Lahar early warning systems based on Acoustic Flow Monitors in Ecuador. IAVCE – Cities on Volcanoes 4 Conference, Quito, Ecuador.
- Buckingham E. (1914) On physically similar systems; illustrations of the use of dimensional equations. *Physical Review* 4, 345.
- LaHusen R.G. (2005) Debris flows instrumentation (Chapter 12). En: Jakob M., Hungr O. (eds.) *Debris-flow hazards and related phenomena*. Praxis-Springer, Berlin, 291-304.
- Lavigne F., Thouret J-C., Voight B., Young K., LaHusen R., Marso J., Suwa H., Sumaryono A., Sayudi D.S., Dejean M. (2000) Instrumental lahar monitoring at Merapi volcano, Central Java, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 100, 457-478.
- Mothes P., Vallance J. (2015) Lahars at Cotopaxi and Tungurahua volcanoes, Ecuador: Highlights from stratigraphy and observational records and related downstream hazards. En: *Volcanic hazards, risks and disasters*. Elsevier, 141-168.
- Pierson T., Wood N., Driedger C.L. (2014) Reducing risk from lahar hazards: concepts, case studies, and role for scientists. *Journal of Applied Volcanology* 3, 16.
- Vásquez R., Suriñach E., Capra L., Arámbula-Mendoza R., Reyes-Dávila G. (2015) Seismic characterization of lahars at Volcán de Colima, México. *Bulletin of Volcanology* 78, 8. doi:10.1007/s00445-016-1004-9.

“SECONDARY RAIN-TRIGGERED LAHAR” EN LA COSTA CENTRAL DE ECUADOR

M. Mulas (1), K. Chunga (2), G. E. Pena (1), D. O. Garcés (1)

- (1) Escuela Superior Politécnica del Litoral, ESPOL, Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, Campus Gustavo Galindo Km 30.5 Vía Perimetral, P.O. Box 09-01-5863, Guayaquil, Ecuador
(2) Universidad Estatal Península de Santa Elena, UPSE. Facultad de Ciencias de la Ingeniería. Avda. Principal La Libertad – Santa Elena, Ecuador

Abstract (Secondary rain-triggered lahar on the central coast of Ecuador): The coastal sector of Ecuador is characterized by the presence of whitish to grey, centimeters to meters thick volcanic ash beds. The ash deposits, outcropping far to 160 km from the nearest volcanic vents, varied from massive to weakly stratified dilute streamflows with coarse to fine ash matrix to hyperconcentrated flows and massive, boulder-rich, debris flows. Sharp contacts, very fine ash laminated layers and sand and silt layers interbedded with volcanic ash beds confirmed that the area was affected by multiple lahar events due to secondary remobilization of the ash deposits (secondary rain-triggered lahars). The multiple pulses were generated by rain events both in short time and after long periods. This study confirms that the coastal sector of Ecuador was affected by rain-triggered lahars events that nowadays could affect towns sited on distal area (>160 km), on short and long term.

Palabras clave: Lahares secundarios inducidos por lluvias, Lithofacies, Riesgo volcánico.

Keywords: Lahar, Rain-triggered, Lithofacies, volcanic Risk.

INTRODUCCIÓN

Ecuador es considerado con altos niveles de riesgo volcánico, debido a sus 17 volcanes activos desde hace 11.8 ka años hasta hoy (Holoceno). Culturas precolombinas asentadas en las estribaciones volcánicas y zonas de valles interandinos han sido desplazadas por erupciones de tipo plinianas caracterizadas por potentes depósitos de cenizas finas. El volcán Quilotoa localizado en el flanco occidental de los Andes, en la provincia de Cotopaxi, registra el reciente mayor evento catastrófico y de gran intensidad alrededor de 800 BP (Fase Q1, Hall y Mothes, 2008), en el cual 18 km³ de productos piroclásticos fueron expulsados del volcán. La costa central del Ecuador ha sido también afectada por esta erupción, donde niveles de cenizas finas depositas por caídas y depósitos remobilizados de cenizas son evidenciados en el acantilado costero. Estos niveles varían en sus espesores desde pocos centímetros hasta 400 cm, intercalando con capas de sedimentos de deposición continental y marina. La alta tasa de retroceso del acantilado (de ca. 1.5 a 2.1 m / año) y la activa tasa de levantamiento tectónico costero, han permitido la preservación de unidades volcano sedimentario plio-cuaternario, las cuales proporcionan excelente información para reconstruir la evolución paleogeográfica de la zona central de Manabí (Chunga et al., 2016).

Depósitos de ceniza fina remobilizadas son bien diferenciados entre el margen costero de Salango y Jama, en las proximidades de taludes inestables de relieves colinares. Tales deslizamientos han podido ser inducidos por las altas tasas de precipitaciones registradas por los fenómenos ENSO.

Desde el punto de vista del análisis del riesgo volcánico, el lahar es un evento de remoción de materiales volcánicos no consolidados a través de flujos detríticos saturados en agua (Smith y Fritz, 1989; Smith y Lowe, 1991; Pistolesi et al. 2013). Este evento puede contener depósitos que encierran todo "el continuum" entre "dilute streamflow" (<20% sedimento en relación al volumen), "hyperconcentrated flow" (20-60%), "debris flow" (>60%) y "debris avalanche" (Doyle et al., 2010), con variación lineal en la relación sedimento-agua, la turbulencia, las fuerzas de dispersión de granos y la flotabilidad del fluido.

El lahar puede ser formado durante un evento eruptivo (ie., lahar primario), por ejemplo, por la destrucción de una laguna presente en un cráter (Massey et al, 2010), o por una erupción volcánica hidratada, o cuando una erupción coincide con fuertes lluvias y aguaceros (Kilgour et al, 2010). Además, el lahar puede estar relacionado con la remoción (años después de la erupción) del material volcánico por eventos de lluvias (lahar secundario - Capra et al, 2010; de Belizal et al., 2013). Otros términos empleados son los "rain-fall

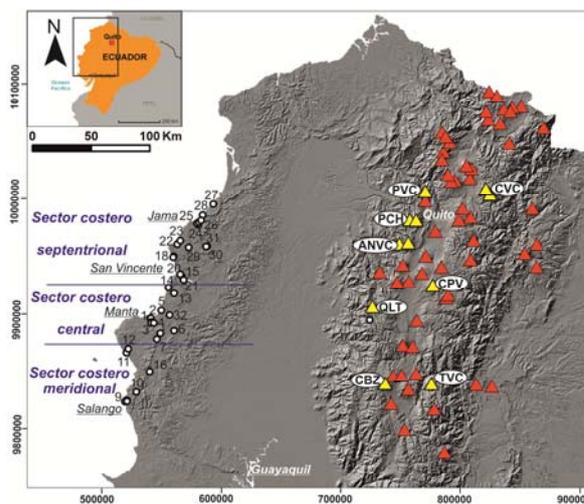


Fig. 1: Secciones estratigráficas analizadas en el margen costero y localización de los principales volcanes del holoceno del Ecuador. CBZ: Chimborazo, TVC: Tungurahua, QLT: Quilotoa, CPV: Cotopaxi, ANVC: Atacazo-Ninahuilca, PCH: Pichincha, PVC: Pululahua and CVC: Cayambe.

triggered lahar", los cuales pueden ocurrir por deslizamientos superficiales (Zanchetta et al 2004), erosión superficial (Collins et al, 1983), y por la erosión por impacto de la lluvia (Manville et al, 2000). Estos eventos se pueden dar también con precipitaciones moderadas o con las primeras lluvias estacionales (Hodgson y Manville, 1999).

Para caracterizar las litofacies de depósitos de cenizas, se necesita secuencias sedimentarias bien preservadas. Un completo reconocimiento del terreno ha permitido identificar algunos sitios idóneos, datos estratigráficos, sedimentológicos y paleosísmico (levantamiento tectónico). Estos son indicadores útiles para delinear los diversos eventos volcánicos que acontecieron en el pasado la zona de Manabí y modificaron bruscamente el relieve costero.

METODOLOGÍA

Campañas geológicas en el terreno permitieron correlacionar 32 secciones estratigráficas (Fig. 1). Análisis de datación ^{14}C a través de la técnica AMS en el laboratorio Beta Analytic (sede en Miami, EEUU), fueron aplicadas a tres muestras entre suelos y restos de fragmentos de carbón. Las curvas granulométricas fueron determinadas por tamizado usando el intervalo de tamaño -4Φ hasta 4Φ , y de hasta 0.5 micrómetros por medio del analizador laser Horiba LA-300 en la FICT-ESPOL. Los principales valores estadísticos fueron calculados siguiendo el procedimiento de Folk (1980).

Las litofacies fueron caracterizadas por la geometría y tamaño de los componentes de los depósitos y por las estructuras sinsedimentarias (Fisher y Schmincke, 1984; Branney y Kokelaar, 2002). La "unidad de flujo" es una unidad de depósito compuesto por una sola capa o múltiples, relacionadas con un solo evento, y se identifica en base a la presencia de contactos basales netos y por cambios verticales de litofacies (Fisher y Schmincke, 1984). Las principales unidades estratigráficas fueron divididas por medio de la presencia de contactos netos, variaciones litológicas y la presencia de paleosuelos.

RESULTADOS

La deposición de los niveles de lahares secundarios depende de la geomorfología del sector, los taludes inestables y la tasa de precipitación, los cuales han sido delineados en tres cuencas hidrográficas. Para una correcta descripción de litofacies se ha dividido en tres sectores: meridional, desde el margen costero de Salango hasta San Lorenzo; central, desde Liguíqui hasta San Clemente; y septentrional, desde San Vicente hasta Jama (ver Fig. 1).

Estratigrafía

Sector costero meridional

El sector costero meridional está caracterizado para la presencia de niveles de cenizas fina, ausencia de depósitos gruesos, depositados en su mayoría en zonas de valles fluviales. En este sector fueron descritos 3 niveles de cenizas. El nivel B tiene un espesor de 40 cm, es un nivel masivo de ceniza media ($Md \Phi = -0.28$) con coloración blanquecina, muy mal clasificada ($\sigma\Phi = 3.25$). Es muy rara la presencia de fragmentos líticos y de cristales libres en la matriz, pero fueron encontrados fragmentos de carbón y loza de cerámica. El nivel C tiene un espesor medio de 5 cm, es masivo con matriz de ceniza muy fina ($Md \Phi = 3.52$), coloración gris y muy mal clasificada ($\sigma\Phi = 1.94$). El último nivel encontrado en este sector (nivel D) tiene un espesor medio de 34 cm, es masivo con matriz de ceniza media ($Md \Phi = 0.70$), coloración de blanquecida a gris y muy mal clasificada ($\sigma\Phi = 2.81$).

Sector costero central

El sector central está litológicamente conformado por alternancias de niveles de arena y limo en los cuales están presentes 6 niveles de cenizas volcánicas. El nivel A tiene un espesor medio de 20 cm y una matriz masiva de ceniza muy fina de coloración gris oscuro, con microvesículas y muy mal clasificada ($\sigma\Phi = 3.15$). El nivel B tiene un espesor de 34 cm, es un nivel masivo de ceniza fina ($Md \Phi = 4.10$) con coloración blanquecina, moderadamente clasificada ($\sigma\Phi = 0.72$). El nivel C tiene un espesor comprendido entre 9 y 25 cm, es masivo con matriz de ceniza muy fina ($Md \Phi = 2.31$), coloración gris y mal clasificada ($\sigma\Phi = 1.67$). En este nivel fueron encontrados diferentes fragmentos arqueológicos y fragmentos de carbón que permitieron datar este nivel de 1190 ± 30 años atrás (ie., Chunga et al., 2016; Mulas et al, 2015). El nivel D es una alternancia de niveles de espesor medio de 4 a 5 cm, tienen matriz masiva de ceniza media gris poco clasificada. También en este nivel fueron encontrados restos arqueológicos y materiales orgánicos que permitieron fechar el depósito en 1030 ± 30 años antes del presente. El nivel E es uno de los niveles con mayor espesor (± 200 cm). Este nivel es masivo y tiene matriz de ceniza de media a fina mal clasificada. Por último, el nivel F tiene un espesor medio de 72 cm, con un espesor máximo de 400 cm, y una matriz de ceniza de fina a media mal clasificada. Dentro de la matriz también se observan vesículas sub-rodada y fragmentos de pómez, con escasos fragmentos líticos de origen volcánico.

Sector costero septentrional

El sector costero septentrional está caracterizado por su topografía irregular modelada por la dinámica erosiva de los ríos. Los análisis estratigráficos permitieron evidenciar niveles de cenizas más recientes. El nivel F tiene un espesor de 15 a 20 cm, deposición masivo sin estructuras sedimentarias, con microvesículas rodeadas, matriz de ceniza muy fina blanquecida ($Md \Phi = 4.15$) y moderadamente clasificada ($\sigma\Phi = 0.85$). En la matriz están presentes pómez blanquecina con biotita de tamaño medio de 1 a 2 cm y raramente se encuentran fragmentos líticos volcánicos. Localmente, la matriz tiene fragmentos de roca limonita que alcanza hasta los 30 cm de diámetro. El nivel G tiene un espesor variable entre 10 y 23 cm. Este nivel tiene una matriz masiva gris clara de ceniza muy fina

(Md $\Phi = 4.10$) moderadamente clasificada ($\sigma\Phi = 0.95$). El último nivel identificado en el terreno, es el nivel H, en el sitio San Vicente con un grosor deposicional de 5 cm. Este nivel es masivo y tiene matriz de ceniza fina gris clara mal clasificada. En la matriz están ausentes los clastos líticos, cristales libre y fragmentos de pómez.

Litofacies: descripción y sus interpretaciones

Rasgos sedimentológicos y estratigráficos a través de estructuras sedimentarias evidenciadas en los depósitos volcánicos en la zona costera de Manabí, permitieron distinguir 4 distintas litofacies. Según los criterios descriptivos de Branney y Kokelaar (2002), estas unidades fueron nombradas como: unidad de estratificación paralela rica en ceniza fina, unidad masiva rica en cenizas finas y fragmentos líticos, unidad masiva rica en brecha, y unidad débilmente estratificada rica en lapillis.



Fig. 2: Diferentes litofacies encontradas: a) Unidad a estratificación paralela rica en ceniza fina; b) estructuras “water-pipes”; c) estructuras “scour and fill”; d) Unidad masiva rica en breccia en Canoa; e) Unidad masiva rica en brecha en Crucita; f) bloque de 40X20 cm en Canoa; g) Unidad débilmente estratificada rica en lapilli; h) Unidad masiva ricas en cenizas muy finas y fragmento líticos; i) niveles de cenizas muy finas de espesores milimétricos; j) cenizas que llena las irregularidades del nivel inferior.

Unidad con estratificación paralela rica en ceniza fina

Esta unidad se encuentra en los sectores de Chirije (Fig. 2-a), Jaramijó y San Lorenzo. Esta unidad, muy confinada entre las depresiones en los valles, tienen espesores que alcanzan hasta el metro, pero los espesores de las laminaciones y estratificaciones pueden variar de centímetros hasta milímetros. Los contactos estratigráficos en la base son netos. En esta unidad fueron reconocidas estructuras sinsedimentarias de dimensiones centimétricas, como ondulita (ripples), canal vertical de escape de agua (Water-pipes - Fig. 2-b) y estructuras de escurrimiento superficial de agua (scour & fill structures - Fig. 2-c). La matriz está constituida por ceniza fina bien clasificada y presenta milimétricas vesículas rodeadas. Los materiales juveniles son pómez milimétricas sub-redondeadas. Los fragmentos líticos de rocas de areniscas y lutitas son angulares a subangulares.

Unidad masiva rica en brecha

Esta unidad se puede observar in Canoa (Fig. 2-d), Crucita (Fig. 2-e), San Vicente y Jama. Está fuertemente confinada entre los valles de grande ancho y presenta contactos netos a la base mientras a techo aparece siempre movilizada. Esta unidad es masiva, caótica (de bloque-sostenida a matriz-sostenida), mal clasificada con una matriz constituida por ceniza media y gruesa. En la matriz son presentes gruesos bloques de líticos angulares a sub-angulares (lutita o arenisca dependiendo del sector) de tamaño máximo de 40X20 cm (Fig. 2-f) y fragmentos de pómez de tamaño de milímetros hasta centímetros.

Unidad débilmente estratificada rica en lapilli

Esta unidad es evidenciada en los sectores próximos a las localidades de Manta y Crucita. Los depósitos con estas litofacies no aparecen fuertemente confinados en zonas de valles fluviales, pero son presentes también en la parte alta de secuencias deposicionales localizadas en los valles. Los depósitos en la base tienen contactos netos. Los depósitos son débilmente estratificados (en primera observación pueden aparecer masivos) y la estratificación esta evidenciada por alineamiento de fragmentos de tamaño de lapilli de líticos y pómez (Fig. 2-g). La matriz es constituida por ceniza gruesa mal clasificada.

Unidad masiva ricas en cenizas muy finas y fragmentos líticos

Esta unidad está presente en los sectores de Salango, San Vicente (Fig. 2-h), Crucita y Canoa. Esta unidad como la precedente unidad masiva es muy confinada entre los valles fluviales, pero donde la dimensión de los valles no alcanza el volumen del flujo y presenta evidencias de sobre bajo lateral. Los niveles de ceniza de media a muy fina son masivos (Fig. 2-i), mal clasificados y con presencia de vesículas milimétricas redondeadas. Los contactos a la base son netos, pero no parecen erosivos: localmente los productos están incrustados entre las microirregularidades de los niveles inferiores (Fig. 2-j).

DISCUSIÓN

El estudio estratigráfico del sector costero central del Ecuador, permitió reconocer ocho niveles de cenizas relacionados a diferentes eventos eruptivos provenientes desde volcanes andinos. Los niveles B y F son los niveles caracterizados por mayor dispersión en el territorio y por mayores espesores que alcanzan localmente el sector. De acuerdo con las fechas obtenidas con la metodología de ^{14}C , estos depósitos de cenizas están relacionados con eventos de remoción pasados en los últimos 1000 años.

De acuerdo con la clasificación de Smith y Lowe (1991), el nivel de compactación de los depósitos varía de suelto a débilmente consolidado “dilute streamflows”, “hyperconcentrated flows” hasta “debris flows”. Las estructuras como “water-pipes”, las vesículas redondeadas y las estructuras “scour and fill” confirman que estos flujos estaban compuestos por un alto porcentaje de agua durante los procesos de sedimentación.

Las litofacies de estratificación paralela rica en cenizas finas son los “dilute streamflow” y están interpretadas como la porción frontal de un flujo de masa. Además, las estructuras de escurrimiento superficial de agua y la alternancia de niveles bien clasificados pueden ser relacionados con ambientes de agua muy poco profundo (Schneider et al., 2004). La asociación entre las estructuras de ondulita y canal vertical de escape de agua atesta modificaciones de la parte superficial del depósito por efecto de flujo de agua. Por último, la presencia de estructuras de canal vertical de escape de agua relacionadas con vesículas redondeadas son características de un depósito saturado en agua que expulsa agua por carga lito-estática (Smith y Lowe, 1991). Las litofacies masivas ricas en brecha están interpretadas como el cuerpo del flujo. La total ausencia de estructuras internas y la morfología sub- redondeadas de los clastos son debidos a movimientos masivos con fuerte interacción grano-grano. Además, el tamaño de los bloques permite interpretar este depósito como proximal con respecto al punto de origen del flujo (Smith y Lowe, 1991; Giordano et al., 2002; de Belizal et al., 2013). En acuerdo con estos autores podemos considerar que el flujo ha tenido un alcance del orden de los 15 a 20 km. Las litofacies débilmente estratificadas ricas en lapilli son consideradas como facies transicionales entre “debris-flow” y “hyperconcentrated flow”. La ausencia de bloque y el alto porcentaje de lapilli está relacionado con una gradual expulsión desde el flujo de los fragmentos más pesados. Esta litofacies fueron descritas por Pierson y Scott (1985) en Monte Santa Elena (EE.UU.) y con las relacionadas a condiciones topográficas planas. Por último, las litofacies masivas ricas en cenizas muy finas y fragmentos líticos están relacionadas con eventos múltiples de “hyperconcentrated flows”. La presencia de niveles con espesores milimétricos constituidos por cenizas muy finas reflejan la presencia de pausas temporales en el proceso deposicional.

CONCLUSIONES

Los eventos de lahares en el Ecuador son los peligros geológicos más frecuentes asociados a con una erupción volcánica (Pistolesi et al., 2013). Grandes erupciones (VEI > 3-4) caracterizadas por el alto volumen de ceniza emitida en el aire en periodos de fuerte lluvia pueden generar flujos hiperconcentrados y de escombros, también después de acontecida la erupción de varios meses y años. Estos eventos se pueden generar en los sectores proximales, pero también en sectores hasta 160 km de distancia con respecto al cráter.

En el sector costero central de Ecuador, en Manabí, fueron reconocidos, descritos y caracterizados ocho niveles de cenizas volcánicas (nombrado desde A hasta H). Las características sedimentológicas, las distancias respecto a los centros eruptivos permiten afirmar que estos sectores fueron afectados por eventos de “secondary rain-triggered lahars”.

La probabilidad de que las poblaciones ubicadas en el sector costero o cercano a los ríos puedan ser afectadas por eventos de lahares secundarios abre un nuevo campo sobre la evaluación de riesgo volcánico en el margen costero densamente poblado. Este aspecto tiene alta importancia si tomamos en cuenta que en estos depósitos fueron encontrados restos humanos de culturas precolombinas y otros restos relacionados con la actividad humana. En conclusiones este estudio abre nuevas inquietudes y futuras investigaciones sobre la evaluación de este tipo de peligro.

Agradecimientos: Los autores agradecen la ayuda en el campo de los estudiantes Rafael Alcivar Aguilar y Cristina Lopez Coronel y en laboratorio por parte de Daniel Falquez.

Referencias bibliográficas

- Branney, M. J., & Kokelaar, B. P. (2002). *Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites*. Geological Society of London.
- Capra, L., Borselli, L., Varley, N., Gavilanes-Ruiz, J. C., Norini, G., Sarocchi, D., Caballero, L., & Cortes, A. (2010). *Rainfall-triggered lahars at Volcán de Colima, Mexico: Surface hydro-repellency as initiation process*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 189(1), 105-117.
- Chunga K., Mulas M., Quiñonez M.F., Garcés D., Constantine A. (2016). Geomorphologic and Stratigraphic relationships as indicators of Geologic Hazard and Paleoseismicity, central coast of Ecuador. 7th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA), 30 May to 3 June, 2016, Crestone, Colorado, USA. 4 pages.
- Chunga K., Mulas M., Garcés D., Quiñonez M.F. (2015). Paleoseismic and Paleogeographic Reconstruction of the Central Coastal of Ecuador: Insight from Quaternary Geological Data for the Jaramijó Bay area. AGU Fall Meeting - American Geophysical Union. Session Title: EP23B. Coastal Geomorphology and Morphodynamics III Posters. San Francisco USA. 14/18 December.
- Collins, B. D., Dunne, T., & Lehre, A. K. (1983). *Erosion of tephra-covered hillslopes north of Mount St. Helens, Washington: May 1980–May 1981*. Zeitschrift für Geomorphologische Naturwissenschaftliche Forschung, 16, 103-121.
- De Bézilal, E., Lavigne, F., Hadmoko, D. S., Degeai, J. P., Dipayana, G. A., Mutaqin, B. W., Marfai, M.A., Coquet, M., Le Mauff, B., Robin, A.K., & Vidal, C. (2013). *Rain-triggered lahars following the 2010 eruption of Merapi volcano, Indonesia: A major risk*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 261, 330-347.
- Doyle, E. E., Cronin, S. J., Cole, S. E., & Thouret, J. C. (2010). *The coalescence and organization of lahars at Semeru volcano, Indonesia*. Bulletin of volcanology, 72(8), 961-970.
- Fisher, R. V., & Schmincke, H. U. (1984). *Pyroclastic rocks*. Springer Science and Business Media.
- Folk, R. L., (1980). *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphillits, Austin.
- Giordano G., De Rita D., Fabbri M., & Rodani S. (2002) *Facies associations of rain-generated versus crater lake-withdrawal lahar deposits from Quaternary volcanoes, central Italy*. J. Volcanol. Geotherm.Res. 118, 145–159.
- Hall, M.L. & Mothes, P.A., (2008) *Quilotoa volcano — Ecuador: an overview of young dacitic volcanism in a lake-filled caldera*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 176, 44–55. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.01.025>.
- Hall, M., & Mothes, P. (2008). *Quilotoa Volcano-Ecuador: an overview of Young dacitic volcanism in a lake filled caldera*. Journal of volcanology and geothermal research 176; 44-55.
- Hall, M. L., Robin, C., Beate, B., Mothes, P., & Monzier, M. (1999). *Tungurahua Volcano, Ecuador: structure, eruptive history and hazards*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 91(1), 1-21.
- Hodgson, K. A., & Manville, V. R. (1999). *Sedimentology and flow behavior of a rain-triggered lahar, Mangatoetoenui Stream, Ruapehu volcano, New Zealand*. Geological Society of America Bulletin, 111(5), 743-754.
- Kilgour, G., Manville, V., Della Pasqua, F., Reyes, A.G., Graettinger, A.H., Hodgson, K.A., & Jolly, A.D., (2010). *The 25 September 2007 eruption of Mt. Ruapehu, New Zealand: directed ballistics, Surtseyan jets, and ice-slurry lahars*. J. Volcanol. Geotherm.Res. 191, 1–14.
- Manville, V., Hodgson, K. A., Houghton, B. F., & White, J. D. L. (2000). *Tephra, snow and water: complex sedimentary responses at an active snow-capped stratovolcano, Ruapehu, New Zealand*. Bulletin of Volcanology, 62(4-5), 278-293.
- Massey, C. I., Manville, V., Hancox, G. H., Keys, H. J., Lawrence, C., & McSaveney, M. (2010). *Out-burst flood (lahar) triggered by retrogressive landsliding, 18 March 2007 at Mt Ruapehu, New Zealand—a successful early warning*. Landslides, 7(3), 303-315.
- Mothes, P. A., & Hall, M. L. (2008). *The plinian fallout associated with Quilotoa's 800 yr BP eruption, Ecuadorian Andes*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 176(1), 56-69.
- Nairn, I.A., Wood, C.P., Hewson, C.A.Y., 1979. *Phreatic eruptions of Ruapehu: April 1975*. N.Z. J. Geol. Geophys. 22, 155–173.
- Mothes, P. A., Hall, M. L., & Janda, R. J. (1998). *The enormous Chillós Valley Lahar: an ash-flow-generated debris flow from Cotopaxi Volcano, Ecuador*. Bulletin of Volcanology, 59(4), 233-244.
- Mothes, P., Hall, M. L., Andrade, D., Yepes, H., Pierson, T. C., Gorki Ruiz, A., & Samaniego, P. (2004). *Character, stratigraphy and magnitude of historical lahars of Cotopaxi volcano (Ecuador)*. Acta vulcanologica, 16(1/2), 1000-1023.
- Mulas M., Chunga K., Peña E., Falquez D., Lopez Ma., Alcivar R. (2015). Stratigraphic And Lithofacies Study Of Distal Rain-Triggered Lahars: The Case Of West Coast Of Ecuador. AGU Fall Meeting - American Geophysical Union. Session Title: V33B. Eruptive Processes and Watery Hazards of "Wet" Volcanoes on Land, in the Sea, or under Ice III Posters. San Francisco USA. 14/18 December.
- Pierson, T. C., & Scott, K. M. (1985). *Debris Flow to Hyperconcentrated Streamflow*. Water resources research, 21(10), 1511-1524.
- Pistolesi, M., Cioni, R., Rosi, M., Cashman, K.V., Rossotti, A., & Aguilera, E., (2013). *Evidence for lahar-triggering mechanisms in complex stratigraphic sequences: the post-XII century eruptive activity of Cotopaxi Volcano, Ecuador*. Bull. Volcanol. 75, 698.
- Schneider, J. L., Torrado, F. J. P., Torrente, D. G., Wassmer, P., Santana, M. D. C. C., & Carracedo, J. C. (2004). *Sedimentary signatures of the formation of coarse-grained volcanoclastic flows into the sea: the example of the breccia units of the Las Palmas Detritic Formation (Mio-Pliocene, Gran Canaria, Eastern Atlantic, Spain)*. Journal of volcanology and geothermal research, 138(3), 295-323.
- Smith, G.A., & Fritz, W.J., (1989). *Volcanic influences on terrestrial sedimentation*. Geology 17, 375–376
- Smith, G.A., & Lowe, D.R., (1991). *Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow hyperconcentrated flow continuum*. In: Fisher, R.V., Smith, G.A. (Eds.), Sedimentation in Volcanic Settings: SEPM, Special Publication, 45. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, Oklahoma, USA, pp.59–70.
- Usselman, P. (2010). *Geodinámica y ocupación humana del litoral pacífico en el sur de Colombia y en el Ecuador desde el Holoceno (últimos 10 000 años)*. Bulletin de l'Institut français d'études andines, (39 (3)), 589-602.
- Zanchetta, G., Sulpizio, R., Pareschi, M. T., Leoni, F. M., & Santacroce, R. (2004). *Characteristics of May 5–6, 1998 volcanoclastic debris flows in the Sarno area (Campania, southern Italy): relationships to structural damage and hazard zonation*. Journal of volcanology and geothermal research, 133(1), 377-393.

ESTUDIO DE LAS INCLUSIONES MAGMÁTICAS CONTENIDAS EN OLIVINOS DEL VOLCÁN SANGAY Y PUÑALICA PARA LA DETERMINACIÓN DE LA FUENTE MANTÉLICA Y DEL AGENTE METASOMÁTICO.

D.F. Narvaez (1), E. Rose-Koga (2), P. Samaniego (2), K. Koga (2), S. Hidalgo (1)

(1) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito.

(2) Université Clermont Auvergne, CNRS, IRD, OPGC, Laboratoire Magmas et Volcans, F-63000 Clermont-Ferrand, Francia.
dnarvaez@igepn.edu.ec

Abstract (Olivine-hosted melt inclusion from Puñalica and Sangay volcanoes study to constrain the mantle and slab components): The melt inclusions are trapped magmas enclosed during the growing of their hosted crystal. Due to the early crystallization of olivine in the magmatic crystallization sequence, olivine traps magmas that can give insights into early melts produced in the subduction zone. We present geochemical data from primitive olivine-hosted melt inclusions (MI; $Fo > 82$) selected from some of the most primitive lavas ($Mg\# > 60$) of the Ecuadorian Arc belonging to Puñalica and Sangay volcanoes. MI from both volcanoes show trace element patterns typical of arc-related magmatism. Major elements (e.g. Al_2O_3 wt. %) and variable Dy/Yb point to a garnet-bearing and a garnet-free peridotite as the sources of Puñalica MI which were metasomatized by slab-derived melts associated to the subduction of the Grijalva Fracture Zone (GFZ). The source of Sangay MI is explained by mixing between amphibole-bearing clinopyroxenite and peridotite-derived melts which were previously metasomatized by a slab-derived fluid.

Palabras clave: inclusiones magmáticas, olivinos, magmas primitivos, Ecuador.

Key words: Melt inclusions, olivine, primitive magmas, Ecuador.

INTRODUCCIÓN

La generación de magmas en zonas de subducción es un proceso complejo que involucra dos principales reservorios geoquímicos. El primero corresponde al agente metasomático proveniente del slab que subduce el cual altera la composición del manto y aporta a los nuevos magmas con alrededor del 99 % del total de elementos trazas (ej. Grove *et al.*, 2002). El agente metasomático puede ser: un fluido acuoso de baja densidad, un fundido silicatado rico en agua de alta densidad o un fluido supercrítico. Varios estudios teóricos y experimentales han demostrado que es posible hacer distinciones entre un fluido y un fundido, el primero formado por procesos de deshidratación y el segundo por procesos de fusión. Los fluidos están enriquecidos en elementos litófilos de gran radio (LILE, por sus siglas en inglés) acompañado de bajas concentraciones de elementos de alta carga iónica (HFSE). Los fundidos, por lo contrario, están enriquecidos en elementos de tierras raras ligeras (LREE) y HSFE. El proceso que predomina (deshidratación o fusión) en una zona de subducción, depende principalmente del gradiente termal a lo largo de la zona de subducción. Se ha propuesto que una corteza oceánica joven más caliente favorece procesos de fusión mientras que una corteza vieja más fría procesos de deshidratación.

El segundo reservorio geoquímico involucrado en la generación de magmas de arco son las rocas del manto, las cuales contribuyen con casi la totalidad de elementos mayores. Los nuevos magmas, generados en la cuña mantélica, cambian de composición mientras ascienden hasta la superficie principalmente debido a procesos de cristalización fraccionada, mezcla de magmas y contaminación con la corteza terrestre. Así, para determinar el tipo del agente metasomático y/o de la fuente mantélica se debe restringir la investigación al estudio de los magmas primitivos (aquellos cuya composición ha sufrido menos cambios desde su formación).

La placa oceánica de Nazca, que subduce bajo el Ecuador continental, presenta dos grandes estructuras morfológicas importantes. Primero, hacia el norte la presencia de la cordillera asísmica de Carnegie y hacia el sur la zona de fractura de Grijalva (ZFG). La ZFG separa dos porciones de litósfera de diferente edad. Hacia el norte una litósfera más joven y probablemente más caliente y hacia el sur una litósfera más vieja y probablemente más fría. Esta variación en edad influye en el régimen termal registrado a lo largo del plano de Benioff con un régimen termal más frío hacia el sur de esta fractura. De esta manera, el volcán Sangay se ubica sobre una zona de subducción fría y el volcán Puñalica probablemente en el límite entre una zona de subducción fría y una caliente.

El presente trabajo muestra los resultados del estudio de inclusiones magmáticas contenidas en cristales de olivino presentes en lavas primitivas ($Mg\# > 60$) pertenecientes a los volcanes Puñalica y Sangay. Las inclusiones magmáticas son gotas de magma atrapadas en minerales durante la cristalización de estos últimos. Las inclusiones magmáticas pueden considerarse sistemas cerrados debido a que generalmente no existe intercambio de materia con el medio externo. El olivino, que es uno de los minerales que cristalizan tempranamente en la secuencia magmática aísla de esta manera un magma poco evolucionado. Los olivinos estudiados poseen un contenido de fosterita entre 90-83 lo cual refleja un equilibrio con fundidos provenientes de una roca mantélica (i.e. peridotita) garantizando un origen primitivo para la inclusiones atrapadas. El estudio de estas inclusiones permitirá discutir el tipo de agente metasomático bajo el arco ecuatoriano. Esto es fundamental ya que por un lado se considera que el agente metasomático es un *fluido* que disminuye en importancia con el aumento de la distancia desde la fosa y por otro lado que el agente metasomático es un *fundido* que produce la firma geoquímica adakítica a ciertos magmas en el Ecuador continental.

METODOLOGÍA

Para el estudio de las inclusiones magmáticas seleccionamos 1 lava y 3 tefras escoriáceas del volcán Puñalica y 1 lava del volcán Sangay. Se trituraron y tamizaron las rocas y se separó la fracción 0.4-1.5 mm. Escogimos los cristales que contenían inclusiones mayores a 30 μm y debido a que todas las inclusiones estaban cristalizadas fue necesario someterlas a un proceso de homogenización. El proceso de homogenización consiste en llevar al cristal de olivino que contiene la inclusión a temperaturas $>1000^\circ\text{C}$ hasta lograr que las inclusiones dentro del cristal se fundan (Schiano *et al.*, 2000). El cristal fue enfriado rápidamente impidiendo la formación de nuevos cristales dentro de la inclusión.

Los olivinos con inclusiones homogenizadas fueron pulidos hasta que las inclusiones afloraron en superficie. Cada una de las inclusiones fue analizada bajo microscopio electrónico (SEM) para obtener la composición en elementos mayores. Utilizamos un espectrómetro de masa de ionización secundaria (SIMS) para el análisis de Cl, F y S y finalmente un espectrómetro de masa de ablación laser y plasma acoplado inducido (LA-ICP-MS) para el análisis de elementos traza.

En general, la concentración de elementos mayores es la única que cambia en una inclusión magmática desde que es atrapada y ocurre cuando el olivino cristaliza en las paredes de la inclusión o cuando el olivino es disuelto durante el proceso de homogenización. Para corregir dicha variación en elementos mayores, la composición de cada inclusión fue recalculada añadiendo o quitando pequeñas cantidades de olivino (Le Voyer *et al.*, 2008) hasta alcanzar un valor de equilibrio de ~ 0.3 en la relación de FeO/MgO del olivino respecto al FeO/MgO de la inclusión (Toplis, 2005). La adición de olivino a la composición de la inclusión fue menor al 10% para la mayoría de inclusiones, mostrando que éstas estaban originalmente en equilibrio o muy cercanas a este.

RESULTADOS

Elementos mayores

La mayoría de las inclusiones del volcán Puñalica son Nefelina normativas y se caracterizan por contenidos variables de sílice (de 46.3 a 56.2 wt. %), MgO (3.9-10.2 wt. %) y FeO (5.4-15.2 wt. %) expresados en base anhidra. Los valores de Mg# para estas inclusiones varían entre 58 y 64. Las inclusiones poseen menor contenido de sílice que la secuencia de roca total y no forman una tendencia continua entre ambas. Las inclusiones varían entre composiciones basálticas a traqui-andesita-basálticas en la serie calco-alcalina de alto K.

Todas las inclusiones del volcán Sangay son Nefelina normativas con poca variación de sílice (41.9-44.5 wt. %), MgO (6.4-9.1 wt. %) y FeO (7.66-10.55 wt. %). El Mg# de estas inclusiones varía entre 67-71 y se clasifican como tefrita-basanitas del campo shoshonítico.

Elementos trazas y volátiles

Las inclusiones del Puñalica muestran patrones típicos de magmas de arco con un enriquecimiento en elementos LILE (ej. Ba, K, Rb) y un empobrecimiento en elementos de tierras raras pesadas (ej. Yb) con respecto a los MORB, así como una marcada anomalía negativa en HFSE (ej. Nb). Estas inclusiones también muestran un enriquecimiento en tierras raras ligeras con respecto a las pesadas que se denota en adelante con la fracción $(\text{La/Yb})_N$ (normalizado al manto primitivo). Para facilitar la discusión sobre el origen de estas inclusiones, hemos separado las 43 inclusiones del Puñalica en tres grupos diferentes, cada uno con sus características geoquímicas particulares. El grupo 1, cuyos patrones de elementos trazas es muy similar a los patrones de roca total, posee $(\text{La/Yb})_N$ entre 5-14 y las menores concentraciones en Cl (1350-1950 ppm), F (439-560 ppm), S (610-1570 ppm) y tierras raras ligeras (ej. La, Ce) normalizados al manto primitivo. El grupo 2, el cual muestra un espectro plano en elementos de tierras raras pesadas, posee concentraciones intermedias en Cl (4037-6112 ppm) y F (483-1000 ppm) y valores entre 9-25 de $(\text{La/Yb})_N$. El grupo 3 muestra los más altos valores de $(\text{La/Yb})_N$ entre 13 y 45 relacionado a altas concentraciones de LREE normalizadas al manto primitivo.

En el caso del Sangay, sus inclusiones muestran patrones similares a las del Puñalica pero las primeras se caracterizan por altas concentraciones en HFSE (ej. Nb, Ta) y Ti mostrando una anomalía negativa menos marcada que las inclusiones del Puñalica. Las inclusiones del Sangay muestran altas concentraciones en S (3836-5479 ppm) y F (627-1180 ppm) y bajos contenidos de Cl (1630-2230 ppm).

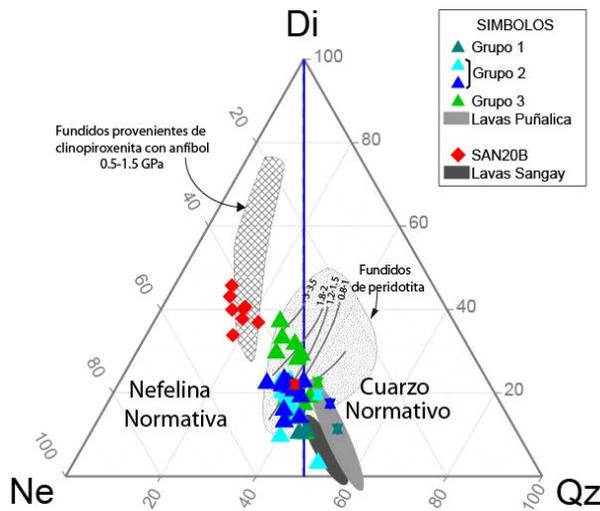


Fig. 1. Proyección desde olivino en el plano Ne-Di-Qz de la composición de roca total e inclusiones magmáticas de los volcanes Puñalica y Sangay. Este esquema utiliza el cálculo de componentes CMAS de O'Hara.

embargo, en ninguno de los dos conjuntos de inclusiones magmáticas (Puñalica o Sangay) existe evidencia de la cristalización de anfíbol. Por las razones expuestas, concluimos que no es posible por medio de una cristalización de baja presión formar magmas similares a los representados por la roca total a partir de composiciones iniciales similares a las inclusiones magmáticas. Los magmas atrapados como inclusiones magmáticas no representan el magma parental de la roca total.

Determinación de la fuente mantélica

En el diagrama ternario Di-Ne-Q graficamos también la composición de magmas obtenidos a partir de petrología experimental provenientes de diferentes litologías y las comparamos con la composición de las inclusiones magmáticas con la finalidad de determinar el tipo de roca del cual provienen nuestras inclusiones. Las inclusiones del Puñalica grafican en el campo de magmas provenientes de peridotitas sujetas a diferentes presiones (hasta 3.5 GPa), mientras que aquellas del Sangay poseen una composición química similar a los magmas provenientes de clinopiroxenitas con anfíbol. Usando la razón $(Dy/Yb)_N$ diferenciamos los magmas formados con la presencia ($(Dy/Yb)_N > 1.5$) o ausencia ($(Dy/Yb)_N < 1.5$) de granate en la peridotita (Kelemen *et al.*, 2014). Las inclusiones del Grupo 3 poseen $(Dy/Yb)_N > 1.5$ y está acompañado de bajos valores en Al_2O_3 lo cual puede estar relacionado a la presencia de granate en la fuente de estos magmas (Kushiro, 1996). La presencia de granate en la fuente del grupo 3 concuerda con la alta presión (> 1.5 GPa) esperada a la base de la corteza bajo el arco ecuatoriano (> 50 km). El grupo 2, por otro lado, muestra un espectro plano de REE pesadas y valores de $(Dy/Yb)_N$ menores a 1.5 lo cual le relacionamos con la ausencia de granate en la fuente. El granate es un mineral que en una peridotita esta presente a partir de 3 GPa (Walter, 1998). La generación de los magmas del grupo 2 y 3 ocurriría a diferentes niveles en la cuña mantélica. Estos magmas ascienden a lo largo de la corteza y posiblemente son atrapados en los cristales de olivino en cámaras magmáticas más superficiales. La mayor variación de $(Dy/Yb)_N$ para el caso de las inclusiones del grupo 1 la atribuimos a procesos secundarios ya que este grupo muestra el mayor contenido en sílice de todas las inclusiones del Puñalica.

Las inclusiones del volcán Sangay caen en el campo de clinopiroxenitas con anfíbol a condiciones de presión menores de 1.5 GPa y temperaturas entre 1200 y 1300 °C. Estas temperaturas coinciden con las temperaturas medidas durante el proceso de homogenización para estas inclusiones. Similares composiciones a las inclusiones del Sangay han sido reportadas en inclusiones de olivino provenientes del volcán Pan de Azúcar (Le Voyer *et al.*, 2008). Estos autores proponen

DISCUSIÓN

Relación roca total-inclusiones magmáticas

Debido a la cristalización temprana del olivino en la secuencia magmática es factible pensar que existe una conexión por cristalización fraccionada entre la composición de las inclusiones magmáticas (magma parental) y la composición de la roca total (magma hijo). Para conseguir tal objetivo, graficamos las composiciones de todas las inclusiones en un diagrama ternario Di-Ne-Q. La línea vertical que parte del polo Di, separa a la derecha un campo saturado en sílice y a la izquierda uno de subsaturación en sílice. La mayoría de inclusiones presentadas en este trabajo, que tienen composiciones Ne normativas, caen en el campo de subsaturación en sílice mientras que las series de rocas totales de los dos volcanes caen en el campo de saturación. Un proceso de cristalización fraccionada típico de basaltos (Ol+Cpx+Plg) forma una línea vertical en este diagrama y los magmas saturados en sílice evolucionan hacia composiciones más ricas en Qz y aquellos subsaturados hacia composiciones más ricas en Ne. Una forma de pasar de un magma pobre en sílice a uno rico en sílice es fraccionando minerales de bajo contenido de sílice como por ejemplo el anfíbol. La cristalización de anfíbol permite al líquido residual aumentar su contenido en sílice progresivamente. Sin

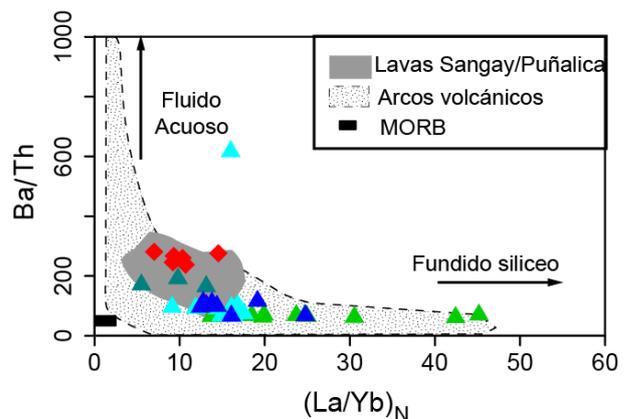


Fig. 2. $(La/Yb)_N$ normalizado al manto primitivo versus Ba/Th. Composiciones primitivas de arcos se muestra con el área de puntos.

una mezcla entre magmas provenientes de una clinopiroxenita con anfíbol y fundidos provenientes de una peridotita. Considerando que bajo el Sangay ocurren procesos similares a los descritos en el volcán Pan de Azúcar concluimos que las inclusiones del Sangay solo representan fundidos provenientes de la clinopiroxenita. Sin embargo, magmas con composiciones intermedias entre clinopiroxenitas con anfíbol y peridotitas serían generados en profundidad.

Determinación del agente metasomático

La movilidad de los elementos LILE, HFSE y REE, durante procesos de deshidratación (baja temperatura) o fusión (alta temperatura), fueron determinados experimentalmente por Kessel *et al.* (2005) a 4 GPa (~120 km de profundidad). Mediante este estudio se determinó que un fluido acuoso está enriquecido en elementos “móviles en fluidos” como por ejemplo Ba, Rb, Cs y Pb y los fundidos silicatados enriquecidos en elementos “inmóviles en fluidos” (ej. Nb, LREE, Th). En un diagrama de elementos móvil/inmóvil vs. Inmóvil/inmóvil es posible determinar la influencia de fluidos acuosos (alta razón de los elementos móvil/inmóvil) debido a que la razón móvil/inmóvil del manto es baja y la adición de fluidos acuosos aumenta drásticamente esta razón (Elliott, 2003). Así, a partir de la Fig. 2 es posible concluir que el agente metasomático bajo el volcán Puñalica corresponde principalmente a un fundido silicatado y bajo el volcán Sangay a un fluido acuoso.

Una característica excepcional de las rocas del volcán Puñalica y de sus inclusiones es el enriquecimiento en LREE. Las inclusiones del grupo 2 y 3 son aquellas con una alta concentración de LREE y las rocas con esta característica aquellas con < 57 wt. % SiO₂. El alto enriquecimiento en LREE no se puede vincular con procesos de cristalización fraccionada o menor grado de fusión parcial de la fuente ya que en un diagrama Rb vs. La (no mostrado) estos dos procesos forman una recta con pendiente positiva (Schiano *et al.*, 2010) contrariamente a lo observado en este caso. Las muestras de roca total e inclusiones forman una línea vertical mostrando un incremento en La a un valor constante de Rb. Este comportamiento puede ser solamente relacionado a un proceso de mezcla. La mezcla de fundidos silicatados enriquecidos en diferente grado en LREE puede generar la tendencia observada en estas muestras.

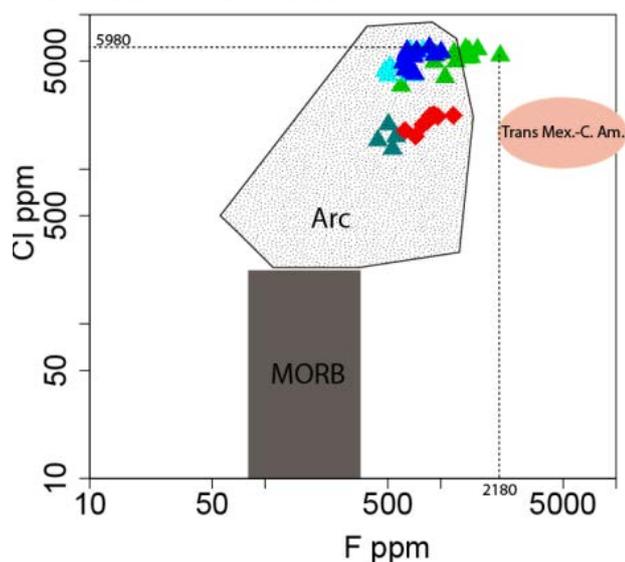


Fig. 3. Contenido de F y Cl en las inclusiones magmáticas del volcán Sangay y Puñalica comparado con la concentración en otras inclusiones de arco y MORB.

asociada al tipo de material añadido por parte del slab a la cuña mantélica. Un gradiente termal mayor del slab que contiene la corteza oceánica joven favorece procesos de fusión y genera fundidos silicatados que metasomatizan el manto. Por el contrario, un gradiente termal más frío hacia el sur de la fractura de Grijalva favorece procesos de deshidratación y por tanto la generación de fluidos acuosos como agente metasomático. La ubicación de la ZF Grijalva, además de influir en la dinámica de subducción de la placa Nazca (Yepes *et al.*, 2016), influye en el contenido de volátiles añadidos a la cuña mantélica al menos en el caso del volcán Puñalica.

El contenido de volátiles medidos en las inclusiones del volcán Puñalica-Grupo 3 contienen concentraciones de F y Cl muy altas nunca antes medidas en inclusiones magmáticas (excepto en el complejo volcánico Colima que muestra mayores concentraciones de F, (Vigouroux *et al.*, 2008), Fig. 3). Debido a que la concentración en elementos volátiles en el manto es casi nula; el Cl y F es aportado a la cuña mantélica por medio del agente metasomático proveniente del slab. El Cl y F son elementos que entran en minerales hidratados de la corteza oceánica cuando el agua marina interactúa y altera la roca. Una mayor alteración de la corteza aumenta la concentración de Cl y F para luego ser liberado hacia el manto con el agente metasomático (van den Bleeken and Koga, 2015). Por esta razón, proponemos que la fractura de Grijalva permite una mayor alteración de la corteza terrestre incrementando los valores de F y Cl observados en las inclusiones del volcán Puñalica. Esta conclusión reafirma el trabajo realizado por Yepes *et al.* (2016) que ubica la ZF Grijalva bajo el volcán Puñalica.

Implicación geodinámica

La presencia de una placa oceánica de diferente edad hacia el norte y sur de la ZF Grijalva estaría directamente

CONCLUSIONES

La composición de las inclusiones magmáticas en el volcán Sangay y Puñalica no puede estar relacionados con la composición de roca total mediante procesos de cristalización fraccionada de baja presión. Sus composiciones son excepcionales y muestran los procesos complejos que ocurren en las zonas de subducción y de la heterogeneidad de las fuentes mantélica y de los magmas de arco primitivos.

Las composiciones de las inclusiones magmáticas presentes en las rocas del volcán Puñalica son similares a los fundidos de peridotita obtenidos experimentalmente. El grupo 2 muestra patrones planos en el espectro de REE pesadas y valores de $(Dy/Yb)_N < 1.5$ que evidencia la ausencia de granate al origen de estos magmas. Por el contrario, el Grupo 3 muestra bajos valores de Al_2O_3 wt. % $(Dy/Yb)_N > 1.5$ relacionados a la estabilidad de granate en la peridotita. Esto demuestra que los magmas bajo el volcán Puñalica son formados a diferentes profundidades en la cuña mantélica.

Las inclusiones magmáticas del volcán Sangay son homogéneas y muestran composiciones similares a los fundidos obtenidos a partir de clinopiroxenitas con anfíbol.

El agente metasomático bajo el Puñalica es un *fundido* que muestra diferente grado de enriquecimiento en LREE. Su alta concentración en volátiles (i.e. Cl, F) está relacionado a la presencia de la ZF Grijalva en el slab bajo el volcán Puñalica. En el caso del Sangay el agente metasomático es un *fluido* acuoso relacionado al menor gradiente termal en la zona de subducción esperada al sur de la ZF Grijalva.

Referencias bibliográficas

- Elliott, T. (2003). Tracers of the slab. In: Eiler, J. (ed.) *Geophysical Monograph Series*. Washington, D. C.: American Geophysical Union, 23–45.
- Grove, T., Parman, S., Bowring, S., Price, R. & Baker, M. (2002). The role of an H₂O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N California. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **142**, 375–396.
- Kelemen, P. B., Hanghøj, K. & Greene, A. R. (2014). One View of the Geochemistry of Subduction-Related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust. *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, 749–806.
- Kessel, R., Schmidt, M. W., Ulmer, P. & Petke, T. (2005). Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth. *Nature* **437**, 724–727.
- Le Voyer, M., Rose-Koga, E. F., Laubier, M. & Schiano, P. (2008). Petrogenesis of arc lavas from the Rucu Pichincha and Pan de Azúcar volcanoes (Ecuadorian arc): Major, trace element, and boron isotope evidences from olivine-hosted melt inclusions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **9**, n/a-n/a.
- Schiano, P., Eiler, J. M., Hutcheon, I. D. & Stolper, E. M. (2000). Primitive CaO-rich, silica-undersaturated melts in island arcs: Evidence for the involvement of clinopyroxene-rich lithologies in the petrogenesis of arc magmas. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **1**, n/a-n/a.
- Schiano, P., Monzier, M., Eissen, J.-P., Martin, H. & Koga, K. T. (2010). Simple mixing as the major control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **160**, 297–312.
- Toplis, M. J. (2005). The thermodynamics of iron and magnesium partitioning between olivine and liquid: criteria for assessing and predicting equilibrium in natural and experimental systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **149**, 22–39.
- Van den Bleeken, G. & Koga, K. T. (2015). Experimentally determined distribution of fluorine and chlorine upon hydrous slab melting, and implications for F–Cl cycling through subduction zones. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **171**, 353–373.
- Vigouroux, N., Wallace, P. J. & Kent, A. J. R. (2008). Volatiles in High-K Magmas from the Western Trans-Mexican Volcanic Belt: Evidence for Fluid Fluxing and Extreme Enrichment of the Mantle Wedge by Subduction Processes. *Journal of Petrology* **49**, 1589–1618.
- Walter, M. J. (1998). Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *Journal of Petrology* **39**, 29–60.
- Yepes, H., Audin, L., Alvarado, A., Beauval, C., Aguilar, J., Font, Y. & Cotton, F. (2016). A new view for the geodynamics of Ecuador: implication in seismogenic sources definition and seismic hazard assessment: Ecuador geodynamics and PSHA. *Tectonics*.

INVESTIGATING THE RELATIONSHIP BETWEEN δD IN HYDRATED VOLCANIC GLASS AND METEORIC WATER: A CASE STUDY USING A SINGLE LATE PLEISTOCENE (~200 KA) RHYOLITIC DEPOSIT EXPOSED ALONG A 4000 METER ELEVATION TRANSECT IN ECUADOR

L. J. Jackson (1), B.O. Beate (2), B.K. Horton (3), P.A. Mothes (4)

- (1) Department of Geological Sciences, Jackson School of Geosciences, University of Texas at Austin, 2275 Speedway Stop C9000, Austin, TX 78712 – 1722, Austin, TX, U.S.A. lilyjackson@utexas.edu
- (2) Dpto. de Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253 y Andalucía, Quito – Ecuador bernardo.beate@epn.edu.ec
- (3) Department of Geological Sciences and Institute for Geophysics, Jackson School of Geosciences, University of Texas at Austin, 2275 Speedway Stop C9000, Austin, TX 78712 – 1722, Austin, TX, U.S.A. horton@jsg.utexas.edu
- (4) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11 - 253 y Andalucía, Quito – Ecuador pmothes@igepn.edu.ec

Abstract: Stable hydrogen isotopic values (δD) of hydrated volcanic glasses from the ~211 ka Chalupas Ash Fall Tuff (AFT) deposit in Ecuador were measured to test the relationship between elevation and δD values of environmental waters in glass. Samples were collected over five distinct locations from the west coast to the Eastern Cordillera and across an elevation range of 4000 meters. Our calculated lapse rate of -19.4‰ per 1000 meters of elevation gain is greater than a previously determined lapse rate from the same area based on modern precipitation and groundwater data by ~4‰. This study is the first of its kind to measure δD values from a single, instantaneously deposited ash and pumice deposit covering a broad area and large altitudinal range, and that has not been significantly tectonically altered since deposition. Our preliminary results may suggest that lower temperatures at 211 ka had a greater effect on lapse rate.

Resumen: Isótopos de Hidrógeno de vidrio volcánico hidratado de 211 ka en los depósitos del Chalupas de caída de ceniza y toba en Ecuador fueron medidos para analizar la relación entre la elevación y los valores δD de agua proveniente del ambiente al momento del depósito de dicho vidrio volcánico. Varias muestras fueron recolectadas a través de cinco regiones distintas de Oeste en la Costa al Este en la Cordillera Real (Cordillera Oriental) y en un rango de 4000 metros en elevación. Nuestro índice de cambio calculado es -19.4 por cada 1000 metros de incremento en elevación lo que es mayor en alrededor 4 en relación a cálculos previos del índice para la misma área pero en base a data de precipitación moderna y agua subterránea. Este estudio es el primero en su tipo al medir valores δD de depósitos de ceniza y pómez que además de representar una ventana en el tiempo, cubren una amplia área y rango en altitud, que no han sido tectónicamente alterados desde su depósito. Nuestros resultados preliminares sugieren que a más bajas temperaturas a 211ka mayor es el índice de cambio.

Key Words: Chalupas, paleoaltimetry, stable isotopes, deuterium

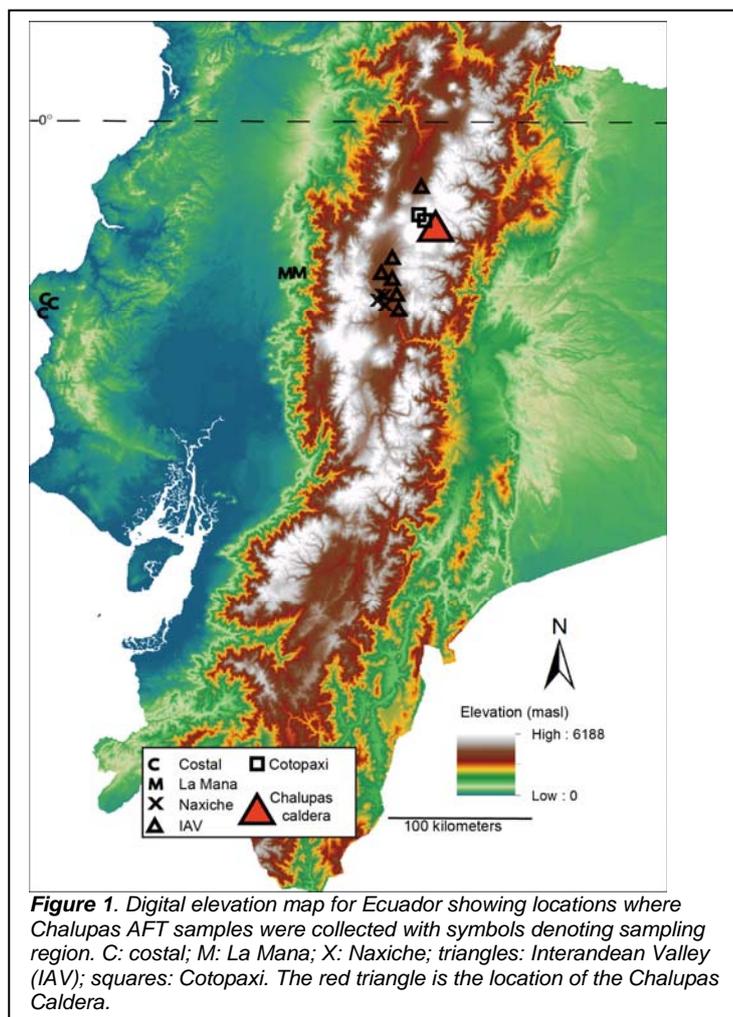
Palabras Clave: Chalupas, paleoaltimetra, isótopos estables, deuterio

INTRODUCTION

Geochemical analyses of water in secondarily hydrated rhyolitic volcanic glass are becoming more common in reconstructions of paleoclimate and paleoelevation (e.g. Seligman and Bindeman 2016; Mulch et al., 2008; Cassel et al., 2009; Molnar, 2010; Cassel et al., 2012; Canavan et al., 2014; Saylor and Horton, 2014; Pingel et al., 2014). At the time of eruption, rhyolitic volcanic glass will typically contain trace amounts of primary magmatic water. Once the glass has been deposited and able to interact with ambient environmental water, it begins a low temperature process of secondary hydration by meteoric water (Cerling et al., 1985), up to a saturation point of ~2.0 to 3.5 % (Friedman, 1993) for glass, and up to 4.0% for ash (Nolan and Bindeman, 2013). Hydrogen isotopes (δD) in precipitation fractionate rapidly over steep vertical gradients, such that the heavier deuterium (H_2) atoms are preferentially lost from the vapor (cloud) to the liquid (rain) phase. This causes the remaining vapor to become depleted in H_2 , which lowers its δD value. Subsequent rainfall and residual cloud vapor inherit progressively lower δD values with each rain-out event. This lowering of δD values with increased elevation is referred to as the altitude effect (Dansgaard 1964; Ambach et al., 1968; Araguás-Araguás et al., 2000). Measurements of δD values in ancient hydrated volcanic glasses therefore can be used to estimate past elevation in mountainous regions where the altitude effect is the dominant mechanism that fractionates hydrogen isotopes in meteoric water (Poage and Chamberlain, 2001; Rowley et al., 2001; Rowley, 2007).

While use of δD in volcanic glass for paleoaltimetry is becoming increasingly common, there are few investigations into the sensitivity of volcanic glass to faithfully record δD values of meteoric water. Furthermore, no study has corroborated δD values from a single volcanic deposit for various locations at the same elevation and at different elevations. Quantifying the potential of volcanic glass to preserve a paleo-meteoric water signal and to act as a proxy in paleoaltimetry reconstructions is therefore needed, and is the foundation for this study. An ideal test would involve sampling a single rhyolitic ash or pumice fall that is hydrated but has not undergone significant diagenetic transformation to clay minerals, as is exposed over a large area and a broad range of elevation. We have identified the Chalupas Caldera Ash Flow Tuff (AFT) deposit, which has exquisite preservation and extent to test the fidelity of δD values in glass as a paleoaltimeter.

The Chalupas Caldera (Figure 1) located SE of Quito, Ecuador in the Eastern Cordillera, erupted a large-volume silicic flare-up in the Ecuadorian Eastern Rhyolitic Province circa 200 ka (Hall et al., 2008; Hall and Mothes, 2010). An estimated volume of 100 km³ was ejected, depositing ash and pumice across an area of 2000-3000 km² (Beate, 1985). Ejecta from the Chalupas caldera consists of a pre-caldera deposit, the main Chalupas Ash Flow Tuff (AFT), and a post-caldera deposit (Beate, 1985; Hammersley, 2003). This study focuses on the Chalupas AFT, the main eruptive mass that consists of phenocryst poor, high SiO₂ pumice and ash.



water were conducted at the University of Texas at Austin Stable Isotope Laboratory.

A study by Garcia et al (1998) shows how the altitude effect affects modern precipitation in Ecuador. Using instrumental data from IAEA stations across Ecuador and two sampling transects of shallow groundwaters, they determined that the isotopic gradient of δD in modern precipitation is 14‰ per 1000 meters (Garcia et al., 1998). If our volcanic glasses preserve a faithful record of the elevation-dependent relationship in meteoric water δD values, then we anticipate that a similar gradient in δD values will be shown in our measurements.

METHODOLOGY

Pure amorphous glass shards devoid of mineral inclusions were separated from the bulk samples using methods outlined in Cassel and Breecker (2016). Subsequent separates were thoroughly cleaned to remove any clay or other contamination by bathing them in 6N HCl for three hours followed by a MilliQ ultrasonic bath for up to 10 hours, and then finally gentle abrasion with 10% HF for 10 seconds. Triplicates for all samples were packed in pure silver crucibles and dried in a vacuum oven for at least 12 hours prior to analysis. To measure the weight percent water and the δD values of water within the glass, a thermal conversion elemental analyzer (TCEA) was used to introduce the samples into an isotope ratio mass spectrometer (IRMS). The method, as well as the standards used in the analysis, is outlined in Gong et al. (2007). Measurements of δD values and percent

Measured deuterium values are reported in standard δ notation; $\delta D = \left[\frac{R_{\text{sample}}}{R_{\text{standard}}} - 1 \right] \times 1000$, where R_{sample} is the D to H ratio of the sample and R_{standard} is the D to H ratio of a standard. All standards used are calibrated to the international standard of Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW). Once the δD value of the glass is known, the isotopic value of environmental water can be calculated using the glass-water fractionation factor of $\alpha=1.0343$, determined by Friedman (1993). The δD for the environmental water in the glass is therefore: $\delta D_{\text{environmental water}} = 1.0343(1000 + \delta D_{\text{measured}}) - 1000$.

To test chemical homogeneity in non-hydrous phases among samples, volcanic glasses were analyzed for major ion chemistry using an electron microprobe. A portion of glass from each of the separates was mounted in epoxy resin, polished, and carbon coated. Major elements were measured using a Cameca SX50 Electron Microprobe at the Electron Microprobe Laboratory at the Lunar and Planetary Laboratory at the University of Arizona. A minimum of five shards per sample were analyzed.

RESULTS AND DISCUSSION

Our sampling locations span an elevation range of about 4000 meters (Figure 2). The lowest sample was collected near the coast at 26 masl and the highest sample was taken at 3882 masl near the Cotopaxi volcano (Figure 1). Values of δD (VSMOW) range from -123.2‰ to -55.6‰. After accounting for glass-water fractionation, the calculated range of δD values of the environmental water in the glass is to -93.1‰ to -23.5‰. The range of

hydration of the glasses is 2.8% to 5.2 wt.% water, with an average of 3.6%. Electron microprobe data support our field correlations of the Chalupas AFT deposit. All samples show strong elemental homogeneity with an average of 71% SiO₂. This is close to the 72% SiO₂ average reported in Hammersley (2003) for the Chalupas AFT.

Our data produces a lapse rate of -19.4.2‰ per 1000 meters of elevation. This differs from a previously calculated lapse rate for modern precipitation from Garcia et al., (1998), which was found to be -14‰ per 1000 meters of elevation. Colder temperatures at 211 ka may be contributing to the variability in lapse rate between our measured data and the modern lapse rate.

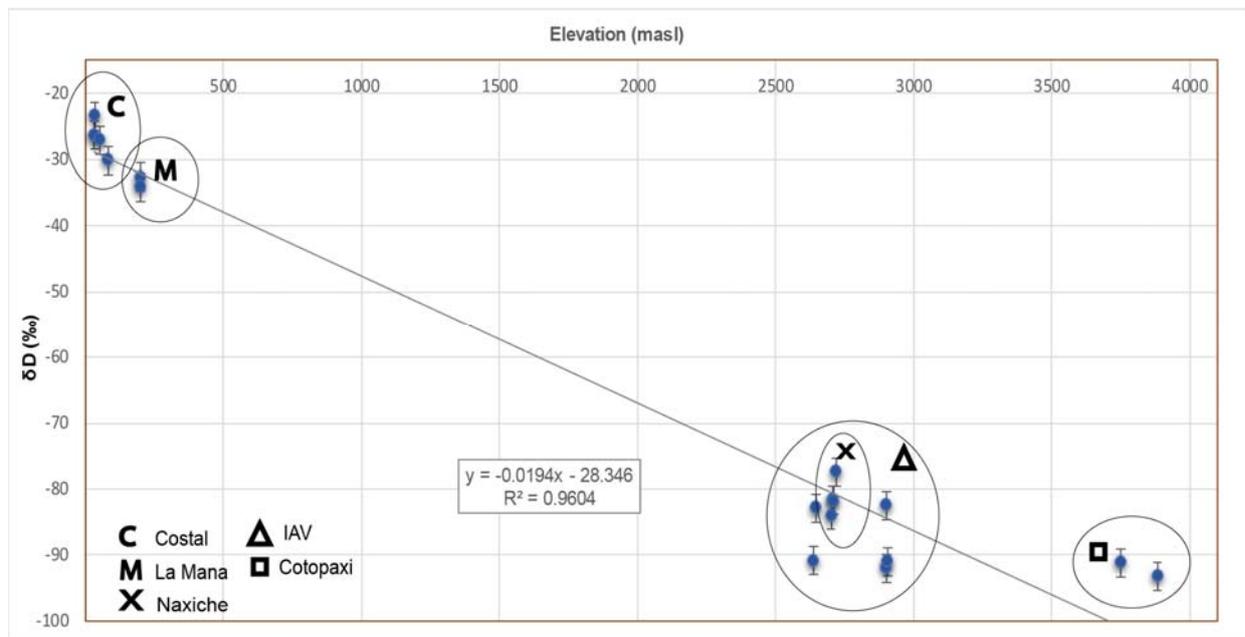


Figure 2. Elevation (x) versus calculated δD values for environmental water in the Chalupas glasses (y). Symbolled ellipses denote the sampling region. C: costal; M: La Mana; X: Naxiche; triangles: Interandean Valley (IAV); squares: Cotopaxi.

Referencias bibliográficas

- Ambach, W., Dansgaard, W., Eisner, H. and Møller, J., 1968, The altitude effect on the isotopic composition of precipitation and glacier ice in the Alps: *Tellus*, 20(4), p. 595-600.
- Beate, B., 1985, El flujo piroclástico de Chalupas como causante de un desastre natural en el caudemario de los andes septentrionales del Ecuador, First Latin American Symposium on Natural Disasters: Quito, Ecuador.
- Canavan, R.R., Carrapa, B., Clementz, M.T., Quade, J., DeCelles, P.G. and Schoenbohm, L.M., 2014, Early Cenozoic uplift of the Puna Plateau, Central Andes, based on stable isotope paleoaltimetry of hydrated volcanic glass: *Geology*, 42(5), p. 447-450.
- Cassel, E.J. and Brecker, D.O., 2016. Long-term Stability of Hydrogen Isotope Ratios in Hydrated Volcanic Glass. *Geochimica et Cosmochimica Acta*.
- Nolan, G. S., Bindeman, I., N., 2013, Experimental investigation of rates and mechanisms of isotope exchange (O, H) between volcanic ash and isotopically-based water: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 111, p. 5-27.
- Cassel, E.J., Graham, S.A. and Chamberlain, C.P., 2009, Cenozoic tectonic and topographic evolution of the northern Sierra Nevada, California, through stable isotope paleoaltimetry in volcanic glass: *Geology*, 37(6), p. 547-550.
- Cassel, E.J., Grove, M. and Graham, S.A., 2012, Eocene drainage evolution and erosion of the Sierra Nevada batholith across northern California and Nevada: *American Journal of Science*, 312(2), p. 117-144.
- Cerling, T.E., Brown, F.H. and Bowman, J.R., 1985, Low-temperature alteration of volcanic glass: hydration, Na, K, 18 O and Ar mobility: *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 52(3), p. 281-293.
- Dansgaard, W., 1964, Stable isotopes in precipitation: *Tellus*, 16, p. 436-468.
- Craig, H., 1961, Isotopic variations in meteoric waters: *Science*, 133(3465), p. 1702-1703.
- Friedman, I., Gleason, J., Sheppard, R.A., Gude, A.J. 3rd, 1993, Deuterium fractionation as water diffuses into silicic volcanic ash in Climate change in continental isotopic records: *American Geophysical Union Geophysical Monograph* 78, p. 321-323.
- Friedman, I., Gleason, J., Warden, A., 1993, Ancient climate from deuterium content of water in volcanic glass. In: Climate change in continental isotopic records: *American Geophysical Union Geophysical Monograph* 78, p. 309-319
- García, M., Villalba, F., Araguás-Araguás, L. and Rozanski, K., 1998, The role of atmospheric circulation patterns in controlling the regional distribution of stable isotope contents in precipitation: Preliminary results from two transects in the Ecuadorian Andes In: *Isotope techniques in the study of environmental change*.
- Gong, B., Zheng, Y.F. and Chen, R.X., 2007, An online method combining a thermal conversion elemental analyzer with isotope ratio mass spectrometry for the determination of hydrogen isotope composition and water concentration in geological samples. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 21(8), pp.1386-1392.
- Hall, M.L., Samaniego, P., Le Pennec, J.L. and Johnson, J.B., 2008, Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), p. 1-6.

- Hall, M.L. and Mothes, P.A., 2010, December. Young Rhyolitic and Alkaline Volcanism of the Ecuadorian Arc-A Result of the Carnegie Ridge Subduction?. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 1, p. 2440).
- Hammersley, L. 2003, The Chalupas caldera. PhD Dissertation. Univ. California, Berkeley.
- Molnar, P., 2010, Deuterium and oxygen isotopes, paleoelevations of the Sierra Nevada, and Cenozoic climate: *Geological Society of America Bulletin*, 122(7-8), p. 1106- 1115
- Pingel, H., Alonso, R.N., Mulch, A., Rohrmann, A., Sudo, M. and Strecker, M.R., 2014, Pliocene orographic barrier uplift in the southern Central Andes: *Geology*, 42(8), p. 691-694.
- Poage, M.A., and Chamberlain, C.P., 2001, Empirical relationships between elevation and the stable isotope composition of precipitation and surface waters: Considerations for studies of paleoelevation change: *American Journal of Science*, v.301, p. 1-15.
- Rowley, D.B., 2007, Stable isotope-based paleoaltimetry: Theory and validation: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 66, p. 23-52.
- Rowley, D.B., Pierrehumbert, R.T., and Currie, B.S., 2001, A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: Implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 188, p. 253-268.
- Saylor, J.E. and Horton, B.K., 2014, Nonuniform surface uplift of the Andean plateau revealed by deuterium isotopes in Miocene volcanic glass from southern Peru: *Earth and Planetary Science Letters*, 387, p. 120-131.
- Seligman, A.N., Bindeman, I.N., Watkins, J.M. and Ross, A.M., 2016. Water in volcanic glass: From volcanic degassing to secondary hydration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 191, pp.216-238.

ESTUDIO MULTI-ISOTÓPICO DE LOS PRODUCTOS VOLCÁNICOS DEL VOLCÁN PARICUTIN (MÉXICO)

P. Larrea (1,2), E. Widom (2), C. Siebe (3), S. Salinas (3).

- (1) Escuela de Ciencias Geológicas e Ingeniería, YACHAY TECH, Urcuquí, Ecuador. plarrea@yachaytech.edu.ec
- (2) Department of Geology & Environmental Earth Science, Miami University, Oxford, OH, USA
- (3) Instituto de Geofísica, UNAM, DF. México

Abstract (A multi-isotopic study of the volcanic products of Paricutin volcano - Mexico): The 1943-1952 eruption of Paricutin volcano in the Michoacán-Guanajuato Volcanic field, Mexico, offered a unique opportunity to observe the birth of a new monogenetic volcano and document its entire eruption. We have conducted major, trace element and isotopic studies (Sr-Nd-Pb-Os) of the Paricutin lavas and tephra spanning the whole duration of the eruption, to further constrain the potential roles of mantle source heterogeneity, subduction-related metasomatism and crustal assimilation in the petrogenesis of the Paricutin magmas. Our preliminary results in the volcanic products of the first eruptive phases are inconsistent with shallow contamination, however, the coming results from phase 3 lavas will help to further evaluate the relative role of crustal assimilation in the evolution of Paricutin volcano.

Palabras clave: Paricutin, geoquímica, evolución, origen

Key words: Paricutin, geochemistry, evolution, origin

INTRODUCCIÓN

El Campo volcánico de Michoacán – Guanajuato (CVMG) es el campo monogénico más grande del mundo (Valentine y Connor, 2015), localizado en la zona centro-meridional del cinturón volcánico transmexicano (Fig.1). El CVMG está formado por más de 1000 centros eruptivos (Hasenaka y Carmichael, 1985), y las causas que generan la gran concentración de volcanes monogénicos en esta área siguen siendo poco conclusivas. Trabajos recientes apuntan a la única configuración geométrica de la zona de subducción como característica principal que controla la ubicación y el volumen del magmatismo en esta zona (e.g., Kim et al., 2012, Chevrel et al., 2016). La posición casi horizontal de la placa Cocos, que subduce bajo la placa norteamericana, a una profundidad de 90-120 km podría inducir la fusión parcial de la cuña del manto sobre esta amplia área bajo la gruesa corteza continental de ~40 km de espesor. El comportamiento espacio-temporal de los diferentes centros eruptivos, junto con el estudio de su estilo eruptivo y los procesos magmáticos involucrados en su formación, son fundamentales para comprender la formación y evolución del CVMG en su conjunto.

El volcán Paricutin es el cono de cinder más joven del CVMG, perteneciente al cinturón volcánico transmexicano, ubicado a 320 km al oeste de la ciudad de México entre las latitudes 19°29'35" N y las longitudes 102°15'05" O (Fig. 1). La erupción del volcán Paricutin comenzó de manera repentina en un campo de maíz el 20 de febrero de 1943, y terminó 9 años más tarde el 4 de marzo de 1952 (Luhr y Simkin, 1993). La inesperada formación de este volcán y su evolución, han capturado durante años el interés de los científicos de todo el mundo, convirtiendo al Paricutin en uno de los ejemplos más importantes para comprender el origen, la dinámica eruptiva, y la evolución de los volcanes monogénicos en el mundo.

En este trabajo, hemos realizado un estudio geoquímico completo, incluyendo elementos mayores, trazas e isótopos (Sr-Nd-Pb y Os), de todos los productos ígneos emitidos por el volcán. Se analizaron tanto lavas como tefras de las 23 etapas eruptivas definidas por Luhr y Simkin (1993) (Fig. 1), incluyendo también xenolitos de origen cortical donados por el "Department of Mineral Sciences of the Smithsonian Institution", y que fueron muestreados al tiempo de la erupción. El objetivo principal es comprender el origen y la evolución del vulcanismo en la zona. Además, se ha realizado un estudio volumétrico de las diferentes etapas eruptivas (Larrea et al., en revisión), de tal forma que todos estos estudios en su conjunto, proporcionarán el

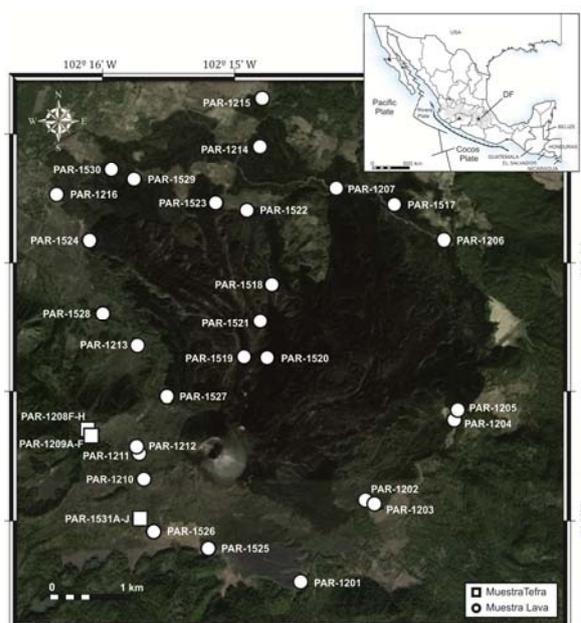


Fig. 1: Localización del volcán Paricutin en el contexto de la zona de subducción bajo México, e imagen aérea del volcán con posición de las muestras objeto de estudio (lavas y tefras).

primer estudio completo de la evolución temporal, volumétrica y composicional del volcán Parícutin.

RESULTADOS- DISCUSIÓN

El estudio de las características geoquímicas de los diferentes productos, junto con los cambios en el estilo eruptivo, sugieren tres fases eruptivas claramente distinguibles en el volcán Parícutin (e.g., McBirney et al. 1987; Luhr, 2001, Erlund et al., 2010, Cebriá et al. 2011, Rowe et al., 2011). La fase 1 (febrero-julio de 1943) comprende el magma de composición más básica, caracterizado por contenidos en $K_2O < 1$ wt. %, $SiO_2 < 56$ wt. % y $Zr/Nb \sim 22$ (Fig. 2). La fase 2 (julio de 1943-1946) se caracteriza por un contenido en $K_2O > 1$ wt. %, valores de SiO_2 entre 54.27-57.19 wt. % y $Zr/Nb < 21$, representando un magma diferente al de la fase 1 con una composición más evolucionada (Fig. 2). La fase 3 (1947-1952), muestra el cambio de composición más distintivo, ya que está caracterizada por contenidos en SiO_2 entre 56.7-61.58 wt. %, y valores más altos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.70398-0.70430) y menores Zr/Nb (> 19) que la fase 2; siendo interpretada esta fase 3 como un tercer tipo de magma afectado por una progresiva asimilación cortical (Fig. 2).

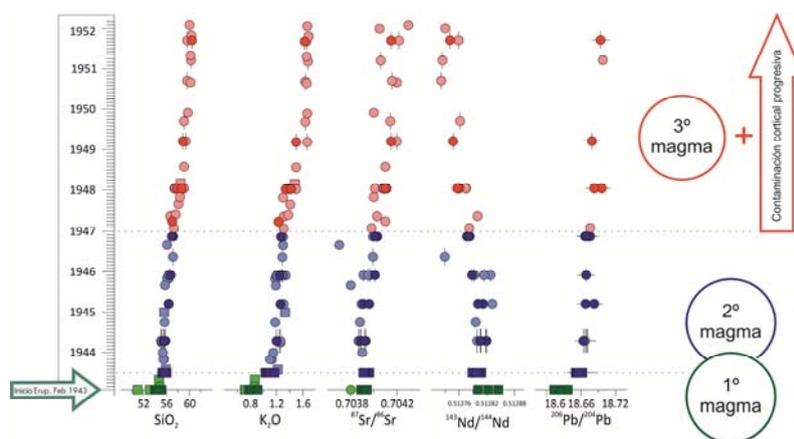


Fig. 2: Variación composicional de los productos volcánicos (lavas y tefras) del volcán Parícutin durante la erupción. Colores oscuros nuevos datos, colores claros valores extraídos de la literatura. Ver descripción de la variación composicional de las tres fases eruptivas en el texto.

Los nuevos datos composicionales de elementos mayores y trazas, se encuentran en concordancia con los valores previamente publicados (McBirney et al. 1987; Luhr, 2001, Erlund et al., 2010, Cebriá et al. 2011, Rowe et al., 2011; Fig. 2); sin embargo, los nuevos datos isotópicos de Sr-Nd-Pb revelan que el magma de las fases 1 y 2 es menos radiogénico en $^{87}Sr/^{86}Sr$ y $^{206}Pb/^{204}Pb$, y más radiogénico en $^{143}Nd/^{144}Nd$ que el magma involucrado en la fase 3. Estos valores estarían en consonancia con el inicio de la asimilación cortical en la fase 3 o a finales de la fase 2, tal y como ha sido tradicionalmente explicada la evolución del volcán Parícutin.

Pero nuestra pregunta es: ¿están los productos de volcán Parícutin realmente mostrando contaminación cortical progresiva en el tiempo? Si se compara la composición isotópica (Sr-Nd-Pb) de las muestras tardías de la fase 2 y la fase 3 del volcán Parícutin con los productos volcánicos del cercano volcán Jorullo (Figs. 1 y 3), se observa que estas lavas de la fase 2 y 3 producen tendencias similares a las de las lavas primitivas del volcán Jorullo, recientemente interpretadas como productos derivados del manto, no afectados por contaminación cortical (Rasoazanamparany et al. 2016). La heterogeneidad de los magmas del volcán Jorullo se interpreta como una única fuente del manto afectada por la incorporación de los componentes en subducción dominados por la corteza oceánica alterada (Verma, 2000) junto con los fluidos derivados de la subducción de sedimentos terrígenos y pelágicos (LaGatta, 2003).

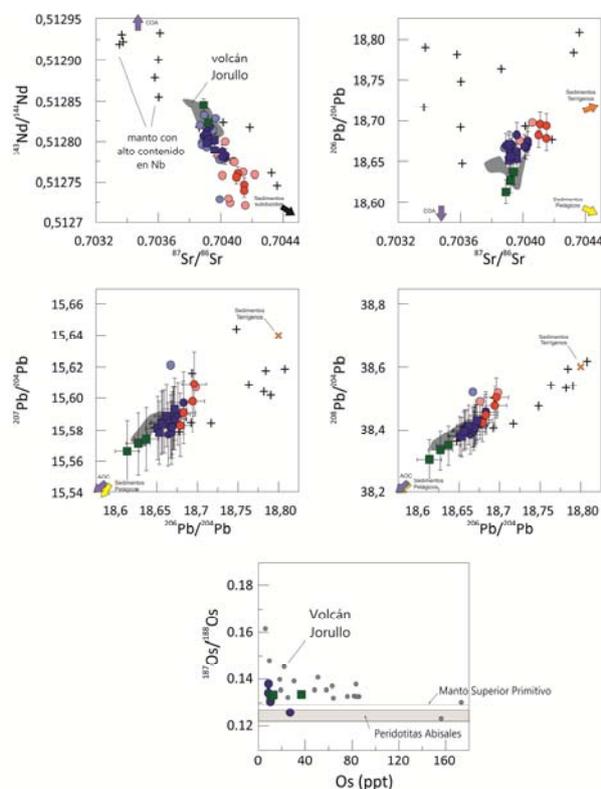


Fig. 3: Composición isotópica de las lavas y tefras del volcán Parícutin. Composiciones del volcán Jorullo, magmas con alto contenido en Nb, y componentes de la zona de subducción para comparación (referencias en el texto).

Además, la composición isotópica de las muestras de fase 3 son similares a las encontradas en basaltos de alto contenido en Nb de otras áreas del cinturón volcánico transmexicano (por ejemplo, el Campo Volcánico de Sierra Chichinautzin), también interpretados como firmas isotópicas derivadas del manto (Cosky, 2010; Cai et al., 2014).

Para dar respuesta a esta pregunta, se están llevando a cabo análisis isotópicos de Os y Pb de alta precisión, con el objetivo de evaluar aún más la posible influencia de la asimilación de la corteza frente a la heterogeneidad de la fuente del manto en la evolución del volcán Parícutin. Nuestros resultados preliminares muestran que no hay correlación aparente entre los valores de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ con la concentración de Os y MgO en las muestras más máficas de fase 1 y fase 2 (Fig. 3). Del mismo modo, las muestras ya analizadas del volcán Parícutin son menos radiogénicas en $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ a una concentración dada de Os que los productos volcánicos del volcán Jorullo, (Rasoazanamparany et al., 2015). Todos estos resultados indican que las muestras de fase 1 y fase 2 no han experimentado contaminación cortical. Los próximos resultados en las muestras de la fase 3, nos permitirán evaluar el papel potencial de la asimilación de la corteza en la última fase eruptiva del volcán Parícutin.

CONCLUSIONES

El volcán Parícutin ha sido tradicionalmente descrito como el ejemplo “tipo” de cristalización fraccionada + progresiva asimilación cortical. El estudio geoquímico de los productos volcánicos (lavas y tefras) en el que se incluyen elementos mayores, trazas y los sistemas isotópicos tradicionales de Sr-Nd-Pb e isótopos de Os, nos puede ayudar a diferenciar entre un proceso de asimilación cortical o heterogeneidad de la fuente mantélica. Nuestros resultados preliminares en los productos volcánicos de las etapas 1 y 2 apuntan a que no hubo asimilación cortical en las etapas iniciales de formación del volcán. Sin embargo, hay que esperar a obtener los resultados en los productos volcánicos de la etapa 3 para finalmente, verificar o desmentir la presencia de un proceso de cristalización fraccionada + asimilación en la formación del volcán Parícutin.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por “National Science Foundation” EAR grant # 1019798 “Identifying Crustal and Mantle Processes in the Central Trans-Mexican Volcanic Belt” concedida a la Dra. E. Widom. Además, agradecemos la ayuda del “Department of Mineral Sciences of the Smithsonian Institution” por donarnos muestras de roca para este estudio.

Referencias bibliográficas

- Cai, Y., LaGatta, A., Golden, S.L., Langmuir, C.H., Gomez-Tuena, A., Pozzo, A.L.M. & Carrasco-Nunez, G. (2014) Hafnium isotope evidence for slab melt contributions in the Central Mexican Volcanic Belt and implications for slab melting in hot and cold slab arcs. *Chemical Geology*, 377, 45-55.
- Cebriá, J.M., Martiny, B.M., López-Ruiz, J. & Morán-Zenteno, D.J. (2011) The Parícutin calc-alkaline lavas: New geochemical and petrogenetic modelling constraints on the crustal assimilation process. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201, 113-125.
- Chevrel, M.O., Guilbaud, M.N. & Siebe, C. (2016) The ~AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico): magma source, crustal storage, eruptive dynamics, and lava rheology. *Bulletin of Volcanology*, 78, 32.
- Cosky B.W. (2010) *Os-Sr-Nd-Pb isotopic and trace element study of magmatic processes within the Sierra Del Chichinautzin volcanic field, Trans-mexican volcanic belt*. Master Thesis, Miami University.
- Erlund, E.J., Cashman, K.V., Wallace, P.J., Pioli, L., Rosi, M., Johnson, E. & Delgado-Granados, H. (2010) Compositional evolution of magma from Parícutin volcano, Mexico: The tephra record. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197, 167-187.
- Hasenaka, T. & Carmichael, I.S.E. (1985) The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, Central Mexico: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25, 105-124.
- Kim, Y., Miller, M.S., Pearce, F. & Clayton, R.W. (2012) Seismic imaging of the Cocos plate subduction zone system in central Mexico. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 13(7), Q07001.
- LaGatta, A.B. (2003) *Arc Magma Genesis in the Eastern Mexican Volcanic Belt*. PhD Thesis. Columbia University.
- Luhr, J.F. (2001) Glass inclusions and melt volatile contents at Parícutin volcano, Mexico *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 142, 261-283.
- Luhr, J.F. & Simkin, T. (1993) *Parícutin. The Volcano Born in a Mexican Cornfield*. Geoscience Press, Phoenix, 427 pp.
- McBirney, A.R., Taylor, H.P. & Armstrong, R.L. (1987) Parícutin re-examined: a classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 4-20.
- Rasoazanamparany, C., Widom, E., Siebe, C., Guilbaud, M.N., Spicuzza, M.J., Valley, J.W., Valdez, G., Salinas, S. (2016). Temporal and compositional evolution of Jorullo volcano, Mexico: Implications for magmatic processes associated with a monogenetic eruption. *Chemical Geology*, 434, 62-80.
- Rowe, M.C., Peate, D.W. & Peate, I.U. (2011) An Investigation into the Nature of the Magmatic Plumbing System at Parícutin Volcano, Mexico. *Journal of Petrology*, 52, 2187-2220.
- Valentine, G.A. & Connor, C.B. (2015) Basaltic volcanic fields. En: *Encyclopedia of volcanoes*, 2nd edn. (Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J., eds.) Academic, London, (UK), 423-439.
- Verma, S.P (2000) Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the front of the central Mexican Volcanic Belt. En: *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*. (Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J., eds.) Special Papers Geological Society of America 334, 1-28.

ERUPTIVE CHRONOLOGY OF TUNGURAHUA VOLCANO BASED ON NEW K-AR AGES AND GEOMORPHOLOGICAL RECONSTRUCTIONS

M. Bablon (1), X. Quidelleur (1), P. Samaniego (2), J-L. Le Pennec (2-3), P. Lahitte (1), C. Liorzou (4), J.E. Bustillos (5), S. Hidalgo (3)

- (1) GEOPS, Université Paris-Sud, CNRS, Université Paris-Saclay, Rue du Belvédère, Bât. 504, 91405 Orsay, France. mathilde.bablon@u-psud.fr
- (2) Laboratoire Magmas et Volcans, Université Clermont Auvergne - CNRS - IRD, 6 Avenue Blaise Pascal, 63178 Aubière, France.
- (3) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ap. 17-01-2759, Quito, Ecuador.
- (4) Université de Bretagne Occidentale, Domaines Océaniques IUEM, 29280 Plouzané, France.
- (5) Facultad de Geología, Universidad Central del Ecuador, Casilla 872 A, Quito, Ecuador.

Abstract: *This study focuses on the evolution through time of Tungurahua volcano, and provides new information regarding the initial history of this still active volcano. Eighteen new K-Ar ages allow us to constrain timing of its construction and the activity of its three successive edifices. We show that the volcano is much younger than previously known. Indeed, its activity only began around 300 ka. Combined with our new ages, major and trace element compositions of Tungurahua lavas are rather homogeneous and do not show any evolution through time. Finally, numerical reconstructions of the flanks morphology at the main construction and destruction stages of the volcano history allow us to quantify the magmatic productivity rates during its construction, as well as the erosion rates occurring during quiescence periods.*

Palabras clave: Evolución del volcán Tungurahua, nuevas edades, geoquímica, reconstrucción morfológica.

Key words: Ecuador, Tungurahua volcano, K-Ar dating, Geochemistry, Geomorphology.

INTRODUCTION

The Ecuadorian volcanic arc originates from the subduction of the oceanic Nazca plate beneath the continental South American plate and is composed of a strikingly high number of Quaternary volcanoes (84; Bernard and Andrade, 2011). Twenty-five of them are considered potentially active or presently erupting. Among them, Tungurahua volcano is characterized by a strombolian to subplinian activity, and is one of the most active in the northern Andes. The volcano is made up of three edifices (Hall et al., 1999), and experienced at least two major flank collapses during the last 30 ka (Hall et al., 1999; Le Pennec et al., 2013). Since 1999, the ongoing eruption has seriously threatened the surrounding villages, Baños city and infrastructures (Samaniego et al., 2008; Le Pennec et al., 2012). The edifice is currently carefully monitored, and the recent activity marked by the construction of Tungurahua III is well described by ^{14}C measurements (Hall et al., 1999; Le Pennec et al., 2008; Le Pennec et al., 2013; Le Pennec et al., 2016). However, timing of its older history remains poorly documented, with only two whole-rock K-Ar ages of 770 ± 5 and 350 ± 4 ka available (Barberi et al., 1988). Reconstruction of the past eruptive history of Tungurahua volcano is essential to better understand the functioning of ongoing and future eruptions. We thus focused this study on the two older edifices, and we combined groundmass K-Ar ages, geochemical analyses, and geomorphological reconstructions to better constrain through time the construction and destruction stages experienced by the volcano, and to better characterize its long-term eruptive cycles.

METHODOLOGY

Twenty-four fresh hand-size blocks of lava flows were carefully sampled during several field trips from 2013 to 2016 (Fig. 1). In order to constrain Tungurahua I activity, we analyzed fourteen samples coming from the base and the top of northern and southern plateaus. In addition, seven lavas from Tungurahua II edifice have also been sampled, as well as two recent lavas, which may belong to Tungurahua III. Finally, a massive lava flow located near Vizcaya town and from an unknown source was also sampled and analyzed. The potassium-argon (K-Ar) dating method has been applied on these samples by using the Cassagnol-Gillot technique (Cassagnol and Gillot, 1982), which has been developed for Quaternary volcanics with low radiogenic argon ($^{40}\text{Ar}^*$) contents (Gillot et al., 2006). It has been shown to be especially suitable for dating of young subduction lavas with low K and high Ca contents, such as in the Lesser Antilles and South America, for instance (e.g., Ricci et al., 2015; Germa et al., 2010). It relies on the detection of a very small difference between the isotopic $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio extracted from the sample and the atmospheric ratio. The $^{40}\text{Ar}^*$ content obtained, which derived from the radioactive decay of ^{40}K , together with the potassium content of the sample and the ^{40}K decay constant (Steiger and Jäger, 1977), allow us to calculate the age of the eruption. As the groundmass is the last phase to crystallize when the lava cools down, it is enriched in potassium, and in equilibrium with atmosphere. Conversely, phenocrysts can carry inherited radiogenic argon, which might bias ages significantly. We therefore carried out our measurements on the groundmass following a careful mineralogical separation performed in a very narrow density range, to get a homogeneous fresh fraction. Both potassium and argon measurements were carried out at the GEOPS laboratory at Orsay (Université Paris-Sud, France). Major and trace element contents of all samples were measured at the laboratory of Brest (Université de Bretagne Occidentale, France). Whole-rock samples were analyzed by ICP-AES, or AES for rubidium. Finally, we

modeled the edifices paleotopography, using Shapevolc method specifically developed for volcano flank modeling (Lahitte et al. 2012; Lavigne et al., 2012; Germa et al., 2015).

RESULTS

Geochronology

Eighteen samples were successfully dated and allow us to refine the timing of activity of Tungurahua volcano. Six samples were not dated because they were either altered (16EQ12) or too contaminated by atmospheric argon (16EQ13, 16EQ19, 16EQ36, TUNG3) to yield a meaningful age, or not selected because surrounded by two well dated samples (16EQ16). Based on these new results and field observations, we propose an update of the Tungurahua geological map (Fig. 1; Hall et al., 1999; Bustillos et al., 2011).

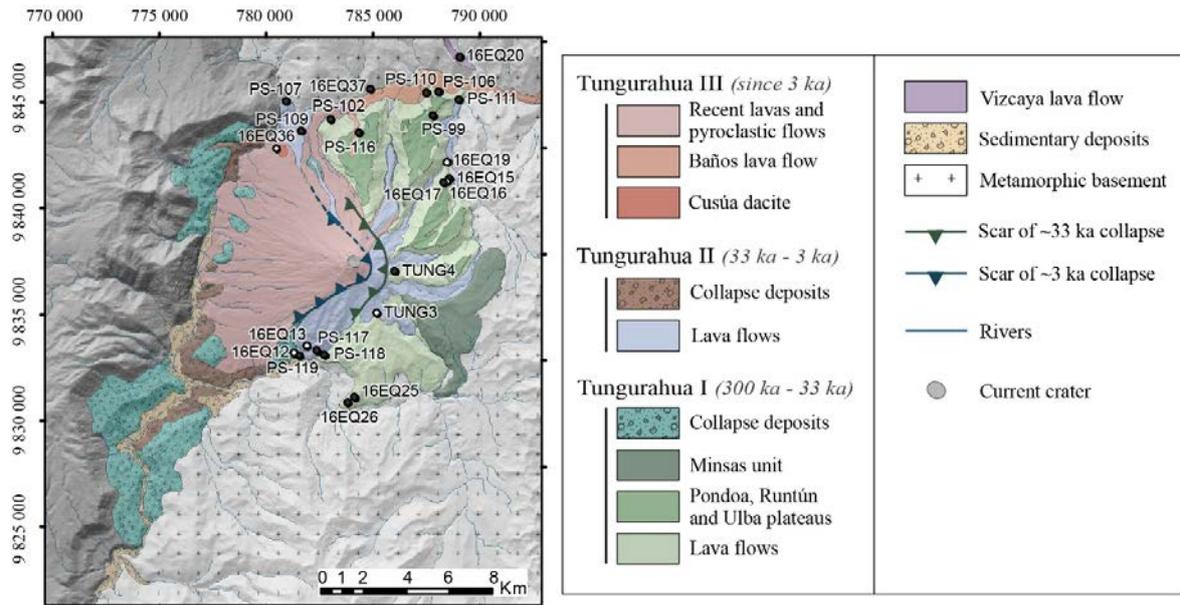


Fig. 1: Geological map of Tungurahua volcano reported on shaded DEM. Sample locations are indicated by a white (non-dated samples) or a black symbol (K-Ar dated samples).

The oldest edifice is well constrained by eleven ages, and was built between 293 ± 10 (PS-118) and 79 ± 3 ka (PS-99). Although this could be due to a sampling bias, our ages suggest a gap of activity between the 79 ka plateau lavas of Runtún and Pondoa planezes and the ~33 ka first flank collapse (Le Pennec et al., 2013). The construction of Tungurahua II started at least 29 ± 2 ka (PS-117), therefore quickly after the collapse. Similarly than for Tungurahua I, no evidence of activity is found between 27 and 15 ka. The five youngest ages are younger than 15 ka, but their relatively large uncertainties prevented us to determine whether they belong to Tungurahua II, or are younger than 3 ka, and hence are part of Tungurahua III (Le Pennec et al., 2013; Hall et al., 1999).

Quantitative geomorphology

Numerical reconstruction of paleotopographies allow us to model the morphology of the volcano during its construction, continuous erosion and collapses (Fig. 2). They provide us information regarding evolution of magmatic productivity through time, and erosion rates, which are influenced by precipitation and glacial-interglacial alternating periods.

Our reconstruction models show an increase of the magmatic productivity rates during the construction of the last stage. Indeed, although volume of Tungurahua I is higher than Tungurahua II (129 ± 35 and 21 ± 4 , respectively), its eruptive rate (0.6 ± 0.2 km³/kyr) is not significantly different than those of Tungurahua II (0.7 ± 0.1 km³/kyr). On the other hand, whereas Tungurahua III experienced the lowest volume (7 ± 3 km³), its eruptive rate is 4 times higher (2.5 ± 1.0 km³/kyr). Note that the construction rates of the two older edifices are similar to the ones obtained on Pichincha (Robin et al., 2010) and Chimborazo (Samaniego et al., 2012) volcanoes. Finally, erosion rates are estimated to 0.5 ± 0.2 km³/kyr for Tungurahua I. As Tungurahua III is still active, we can only calculate the erosion rate for the oldest edifice, which experienced significant periods of quiescence and erosion.

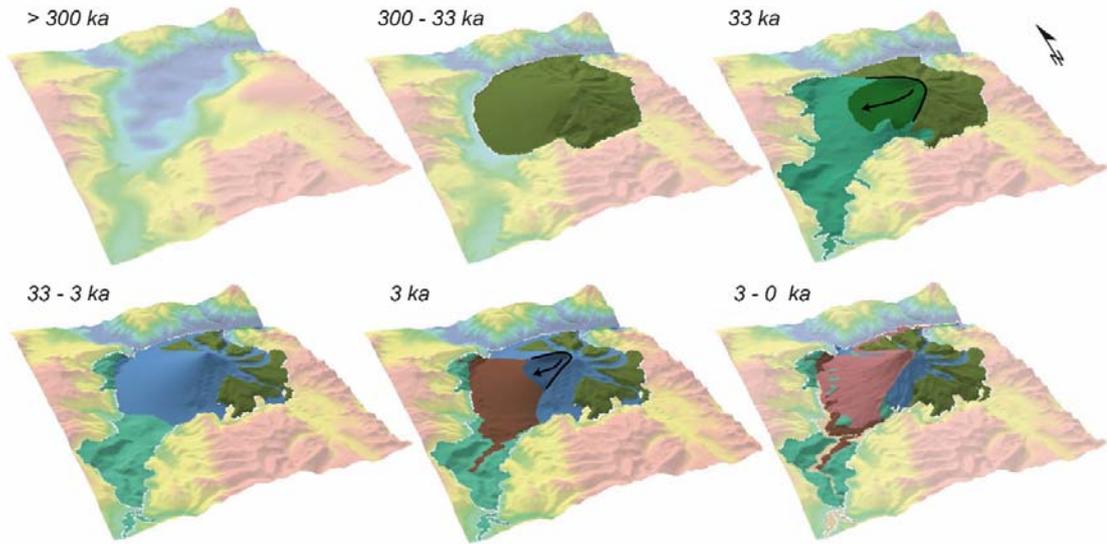


Fig. 2: Morphological reconstruction of Tungurahua volcano: before the onset of activity (300 ka), at the end of each main intermediate stages of construction and flank collapses (33 ka, 3 ka), and at present

Geochemistry

The major and trace element composition of Tungurahua lavas show typical trends of subduction-related volcanic rocks (Fig. 3a and b), ranging from basaltic andesite to dacite. Most rocks from Tungurahua belong to the calc-alkaline series, except some samples from Tungurahua I, which are more alkaline and belong to the high-K calc-alkaline series.

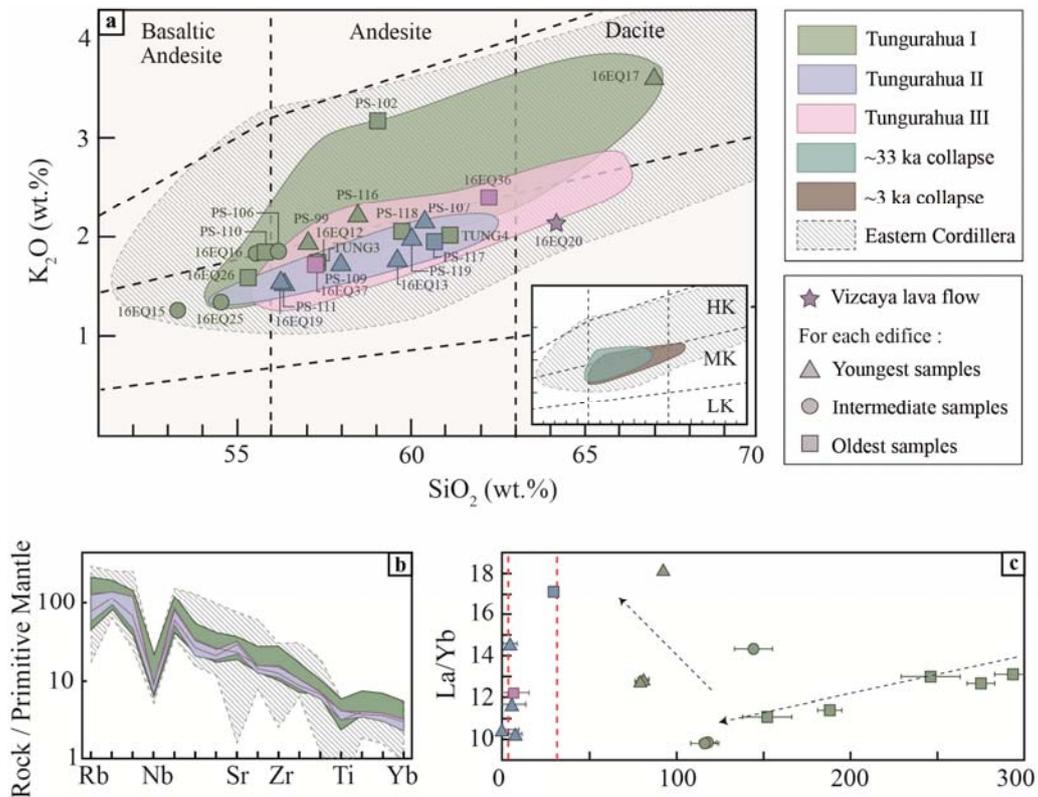


Fig. 3: a) K_2O vs. SiO_2 diagram. Data from literature (Colored areas) are taken from the GEOROC database. HK: high-K calc-alkaline serie, MK: medium-K calc-alkaline serie, LK: low-K calc-alkaline serie. b) Incompatible elements spider diagram, normalized to primitive mantle (McDonough and Sun, 1995). c) La/Yb ratio as a function of time. Red dotted lines indicate the two flank collapses.

Spider diagrams of incompatible elements, normalized to primitive mantle (Sun and McDonough, 1989), show enrichment of LILE (Rb, Ba, and K) and depletions of HFSE (Nb, Ti and Y). Overall, lavas from Tungurahua I have higher REE contents, which can be linked with its alkaline signature. Tungurahua II and III lavas composition is homogeneous, and major and trace elements contents do not allow us to clearly discriminate between these two different edifices. Vizcaya lava flow is dated at 253 ± 5 ka (16EQ20; Fig. 1), which is coeval with the early construction of Tungurahua I, but significantly differs from Tungurahua lavas for most major elements and for some trace elements.

INTERPRETATION-DISCUSSION

Comparison of our new groundmass K-Ar ages with previously published ages

The new K-Ar ages of Tungurahua I are younger than previously published whole-rock K-Ar ages of 770 ± 5 and 350 ± 4 ka (Barberi et al., 1988), obtained from un-located samples from this volcano. Such difference can be explained by the analysis of whole-rock including phenocrysts, which can carry significant inherited radiogenic argon and/or loss of potassium in weathered areas, both inducing too old ages. Our new results highlight the necessity of only analyzing the groundmass alone, after a thorough mineralogical separation. In addition, four unpublished $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages obtained at the Geozur laboratory (Nice, France) support our K-Ar ages. Indeed, inverse isochron ages of 27 ± 4 , 99 ± 2 , 104 ± 44 ka and 252 ± 6 ka (M. Fornari, pers. com.) are in the same range than our ages of 29 ± 2 , 79 ± 3 , 153 ± 14 and 293 ± 10 ka, obtained for nearby lava flows from the same volcanic phase. Moreover, all samples from Tungurahua II and III are younger than 15 ka, in agreement with their emplacement after the Last Glacial Maximum (Hall et al., 1999; Clapperton, 1990). Finally, our ages are also consistent with previously published ^{14}C ages of less than ~ 3 ka for Tungurahua III deposits (Hall et al., 1999; Le Pennec et al., 2008; 2013 and 2016).

In the southern part of the Ecuadorian arc, radiometric ages are available only for Chimborazo and Carihuairazo volcanoes. Both were built up since 230 ka, and until Holocene for Chimborazo volcano (Samaniego et al.; 2012). Further to the south, the construction of the Sangay volcano, which is still active, started during the Pleistocene (Monzier et al., 1999). Hence, it appears that the construction of Chimborazo, Carihuairazo, Sangay and Tungurahua volcanoes are rather coeval, which suggests a recent development of this part of the arc.

Association between ages and volcanic phases

Owing to the relatively high age-uncertainty of lavas younger than 15 ka, and the similar geochemical characteristics observed for the two younger edifices, we cannot determine whether these lavas belong to Tungurahua II or III. Therefore, we rely on stratigraphic relationships observed in the field to associate young samples with a given eruptive phase. There is no place where the ~ 3 ka collapse deposits crop out on the top of Baños lava flow (16EQ37; 6 ± 9 ka), but deposits are present around. Thus, we associate Baños lava flow with Tungurahua III. Regarding Minsas unit, which belongs to the end of Tungurahua I activity, the lava was not sampled because its access was not possible during the erupting period, when our last field trip took place. However, previous major and trace elements analyses indicate a composition close to those of other plateaus upper parts, and therefore suggest an age at 80 ka.

Location of the ~ 33 ka flank collapse scar

The accurate location of Tungurahua I collapse scar is not straightforward to determine because of ongoing erosion and the successive reconstructions of the volcano. In the northwestern flank, deposits of the first collapse are covered by Tungurahua II lava flows. Moreover, the southwestern flank seems to constitute a single unit, younger than 30 ka. Consequently, morphology analyses and observations made during field trips allow us to propose that the northern part of the scar follows the western escarpment of the northern plateau. It continues on the eastern flank at around 3900 m a.s.l., where the slopes change, along the upper part of plateaus (Fig. 1).

Geochemical evolution of the volcanic products

Temporal evolution of La/Yb ratio for Tungurahua samples (Fig. 3c) shows an overall decrease between 300 and 100 ka, and a significant increase toward the end of Tungurahua I activity, between 100 ka and the first collapse at ~ 33 ka. During Tungurahua II and III construction, La/Yb content is relatively scattered, and varies within the range observed for Tungurahua I lavas. Large scale flank collapses occurring in volcanic island may cause an increase of the partial melting rate due to the pressure reduction affecting the magma chamber (e.g., Hildenbrand et al., 2004). On the other hand, the thick crust may prevent flank collapses to affect the deep magmatic source in continental environments, and lavas geochemistry of Tungurahua volcano do not seem to be affected by collapses. The duration of Tungurahua activity, shortened at 300 ka by our result, prevents us to identify long-term deep processes.

Volcanic dynamism

The relatively high eruptive rates calculated for Tungurahua III may be explained by its recent construction and rather continuous activity, compared to the two older edifices, which are averaged over a larger time scale including periods of quiescence. On the other hand, as the eruptive rates averaged over 300 ka and 30 ka are similar, the fluctuations in the volcano dynamism operate on a time scale between 3 and 30 ka.

CONCLUSION

This study allows us to refine the eruptive history of Tungurahua volcano. Tungurahua I was a $\sim 130 \text{ km}^3$ stratovolcano, which was built between 300 and 80 ka, with a magmatic productivity rate of $0.6 \pm 0.2 \text{ km}^3/\text{kyr}$. Then, $\sim 25 \text{ km}^3$ of deposits were eroded during a long period of quiescence, between 80 ka and ~ 33 ka, before the western flank collapsed (Le Pennec et al., 2013). Tungurahua II was built between ~ 30 and ~ 3 ka (Hall et al., 1999; Le Pennec et al., 2013), with a similar eruptive rate of $0.7 \pm 0.1 \text{ km}^3/\text{ka}$. The second collapse of the western flank was followed by the rapid construction of Tungurahua III, with a relatively high productivity rate of $2.5 \pm 1.0 \text{ km}^3/\text{kyr}$. The geochemistry of lavas from these three edifices is quite similar, and their magmatic signature do not seem to have been affected either by the two flank collapses experienced by the volcano, or by a change in the deep magmatic source, which might have been triggered by subduction of the Carnegie Ridge.

Acknowledgments: We thank members of Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional of Quito for their supports, assistance and warm welcome. We also thank J. Bernard and M. Almeida for sampling rocks from the volcano upper parts, as well as C. Pallares for discussion with geochemistry data. Funding was obtained from INSU CNRS TelluS Aleas and LMI IRD programs.

References

- Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Innocenti, F., Navarro, J.M., Santacroce, R. (1988). Plio-Quaternary Volcanism in Ecuador. *Geochem. Mag.* 125, 1-14.
- Bernard, B., Andrade, D. (2011). Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continental. IG-EPN, IRD. Scale: 1: 500000.
- Bustillos, J., Samaniego, P., Robin, C., Barba, D., Ramón, P., Le Pennec, J.-L. (2011). Las avalanchas de escombros del volcán Tungurahua, in: 7mas Jornadas en Ciencias de la Tierra y Primer encuentro sobre Riesgos y Desastres, Quito 2011.
- Cassignol, C., Gillot, P.-Y. (1982). Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: experimental groundwork and application. *Odin GS Ed Numer. Dating Stratigr. John Wiley & Sons, New York*, 159-179.
- Clapperton, C.M. (1990). Glacial and volcanic geomorphology of the Chimborazo-Carihuairazo Massif, Ecuadorian Andes. *Trans. R. Soc. Edinburg Earth Sci.* 81, 91-116.
- Germa, A., Quidelleur, X., Gillot, P.Y., Tchilingurian, P. (2010). Volcanic evolution of the back-arc Pleistocene Payun Matru volcanic field (Argentina). *J. South Am. Earth Sci.*, 29, 717-730.
- Germa, A., Lahitte, P., Quidelleur, X. (2015). Construction and destruction of Mont Pelée volcano: Volumes and rates constrained from a geomorphological model of evolution: Construction and Destruction of Mont Pelée. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 120, 1206-1226.
- Gillot, P.Y., Hildenbrand, A., Lefèvre, J.C., and C. Albore-Livadie (2006). The K/Ar dating method: principle, analytical techniques, and application to Holocene volcanic eruptions in Southern Italy. *Acta Vulcanologica*, 18, 55-66.
- Hall, M.L., Robin, C., Beate, B., Mothes, P., Monzier, M. (1999). Tungurahua Volcano, Ecuador: structure, eruptive history and hazards. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 91, 1-21.
- Hildenbrand, A., Gillot, P.-Y., Le Roy, I. (2004). Volcano-tectonic and geochemical evolution of an oceanic intra-plate volcano: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Earth Planet. Sci. Lett.* 217, 349-365.
- Lahitte, P., Samper, A., Quidelleur, X. (2012). DEM-based reconstruction of southern Basse-Terre volcanoes (Guadeloupe archipelago, FWI): Contribution to the Lesser Antilles Arc construction rates and magma production. *Geomorphology* 136, 148-164.
- Lavigne, F., Degeai, J.-P., Komorowski, J.-C., Guillet, S., Robert, V., Lahitte, P., Oppenheimer, C., Stoffel, M., Vidal, C.M., Surono, Pratomio, I., Wassmer, P., Hajdas, I., Hadmoko, D.S., de Belizal, E. (2013). Source of the great A.D. 1257 mystery eruption unveiled, Samalas volcano, Rinjani Volcanic Complex, Indonesia. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 110, 16742-16747.
- Le Pennec, J.-L., Jaya, D., Samaniego, P., Ramón, P., Moreno Yáñez, S., Egred, J., van der Plicht, J. (2008). The AD 1300-1700 eruptive periods at Tungurahua volcano, Ecuador, revealed by historical narratives, stratigraphy and radiocarbon dating. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 176, 70-81.
- Le Pennec, J.-L., Ruiz, G.A., Ramón, P., Palacios, E., Mothes, P., Yepes, H. (2012). Impact of tephra falls on Andean communities: The influences of eruption size and weather conditions during the 1999-2001 activity of Tungurahua volcano, Ecuador. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 217-218, 91-103.
- Le Pennec, J.-L., De Saulieu, G., Samaniego, P., Jaya, D., Gailler, L. (2013). A Devastating Plinian Eruption at Tungurahua Volcano Reveals Formative Occupation at ~ 1100 cal BC in Central Ecuador. *Radiocarbon* 55, 1199-1214.
- Le Pennec, J.-L., Ramón, P., Robin, C., Almeida, E. (2016). Combining historical and ^{14}C data to assess pyroclastic density current hazards in Baños city near Tungurahua volcano (Ecuador). *Quat. Int.* 394, 98-114.
- Monzier, M., Robin, C., Samaniego, P., Hall, M.L., Cotten, J., Mothes, P., Arnaud, N., (1999). Sanguay volcano, Ecuador: structural development, present activity and petrology. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 90, 49-79.
- Ricci J., Lahitte P. and Quidelleur X. (2015). Construction and destruction rates of volcanoes within a tropical environment based on K-Ar dating and numerical reconstructions: examples from the Basse-Terre Island (Guadeloupe, Lesser Antilles). *Geomorphology*, 228, 597-607.
- Robin, C., Samaniego, P., Le Pennec, J.-L., Fornari, M., Mothes, P., van der Plicht, J. (2010). New radiometric and petrological constraints on the evolution of the Pichincha volcanic complex (Ecuador). *Bull. Volcanol.* 72, 1109-1129.
- Samaniego, P., Le Pennec, J.L., Barba, D., Hall, M.L., Robin, C., Mothes, P., Yepes, H., Troncoso, L., Jaya, D. (2008). Mapa de los peligros potenciales del volcán Tungurahua, 1:50000, 3rd edition.
- Samaniego, P., Le Pennec, J.-L., Robin, C., Hidalgo, S., (2011). Petrological analysis of the pre-eruptive magmatic process prior to the 2006 explosive eruptions at Tungurahua volcano (Ecuador). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 199, 69-84.
- Samaniego, P., Barba, D., Robin, C., Fornari, M., Bernard, B. (2012). Eruptive history of Chimborazo volcano (Ecuador): A large, ice-capped and hazardous compound volcano in the Northern Andes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 221-222, 33-51.
- Steiger, R.H., Jäger, E. (1977). Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359-362
- Sun, S.-s., McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 42, 313-345.

GEOMORPHOLOGY, TEPHRA STRATIGRAPHY & GEOCHRONOLOGY OF THE NORTHEAST SECTOR OF THE CHALUPAS CALDERA

P. Mothes(1), M.L. Hall(1) & M. Cordova(1)

(1) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Quito
pmothes@igepn.edu.ec

Abstract: The Chalupas Caldera formed about .2 My ago and may have expelled about 100 km³ of volcanic ejecta. Subsequently, within 40,000 years the Quilandaña central volcano resurged and was followed by the formation of the Huahui vent and Buenavista dome and lava flows. This study focuses on the post-caldera infilling and the source of the products that comprise the stratigraphic sequence at the NE corner of the caldera. Most products are highly siliceous volcanoclastics originating from smaller neighboring calderas. The thick package of pumiceous layers have undergone deformation in the last 37,000 years when a lake possibly formed due to blockage of the Rio del Valle Viscoso by the Tolda lava flow. Four terrace levels are recognized, each with its main marker stratigraphy.

Palabras clave: Caldera de Chalupas, estratigrafía post-caldérica, geocronología, terrazas, riolitas

Key words: Chalupas Caldera, post-caldera stratigraphy, geochronology, terraces, rhyolites

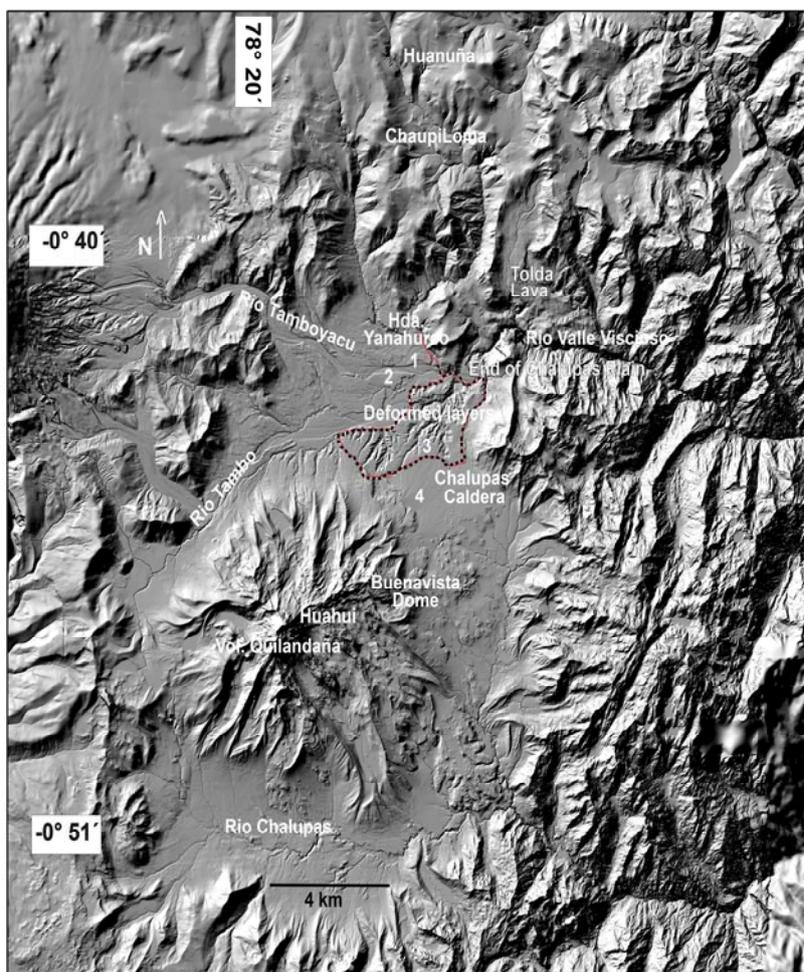


Fig. 1: Modified DEM of the Chalupas Caldera with main points of interest labeled, including Terrace (T) levels 1-4.

INTRODUCTION

The eruption of the Chalupas volcanic complex (CVC) about 200 ky of more than 100 km³ of volcanoclastics left a 16 km wide diameter depression surrounded by pre-existing ring-fracture andesitic centers. The subsequent growth of Quilandaña volcano in the center and the marked erosion by Pleistocene glaciers, set the stage for this study.

Bimodal Cotopaxi volcano lies 15 km to the NW and smaller siliceous centers within their own mini calderas also lie to the north, outside of the Chalupas ring-fracture zone. Two main rivers cut through the caldera: the Valle Viscoso which drains northeastward and the Chalupas which drains to the SE. These two rivers make narrow incisions through the metamorphic basement of the Cordillera Real. On the NE shoulder of the caldera, at the end of the Chalupas plain, before dropping eastward into the metamorphics, we have observed a thick sequence of deformed beds some which pertain to 4 discernible terrace levels (Fig. 1). Our work in unraveling the tephra stratigraphy and geochronology and explaining the possible causes of the deformation are described herein.

METODOLOGY AND RESULTS Terrace levels:

Previous work by Hall and Mothes (2008) on bimodal Cotopaxi, and by Hammersley (2003) and earlier work by Beate, (1985) on Chalupas products provided some data on the geochemistry on these volcanoes. Later works by Mothes and Hall, 2008, displayed the chemistry of neighboring rhyolitic centers, ChaupiLoma and Huanuña. This contribution synthesizes the geochemistry and applies it to deciphering the source volcanoes for the eruptive products found on the NE section of the Chalupas caldera. In particular, we place emphasis on the eruptive products found in terrace level 3 of the 4 terraces identified and also in a stratigraphic section at the Hda. Yanahurco and another at the end of the deformed section (Fig 1).

Terrace 1 is defined as the actual surface of the Tamboyacu river and immediate areas where historical andesitic lahars have flowed (Fig. 2). It is at most 15 meters above river base. The bulk of Terrace 2 is comprised of the distal pyroclastic flow deposit of "F4" eruption from Cotopaxi. It was emplaced about 5600 yBP and then capped by the important lithic and pumice lapilli fall of "GF". (Hall and Mothes, 2008). It is creme-colored, has a level top, is massive with few partings and furthermore has no deformed layers and its deposition was into areas where Terrace 3 had already been eroded. (Fig. 3).

The deformed sequence of Terrace 3 is dominated by a higher surface with an erosional unconformity and stands some 40-50 meters higher than the local topography controlled by the Tamboyacu and Tambo rivers (Fig. 3a-d). The beds are cross-bedded and also inclined at different angles and strikes. They are primarily comprised of semi-rounded rhyolitic pumice clasts, but fines are also present (Fig. 3b). These terraces have been eroded at their base by modern lahars flowing from Cotopaxi and also by streams (Fig. 3 a,b); the surface of T3 tends to be highly irregular. Geochemistry shows a strong preponderance of silicic rhyolites throughout the Terrace 3 sequence.

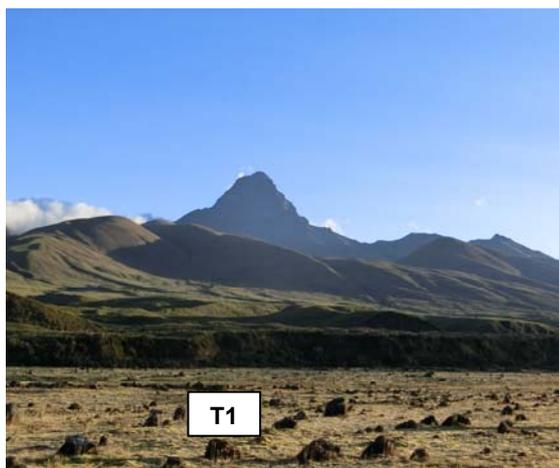


Fig. 2: View to SW in the interior of the Chalupas Caldera with Quilandaña neck in the center. The ground level is Terrace 1 (T1) where historical lahars flowed.



Fig. 3a: The flat-topped and un-deformed distal pyroclastic flow deposit of "F4" of Cotopaxi comprises the bulk of Terrace 2 (T2), seen here along the Tamboyacu river. View is NE.

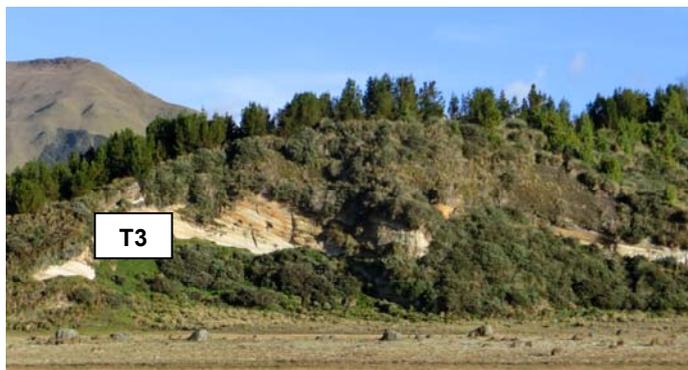


Fig. 3b: A sequence of tilted reworked tephra layers comprise Terrace 3 (T3). Cross-bedding is also observed. The top of T3 is eroded and irregular, contrasting with the level top of T2.



Fig. 3c: Close up of T3 pumice layer sequence and the tilting observed. At base of cliff is T1, with tracks of Cotopaxi's 1877 lahar flows.

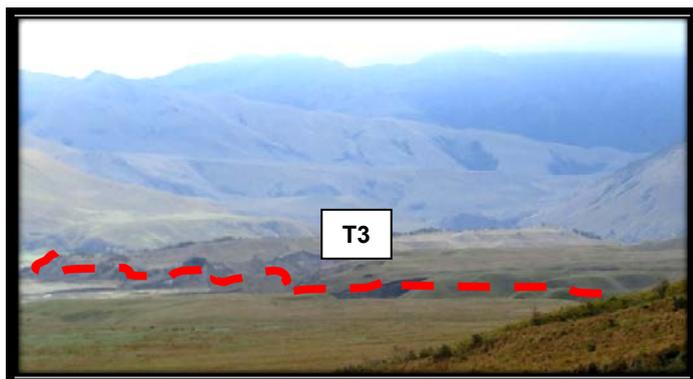


Fig. 3d: Irregular Surface of T3 observed from flanks of Quilandaña (5 km distance). View toward N-NE

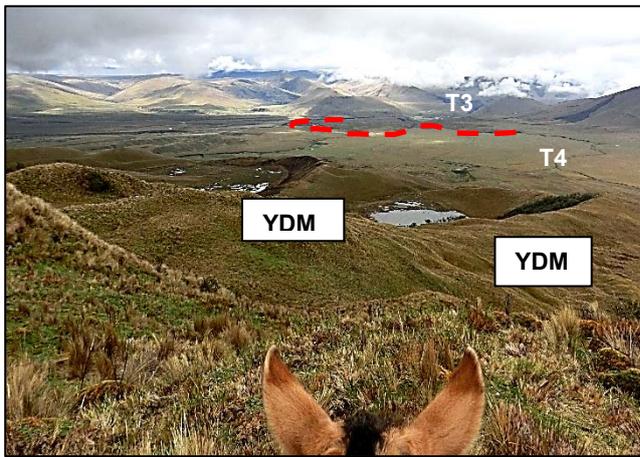


Fig. 4: T3's notably irregular surface contrasts sharply with the gradual and regular surface of T4. Younger Dryas Moraines (YDM) terminate upon the T4 surface. View to NE and captured at base of Buenavista dome.

Terrace 4 (T4) has few incisions and on average stands ~60 m higher than the lower terraces. It is flat-topped to slightly sloping with no superficial irregularities. The LGM moraines or their remnants are buried under Terrace 4 infilling, while Younger Dryas moraines (YDM) run out on top of T4, located above the Hda Secas Alta (Fig. 4). The Younger Dryas glaciation ended about 10,000 yBP (Clapperton et al., 1997).

Source Contributions in the Tephra Sequence: The ash layers are predominantly white to tan colored and fine to coarse-grained units, some with micro-stratification, suggesting lacustrine origin. Others are principally reworked pumice with few lithic clasts. There are few organic layers or exogenous layers observed. Geochemical analysis contrasting SO_2 vs K_2O (Fig. 5) suggests that the pumice units that comprise Terrace 3 (Chalupas Plain samples – pink triangles) are from neighboring ChaupiLoma or Huanuña volcanoes, both youthful domes located upvalley of Hda. Yanahurco (Fig. 1). Neither Cotopaxi's younger siliceous tephra or reworked Chalupas products are considered to be source materials for Terrace 3 since the geochemical match is poor. Several unidentified tephra layers found in the cut behind the Yanahurco Hacienda house are also plotted in Fig. 5 and show chemical affinity to the Terrace 3 pumices.

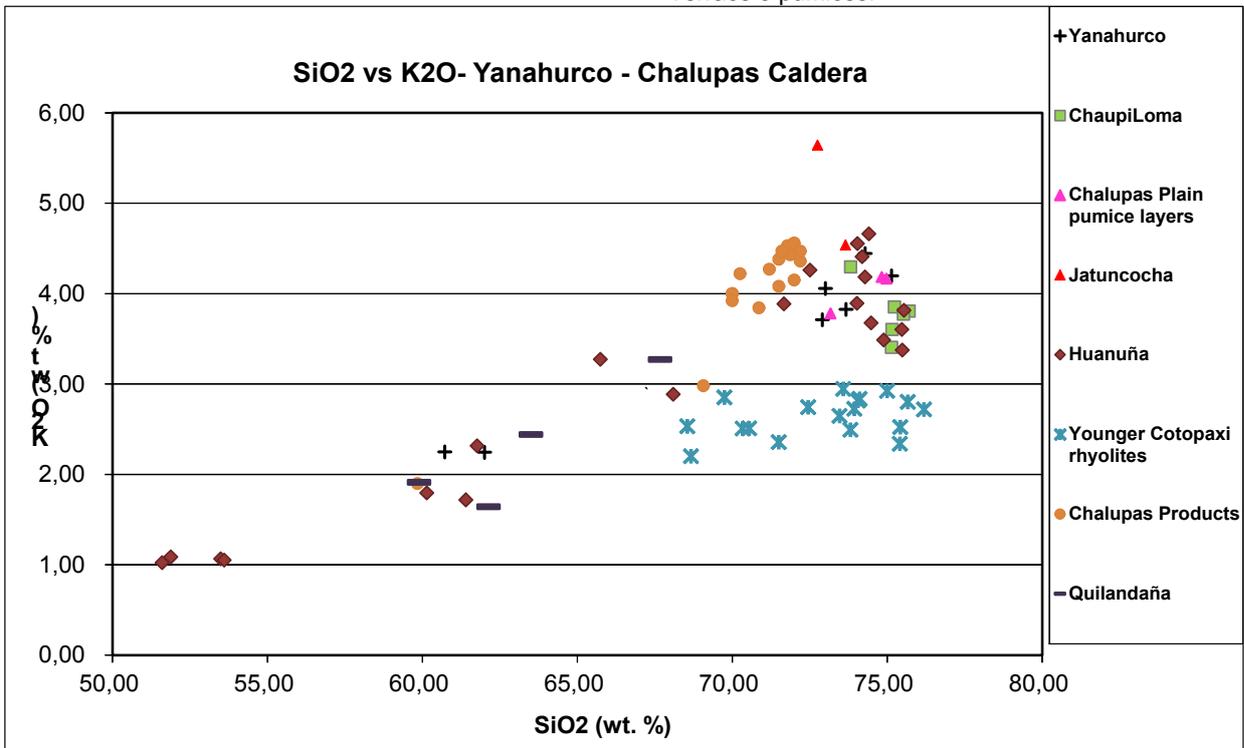


Fig. 5: Plot of SiO_2 vs K_2O of eruptive products from volcanoes near the study area. With lower K_2O content, neither young siliceous Cotopaxi or Chalupas products are the likely source for the T3 pumices. Most likely candidates for the T3 pumice are the Huanuña and/or ChaupiLoma volcanoes.

Stratigraphic and Age Control:

Two stratigraphic columns are presented-- from the Hacienda Yanahurco-Horse Corral (Fig. 6) and from the end of the Chalupas plain (Fig. 7). In both cases the mantle of young Cotopaxi tephra fallout and associated co-ignimbrites are present in the top portion. These known layers provide age control for the top of the sequence. At the Yanahurco section (Fig. 6) several peats are found beginning about 6 meters from the top. The first has a radiocarbon date of 23,000 yBP while the lower peat layer, 7 meters below the first one, provided a radiocarbon

date of 39,000 yBP. Before Cotopaxi's F-2 eruption at 7800 yBP there is scant evidence of large previous eruptions of this volcano going back to the 23,000 yr date. Between the two dated peat layers 5 eruptions of fallout or pyroclastic flows are registered. Given the thick units (.5-1 m), the large pumice sizes (3-5 cm diam.), and the geochemistry (Fig. 5), these layers likely have their providence at Chaupiloma or Huanuña volcanoes. Beneath the 39,000 yr date, a 1.5 m thick sequence of alternating peat and clay layers is seen, testimony to low volcanic activity and inter-glacial conditions during the Last Glacial Maximum (Clapperton et al., 1997). At the base of the section are other undated rhyolitic layers. In no case are any of these layers deformed or show cross-bedding or faulting.

The top of Chalupas Plain section (Fig. 7) has more cobble layers from erosion by the nearby Tamboyacu river. The 5 tephra and pyroclastic flow layers seen at Yanahurco section between the two dated peats are not well preserved, but have been reworked. The main attribute of this section is the presence of a 10+ meter thick reworked, disturbed and tilted pyroclastic unit, observation which is coherent with our description of Terrace 3 products. A horizontal peat layer lying immediately beneath this disturbed layer gave a radiocarbon date of about 38,000 yBP, thus constraining the onset of the deformation process in this part of the caldera. An andesitic tephra fall beneath the dated peat has chemistry different than the Cotopaxi-Chaupiloma-Huanuña suite of tephtras and is more akin to samples collected and analyzed from Quilandaña (purple horizontal bars in Fig. 5). Thus providing the first approximate date for the younger Quilandaña series, but there may be other layers to be found in Terrace 4 stratigraphy.

Thus providing the first approximate date for the younger Quilandaña series, but there may be other layers to be found in Terrace 4 stratigraphy.

INTERPRETATION- DISCUSSION

Four terrace levels are identified in the NE part of the Chalupas Caldera. Terrace levels 1-2 have normal periclinal beds and are of recent origin and are products principally from Cotopaxi eruptions. Terrace 3 is notable for its height (40+ meters) above the two mentioned terraces and for the evidence of deformation that the layers have suffered, especially downwards towards the end of the Chalupas plain near the outlet, but not at the Yanahurco Hacienda cut, where layers are undisturbed. Major element geochemistry provides strong evidence that the source of the volcanic materials in T3 are not from Cotopaxi, neither are they reworked Chalupas products, but rather owe their origin to powerful eruptions of Chaupiloma and Huanuña volcano occurring between 23,000 and 39,000 radiocarbon years before present.

The disturbed volcanoclastic beds in T3 vary from monotonous homogeneous semi-rounded tephra clasts to repetitive thin ash and fine sand layers that could have been in a lacustrine environment.

Below the 38,000 yBP date at the end of Chalupas Plain the layers display no deformation. To the contrary, layers above the dated peat and to the beginning of Cotopaxi "F" eruptive activity (about 10,000 yBP), have disturbance in their beds.

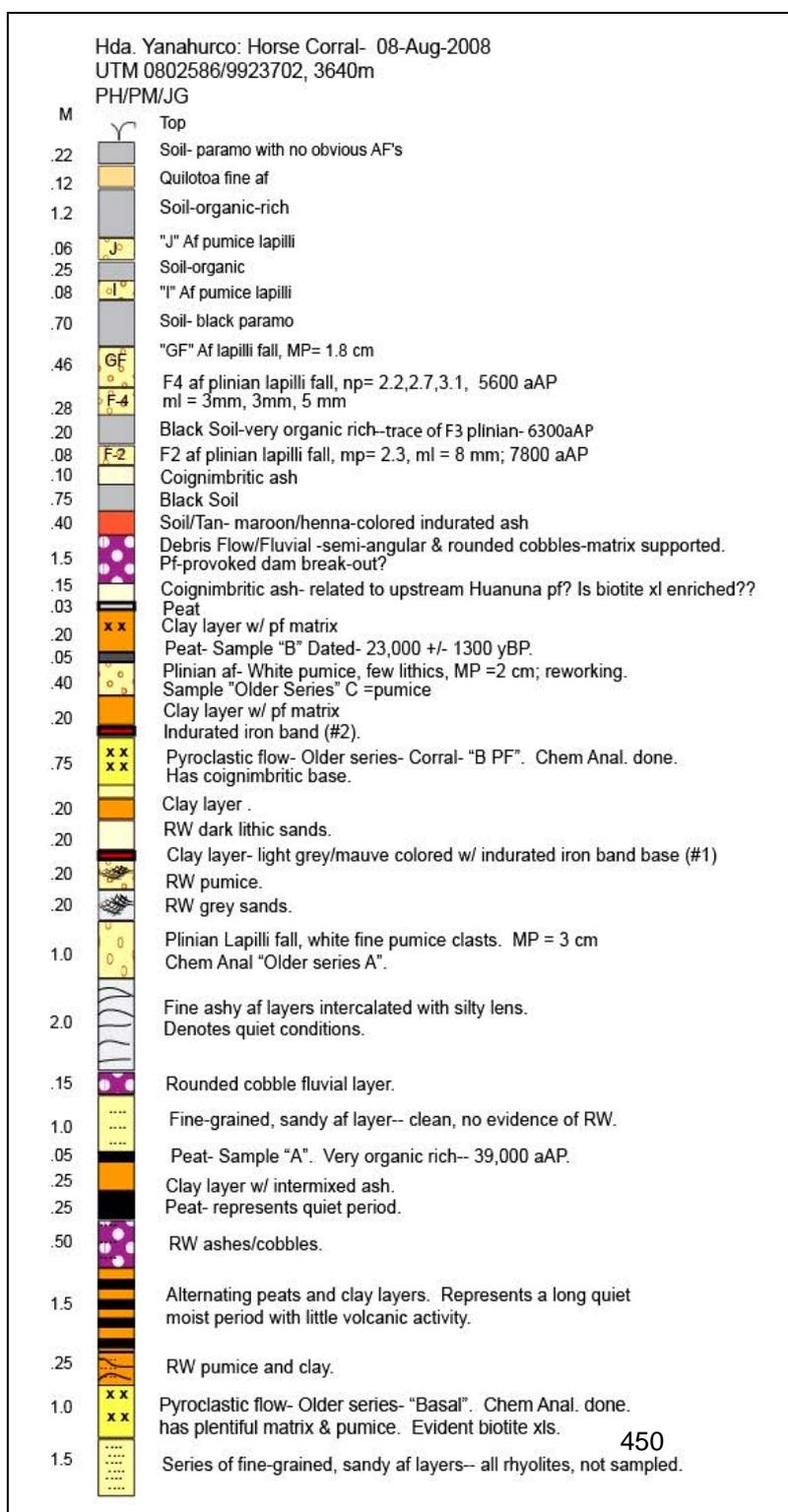


Fig. 6: Stratigraphic column for a cut behind the Hda. Yanahurco Horse Corral.

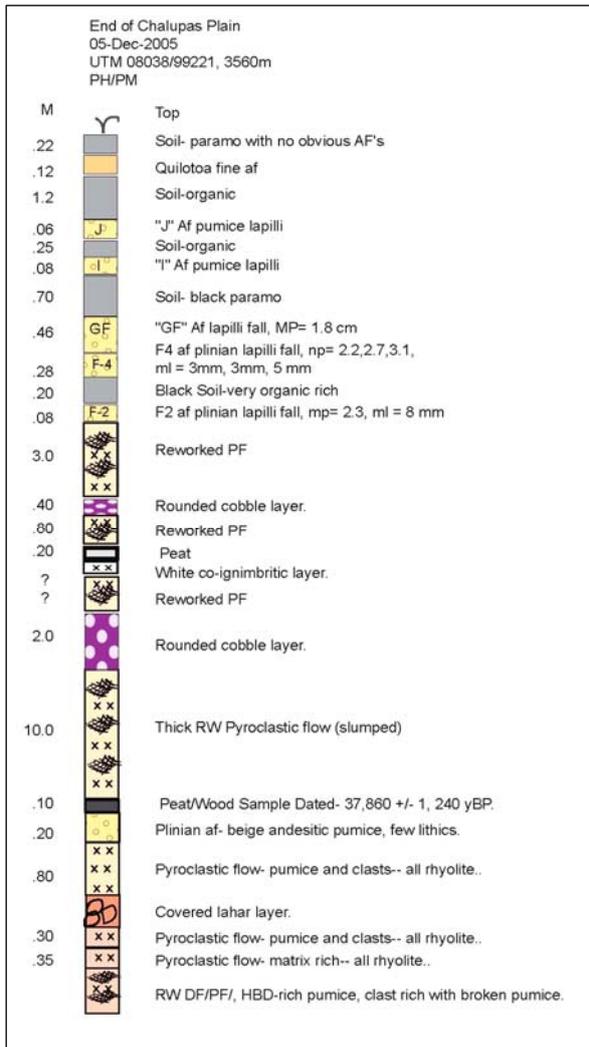


Fig. 7: Stratigraphic column from the End of the Chalupas Plain before the Tamboyacu river drops into the deep, narrow Viscoso gorge.

CONCLUSIONS

Evidence at the moment points to a long period of between 38,000 to 10,000 yBP when the NE portion of the Chalupas Caldera had a blocked drainage and an abundance of water was available to form a lake. Soft sediment slumpage was likely the cause of the disturbed layers in this portion of the caldera.

A likely source for blockage of the caldera's NE outlet was a thick lava flow emitting from the Tolda vent above the N margin of the Valle Viscoso river. While undated, this lava, if it was the cause of the blockage, was emplaced shortly after 38,000 yBP and may have been fully breached only about 10,000 yBP, since no subsequent layers of "F" units are deformed. Subsequently strong erosion carved the uneven surface of the top of T3, upon which were later deposited the periclinal Cotopaxi "F" layers and their respective soils.

On the other hand, if we find in the future that the Tolda lava is much older, then another explanation for blocking the exit of the NE portion of the caldera would be needed; possibly large pyroclastic flows from ChaupiLoma and Huanuña volcanoes would suffice. Between 23,000 and 38,000 yBP, in the midst of the LGM, less water might have been available for downcutting, thus preserving a dam.

A silicic andesite tephra fall sampled from beneath the 38,000 yr old peat may have its providence at Quilandaña related vents as its major element chemistry relates it to the Quilandaña products. This is the first radiocarbon date for the younger portion of Quilandaña. While Terrace 4 is recognized as an important morphological level, its volcanological inputs are not well-constrained. Nonetheless, given its nearness to Quilandaña and the farther distance from sources of the ChaupiLoma and Huanuña pyroclastic flow, the younger Quilandaña vents could be the principal contributors of T4.

ACKNOWLEDGEMENTS: Thanks to Fernando Cobo and his family for the warm welcomes that we receive at Hda. Yanahurco. Thanks also to Maria J. Andrade and Jorge Perez of Hacienda El Tambo for their hospitality. We also give deep thanks to the horseman (chagras) and their sturdy ponies for taking us out on long rides to discover this marvelous caldera. Thanks to the IGEPN's SENPLADES project for covering per diem and gasoline costs.

References:

Beate, B., 1985. El flujo piroclastico de Chalupas como causante de un desastre natural en el Cuaternario de los Andes Septentrionales del Ecuador. First Latin Amer. Symp. on Natural Disasters:Quito, Clapperton C, Hall M, Mothes P, et al (1997) A Younger Dryas Icecap in the Equatorial Andes. Quat.Res. 47:13-28
Hammersley, L., (2003) Isotopic evidence for the generation of a large volume rhyolitic ignimbrite by crystallization of crustally-contaminated andesitic magma: The Chalupas Caldera, Ecuador. Ph.D. Dissertation. Univ. of California at Berkeley.
Hall M, Mothes P (2008) The rhyolitic-andesitic eruptive history of Cotopaxi volcano, Ecuador. Bull Volcanol 70:675-702. doi:10.1007/s00445-007-0161-2
Mothes P, Hall M (2008) Rhyolitic Calderas and Centers clustered within the Active Andesitic Belt of Ecuador's Eastern Cordillera. IOP Conf. Series. doi:10.1088/1755-1307/3/1/012007

VOLCAN ANTISANA: UN VOLCAN ANDESITICO REPRESENTATIVO DE LA CORDILLERA ORIENTAL DEL ECUADOR: PETROGRAFIA, GEOQUIMICA, TEFRA Y ESTRATIGRAFIA GLACIAL

Minard L. Hall (1), Patricia A. Mothes (1), Pablo Samaniego (2), Annemarie Militzer (3), Bernardo Beate (4), Patricio Ramón (1), Claude Robin (2)

(1)Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Quito. (2)Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal, Aubiere, France (3)Institute for Geosciences, Johannes Gutenberg Universität 51 Mainz, Germany (4)Dept. de Geología, Escuela Politécnica Nacional, Casilla 1701-2759, Quito, Ecuador

RESUMEN: Este estudio del Volcán Antisana, volcán activo de la Cordillera Oriental del Ecuador, representa la primera investigación geológica y volcanológica moderna del Antisana desde entonces los años 1890. La historia del volcán incluye la formación y destrucción de los dos edificios andesíticos más antiguos (Antisana I y II) durante unos 400 mil años. Antisana II sufrió un colapso de su sector oriental hace unos 15 ka, lo que fue seguido por el nacimiento y crecimiento de Antisana III. Durante su corta vida, Antisana III ha generado ≥ 50 erupciones de intensidad pequeña a media, a menudo asociadas con flujos de lava andesítica a dacítica y tefra. Además se presenta su carácter geoquímico, así como una descripción detallada de la estratigrafía del Pleistoceno Tardío y del Holoceno.

ABSTRACT: This study of Antisana Volcano, an active center in Ecuador's Eastern Cordillera, represents the first modern geologic and volcanological investigation of this volcano since the 1890s. The volcano's history includes the formation and destruction of two older andesitic cones during 400 ky. Antisana II suffered a sector collapse ~15 ky ago, which was followed by the birth and growth of Antisana III. During its short life, Antisana III has generated ≥ 50 eruptions of small to medium intensity, often associated with andesitic to dacitic lava flows and tephra. Its evolving geochemistry is discussed and a detailed description of its Late Pleistocene and Holocene stratigraphy is given.

Key Words: Long-lived andesitic volcanism, Antisana, Northern Volcanic Zone

INTRODUCCION

Tres centros o edificios eruptivos distintos se reconocen en el Antisana (Hall et al., 2017) (Fig. 1). Antisana I corresponde a un pequeño cono (~5600 msnm), de una composición andesítica básica, que es severamente erosionado y que sufrió una alteración hidrotermal limitada. Aún se reconocen remanentes de su cráter original en su cima. Antisana II se nació y desarrolló durante las últimas etapas de Antisana I, así formando un edificio más grande durante ≥ 378 ka. Luego sufrió un colapso sectorial por su lado NE, posiblemente hace solamente ~15 ka atrás. El colapso dejó un valle profundo de unos kilómetros de largo que actualmente es repleto con un glaciar. Posteriormente, se desarrolló el pequeño cono de Antisana III (5753 msnm) en el flanco occidental de Antisana II. Durante los últimos 15 mil años se ha venido generando ≥ 50 erupciones de intensidad pequeña a intermedia, frecuentemente con flujos de lava de composiciones andesíticas y dacíticas generalmente negras en color. Gran parte del desarrollo de Antisana III está bien documentada por su estratigrafía, compuesta principalmente por tefras y lavas intercaladas con depósitos glaciales del Pleistoceno tardío y del Holoceno.(Fig. 2).

PETROLOGIA

Los tres edificios de Antisana registran más de ~400 ka de historia magmática. Las rocas de Antisana I consisten de andesitas básicas (53-58% SiO₂), las rocas de Antisana II son principalmente andesitas ricas en sílice (58-62% SiO₂), y las lavas de Antisana III están compuestas mayormente de dacitas (63-66% SiO₂). A pesar de que las rocas muestran una evolución química progresiva del magma desde andesitas básicas a dacitas silíceas durante la larga historia del volcán, no hubo cambios importantes en la mineralogía de los fenocristales que consistió en plagioclasa, clino- y orto-piroxeno, los óxidos de Fe-Ti, así como trazas ocasionales de olivino y anfíbol. Los dos estrato-volcanes vecinos de Antisana, o sea el Volcán Cotopaxi y el Volcán Cayambe, han tenido, en cambio, complejas historias petrológicas debidas a mezcla de magma o inyecciones de magma riolítico (Hall y Mothes, 2008; Samaniego et al., 2005). Además, aunque anidada dentro de la caldera de Chacana, la actividad magmática de Antisana no muestra una estrecha relación química con la de Chacana.

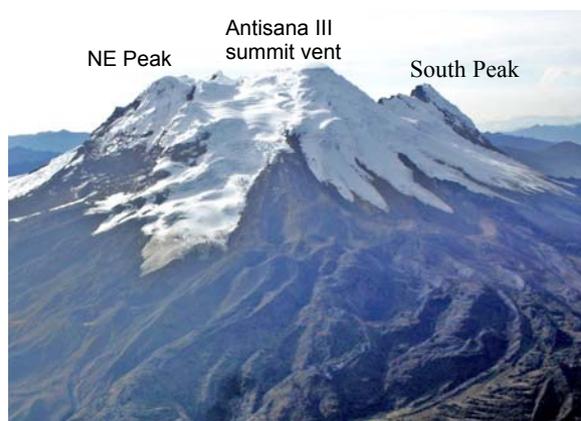


Fig. 1: Volcán Antisana visto desde el lado NW. Su cumbre (5753 m) y el cráter están cubiertos por un glaciar. El South Peak, remanente de Antisana I, está a la derecha. Numerosos flujos de lava de edad Pleistocénico y Holocénico cubren al pie noroccidente del cono activo (foto: P. Ramón, IGEPN, 2005)

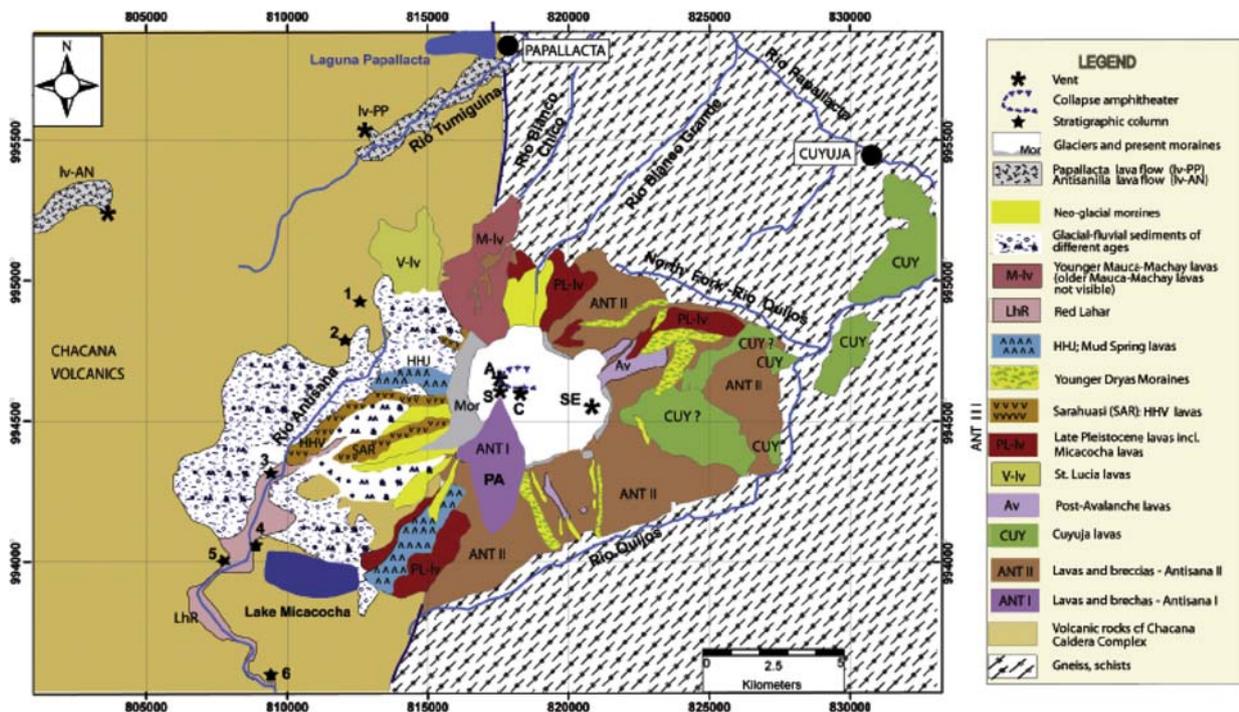
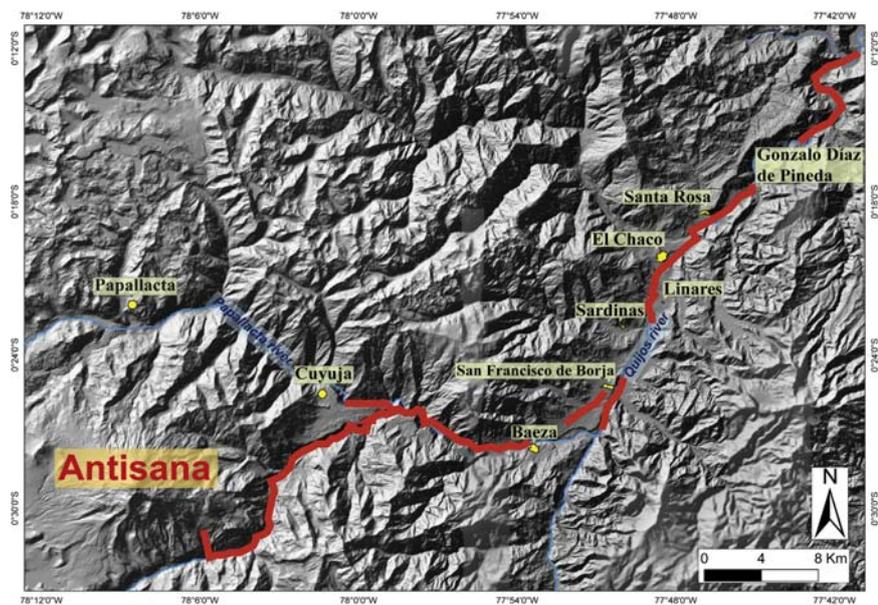


Fig. 2. Mapa geológico del volcán Antisana y las zonas aledañas. Ver leyenda y texto para descripción de las unidades. Letras refieren a: A = cráter del Antisana III; S = South Peak (Antisana I vent); C = Central Peak; SE = Southeast Peak; PA = sitio Piedra Azufre. Numeros refieren a los sitios de las columnas estratigráficas: 1 = Sta. Lucia; 2 = Quebradilla; 3 = Hacienda Antisana; 4 = puerta de Micacocha; 5 = EMAAP bocatoma; 6 = Rio Antisana. CUY= Cuyuja afloramientos verificados; CUY? = no verificado. Punto * Iv-AN y * Iv-PP refieren a flujos de lavas históricos de Chacana. Coordinates son en UTM Proyección South America 1956.

En contraste al tren progresivo hacia una composición química cada vez más diferenciada de las lavas del Antisana a través del mucho tiempo, vemos la erupción de corta duración de las lavas de Cuyuja (Fig. 3). Son lavas andesíticas muy homogéneas (56% SiO₂) y químicamente distintas de las lavas de Antisana. Estos flujos de lava, uno de más de 73 km de largo, aparentemente tuvieron su origen en los flancos superiores de Antisana II hace unos 210 ka. Las lavas de Cuyuja tienen similitudes con las andesitas de alto contenido de Mg de las lavas Yuyos de Chacana que contienen altos contenidos de elementos incompatibles (Ba, Sr, Th), así como elementos compatibles (Ni, Cr), según lo reportado por Chiaradia et al. (2014) quienes atribuyeron tales características a la génesis del magma relacionada con la subducción.

Fig. 3. Mapa DEM mostrando en color rojo el flujo de lava Cuyuja de 73 km de longitud. Esta lava está trazable desde el flanco SE de Antisana II, bajando por el valle del Quijos en dirección al nororiental. Nota las terrazas grandes usadas para la ubicación de pueblos y zonas agrícolas.



GEOQUIMICA DE LAS ROCAS DE ANTISANA

Las rocas de Antisana corresponden a una serie magmática que varía gradualmente y progresivamente desde andesitas básicas hasta dacitas sobre unos 400k años. Este comportamiento es distinto cuando se compara con otros sistemas magmáticos de larga duración, tales como los de Cayambe (Samaniego et al., 2005), Mojanda-Fuya Fuya (Robin et al., 2009), o Pichincha (Samaniego et al., 2010), los cuales muestran notables variaciones temporales en su química. Además, a pesar de que Antisana está ubicado en la Cordillera Real, donde existen muchas manifestaciones de magma riolítica, tales como en Cotopaxi y Chacana, hasta ahora no se ve evidencia de riolitas en el Antisana.

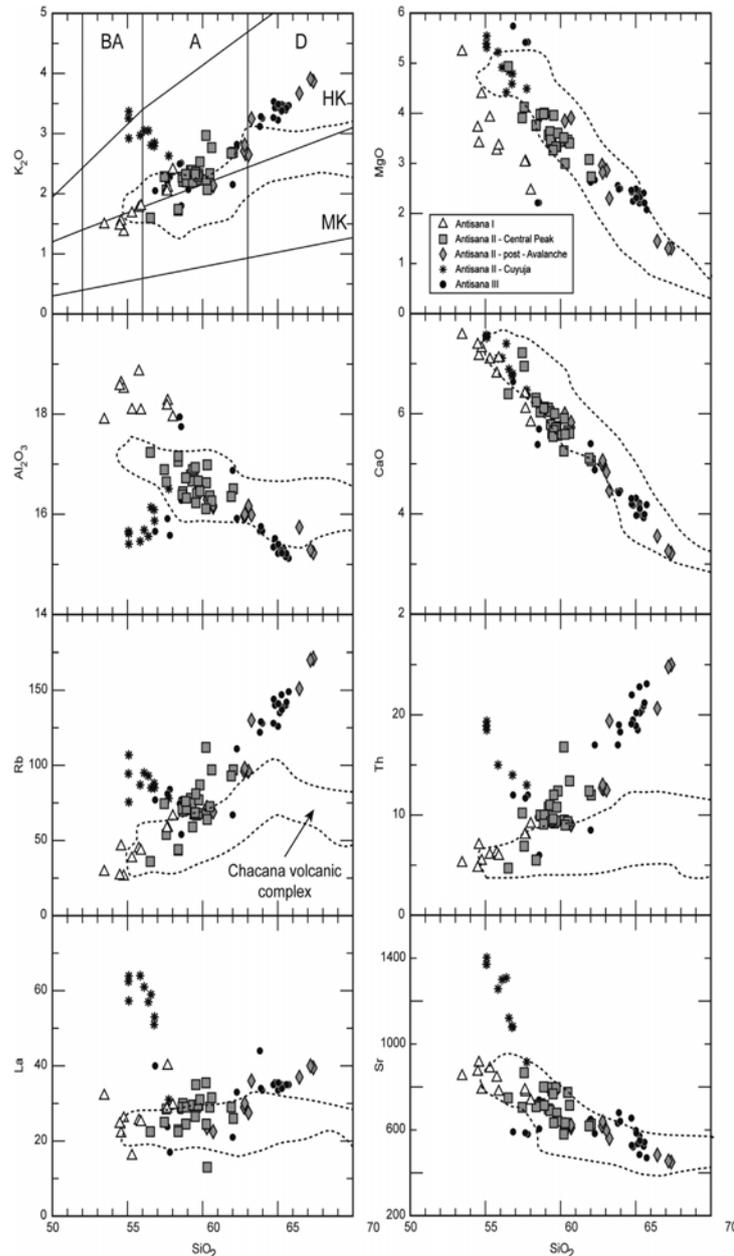


Fig. 4. Óxidos mayores y elementos menores ploteados contra sílice. Diagrama de clasificación de SiO_2 vs. K_2O modificado de Peccerillo and Taylor (1976). BA = andesitas básicas, A = andesitas, D = dacitas, MK = niveles de K_2O medianos, HK = niveles de K_2O altos. Nota que Antisana I, II, y III tienen trenes de diferenciación similares, la excepción es con el ploteo de MgO y Ba de Antisana I con trenes separados, pero paralelos. También nota que las muestras de Cuyuja tienen agrupamientos distintos, no similares a las muestras de Antisana. Analysis tomados desde Bourdon et al. (2002) y éste estudio.

CONCLUSIONES

El estudio actual representa la primera investigación moderna de la geología y volcanología del Antisana desde los fines del siglo XIX. El lector interesado debe consultar la publicación Hall et al. 2017, recién publicada, para los detalles más completos.

REFERENCIAS

- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Monzier, M., Robin, C., Martin, H., Cotton, J., Hall, M., (2002) Adakite-like lavas from Antisana Volcano (Ecuador): evidence for slab melt metasomatism beneath the Andean Northern Volcanic Zone. *J. Petrol.* 43, 199e217.
- Chiaradia M, Müntener O, Beate B (2014) Quaternary Sanukitoid-like Andesites generated by Intracrustal Processes (Chacana Caldera Complex), Ecuador: Implications for Archean Sanukitoids. *J. Petrology* 55:769-802.
- Garrison J, Davidson JP, Hall ML, Mothes PA (2011) Geochemistry and Petrology of the Most Recent Deposits from Cotopaxi Volcano, Northern Volcanic Zone, Ecuador. *Jour Petrol* 52(9):1641-1678.
- Hall M, Mothes P, Samaniego P, Militzer A, Beate B, Ramón P, Robin C (2017) Antisana Volcano: A Representative Andesitic Volcano of the Eastern Cordillera of Ecuador: Petrography, Chemistry, Tephra and Glacial Stratigraphy. *J. South Amer Earth Sci.* 73:50-64
- Hall M, Mothes P (2008a) The rhyolitic-andesitic eruptive history of Cotopaxi volcano, Ecuador. *Bull Volcanol* 70:675-702. doi:10.1007/s00445-007-0161-2
- Hall, M., Mothes, P., 2008b. The Chacana Caldera Complex in Ecuador. *IOP Conf Series*. <http://dx.doi.org/10.1088/1755-1307/3/1/012004>.
- Peccerillo, A., Taylor, S., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63e81.
- Robin, C., Samaniego, P., Le Pennec, J.L., Mothes, P., van der Plicht, J., 2010. New radiometric and petrological constraints on the evolution of the Pichincha volcanic complex (Ecuador). *Bull. Volcan.* 72 (9), 1109e1129. <http://dx.doi.org/10.1007/s00445-010-0389-0>. October 2010.
- Samaniego, P., Robin, C., Chazot, G., Bourdon, E., Cotton, J., 2010. Evolving metasomatic agent in the Northern Andean subduction zone, deduced from magma composition of the long-lived Pichincha volcanic complex (Ecuador). *Contrib. Mineral. Petrol.* <http://dx.doi.org/10.1007/s00410-009-0475-5>.
- Samaniego P, Martin H, Monzier M, Robin C, Fornari M, Eissen J-P, Cotton J (2005) Temporal evolution of magmatism at Northern Volcanic Zone of the Andes: the geology and petrology of Cayambe volcanic complex (Ecuador). *Jour Petrol* 46:2225-2252

EL ALUVIÓN DE TANHUARÍN DEL 4 DE ABRIL DE 2011, VOLCÁN IMBABURA

Andrés Gorki Ruiz P. (1), (2), (3)

- (1) Escuela de Geología, Universidad Central del Ecuador, Ciudadela Universitaria, calle Jerónimo Leiton y Av. La Gasca, Quito, Ecuador, agruizp@uce.edu.ec
- (2) Escuela de Ciencias Geográficas, Pontificia Universidad Católica del Ecuador, Av. 12 de Octubre 1076 y Roca, Quito, Ecuador
- (3) Department of Geosciences, The Pennsylvania State University, University Park, USA, 503 Deike Building, PA 16802

Abstract: The April 4th 2011 Tanhuarin debris flow, Imbabura volcano. Holocene eruptions of Imbabura volcano deposited non consolidated materials on its flanks. These materials, mostly piroclastic flow deposits and ash layers, have been removed through heavy rain seasons and/or earthquakes that triggered landslides on the upper flanks. These landslides usually are channelized and fluidized into debris flows (lahars) that impacted historic and modern communities located on the lower flanks. The April 4th 2011 debris flow was triggered by a landslide occurred in the upper Tanhuarin ravine after a heavy rain. This lahar traveled down incorporating debris, rocks and water-saturated soils. The main lahar volume $\sim 4.5 \times 10^5$ to 5.63×10^5 m³ damaged public and private facilities and caused three fatalities on Tanhuarin village. Given that these debris flows have occurred periodically, it's important that local authorities and population develop a land use plan and operate a lahar warning system to reduce the risk.

Palabras clave: Imbabura, lahares, peligro volcánico

Key words: Imbabura, lahars, volcanic hazards

INTRODUCCIÓN

El Complejo Volcánico Imbabura (4621 msnm) está ubicado a 10 km al suroeste de la ciudad de Ibarra. Este volcán es un estrato cono relativamente joven y ha experimentado erupciones recientes en los últimos 10.000 años (Ruiz A. G., 2003; Hall et al., 2008; Le Pennec et al., 2011). Las erupciones volcánicas dejaron materiales poco consolidados sobre el edificio volcánico, especialmente depósitos de caídas de cenizas y depósitos de flujos piroclásticos. Estos materiales han sido re-movilizados por antiguos glaciales, por las lluvias en la región y por deslizamientos provocados por terremotos (Egred J., 2001; Ruiz A. G., 2003). Los reportes históricos indican que los eventos conocidos como aluviones o flujos de escombros (lahares), compuestos por rocas, lodo, y troncos, ocurrieron en 1691, 1765, 1766, 1868, 1971 (Ruiz A.G., 2003; Egred J., 2001), y recientemente en 2009, 2010 y 2011 (Ruiz A. G., et al., 2017 en prep). Así, las observaciones aquí presentadas sobre el aluvión ocurrido el 4 de Abril de 2011 en la quebrada Tanhuarín, en el flanco noroeste del volcán Imbabura, representan una primera evaluación del volumen y zonas de inundación que pueden ser utilizadas para futuras modelizaciones por flujos de lodo. Las modelizaciones permitirán mejorar el mapa de peligros volcánicos (Ruiz A., G., et al., 2005a; Ruiz A., G., et al., 2005b) y facilitará a las autoridades tomar decisiones en cuanto al uso del territorio. La implementación de un sistema de vigilancia por flujos de lodo puede ayudar en la reducción del riesgo volcánico y complementar la red de monitoreo volcánico de Imbabura (Ruiz A., G., et al., 2006).

OBSERVACIONES

El día lunes 4 de abril de 2011, ocurrió un deslizamiento en la cabecera de la quebrada Tanhuarín, en la parte alta del flanco norte del volcán Imbabura, coordenadas WGS84: 0°15' 50.73" Norte, 78°10'28.32" Oeste y aproximadamente a 4130 msnm. A diferencia de los reportes históricos, este deslizamiento no está asociado a un incremento de la actividad del Imbabura, ni tampoco asociado a sismos regionales que hayan provocado este deslizamiento (Ruiz A. G., 2011). Sin embargo, durante el mes de Abril de 2011 ocurrieron lluvias de gran intensidad en la región del volcán Imbabura y se registró 300 mm de lluvia acumulados en la estación meteorología de Otavalo en el mes de Abril (INAMHI 2014). Las lluvias ocurridas entre los días 3 y 4 de Abril al parecer saturaron de agua el suelo y sustrato rocoso poco consolidado de la parte alta del volcán. La saturación de agua en combinación con la pendiente pronunciada, facilitaron la ocurrencia de un deslizamiento de rocas, suelo saturado de agua y troncos en la cabecera de la quebrada Tanhuarín (Fig. 1). Este deslizamiento se fluidizó rápidamente y viajó pendiente abajo arrastrando troncos de árboles y rocas de 1 a 2 m de diámetro (Fig. 2 y 3). El flujo alcanzó al menos 8 a 10 m de altura en la parte encañonada de la quebrada, lo que facilitó su encausamiento y la incorporación de materiales adicionales (Fig. 3a).

En la parte baja del volcán el flujo inundó potreros, casas y carreteras. En la comunidad de Tanhuarín, el flujo afectó estructuralmente al menos a tres puentes, destruyó el tendido eléctrico en el cruce de la quebrada y arrasó con varias viviendas. Lamentablemente se perdieron tres vidas humanas, varios daños en las viviendas, pérdidas en algunos cultivos y pérdidas de animales domésticos (Fig. 3). La inundación máxima alcanzó ~ 100 m desde la orilla de la quebrada, aproximadamente a 1 km río abajo de la comunidad de Tanhuarín, además tapó la alcantarilla de la vía Panamericana E-35 causando el cierre de la vía por algunas horas.

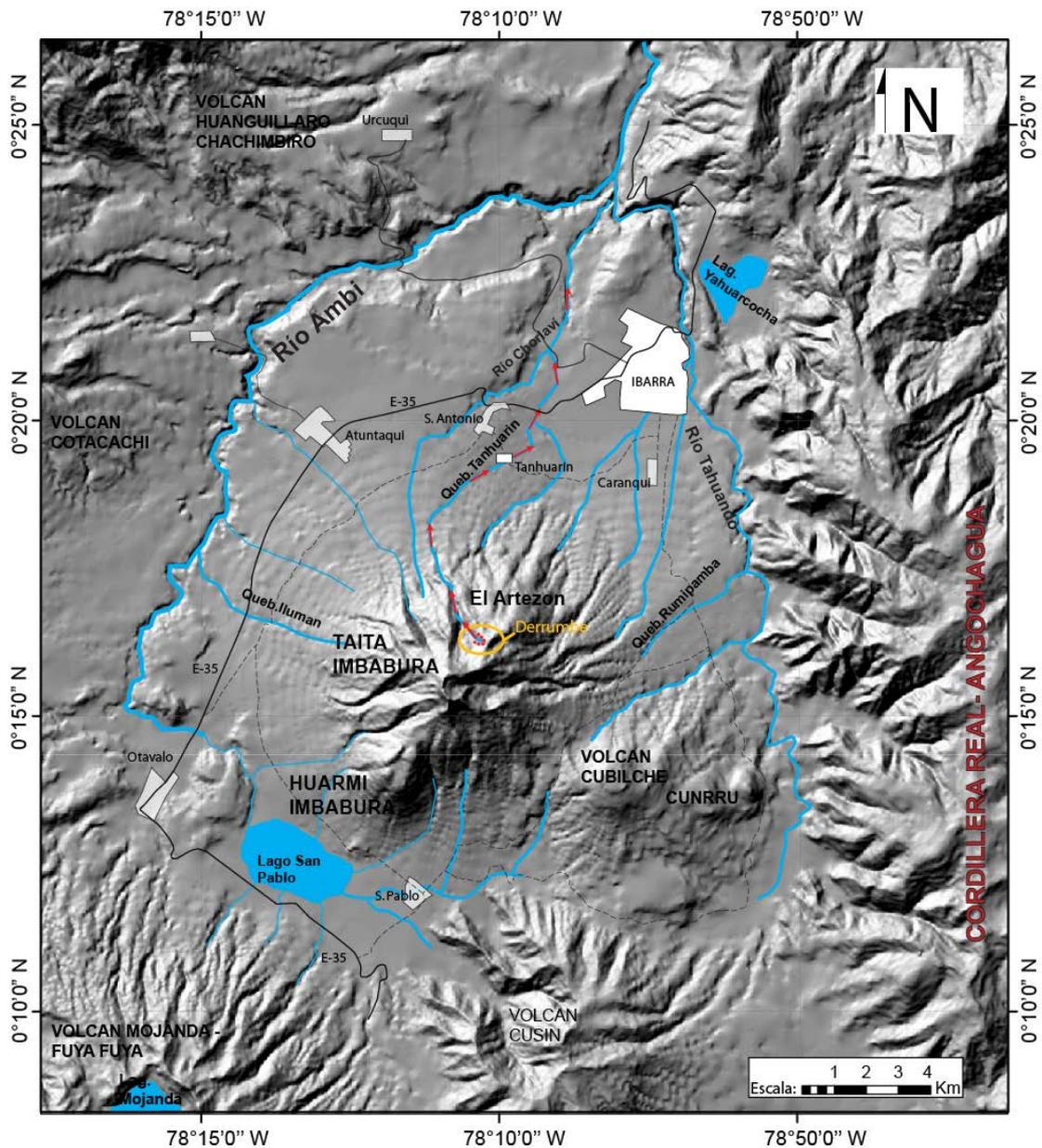


Fig. 1: Red hidrográfica del complejo volcánico Imbabura, se indica la zona del derrumbe en la cabecera de la quebrada Tanhuarín (línea roja entrecortada), las flechas rojas indican la dirección del flujo, se muestra la red vial y poblaciones importantes. DEM: Marc Souris, IRD.



Fig.2: Fotografías de la cabecera de la quebrada Tanhuarín, flanco norte del volcán Imbabura. a) Deslizamiento de rocas y escombros, b) Encausamiento del flujo. En la parte derecha de la foto (a) se observa parcialmente la cumbre del volcán Imbabura (Modificado de Ruiz A. G., 2011).

ESTIMACION DEL CAUDAL Y VOLUMEN DEL FLUJO

La metodología para evaluar el tamaño del flujo de lodo consiste en utilizar la velocidad y sección del área inundada, siguiendo las ecuaciones (1) y (2) de Johnson & Rodine., (1984). Así, en el sector de la comunidad de Tanhuarín, en el cruce del puente, el flujo alcanzó al menos cuatro metros de altura (Fig.3e) y arrastró bloques de hasta dos metros de diámetro. La zona de inundación abarcó unos 25 m de ancho y una sección de 100 m². La velocidad del flujo se determinó por la ecuación:

$$\Delta h = 1.6 (Uc^2 / 2 g) \quad (1)$$



Fig. 3: Secuencia de fotos que muestran el trayecto del flujo de escombros a lo largo de la quebrada Tanhuarín, a) Run-up, aproximadamente 8 a 10m arriba del fondo del cauce. b) Rebosamiento del flujo de lodo en la zona de Tanhuarin. c) Daños en los cultivos de maíz. d) Rebosamiento del flujo y daños en algunos potreros. e) Daños en el puente sobre la quebrada Tanhuarin y en la infraestructura vial. f) Daños en las viviendas en el sector de Tanhuarin. (Modificado de Ruiz A. G., 2011).

Donde:

Δh = Altura del frente del flujo al impactar frontalmente con un obstáculo (m)

U_c = Velocidad del flujo (m/s)

g = Aceleración de la gravedad, 9.8 m/s^2

El flujo de lodo impactó varias viviendas ubicadas en las orillas de la quebrada y permitió registrar una altura de $\sim 2\text{m}$ de altura medidos desde la orilla (Fig.3f). Esta altura representa una aproximación, ya que el frente del flujo fue encausado por el centro de la quebrada. La velocidad del flujo obtenida de (1) resultó en $\sim 5 \text{ m/s}$ y un caudal de $500 \text{ m}^3/\text{s}$ en la zona de la comunidad de Tanhuarín, mientras que en punto de observación ubicado aguas arriba de la comunidad de Tanhuarín permitió calcular la velocidad del flujo por la ecuación de sobreelevación, ecuación (2), donde un flujo viscoso rebosa un canal en curva debido a la fuerza centrífuga que se convierte en fuerza hacia arriba. La velocidad promedio se obtiene de la siguiente expresión:

$$\omega = [g \cdot \psi \cdot \cos \alpha \cdot \tan \beta]^{1/2} \quad (2)$$

Donde:

ω = Velocidad promedio (m/s)

g = Aceleración de la gravedad, 9.8 m/s^2

ψ = Radio de la curva, ~ 10 a 15 m

α = Pendiente del canal, $\sim 7^\circ$

β = Sobreinclinación del flujo en la curva, 10°

Las velocidades obtenidas de (2) resultan entre 4 y 5 m/s, la sección inundada corresponde al área de la fotografía de la Fig.3a, $\sim 125 \text{ m}^2$, y el caudal en este sitio se estima entre 500 a $625 \text{ m}^3/\text{s}$, valores en el mismo orden de magnitud con respecto a la sección del puente de Tanhuarín (Fig.3e). El flujo principal transitó por la quebrada por aproximadamente 15 minutos (Ruiz A., G., 2011) y el volumen asociado está en el orden de 4.5 a $5.63 \times 10^5 \text{ m}^3$. Luego del flujo principal ocurrieron varios flujos pequeños y otros flujos de lodo por las quebradas del flanco nor-oriental (Ruiz A. G., 2011; Ruiz A. G., et al., 2017, en prep).

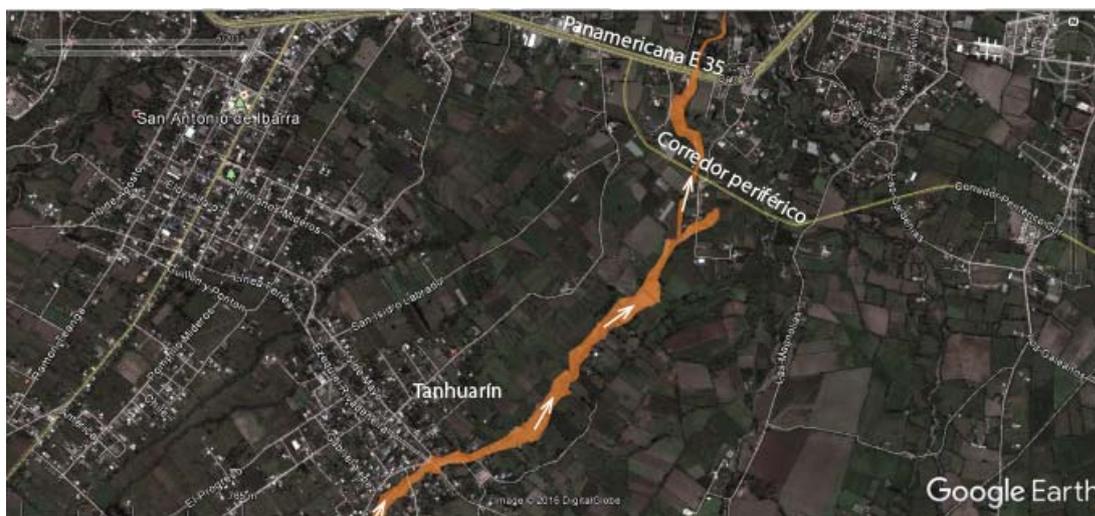


Fig. 4: Imagen de Google Earth en la que se muestra la dirección y la zona de inundación del flujo de lodo de Tanhuarín del 4 de Abril de 2011, flechas blancas y área de color naranja respectivamente. Actualmente la zona de influencia del aluvión se encuentra re-ocupada y adicionalmente interseca el corredor periférico de Ibarra y la Panamericana E-35.

CONCLUSIONES

El flujo de lodo (aluvión) ocurrido el 4 de Abril de 2011, causó varios daños a las personas y sus bienes en el sector de Tanhuarín. Este tipo de fenómenos han ocurrido en tiempos históricos así como durante el presente siglo. De esta manera es muy posible que flujos de lodo y deslizamientos vuelvan a ocurrir en el futuro. Los mecanismos de generación de los aluviones están muy relacionados con derrumbes en la parte alta del edificio volcánico, ya sea por saturación de agua en las épocas de lluvia, y/o derrumbes generados por terremotos. Las observaciones sugieren que los materiales del deslizamiento fueron rápidamente encausados en la quebrada de Tanhuarín y fluyó pendiente abajo arrasando con todo lo que encontró a su paso. Aunque el aluvión de Tanhuarín fue relativamente pequeño, en el orden de 4.5 a $5.63 \times 10^5 \text{ m}^3$, comparado flujos de lodo de varios millones de metros cúbicos, fue suficiente para destruir parte de la infraestructura vial, daños en la propiedad privada y pérdidas humanas. No se descarta que ocurran deslizamientos y aluviones de mayores proporciones en el futuro y que puedan afectar a la población asentada en los flancos inferiores del volcán Imbabura. Los datos aquí presentados serán utilizados en futuras modelizaciones con el software LAHARZ, software con el que se elaboró el mapa de peligros volcánicos (Ruiz A. G., et al., 2005). El mapa de peligros volcánicos es una herramienta de planificación

regional y la concientización de los peligros volcánicos hacia la población y autoridades, mientras que las futuras modelizaciones sobre lahares (aluviones) permitirán mejorar el uso del terreno en las cercanías de las quebradas por donde puedan ocurrir futuros flujos. Adicionalmente, las observaciones aquí presentadas contribuyen en la identificación de potenciales sitios susceptibles de deslizamientos en la parte alta del volcán y que puedan contribuir con la generación de aluviones y su posible impacto sobre la población y sus bienes. Con estos antecedentes, un sistema de aviso y vigilancia por flujos de lodo puede contribuir con la reducción del riesgo volcánico por flujos de lodo, aluviones.

Referencias bibliográficas

- Egred, J. (2001) Historia de las erupciones del Volcán Imbabura. Inédito, IG-EPN. Quito.
- Instituto nacional de Meteorología e Hidrología-INAMHI (2014) Anuario Meteorológico Nro.51-2011. Quito, (Ecuador), 149 pp.
- Le Pennec, J-L., Ruiz, A.G., Hall, M., Fornari, M. (2011) Identifying potentially active volcanoes in the Andes: radiometric evidence for late Pleistocene-early Holocene eruptions at Volcán Imbabura, Ecuador. *JVGR206* (2011) 121-135.
- Hall, M.L., Samaniego, P., Le Pennec, J-L., Johnson, J-B. (2008) Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. *JVGR176* (2008) 1-6.
- Johnson A.M., Rodine J.R. (1984) "Debris Flow" Slope Instability Edited by D. Brunsten and D. B. Prior, Jhon Wiley & Sons Ltd. p 257-361.
- Ruiz A. G. (2003) Estudio Geovolcanológico del Complejo volcánico Imbabura. Tesis de Ingeniería, Escuela Politécnica Nacional, Quito (Ecuador), 318 pp.
- Ruiz A. G., (2011) Informe técnico del aluvión del 4 de abril de 2011. IG-EPN, Quito, (Ecuador).
- Ruiz A.G., Le Pennec J-L, Hall M. (2005a). La Geología del Complejo Volcánico Imbabura (CVI) Aplicada en el análisis de los Peligros Volcánicos. XII Congreso Latinoamericano de Geología, 2005. Quito, (Ecuador).
- Ruiz A., G., Le Pennec J-L., Hall M., Samaniego P. (2005b) Mapa de los peligros volcánicos asociados al volcán Imbabura. Instituto Geofísico Escuela Politécnica Nacional. Quito, (Ecuador).
- Ruiz A.G., Le Pennec J-L, Hall M. (2006) Hazards Map and volcano monitoring of Imbabura Volcanic Complex, Ecuador. Abstracts volumen, Cities on Volcanoes 4, 2006. Quito, (Ecuador).
- Ruiz A. G., Le Pennec J-L, Hall M., Ruiz M., Cordero M., Egred J., Trocoso L., (2017) La Geología del Complejo Volcánico Imbabura y sus peligros asociados. (en prep., PUCE, Quito, Ecuador, 67pp).

RECONSTRUCCIÓN DE LOS FLUJOS DE LODO DEL VOLCÁN CARIHUAIRAZO ORIGINADOS POR EL TERREMOTO DE 1698 UTILIZANDO EL CODIGO VOLCFLOW

F. Vásconez (1), R. Vásconez (2), P. Mothes (1)

- (1) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. fvasconez@igepn.edu.ec
(2) Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero y Metalurgico, Las Malvas E15-142 y De Los Perales, Quito.

Reconstruction of the Carihuairazo's secondary lahars generated by the 1698 earthquake using VolcFlow code: Historical records from 1698 reported that several mud flows swept down valley from Carihuairazo volcano due to an earthquake of intensity MSK 10, which destroyed the city of Ambato killing more than 8000 people and forcing the relocation of this city. Geological fieldwork allowed us to characterize and determine several physical parameters of the phenomenon more precisely than the historical records. This study aims to reproduce the secondary lahars that were borne on Carihuairazo using the code VolcFlow with the aim of better understanding the phenomenon. Events of this nature have occurred at least three times in recent years and despite their low recurrence are a real but latent threat to society.

Palabras clave: Carihuairazo, lahar, terremoto, VolcFlow

Key words: Carihuairazo, Ecuador, slide-induced lahar, earthquake, VolcFlow

INTRODUCCIÓN

El Carihuairazo es un volcán extinto (Bernard y Andrade, 2011), ubicado a tan solo 22 km al SW de la ciudad de Ambato en la cordillera Occidental del Ecuador (fig. 1). La madrugada del 20 de junio de 1698 un terremoto (Wolf, 1904; Barriga, 2015) de intensidad X en la escala MSK ocurrió en las cercanías del volcán (Vásconez, 2006). El terremoto produjo un sacudimiento de tal vehemencia que a la segunda ondulación no quedaba ninguna casa en pie en la antigua ciudad de Ambato dejando a familias enteras enterradas bajo los escombros (Wolf, 1904). El terremoto dio lugar a grandes deslizamientos de las pendientes y laderas altas del nororiente del Carihuairazo que al estar saturadas de agua lluvia rápidamente se transformaron en enormes flujos de lodo que descendieron por las quebradas de Chiquicahua, Yacutoma, Quintuco, Pataló, Quichibí, Terremoto, Catequilla, Cullochaqui y Olalla (Vásconez, 2006; Vásconez et al., 2009, fig.2). Los varios drenajes, aguas abajo se reunieron en el río Ambato y este, no pudiendo contener en su cauce la masa inmensa de lodo la derramó a lo largo de ambas orillas sepultando una gran parte de las recientes ruinas de Ambato (Wolf, 1904). El sector conocido actualmente como el Socavón (primer asentamiento de Ambato) fue totalmente arrasado por el flujo, alcanzando un calado de 40 metros (Vásconez, 2006; Vásconez et al., 2009). Según Velasco murieron cerca de 8000 personas (Wolf, 1904).

METODOLOGÍA Y RESULTADOS

Las nuevas herramientas computacionales y bases topográficas a escalas de detalle permiten reproducir este tipo de evento con el objetivo de comprenderlos y vincularlos con los registros geológicos. Gracias a los relatos históricos se conoce que grandes flujos de lodo se han formado por eventos grandes terremotos en el pasado reciente, como por ejemplo: Cotacachi 1868 y Cayambe-Reventador 1987. A pesar de su baja recurrencia estos fenómenos deben ser tomados en cuenta ya que han producido la muerte de miles de personas y la destrucción total de infraestructura (Wolf, 1904; Stübel y Reiss, 1987; Hall, 2000; Barriga, 2015), por lo que constituyen una amenaza para la sociedad.



Fig. 1: Volcán Carihuairazo al fondo las ciudades de Mocha y Tisaleo. Fotografía: Patricio Ramón. 09.2010 IG-EPN

Bajo estas consideraciones, el presente estudio vinculó los resultados geológicos obtenidos en los trabajos de Vásconez, 2006 y Vásconez et al., 2009, los registros históricos Kolberg, 1807; Wolf, 1904 y Barriga, 2015 y el código VolcFlow.

VolcFlow es un código computacional que corre bajo la plataforma de Matlab y que utiliza las ecuaciones de la mecánica de medios fluidos para simular flujos volcánicos (Kelfoun y Druitt, 2005). Este modelo utiliza como

parámetros de entrada un modelo digital de terreno (MDT) y parámetros físicos que describen la reología del fluido. Ha sido utilizado a nivel mundial para modelar flujos piroclásticos (Kelfoun et al., 2009), flujos de lava (Vargas, 2012), flujos de bloques y ceniza (Charbonnier y Gertisser, 2012, Charbonnier et al., 2013), inundaciones, tsunamis (Kelfoun et al., 2010), avalanchas de escombros (Kelfoun & Druitt, 2005), lahares primarios (Gueugneau, 2014) y lahares secundarios (Vásconez et al., 2016).

Lahar es un término usado para describir mezclas fluidas saturadas en agua, altamente concentradas en sedimentos y escombros (también conocidos como flujos de lodo). Estos se originan en los volcanes y se desplazan rápidamente pendiente abajo por influencia de la gravedad (Vallance, 2001; Waitt, 2013). Durante la ocurrencia de un lahar pueden producirse varios procesos que determinarán su comportamiento: erosión e incorporación de sedimentos durante su trayecto, procesos de segregación de partículas (por tamaño y densidad), dilución, transformación de fases aguas abajo y procesos deposicionales (Vallance, 2005; Almeida, 2016). Estos fenómenos pueden generarse directa o indirectamente por efectos de la actividad volcánica, es decir, pueden ocurrir durante una erupción o por procesos secundarios como por ejemplo lluvias continuas, eventos sísmicos, etc., que remobilizan el material volcánico poco consolidado depositado previamente. Los flujos de lodo del Carihuairazo constituyen lahares secundarios ya que no están asociados a eventos eruptivos, sino a un evento sísmico que deslizó grandes porciones del suelo de páramo sobresaturado en agua de los flancos superiores del volcán.

Según Vásconez 2006, los depósitos de los flujos de lodo del Carihuairazo se caracterizan por ser muy homogéneos en color y textura; granulométricamente el 50% en peso de estos están constituidos por arenas muy finas 0,125-0,063 mm. El 95% del material que los forman son suelo negro de páramo y el 2-5% restante corresponde a rocas volcánicas alteradas. Una característica importante de estos flujos es que fueron poco erosivos, evidencia de ello es que el estrato subyacente de ceniza (erupción del Tungurahua 1640) no fue erosionado, lo que sugiere que la consistencia de los flujos fue de una mezcla espesa, que Pierson y Costa (1987) clasifican como un flujo viscoso (“viscous slurry flow”). Además, los flujos parecen haber sido muy espesos lo que implicaría que el material que lo constituía tenía una alta fuerza de cohesión (Vásconez, 2006) y que su densidad era equivalente al de las rocas densas suspendidas en él (Coussot, 1997). Debido a las distancias que recorrieron estos flujos debieron haber sido muy fluidos, por lo cual el agua debió jugar un rol sumamente importante. Según Vásconez et al., 2009, al menos el 40-45% del volumen total de los flujos (84 y 87 millones de m³) correspondería al volumen de agua. Este volumen de agua según Vásconez estaría asociado a lluvias prolongadas presentes en los días precedentes al terremoto o posibles lagunas pequeñas durante el periodo “Little ice age”.

	Lahares Primarios (Gueugneau, 2014)	Lahares Secundarios (este estudio)
MDT (m)	30	10
Tiempo de alimentación (s)	6300	300
Volumen (Mm ³)	50	80
Coef. u2 (Turbulencia)	0,01	0,01
Viscosidad (Pa.s)	0,05	0,1
Cohesión (Pa)	500	600
Densidad del flujo (kg.m ⁻³)	1800	2000

Tabla 1. Parámetros reológicos utilizados para el modelamiento de lahares utilizando el código VolcFlow.

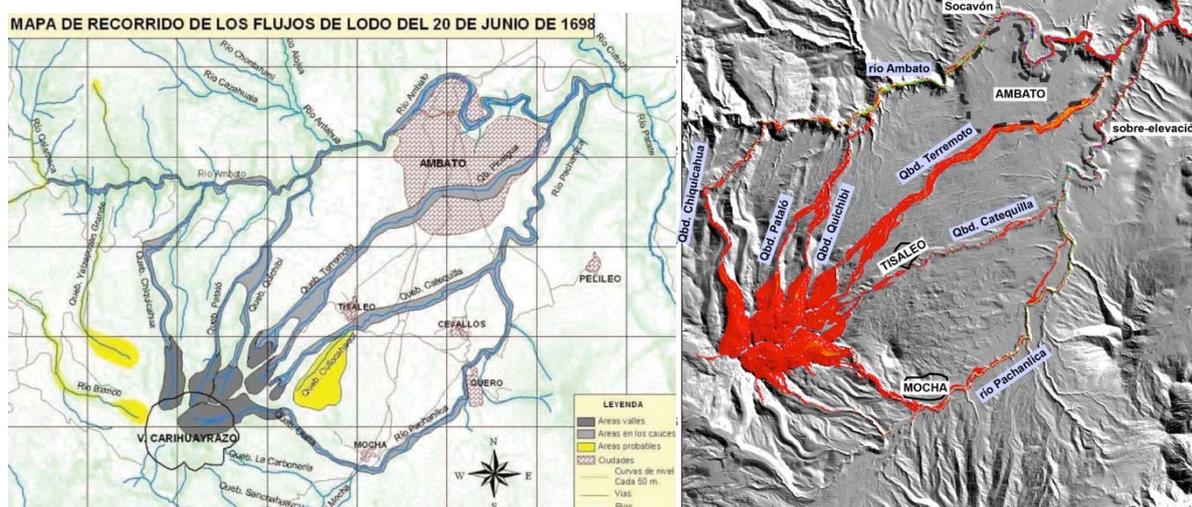


Fig. 2: Comparación entre el mapeo geológico (tomado de: Vásconez, 2006) y la simulación numérica de los flujos de lodo del Carihuairazo (este trabajo).

Los parámetros reológicos que mejor reproducen el comportamiento de un lahar primario fueron propuestos por Gueugneau en 2014 (tabla 1), quien reprodujo los lahares del Nevado del Ruiz de la erupción bien documentada de 1985 (Naranjo et al., 1986; Lowe et al., 1986, Thouret, 1990; Pierson et al., 1990). Fundamentó su calibración

en varios estudios sobre la reología de lahares: viscosidad 0,1-0,001 Pa.s (Iverson, 1995), densidad del flujo 1900 kg.m⁻³ (Pierson et al., 1990) y cohesión 500-700 Pa (Lowe et al., 1986), etc. Esta información y varias simulaciones cambiando estos valores permitieron determinar los parámetros reológicos que mejor se ajustan a los flujos de lodo del volcán Carihuairazo como se muestra en la tabla 1. Los resultados obtenidos a partir del modelamiento fueron comparados con el mapa de Vásconez, 2006 (fig. 2) donde se observa una notable congruencia.

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

Los registros escritos sobre este evento no describen las características físicas del fenómeno como: caudales pico, velocidades, calados, etc. Wolf hace mención a que los flujos llegaron en tan solo cuarto de hora (15 min) a la antigua ciudad de Ambato (el Socavón). Sin embargo, según Vásconez, 2006 el tiempo recorrido de los flujos hasta El Socavón sería de aproximadamente 43 y 63 minutos para las rutas de los valles de Pataló y de Chiquicahua (22 y 28 km aguas abajo) respectivamente, lo que representa una diferencia considerable con el “cuarto de hora” reportado por los testigos de la época. De acuerdo con Vásconez et al., 2009, para que los flujos pudieran llegar al Socavón en 15 minutos, estos deberían haber viajado con una velocidad media de 29 m.s⁻¹. Utilizando el método de sobre-elevación (Johnson y Rodine, 1984; Pierson, 1985), Vásconez, 2006, calculó una velocidad de 12,8 m.s⁻¹ para el flujo en el tramo inferior del río Pachanlica (UTM: 770300, 9857500; fig. 2). Según el mismo autor las velocidades estarían en el orden de 18 m.s⁻¹ para los gradientes escarpados y 5 m.s⁻¹ para el tramo transitado en el río Ambato hasta el Socavón, con una velocidad promedio de alrededor de 10 m.s⁻¹.

El código VolcFlow permite calcular velocidades del flujo y tiempos de arribo, gracias al cual para el Socavón se obtuvo tiempos de arribo de entre 24 y 32 min con una velocidad promedio de 15,2-15,8 m.s⁻¹ para las rutas de los flujos de lodo de los valles de Pataló y de Chiquicahua respectivamente (fig. 3). Para el punto donde Vásconez realizó un ensayo de sobre-elevación (12,8 m.s⁻¹) se estimó una velocidad de 8,7 m.s⁻¹. Las velocidades para los gradientes escarpados estarían en el orden de 17 m.s⁻¹ y en el tramo del río Ambato al Socavón de 13,8 m.s⁻¹. La velocidad promedio para estos flujos es de aproximadamente 15 m.s⁻¹. Aguas abajo del Socavón se estimaron velocidades promedio de 9,3 m.s⁻¹ (tabla 2). Vale notar que los resultados de la simulación son ligeramente superiores a los calculados en campo (fig. 3).

	Reportes Históricos	Vásconez et al., 2009	Este estudio
Tiempo de arribo al Socavón min	15	43-63	24-32
Velocidad Promedio m/s	29	10	12
Velocidad gradientes escarpados m/s		18	17
Velocidad río Ambato – Socavón m/s		5	13,8
Velocidad punto sobre-elevación m/s		12,8	8,7
Velocidad aguas abajo del Socavón m/s			9,3

Tabla 2. Comparación de los parámetros calculados para los flujos de lodo del Carihuairazo según los reportes históricos, el trabajo de Vásconez et al., 2009 y este ensayo.

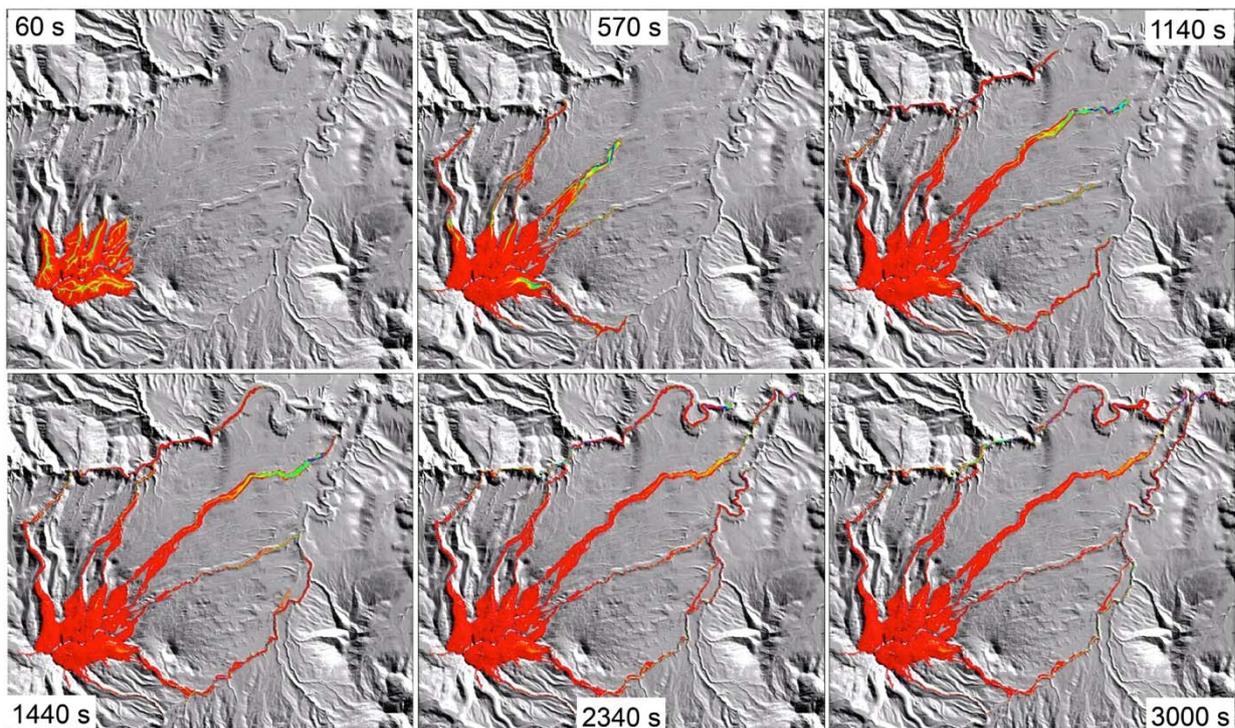


Fig. 3: Resultados del modelamiento utilizando el código VolcFlow a diferentes tiempos. Nótese las distancias recorridas por los flujos de lodo en las diferentes quebradas.

Según Vásconez et al., 2009, la altura media de los flujos sobre el cauce del río Ambato es de alrededor de 26 m, y solo en casos excepcionales alcanzaron alturas mayores (p.e. Quichibí, 45 m). En el cañón del Río Ambato dentro de la actual ciudad, donde el cañón tiene un ancho de 400 m, el flujo alcanzó 38 m sobre su lecho (Vásconez, 2006). La simulación numérica determinó calados de entre 5 y 45 metros a lo largo del flujo (fig. 4), siendo las zonas más bajas las que tienen calados superiores a los 20 metros (p.e. Socavón y aguas abajo).

Vásconez et al., 2009 menciona que no se sabe si los volúmenes de estos tres afluentes (queb. Chiquicahua, Pataló y Quichibí; fig. 2) llegaron al río Ambato de forma simultánea o separados en el tiempo. La simulación numérica permitió responder esta pregunta. Los flujos de las quebradas Pataló y Quichibí llegan de forma simultánea al drenaje del río Ambato después de 9 minutos de ocurrido el evento sísmico, formando un solo frente lahárico. Por otro lado, el flujo que desciende del valle de Chiquicahua arribó en 11 min al mismo río, constituyendo un segundo frente. Estos dos frentes de lodo confluye en la desembocadura de la quebrada de Pataló en el río Ambato después de 19 minutos de ocurrido el terremoto, es decir, 8 min después del arribo de los lahares al río Ambato. El primer frente lahárico proveniente de los valles de Pataló y Quichibí al llegar al sector del Socavón (antigua ciudad de Ambato) posiblemente depositó una parte de su volumen (cola del lahar). Por otra parte, el segundo frente lahárico proveniente de la quebrada de Chiquicahua (8 minutos atrás), al llegar al sector del Socavón posiblemente se encontró con los depósitos del primero lo que causó un represamiento temporal, obstaculizando su flujo normal. Esta diferencia en el tiempo de arribo a un mismo punto (Socavón) entre los dos frentes de lodo explica en parte el efecto *amplificador* en cuanto al área inundada y calados reportados por Vásconez et al., 2009 para esta zona (fig. 5).

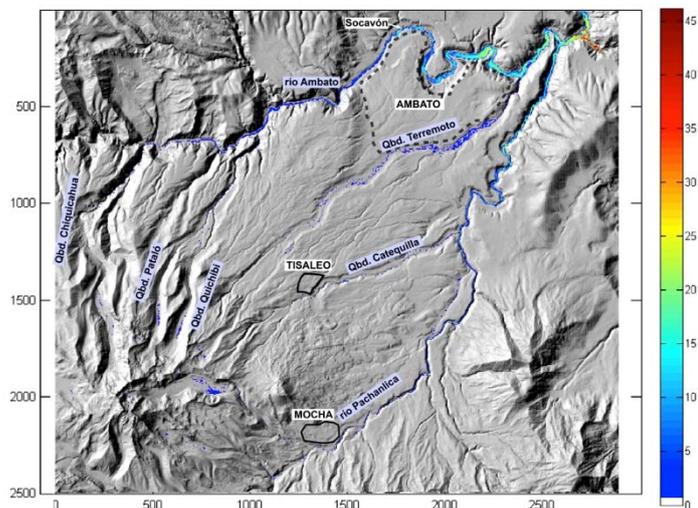


Fig. 4: Mapa de espesores resultado del modelamiento de flujos de lodo del Carihuairazo

Margen Derecha

Margen Izquierda

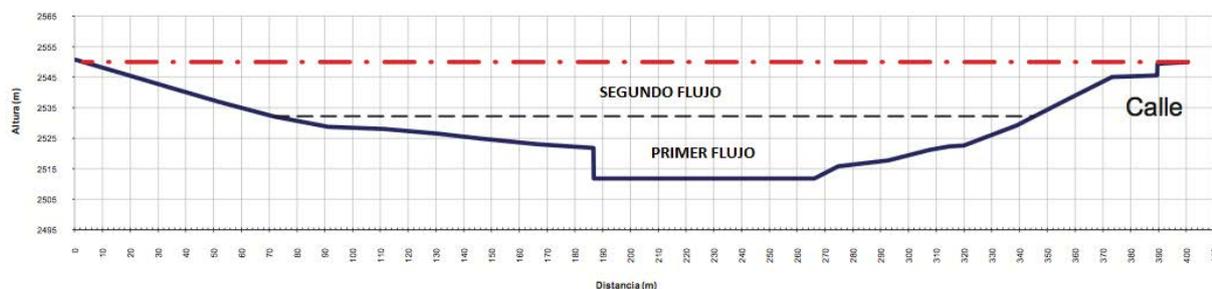


Fig. 5: Sección transversal del cauce del río Ambato en el sector del Colegio Rumiñahui. La línea negra corresponde al límite superior del primer flujo de lodo originado en las quebradas de Pataló y Quichibí (sección transversal: 2100 m²). La línea roja corresponde al límite superior del segundo flujo originado en la quebrada de Chiquicahua (sección transversal: 7610 m²). Modificado de Vásconez et al., 2009. Las áreas de las secciones fueron calculadas con un MDT de 4m y el software ImageJ.

Las crónicas no mencionan la ocurrencia de dos oleadas. Sin embargo, gracias a los registros geológicos y según lo reportado por Vásconez et al., 2009, 4 kilómetros aguas arriba del Socavón, el valle del río Ambato se ensanchó notablemente desde 705 hasta 2540 m² (fig. 2), y los calados aumentaron de forma inusual doblando su altura de 20 a 38 m en el mismo tramo. Dado que las dimensiones del flujo aumentaron considerablemente y no disminuyeron según lo esperado, Vásconez concluye que un obstáculo represó el flujo y su ubicación estaría cerca del punto de mayor calado (40 m) que estaría situada aguas abajo del Socavón. Si bien la simulación numérica no representa el fenómeno en su totalidad, parece evidente que el depósito de la primera oleada obstaculizó al de la segunda. La primera oleada pudo tener calados más moderados (<15 m; fig. 5.) que produjo limitada destrucción. Sin embargo, el segundo flujo (32 min después de ocurrido el sismo) al verse obstaculizada por los depósitos del primero alcanzó cotas más altas y enterró las ruinas y sobrevivientes del terremoto de la antigua ciudad de Ambato. Un argumento adicional a esta aseveración es el reporte de Kolberg 1807, en su libro "Hacia el Ecuador", en el cual afirma que: "seguramente esta tormenta no llegó con la velocidad que se dice pues los habitantes que pudieron salir entre las ruinas de sus casas tuvieron tiempo de buscar salvación en las alturas, cuando ya comenzaba a extenderse sobre las calles el río de lodo". Sus palabras pareciera que se refirieron a una inundación por contraflujo, ocasionado por un potencial represamiento aguas abajo de la antigua ciudad de Ambato (el Socavón) según lo ratifican los estudios realizados por Vásconez, 2006 y Vásconez et al., 2009.

CONCLUSIONES

El código VolcFlow permitió reconstruir los flujos de lodo del volcán Carihuairazo disparados por el terremoto del 20 de Junio de 1698. Los resultados obtenidos se asemejan a los datos geológicos y relatos históricos (tabla 2). Tanto los valores de calado y velocidades calculados en campo pudieron ser contrastados con los estimados con el modelamiento. Se estimaron nuevos tiempos de arribo para el sector del Socavón (antigua ciudad de Ambato) de entre 24 y 32 min, valores mayores a los descritos en los relatos históricos (15 min) e inferiores a los calculados por Vásconez en 2006, 43 y 63 min. La velocidad calculada por Vásconez et al., 2009 ($12,8 \text{ m.s}^{-1}$) es ligeramente mayor a la obtenida en este trabajo ($8,7 \text{ m.s}^{-1}$) en ese punto. Finalmente, los calados encontrados en campo en promedio tienen valores de 26 metros, mientras que en la simulación los valores oscilan entre 15 y 25 metros en el cauce del río Ambato.

Vásconez et al., 2009 reporta el incremento del área inundada y calados aguas arriba del Socavón (antigua ciudad de Ambato) por un posible represamiento temporal, quizá relacionado a otros deslizamientos en las zonas del río Ambato. La reconstrucción de este evento con el código VolcFlow permitió identificar singularidades del fenómeno antes no reportadas, como la ocurrencia de dos frentes laháricos, que confluyen en un mismo punto a diferentes tiempos (8 min el uno del otro). Posiblemente la cola de la primera oleada dejó un depósito al llegar a la zona del Socavón por ser muy ancha y de menor pendiente. Este depósito probablemente interrumpió el tránsito de la segunda oleada provocando un efecto amplificador identificado en los trabajos de campo por Vasconez (2006), como calados incrementados al doble y secciones inundadas 3 veces más grandes. Siendo esta segunda oleada la que probablemente enterró por completo a la antigua ciudad de Ambato.

Referencias bibliográficas

- Barriga F. (2015). *Historia de los desastres naturales en el Ecuador*. Academia Nacional de Historia en el Ecuador. Primera edición, p 524.
- Charbonnier, S.J., Gertisser, R. (2012). Evaluation of geophysical mass flow models using the 2006 block and ash flows of Merapi Volcano, Java, Indonesia: Towards a short-term hazard assesment tool. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 231-232, 87-108 pp.
- Coussot, P., 1997. *Mudflow Rheology and Dynamics*. Int. Assoc. Hydraulic Res. Monograph. A. Balkema, Róterdam, 255 pp
- Gueugneau, V. (2014). *Evaluation du logiciel VolcFlow pour la simulation numérique de lahars et application aux risques associés*. Rapport de Travail d'Etude et de Recherche (TRE). Université Blaise Pascal Clermont II. France, 25 pp.
- Hall, M. 2000. Los Terremotos del Ecuador del 5 de Marzo de 1987. Trad. de "The March 5, 1987 Ecuador Earthquakes - Mass Wasting and Socioeconomic Effects", por Nat. Acad. Sci. en 1999. En Español: por Esc. Politecn. Nac. y Corp. Editora Nac., Quito, 144 pp.
- Kelfoun, K., Druitt, T.H., 2005. Numerical modeling of the emplacement of Socompa rock avalanche, Chile. *Journal of Geophysical Research* 112, B12202.
- Lowe, Donald R., Stanley N. Williams, Henry Leigh, Charles B. Connort, J. Bruce Gemmell, and Richard E. Stoiber. "Lahars Initiated by the 13 November 1985 Eruption of Nevado Del Ruiz, Colombia," 1986. <http://www.nature.com/nature/journal/v324/n6092/abs/324051a0.html>.
- Naranjo, J. L., H. Sigurdsson, S. N. Carey, and W. Fritz. "Eruption of the Nevado Del Ruiz Volcano, Colombia, on 13 November 1985: Tephra Fall and Lahars." *Science* 233, no. 4767 (1986): 961–963.
- Pierson, T., Richard J., Thouret, J-C., Borrero, C., (1990). "Perturbation and Melting of Snow and Ice by the 13 November 1985 Eruption of Nevado Del Ruiz, Colombia, and Consequent Mobilization, Flow and Deposition of Lahars." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 41, no. 1: 17–66.
- Stübel y Reiss, (1987). *Las Montañas Volcánicas del Ecuador – Retratadas y descritas Geológica – Topográficamente por Alphons Stübel*. Archivo Histórico del Banco Central del Ecuador - UNESCO. ISBN: 9978-43-567-0. pp 512 (36A, 36B, 37).
- Thouret, Jean-Claude. "Effects of the November 13, 1985 Eruption on the Snow Pack and Ice Cap of Nevado Del Ruiz Volcano, Colombia." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 41, no. 1–4 (1990): 177–201.
- Vallance, J. W. (2001). Lahars. En H. Sigurdsson, B. Houghton, S. McNutt, H. Rymer, & J. Stix, *Encyclopedia of Volcanoes* (págs. 601-616). Londres: Academic Press.
- Vásconez, R. (2006). *Estudio geológico de los flujos de lodo asociados al terremoto del 20 de junio de 1698, que destruyeron la primera ciudad de Ambato*. Proyecto de Titulación previo a la obtención del título de Ingeniero Geólogo, Escuela Politécnica Nacional, Quito – Ecuador. 309 p.
- Vásconez, R., Hall, M., Mothes, P. (2009). *Devastadores flujos de lodo disparados en el volcán Carihuairazo por el terremoto del 20 de Junio de 1698*. Revista Politécnica. Escuela Politécnica Nacional, Quito – Ecuador. 20 p.
- Wolf, T. 1904. *Crónica de los Fenómenos Volcánicos y Terremotos en el Ecuador*. Imprenta de la Universidad Central, Quito. 167 pp.

MAPA PRELIMINAR DE AMENAZAS POR LAHARES PRIMARIOS PARA LA ZONA ORIENTAL DEL VOLCÁN CAYAMBE

P Espín Bedón (1), S. Almeida (1), P. Mothes (1), D. Andrade (1), FJ Vásconez (1), P. Ramon (1),

(1) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. pespín@igepn.edu.ec

Cayambe is a potentially active volcano located atop the Eastern Cordillera of the Ecuadorian Andes. In mid-2016 the monitoring network of the Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IGEPN) detected seismic unrest and incipient flank deformation. These changes were communicated to emergency agencies, authorities and the community at large. The first hazard map of Cayambe volcano was published by the IGEPN in August 2002, since then, several important public infrastructures have been constructed to the east along the Salado River that could be severely affected by substantial primary debris flows. For this reason, IGEPN performed modeling simulations on potential lahar flows employing a 30 m-resolution DEM in specialized software: Laharflow and VolcFlow, as well as fieldwork in the area. We defined for the eastern drainages a bulk lahar volume of 50 Mm³ that would flow from the volcano to the Coca-Coda Sinclair Hydroelectric project in about 5 hours, arriving with a discharge of approximately 5617 m³/s and 14 m height.

Palabras clave: Cayambe, amenaza, lahares primarios, mapa.

Key words: Cayambe. Hazard, primary lahars, map

INTRODUCCIÓN

El Cayambe es un volcán activo ubicado en la parte norte de la Cordillera Real del Ecuador, a 60 km al Nor-Oriente de Quito y a 15 km al Oriente de la ciudad de Cayambe. En el año 1995 se instaló el primer sismógrafo permanente en el volcán Cayambe. Su actividad sísmica está caracterizada por eventos asociados al movimiento del magma, conocidos como Largo Periodo (LP), comunes en volcanes activos. A partir del año 2003, se registraron además sismos asociados al fracturamiento de rocas (Volcano Tectónicos - VT). Entre los años 2001 y 2005 se registró un incremento en la actividad sísmica del volcán, pero posteriormente retornó a su nivel de base. En el año 2016 nuevamente se registró un incremento de la sismicidad correspondiente a eventos VT, que fue mayor en los meses de junio y octubre, sugiriendo que están ocurriendo cambios en el interior del volcán. Debido a esta nueva perturbación fue necesario actualizar los escenarios eruptivos potenciales para una erupción del volcán Cayambe y realizar un mapa preliminar de amenazas para la zona oriental (última versión Samaniego et al., 2002 cubría sólo la zona occidental), con la ayuda de nuevas bases topográficas y herramientas computacionales actualizadas que permiten realizar simulaciones más confiables y a escalas de mayor detalle.

METODOLOGÍA

Herramientas computacionales para la modelización

Las siguientes herramientas han sido utilizadas para definir las zonas de amenaza por lahares en el flanco oriental del volcán Cayambe:

VolcFlow es un código para la simulación de flujos volcánicos utilizando ecuaciones de mecánica de medios fluidos, desarrollado por el Laboratorio de Magmas y Volcanes en la Universidad Blaise Pascal, Francia (Kelfoun & Druit., 2005). Este modelo utiliza como parámetros de entrada un modelo digital de terreno (MDT) y parámetros físicos del fluido como: viscosidad, densidad del flujo, cohesión, fricción basal, erosión, tiempo de alimentación, tiempo de duración del fenómeno y volumen entre otros. Es compatible con Matlab y ha sido utilizado a nivel mundial para modelar flujos piroclásticos (Kelfoun et al., 2009), flujos de lava (Vargas, 2012), flujos de bloques y ceniza (Charbonnier & Gertisser, 2012; Charbonnier et al., 2013), inundaciones, tsunamis (Kelfoun et al., 2010), avalanchas de escombros (Kelfoun & Druitt, 2005), lahares primarios (Gueugneau, 2014) y lahares secundarios (Vásconez et al., 2016).

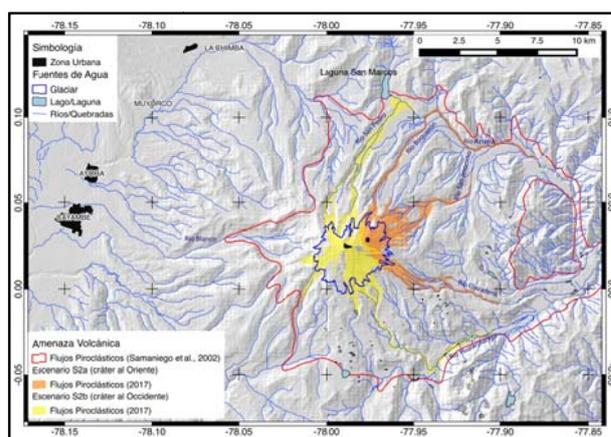


Fig. 1: Potenciales áreas afectadas por la ocurrencia de flujos piroclásticos en el volcán Cayambe. La línea roja corresponde al área definida para estos fenómenos en el Mapa de Amenazas del volcán Cayambe 2002 (Samaniego et al., 2002). Las zonas en naranja y amarillo representan respectivamente los resultados de las simulaciones realizadas con VolcFlow para los escenarios S2a - erupción en la cumbre oriental, y S2b - erupción en la cumbre occidental.

Laharflow es un código que utiliza ecuaciones de la mecánica de fluidos para simular lahares, desarrollado por los Departamentos de Ciencias de la Tierra y Matemáticas de la Universidad de Bristol, Reino Unido (Woodhouse et al., 2016). Al igual que *VolcFlow*, utiliza como parámetro de entrada un modelo digital de terreno, pero además, toma en cuenta parámetros descriptores de la reología del flujo como los coeficientes de rugosidad de Chézy (flujo turbulento), de Coulomb (flujo granular, e.g. Pouliquen, 1999) y de Voellmy (fluidos + granos), así como el volumen e hidrograma del lahar estudiado. Funciona en la plataforma Linux y permite simular lahares (flujos de lodo), tomando en cuenta la conservación de masa, sólidos y energía cinética. Se ha utilizado para simular el flujo de lodo del Nevado del Ruiz de 1985 y lahares secundarios de los volcanes Cotopaxi y Tungurahua 2016 (Woodhouse et al., 2016).

TopoHazard genera un diferencial topográfico desde el centro del cauce y/o del límite de la zona de amenaza (Marrero, 2016). Esta herramienta permitió mejorar la definición área de amenaza e identificar las diferentes terrazas del río Salado para la corrección de los errores en el eje vertical que producen las simulaciones numéricas.

Estimación del volumen de los lahares primarios a generarse en el flanco oriental del volcán Cayambe

Para definir las zonas de amenaza por lahares en el flanco oriental del volcán Cayambe, es necesario realizar primero la modelización de los flujos piroclásticos ya que de ellos depende la formación de lahares primarios. Esta modelización se basó en el Escenario S2: Erupción moderada tipo San Marcos ~1570 (evento más grande esperado del Mapa de peligros volcánicos de Samaniego et al., 2002). Con estos resultados es posible realizar una aproximación del área del glaciar que sería afectada por flujos piroclásticos (Fig. 1) y con ello, estimar el volumen de agua potencialmente producida por la fusión del glaciar que daría lugar a la formación de lahares primarios (Tabla 1). Mediante este análisis se definió un volumen total máximo para lahares primarios en la zona norte y oriental de aproximadamente 50 millones de m³, utilizado como parámetro de entrada para la posterior modelización de lahares.

Escenario	Tipo de flujo piroclástico	Drenaje afectado	Área del glaciar afectada por flujos piroclásticos	Volumen de agua derretida asumiendo 5 m de espesor (Thouret, 1990)	Volumen del lahar primario
S2a Erupción en la cumbre oriental	Flujo piroclástico (Tungurahua 2006)	Oriental	3.3 km ²	16 Mm ³	29 Mm ³
	Flujo de bloques y ceniza (Merapi 2010)	Oriental	4.4 km ²	22 Mm ³	40 Mm ³
S2b Erupción en la cumbre oriental	Flujo piroclástico (Tungurahua 2006)	Sur y occidental	1.6 km ²	8 Mm ³	14.5 Mm ³
		Oriental	6 km ²	30 Mm ³	54.5 Mm ³
	Flujo de bloques y ceniza (Merapi 2010)	Sur y occidental	1.9 km ²	10 Mm ³	18 Mm ³
		Oriental	6.9 km ²	35 Mm ³	64 Mm ³

Tabla 1: Estimación del volumen de agua de glaciar derretida por la generación de flujos piroclásticos y flujos de bloques y ceniza en el volcán Cayambe, y del potencial volumen de los lahares primarios para el escenario S2 - evento tipo San Marcos (año 1570).

Modelización de lahares primarios en la zona oriental del volcán Cayambe

Los drenajes nororientales y orientales que nacen de los deshielos del Cayambe son: San Pedro, Boquerón, San Jerónimo, Clavadero y Huataringo. Todos ellos desembocan en el río Salado y podrían ser afectados por lahares primarios en caso de producirse un escenario eruptivo tipo S2 (Fig. 1). A pesar de que no existen poblados en zonas cercanas al volcán, decenas de kilómetros aguas abajo al transportarse por el río Salado podrían alcanzar zonas donde hay poblaciones e infraestructura importante como: puentes, vías, proyectos de generación hidroeléctrica y el OCP (Oleoducto de Crudos Pesados).

Las simulaciones se realizaron en un modelo digital del terreno con pixeles de 30 m de resolución. En trabajos previos (Woodhouse et al., 2016) se ha constatado que para el modelaje de flujos laháricos muy voluminosos (como los esperados en los drenajes orientales del Cayambe) un pixel de 30 metros es suficiente para una primera aproximación, además de ser el único modelo de terreno disponible para esta zona. Se utilizó el volumen de 50 millones de m³ para los dos códigos y adicionalmente se definió los puntos de origen de los lahares primarios para cada uno de los drenajes.

RESULTADOS

Zonas de amenaza por lahares primarios

Como resultado de la modelización de flujos piroclásticos se puede concluir que los drenajes de la zona norte y oriental son los que tienen mayor probabilidad de formar lahares primarios (derretimiento de nieve y glaciar), independientemente de la ocurrencia de la erupción en la cumbre oriental u occidental del volcán Cayambe.

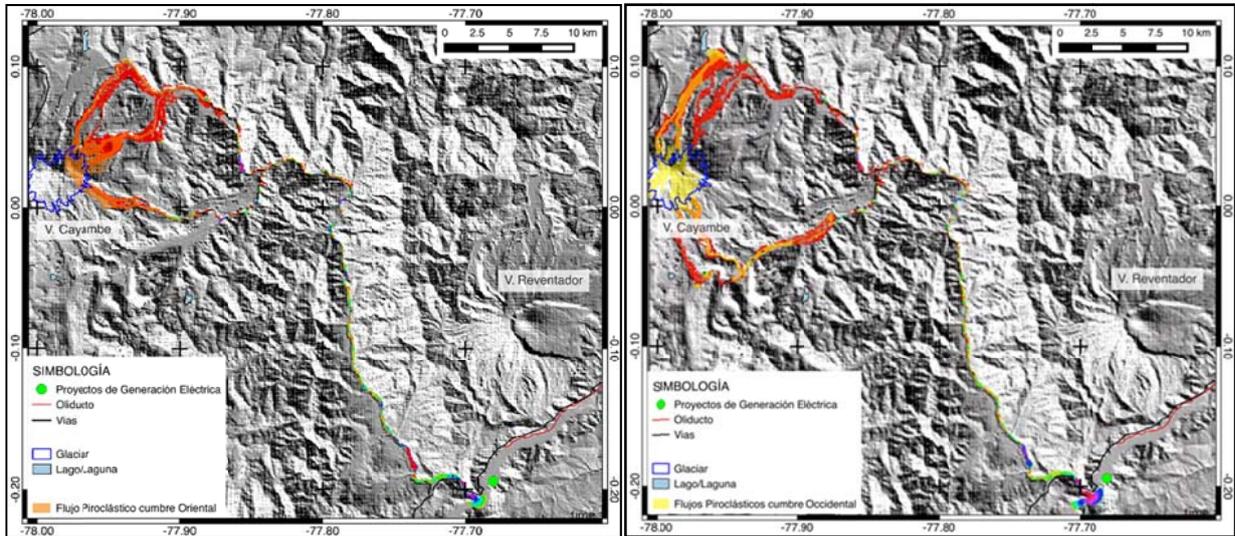


Figura 2: Resultados de la simulación numérica de lahares primarios (VolcFlow) hacia el flanco oriental del volcán Cayambe considerando: a) flujos piroclásticos producidos en la cumbre oriental del volcán, b) flujos piroclásticos producidos en la cumbre occidental del volcán.

Las simulaciones realizadas mediante VolcFlow y Laharflow para lahares en el flanco oriental del volcán Cayambe permitieron definir las zonas potencialmente afectadas durante un evento de tipo S2, así como realizar estimaciones de las características del flujo a lo largo de su trayectoria (velocidad, caudal pico, calado) y tiempos de arribo.

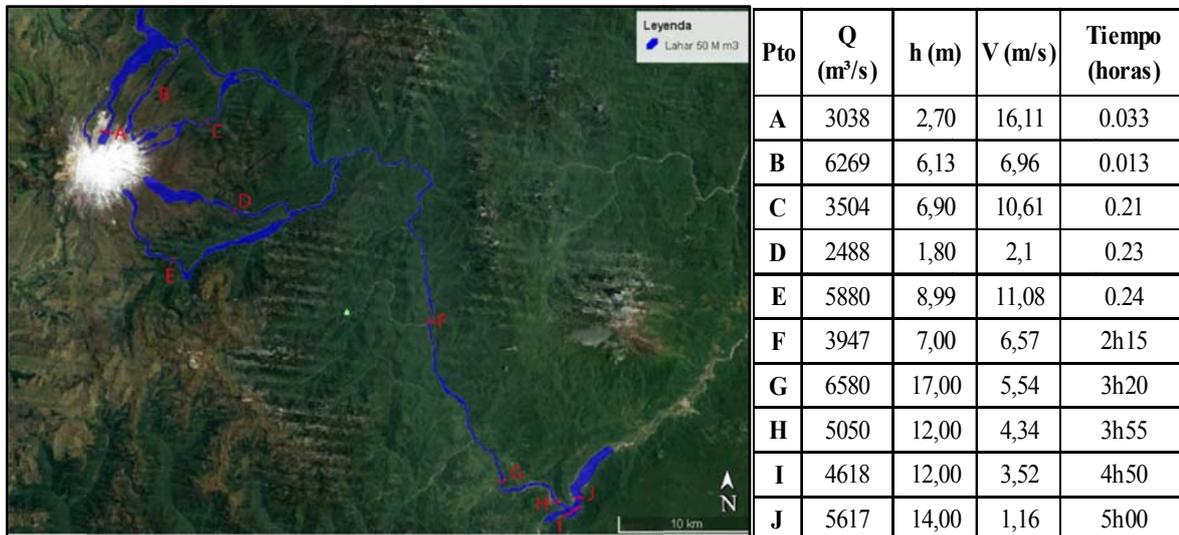


Figura 3: Modelización de las zonas de inundación de lahares en el flanco oriental del volcán Cayambe mediante LaharFlow.

Trabajos de campo preliminares para validar los modelos

Mediante el trabajo de campo realizado se visitaron varios sitios a lo largo del río Salado para verificar los resultados obtenidos mediante las simulaciones llevadas a cabo con los programas VolcFlow y Laharflow para un lahar generado en el volcán Cayambe con un volumen de 50 Mm³. Los modelos realizados mostraron las zonas de transporte y deposición del flujo a lo largo de su recorrido y particularmente se evidenció una zona de "represamiento" en el Río Salado (punto G en la Fig. 3 y Fig.4; UTM 195678, 9979389 WGS84).

En la zona de represamiento se encontró un afloramiento de granito de aproximadamente 30 metros de altura sobre el cual se depositó un deslizamiento, posiblemente perteneciente al año 1987. El cañón del río tiene aproximadamente 10 metros de ancho en esta zona formando una zona de embudo. Al ser un material duro para erosionar, ayudaría al represamiento del material del flujo de lodo en este sector, tal y como se observa en las

simulaciones (Fig. 4). El flujo en esta zona tendría un caudal de aproximadamente $6580 \text{ m}^3/\text{s}$ con una velocidad de $\sim 5.54 \text{ m/s}$ y alcanzando una altura de 17 m .

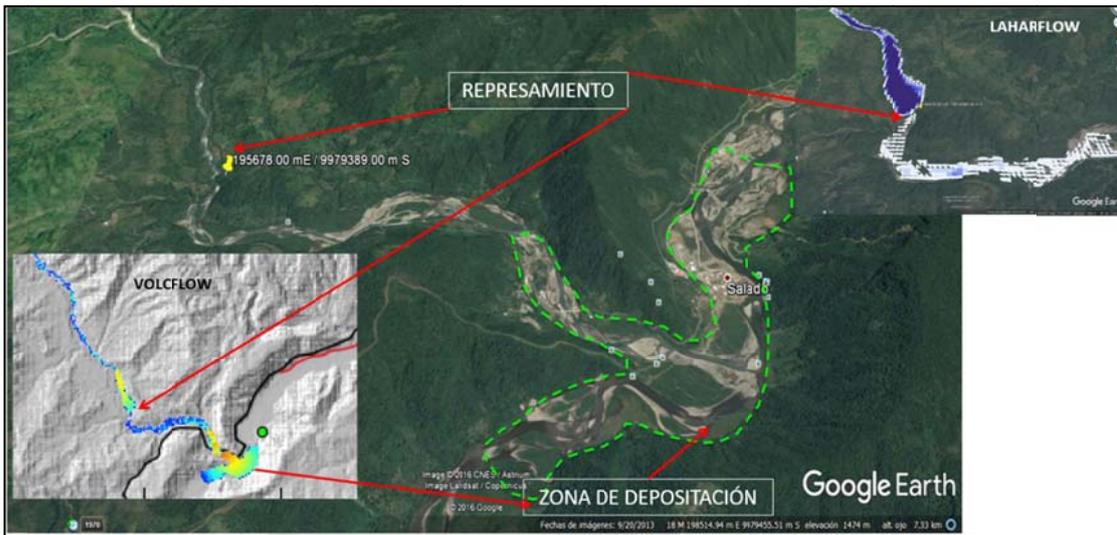


Figura 4: Zona de estudio sector del río Salado, se observa el punto donde podría darse un “represamiento” en el caso de darse un flujo de lodo de gran magnitud hacia el sector oriental del volcán. Se observa resultados similares en las simulaciones realizadas con Laharflow y VolcFlow.

MAPA PRELIMINAR DE LA ZONA AFECTADA POR LAHARES PRIMARIOS EN EL FLANCO ORIENTAL DEL VOLCÁN CAYAMBE (50 Mm^3)

Como resultado de las simulaciones realizadas y del trabajo de campo llevado a cabo, se generó el primer mapa preliminar de amenaza por lahares para la zona oriental del volcán Cayambe para un escenario S2: erupción moderada tipo San Marcos ~ 1570 (evento más grande esperado del Mapa de peligros volcánicos de Samaniego et al., 2002) con un volumen total de los lahares generados de 50 Mm^3 .

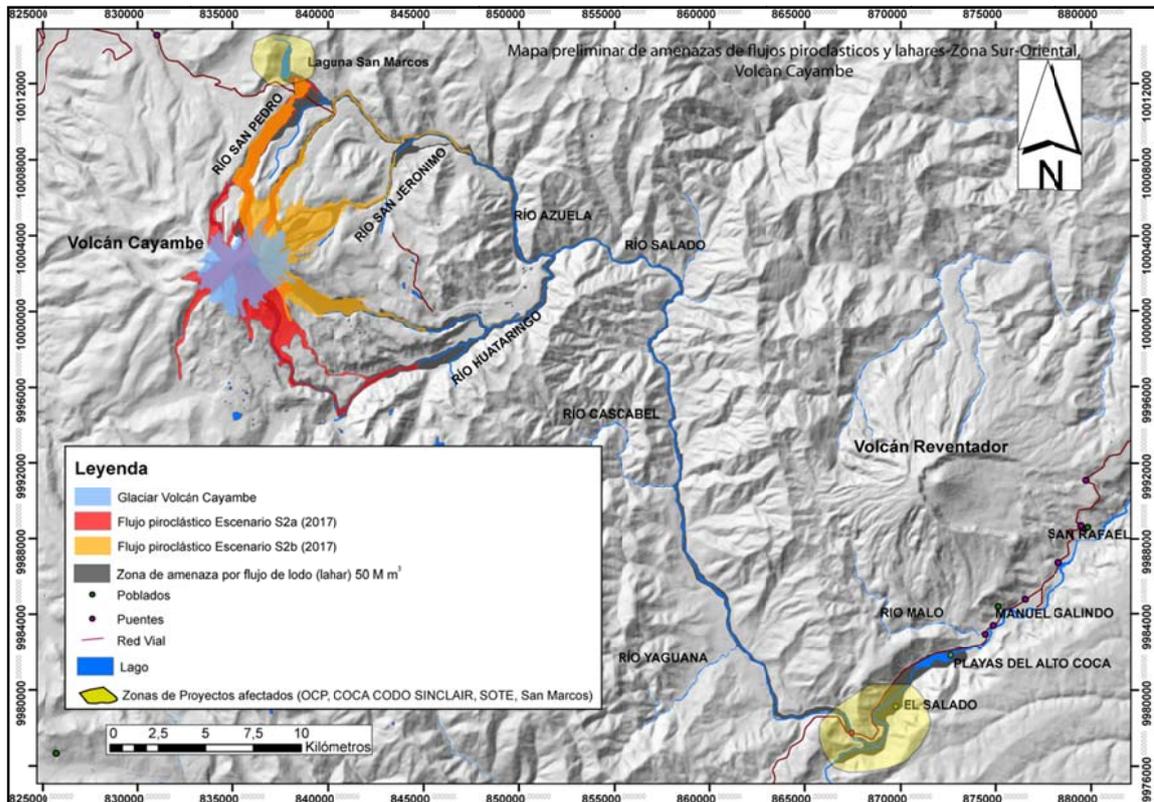


Figura 6: Mapa preliminar de amenaza por lahares primarios en el flanco oriental del volcán Cayambe (50 Mm^3).

CONCLUSIONES

- En base a los escenarios eruptivos se determinó que los drenajes del flanco oriental pueden verse afectados por lahares primarios en caso de ocurrencia de un evento eruptivo dentro del escenario S2 (tipo San Marcos). La formación de flujos piroclásticos, ya sea en la cumbre occidental (S2a) o en la cumbre oriental del volcán (S2b), generaría los lahares al fundir varias zonas del glaciar.
- El volumen máximo de los lahares primarios que afectarían los drenajes orientales es de ~50 Mm³. Mediante la modelización de flujos de esta magnitud ha sido posible definir las zonas potencialmente afectadas.
- Los modelos numéricos *VolcFlow* y *Laharflow* utilizados para las simulaciones de lahares son muy útiles para reproducir estos fenómenos, no obstante, es necesario verificar los resultados mediante observaciones de campo.
- El trabajo de campo preliminar realizado en la zona de estudio ha sido útil para validar parcialmente las áreas potencialmente afectadas por lahares primarios en la zona oriental del volcán Cayambe para el escenario máximo probable S2 (evento tipo San Marcos), sin embargo, es necesario profundizar este trabajo en labores de campo y mejor resolución del DEM con el objetivo de tener un mejor control para delimitar de mejor manera el área de amenaza.

Referencias bibliográficas

- Cáceres, B. (2010). *Actualización del inventario de Tres Casquetes Glaciares del Ecuador*. Tesis de Máster 2 SGT PREFALC; 78pp.
- Charbonnier, S.J., Gertisser, R. (2012). *Evaluation of geophysical mass flow models using the 2006 block and ash flows of Merapi Volcano, Java, Indonesia: Towards a short-term hazard assessment tool*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 231-232, 87-108 pp.
- Charbonnier, S.J., Germa, A. Connor C.B., Preece, K., Komorowski, J.-C., Lavigne, F., Dixon, T., Connor, L. (2013). *Evaluation of the impact of the 2010 pyroclastic density currents at Merapi volcano from high-resolution satellite imagery, field investigations and numerical simulations*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Article in press, 21 pp.
- Gueugneau, V. (2014). *Evaluation du logiciel VolcFlow pour la simulation numérique de lahars et application aux risques associés*. Rapport de Travail d'Etude et de Recherche (TRE). Université Blaise Pascal Clermont II. France, 25 pp.
- Kelfoun, K., Druitt, T.H., (2005). *Numerical modeling of the emplacement of Socompa rock avalanche, Chile*. Journal of Geophysical Research 112, B12202.
- Kelfoun, K., Samaniego, P., Palacios, P., Barba, D. (2009). *Testing the suitability of frictional behavior for pyroclastic flow simulation by comparison with a well-constrained eruption at Tungurahua volcano (Ecuador)*. Bulletin of Volcanology 71, 1057–1075.
- Kelfoun, K., Giachetti, T., Labazuy, P. (2010). *Landslide-generated Tsunami at Réunion Island*. Journal of Geophysical Research 115, F04012. 17 pp.
- Samaniego, P., Monzier, M., Robin, C., Hall, M.L. (1998). *Late Holocene eruptive activity at Nevado Cayambe Volcano, Ecuador*. Bulletin of Volcanology 59: 451-459.
- Samaniego, P., Michel Monzier, Claude Robin, Jean-Philippe Eissen, Minard L. Hall, Patricia A. Mothes, and H. Yepes. (2002) *"Mapa de Los Peligros Potenciales Del Volcán Cayambe"*. Instituto Geofísico, Quito.
- Samaniego P., Eissen J-P., Monzier M., Robin C., Alvarado A., Yepes H. (2004). *Los peligros volcánicos asociados con el Cayambe*. Instituto Geofísico, Quito, 95 pp.
- Thouret, Jean-Claude. *"Effects of the November 13, (1985) Eruption on the Snow Pack and Ice Cap of Nevado Del Ruiz Volcano, Colombia."* Journal of Volcanology and Geothermal Research 41, no. 1–4 (1990): 177–201.
- Vallance, J.W. (2001). Lahars. En: *Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, London, pp. 601-616.
- Vallance, J.W. (2005). Volcanic debris flows. En: *Jakob, M., Hungr, O. (Eds.), Debris Flow Hazards and Related Phenomena*. Praxis-Springer, Berlin and Heidelberg, pp. 247-274.
- Vargas, S. (2012). *Calibration of volcanic flow simulation using thermal images: the 4th and 9th December 2010 eruption of Tungurahua volcano (Ecuador)*. Master Recherche Magmas et Volcans. Université Blaise Pascal Clermont II. France, 43 pp.
- Vásconez, F., Maisincho, L., Cáceres, B., Telenchana, E., Argoti, C., Marrero, J-M., Almeida, S., Hidalgo, S., Bernard, B., Lema, V., Andrade, D., Ramón, P. (2016). *"Glacier Hazard: The Case of Secondary Lahars in Yambo Rumi Ravine at Chimborazo Volcano (Ecuador)"*. Cities on Volcanoes 9. Puerto Varas Chile.
- Waitt, R. (2013). Lahar. En: *Bobrowsky, P. (Ed.), Encyclopedia of Natural Hazards*. Springer, pp. 579-580.
- Woodhouse M.J., Bates P.B., Hogg A.J., Phillips J.C. & Rougier J.C. (2016), *Topographic uncertainty in models of geological hazards: a general statistical framework and application to a lahar hazard model using SRTM elevation data*. Cities on Volcanoes 9. Puerto Varas Chile.
- Woodhouse M.J., Johnson C.G., Hogg A.J., Phillips J.C., Espín Bedón P.A., Almeida S., Andrade D. (2016), *LaharFlow: a web-based lahar hazard model*. Cities on Volcanoes 9. Puerto Varas Chile.

QUÍMICA Y FLUJOS DE GAS EN FUENTES TERMALES DEL COMPLEJO VOLCÁNICO DE CUSHNIRUMI Y SU RELACIÓN CON LA ESTRUCTURA TECTÓNICA (SECTOR TANGALÍ-PATAQUÍ, OESTE OTAVALO, NORTE ECUADOR)

G. Martin-Merino (1), B. Beate (2)

(1) Gabriel García Moreno y Pedro Vicente Maldonado, Ibarra. germarme@usal.es

(2) Dpto. de Geología, Escuela Politécnica Nacional. Ladrón de Guevara E11 - 253 y Andalucía, Quito – Ecuador
bernardo.beate@epn.edu.ec

Abstract (Chemistry and gas flow in thermal spring of Cushnirumi volcanic complex and linkage with the tectonic (Tangalí-Pataquí sector, W Otavalo, N Ecuador): *In the NE-SW trend valleys between Tangalí and Pataquí communities several thermal spring appear. In the Tangalí sector, they are classified as soda springs, characterized for copious discharges of CO₂. On the other hand, in the Pataquí valley emerge more springs and these are hotter and richer in Cl and SO₄. The gas and water discharges are in relationship with two conjugate NNE-SSW normal faults and nearby fracture zones. The measurements of CO₂ discharge in soda spring gave discharges of 53 t/d which is high compared with other hydrothermal areas. The different waters in these springs are interpreted as meteoric water that flows through different regions of the hydrothermal systems emplaced in the region, so that the water that emerge of Pataquí valley probably represent proximal zones of upflow of hydrothermal systems while the soda spring, of Tangalí sector, would correspond to the peripheral zones.*

Palabras clave: química de aguas termales, flujos de CO₂, complejo volcánico Cushnirumi, Ecuador

Key words: chemistry thermal springs, CO₂ discharges, Cushnirumi volcanic complex, Ecuador.

INTRODUCCIÓN

La sierra de Ecuador debido a su actividad volcánica reciente es prolífica en cuanto a la presencia de surgencias de agua termales, muchas de las cuales son explotadas con fines turísticos y terapéuticos. En la sierra de Ecuador ya se han realizado detallados estudios sobre las características geoquímicas de las aguas termales (p.e. Beate y Urquiza, 2014; Inguaggiato *et al.*, 2010). Inguaggiato *et al.* (2010) determinaron una clara diferencia en la composición geoquímica de los fluidos hidrotermales entre la región del volcanismo activo Cuaternario y la del vulcanismo extinto Mioceno por debajo de los 2° latitud S. Según este estudio las aguas que afloran en las fuentes termales tienen un origen claramente meteórico y muestran una fuerte interacción agua-roca. Además, en la región de volcanismo activo Cuaternario los gases emitidos presentan origen profundo con fuerte influencia mantélica. Los fluidos hidrotermales utilizan debilidades en la corteza para salir a superficie. Las fallas tectónicas representan en muchas ocasiones estas debilidades, constituyendo zonas permeables (Chiodini *et al.*, 1995; Jolie *et al.*, 2016). El estudio de las características de los fluidos hidrotermales y su relación con la estructura tectónica regional es esencial para obtener información sobre la actividad volcánica y comprender la dinámica de los sistemas hidrotermales, así como aportar conocimiento sobre las posibles fuentes de energía geotérmica.

En este estudio se presentan los resultados de los análisis de agua realizados en fuentes de aguas termales y frías existentes entre las poblaciones de Tangalí y Pataquí, al Oeste de Otavalo, con el fin de aportar información sobre el sistema hidrotermal al que están asociadas las mismas. En una de las fuentes de la comunidad de Tangalí, caracterizada por una elevada emisión de gas, se llevó a cabo la identificación del gas y el cálculo del caudal emitido. Otro objetivo fue determinar la estructura tectónica regional e identificar las diferentes unidades litológicas que afloran, con el fin de comprender la relación entre la situación de los diferentes tipos de fuentes con la geología de la zona.

METODOLOGÍA

En el entorno de la comunidad de Tangalí aparecen varias surgencias de agua a lo largo de la quebrada del río Blanco que discurre entre la unidad de materiales piroclásticos del complejo volcánico de Cuicocha y los del Cushnirumi (figura. 1). En esta zona aparecen dos fuentes de aguas termales (Tangalí 1 y 2) y dos de agua fría (Tangalí 3 y 4). Una de las fuentes termales (Tangalí 1) presenta una elevada emisión de gas que produce un fuerte burbujeo en el agua; otra de las frías (Tangalí 3) también se caracteriza por una ligera salida de gas, aunque en mucha menor cantidad. A lo largo del otro valle que desemboca en la población de Pataquí se encontraron diversas surgencias de aguas termales. Además de las estudiadas en este trabajo (Pataquí 1 y 2) se encontraron otras que se muestran en el mapa de la figura 1, sin embargo, es posible que existan más afloramientos de aguas termales según las conversaciones mantenidas con la gente de la zona. Las fuentes de este valle también presentan salida de gas, aunque no en la magnitud de la fuente de Tangalí 1. De todas estas surgencias se tomaron muestras de agua entre los meses de diciembre de 2016 y enero de 2017 utilizando recipientes esterilizados de polietileno.

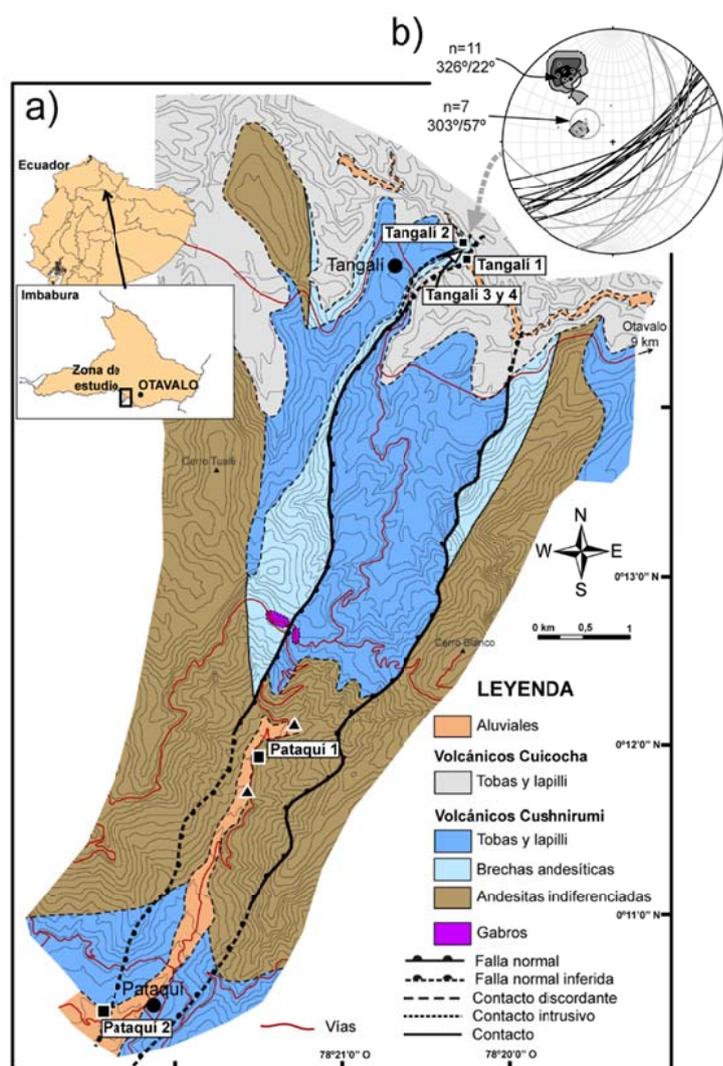


Fig. 1: a) Cartografía geológica de la zona de estudio. Los puntos triangulares son fuentes calientes de las que no se han tomado muestras de agua. b) Representación en la plantilla de Wulf de las dos familias de fracturas observadas en la zona de falla próxima a las fuentes y resultado del vector medio de los polos.

medidos.

Para la realización de la cartografía se utilizaron como base ortofotos de escala 50 cm el pixel y su edición se realizó mediante el programa ArcGis 10.3. Para la representación y análisis de los datos estructurales en la plantilla de Wulf se empleó la última versión del programa Stereonet desarrollado por Richard Allmendinger.

CONTEXTO GEOLÓGICO DE LAS FUENTES

Las fuentes estudiadas se encuentran asociadas a los materiales que forman parte del complejo volcánico de Cushnirumi (Fig. 1a). Las fuentes en la zona de Tangalí se encuentran relacionadas con una unidad de brechas andesíticas. Esta unidad, que se puede observar a lo largo del camino que baja al fondo de la quebrada del río Blanco desde la comunidad de Tangalí, está constituida por una sucesión de más de 100 m de espesor de brechas con clastos en su mayoría andesíticos de hasta 30 cm de tamaño. Son brechas principalmente matriz-soportadas masivas, aunque hay tramos en los que aparecen estratos de hasta 1 m de potencia gradados. Hacia el Sur, donde se encuentran las fuentes de la zona de Pataquí, dominan rocas posiblemente de composición andesíticas masivas que en el fondo del valle aparecen en muchas ocasiones fracturadas y con una fuerte alteración hidrotermal (Fig. 1a). Para la realización de esta cartografía no se ha llevado a cabo una identificación detallada de los diferentes tipos de andesitas, todas ellas han sido englobadas en una única unidad. Los materiales por los que surgen las aguas en superficie varían de unas fuentes a otras. Por un lado, las aguas de Tangalí y Pataquí 2 atraviesan materiales aluviales superficiales produciendo una fuerte alteración y cementación de estos; por otro lado, en la de Pataquí 1 el agua aflora directamente a partir de andesitas fracturadas con una fuerte alteración (Fig. 1a).

Estas muestras fueron analizadas en el laboratorio para determinar la concentración de los principales cationes (Li, Na, K, Ca y Mg) mediante absorción atómica utilizando el espectrofotómetro Varian Spectra Aa240 y los aniones (HCO_3 , SO_4 , F y Cl) fueron determinados mediante un cromatógrafo iónico marca Metro-hm IC 881. En el campo se determinó el pH, conductividad y temperatura con los medidores Cobra4 Mobile-link de Phywe.

El estudio de los gases fue llevado a cabo en la fuente de Tangalí 1 que presenta las mayores tasas de emisión. Para la identificación del gas emitido se utilizó una bomba manual Dräger y los tubos calibrados de CO_2 , CO y SO_2 . El volumen de gas fue determinado mediante el método propuesto por Rogie y Kerrick (2000) que consiste en un dispositivo de captura del gas para lo cual se utilizó una piscina hinchable dispuesta hacia abajo. En la parte superior de la piscina se instaló un tubo rígido de 16 mm de diámetro con un codo para mantener a este en posición horizontal. En la salida del tubo se acoplaron reducciones de diferente diámetro hasta conseguir que la parte superior de la piscina no se hinchara. En nuestro caso utilizamos una reducción de 16 a 12 mm. Con ello se evita un exceso de presión dentro de la piscina y así reducir al máximo la pérdida de gas por la parte inferior de la misma. Para la medida de la velocidad del gas dentro del tubo se utilizó el instrumento multiparámetro Testo 480 al que se le adaptó la sonda de bulbo caliente que permite medir tanto la temperatura como la velocidad de los gases. Esta sonda fue introducida dentro del tubo a través de un agujero para medir la velocidad en diferentes puntos de una misma sección, después se obtuvo una velocidad media con todos los puntos

Tabla 1: Datos físicos y químicos de las diferentes fuentes estudiadas. La concentración de los cationes y aniones viene dada en meq/l y la de sólidos totales disueltos (STD) en mg/l.

Nombre	T (°C)	pH	Cond. (µS/cm)	Li	Na	K	Mg	Ca	F	Cl	SO ₄	HCO ₃	STD
Tangalí 1	24,6	6,45	2868	0,04	9,61	0,39	26,01	10,41	0,02	0,51	0,17	27,62	1300
Tangalí 2	22,95	6,45	2779	0,04	10,36	0,43	24,51	10,80	0,02	2,37	0,19	38,93	1398
Tangalí 3	19,05	5,7	218	0,01	1,55	0,04	1,87	1,36	0,02	2,20	0,17	2,52	126
Tangalí 4	15,02	7,36	133,5	0,01	0,56	0,06	0,80	0,70	0,02	0,28	0,17	1,34	84
Pataquí 1	24,7	5,7	3307	0,09	13,19	0,99	8,95	18,23	0,01	15,87	13,42	11,43	2320,5
Pataquí 2	32,4	6,5	7417	0,18	40,40	1,30	16,73	12,51	0,01	34,32	5,23	25,00	3711,5

En la zona de estudio se han identificado dos fallas de dirección NNE-SSO que producen la eliminación de algunas unidades litológicas a ambos lados de estas como ocurre con la unidad de brechas andesíticas (fig. 1a). En la zona de falla de una de estas fallas se han reconocido dos familias de fracturas con dirección y buzamiento N56°E/68SE (vector medio del polo 326°/22°, Fig.1b) y N33°E/33°SE (303°/33°SE, fig.1b). Las segundas de menor inclinación se unen a las primeras de forma aguda o bien asintótica. Las estrías observadas en los planos de fractura muestran una orientación aproximadamente vertical, aunque no se han reconocido criterios claros que indiquen el sentido del movimiento. Estas fallas tienen en algunas partes buena expresión geomorfológica condicionando la dirección de los valles. Debido a la elevada inclinación de las fallas junto con la eliminación que producen de la serie estratigráfica y la relación entre ambas familias de fracturas en la zona de falla sugiere que estas fallas se interpreten como un sistema de fallas normales conjugadas produciendo el hundimiento del bloque central. En la proximidad de las fuentes de Tangalí se puede observar que la zona de falla está afectada por una fuerte alteración que ha transformado totalmente la mineralogía original de la roca.

CARACTERÍSTICAS FÍSICAS Y QUÍMICAS DEL AGUA Y GAS

Las características físicas y químicas de las fuentes de agua estudiadas se muestran en la tabla 1. Las fuentes con los mayores valores de sólidos totales disueltos (STD) presentan temperaturas entre 23 y 32 °C, pH entre 5,7 y 7,36 y su conductividad varía entre 2779 a 7417 µS/cm. Las otras fuentes con menores concentraciones de STD presentan menores temperaturas entre 15 a 19 °C, pH entre 5,7 a 7,36 y conductividades mucho menores que las fuentes calientes. El pH bajo del agua de la fuente Tangalí 3 es posible que se deba a la presencia de CO₂ disuelto, ya que está presente una ligera emisión de gas.

En la figura 2 se han representado las muestras de agua en el diagrama de Piper. Estas se pueden clasificar en tres familias. Las muestras de Tangalí corresponden con aguas bicarbonatadas con Ca-Mg, la muestra de Pataquí 2 cloro-sulfatadas con Ca-Mg y la de Pataquí 3 con cloro-sulfatadas con Na-K. La mayor concentración de STD de las aguas calientes sugiere que estas han sufrido un mayor grado de interacción agua-roca y habrían tenido una circulación más profunda estando más influenciadas por el sistema hidrotermal de la región. Las muestras Tangalí 1 y 2 que son las aguas calientes de esta zona con fuerte salida de gas y situadas en el vértice del HCO₃ presentan las características propias de las aguas de soda descritas por Giggenbach (1988). En la fuente de Tangalí 1 se midió el caudal de agua mediante el método del vertedero siendo este de 12,22 l/s. Un monitoreo del caudal entre los meses de septiembre de 2016 a enero de 2017 permitió comprobar que el caudal es constante no observándose variaciones en el mismo. Aunque sería necesario un monitoreo durante un año hidrológico completo con el fin de determinar posibles variaciones relacionadas con los cambios en las tasas de precipitación.

En la fuente de Tangalí 1 se determinó que el gas emitido es CO₂ descartando la emisión de CO o SO₂. La salida de agua de la fuente de Tangalí ha sido agrandada por la gente de la zona para ser utilizada con fines terapéuticos y ceremoniales excavando los sedimentos aluviales para formar una piscina. En ella la salida de gas se concentra en tres puntos de emisión, en los que se midió en cada uno de ellos el caudal de gas mediante el método descrito en el capítulo de metodología. Una vez obtenido la velocidad del gas dentro del tubo conectado al dispositivo de captura se calculó el caudal de gas (ϕ_{CO_2} en mol/tiempo) utilizando la siguiente ecuación:

$$\phi_{CO_2} = A \cdot V \cdot C \cdot P \cdot (R \cdot T)^{-1}$$

Donde:

- A = sección del tubo donde se realizó la medida con la sonda (16 mm de diámetro)
- V = velocidad del gas
- C = concentración del gas dentro del dispositivo de captura
- P = presión en el punto de medida

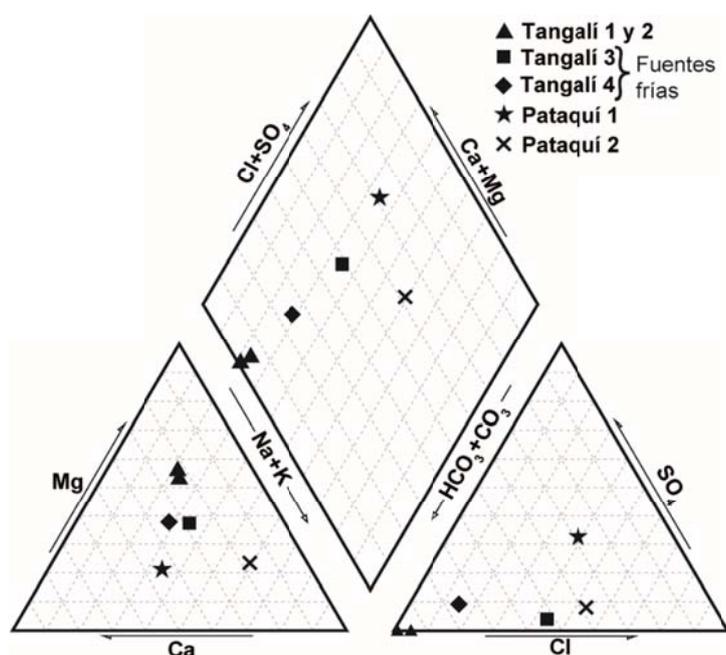


Fig. 2: Diagrama de Piper en el que se han representado las muestras de agua de las diferentes fuentes estudiadas.

fracturada. Estas fallas constituyeron zonas permeables para la circulación y ascenso a superficie del agua y gases hidrotermales (Chiodini *et al.*, 1995; Jolie *et al.*, 2016). De acuerdo a los resultados isotópicos recogidos en Inguaggiato *et al.* (2010), donde se incluyen datos de zonas próximas a la estudiada en este trabajo, las aguas que afloran en las fuentes termales y frías en esta región tienen un origen exclusivamente meteórico procedente de la recarga hídrica en la parte alta de los relieves. En relación al CO_2 existen diversos procesos generadores de este en el subsuelo como desgasificación de magma, degradación de materia orgánica por procesos termales, hidrólisis o descarbonatación de calizas o metamorfismo de rocas carbonatadas marina (Rogie y Kerrick, 2000). Inguaggiato *et al.* (2010) demuestran que el CO_2 emitido en esta región de vulcanismo activo Cuaternario tienen un origen principalmente profundo magmático.

Las bajas temperaturas y los bajos valores de STD de las aguas frías indicaría que éstas hacen una circulación somera dentro del subsuelo con una baja interacción agua-roca. Estas fuentes también aparecen asociadas a la zona de falla y una de ellas (Tangalí 3) presenta CO_2 disuelto dándole un pH bajo. Por lo que parte del gas que ascendería por la falla entraría a los acuíferos someros que alimentan estas fuentes. Las fuentes de Tangalí 1 y 2 constituyen fuentes de soda ricas en bicarbonatos de Ca y Mg y con elevadas emisiones de CO_2 . Aguas con estas características son propias de zonas periféricas de los sistemas hidrotermales (Giggenbach, 1988). El caudal mínimo de gas emitido por la surgencia de Tangalí 1 de 53 t/día es un valor relativamente alto si se compara con otras zonas con actividad hidrotermal y volcánica. Rogie y Kerrick (2000) que también midieron el flujo de gas en diferentes salidas puntuales en el centro de Italia, calcularon caudales entre 8 a 280 t/día. En zonas hidrotermales con emisiones de gas por desgasificación difusa se han calculado caudales de 410 t/día en un área de 1 km^2 en Hot Spring Basin en Yellowstone (Werner *et al.*, 2008) o en la caldera de Cuicocha, próxima a nuestra zona de estudio, se estima una emisión de 106 t/día en un área de $13,3 \text{ km}^2$ (Padrón *et al.*, 2008).

En el valle de Pataquí el número de surgencias con aguas calientes es mucho mayor que en el valle que se abre hacia Tangalí. En esta zona afloran principalmente rocas de composición andesítica fuertemente fracturadas y alteradas cuando estas aparecen próximas a surgencias de aguas calientes. El mayor número de puntos de agua caliente y de mayor temperatura que en la zona de Tangalí hace pensar en que esta zona está más afectada por el sistema hidrotermal de la zona. Además, las aguas presentan composiciones diferentes con mayor proporción de sulfatos, cloruros, Na-K y STD. Por lo tanto, estas representarían aguas con circulación más profundas y más afectadas por el sistema hidrotermal, que sufrirían una mayor interacción agua-roca (Giggenbach, 1988).

CONCLUSIONES

La cartografía realizada entre la comunidad de Tangalí y la población de Pataquí ha permitido identificar diferentes unidades litológicas y estructuras tectónicas. Los datos estructurales y evidencias cartográficas sugieren que las fallas de dirección NNE-SSO que flanquean los valles constituyen un sistema conjugado de fallas normales. Asociado a estas fallas y zonas fracturadas próximas a ellas aparecen una serie de fuentes termales y frías. En la zona de Tangalí son fuentes de soda caracterizadas por una elevada emisión de CO_2 y representaría zonas periféricas del sistema hidrotermal de la zona. Por otro lado, en el valle de Pataquí el número de surgencias de

R = constante universal de los gases
($0.082057 \text{ L}\cdot\text{atm}\cdot\text{mol}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$)
 T = temperatura en el punto de medida

Para realizar el cálculo del caudal se hizo una aproximación al considerar que la concentración de CO_2 dentro del dispositivo de captura era del 100%. La temperatura media del gas en la fuente es de 26°C . Una vez calculado el caudal para cada uno de los puntos de salida la suma total de los tres es de aproximadamente de 53 t/día como una estimación mínima.

DISCUSIÓN

La cartografía y medidas estructurales muestran que los valles entre la comunidad de Tangalí y Pataquí están limitados en sus flancos por fallas formando un sistema conjugado que ha producido el hundimiento del bloque central condicionando la formación de estos. Las fuentes encontradas se localizan asociadas a las fallas o bien en zonas próximas donde la roca está

aguas calientes es mucho mayor y presentan mayor temperatura, concentración de STD y de SO₄, Cl y Na-K. Estos datos indican que estas aguas realizan una circulación más profunda en el subsuelo con una mayor interacción agua-roca y están más influenciadas por el sistema hidrotermal regional.

AGRADACIMIENTOS

Queremos agradecer especialmente a la comunidad de Tangalí la financiación de parte de este estudio y en especial a su acogida y cooperación durante las salidas de campo. También damos agradecimientos a la empresa UNACEM localizada en Selva Alegre por financiar en parte este estudio.

Referencias bibliográficas

- Beate, B., & Urquiza, M. (n.d.). Geothermal Country Update for Ecuador: 2010-2015. In *Proceedings World Geothermal Congress*. Melbourne, Australia.
- Chiodini, G., Frondini, F., & Ponziani, F. (1995). Deep structures and carbon dioxide degassing in central Italy. *Geothermics*, 24(1), 81–94.
- Giggenbach, W. F. (1988). Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 2749–2765.
- Inguaggiato, S., Hidalgo, S., Beate, B., & Bourquin, J. (2010). Geochemical and isotopic characterization of volcanic and geothermal fluids discharged from the Ecuadorian volcanic arc. *Geofluids*, 10, 525–541.
- Jolie, E., Klinkmueller, M., Moeck, I., & Bruhn, D. (2016). Linking gas fluxes at Earth's surface with fracture zones in an active geothermal field. *Geology*, 44(3), 187–190. <https://doi.org/10.1130/G37412.1>
- Padrón, E., Hernández, P. A., Toulkeridis, T., Pérez, N. M., Marrero, R., Melián, G., ... Notsu, K. (2008). Diffuse CO₂ emission rate from Pululahua and lake-filled Cuicocha calderas, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176, 163–169.
- Rogie, D., & Kerrick, D. M. (2000). Flux measurements of nonvolcanic CO₂ emission from some vents in central Italy. *Journal of Geophysical Research*, 105(B4), 8435–8445.
- Werner, C., Hurwitz, S., Evans, W. C., Lowenstern, J. B., Bergfeld, D., Heasler, H., ... Hunt, A. (2008). Volatile emissions and gas geochemistry of Hot Spring Basin, Yellowstone National Park, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178, 751–762.

EVIDENCIAS DE UN MAAR-DIATREMA EN LA CALDERA CHACANA, PROVINCIAS DE NAPO Y PICHINCHA, ECUADOR

Y. Enríquez, K. Morales and B. Beate

Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito - Ecuador.

yesenia18_05@hotmail.es, karlitaml12@hotmail.com, bernardo.beate@epn.edu.ec

Abstract (Evidences of a Maar-Diatreme in Chacana Caldera Complex, Napo and Pichincha Provinces, Ecuador):

The Chacana caldera complex is located approximately 65 km east of Quito, in the Napo and Pichincha provinces. In 2012, EPMAPS completed 10 geotechnical drillholes totalling 3000 m as part of Ríos Orientales Project. One of these wells (TTC-9) is located inside the caldera in La Virgen area at an elevation of 4047 meters above sea level; it has a depth of 880 meters. Litologically, the well TTC-9 presents at the base a sequence of porphyritic lava flows of andesitic composition, cut by phreatomagmatic breccias (diatreme), whose surface manifestation is a sequence of polymictic breccias and tuffs corresponding to a maar ring. The evidences that the ~450 m breccia pack constitutes a phreatomagmatic diatreme are: (1) abundant matrix (60-90%) formed by ash and rock flour; (2) presence of juvenile dacite fragments with chilled margins and juvenile glass now converted to smectite; (3) angular fragments with cusped borders; and (4) presence of angular to rounded fragments from the wall rocks, (5) no horizontal stratigraphic contacts, (6) accretionary lapilli in the maar ring sequence, (7) overall subpropylitic alteration.

Palabras clave: Diatreme, brecha freatomagmática, maar, Caldera Chacana.

Key words: Diatreme, phreatomagmatic breccia, maar, Chacana Caldera.

INTRODUCCIÓN

La Caldera Chacana se encuentra a aproximadamente 65 km al Este de la ciudad de Quito, en las provincias de Napo y Pichincha. En el año 2012 la Empresa Metropolitana de Agua Potable y Saneamiento de Quito (EPMAPS), realizó una campaña de perforación en la caldera y en su flanco occidental, a lo largo de una trayectoria lineal de 20 km entre los poblados de Papallacta y Paluguillo, con el objetivo de evaluar la factibilidad de construir un túnel para proveer de agua potable al Distrito Metropolitano de Quito.

Una de las perforaciones que se encuentra en la parte centro-occidental de la Caldera Chacana es el pozo TTC-9, de 880 m de profundidad, ubicado en el sector La Virgen, a una cota de 4047 msnm, en la cresta de la Cordillera Real (zona divisoria continental de aguas). En los testigos de perforación de este pozo, se realizó un estudio litoestratigráfico detallado, para caracterizar petrográficamente tanto las unidades presentes, como la zonificación de la alteración hidrotermal, y así aportar con datos para mejorar el entendimiento de la geología de la caldera.

METODOLOGÍA

Para la caracterización petrográfica de las unidades litoestratigráficas del Pozo TTC-9 (flujos de lava, brechas y tobas), se realizó el logueo macroscópico y mesoscópico de 880 m de núcleos de roca, de los que se tomaron 138 muestras representativas para estudios petrográficos detallados y se elaboraron 47 láminas delgadas. En el caso de las brechas se clasificó y agrupó los fragmentos de roca de acuerdo a su litología.

RESULTADOS

El pozo TTC-9 está formado desde la base al techo por: una secuencia de flujos de lava porfiríticos de composición andesítica (576-880 m), cortados por una potente brecha freatomagmática (129-576 m) que se interpreta como una diatreme, cuya manifestación en superficie son una secuencia de brechas polymicticas y tobas correspondientes a un maar (15-129 m). La cobertura es un depósito de morrena del Tardiglacial y suelo (0-15 m).

Siendo el mayor descubrimiento de este trabajo la existencia de la diatreme y el maar, que se describen a continuación:

Maar

La serie de brechas y tobas desde 15.60 hasta 129.60 m de profundidad, con una potencia de 114 m, constituyen el anillo de maar, y están formados por: cinco paquetes de

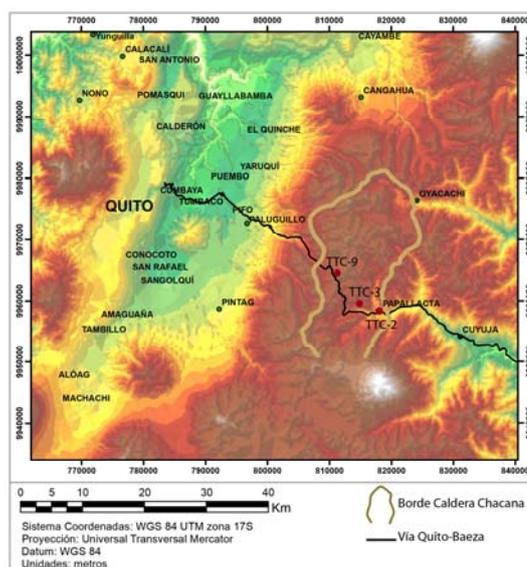


Fig. 1: Ubicación de la Caldera Chacana y el Pozo TTC-9.

brechas polimícticas masivas, con abundante matriz (>60%) de ceniza y fragmentos de rocas volcánicas y piroclásticas, de los cuales algunos también están dentro de la diatrema. Las brechas están alternadas con dos depósitos de tobas, compuestos de una pasta de ceniza que engloba cristales con fracturas en forma de cola de golondrina y bordes cuspidados, además algunas tobas contienen lapilli acrecionario. Los depósitos del maar se encuentran interrumpidos por un flujo de lava andesítico ácido con textura porfírica (Flujo 8- Intra-maar) y posteriormente cortados por dos diques de composición andesítica (Dique 1 y 2). Los maars se definen como cráteres de forma redondeada que cortan hasta 500 m de profundidad una superficie pre-eruptiva y son formados sub-aéreamente como resultado de erupciones freatomagmáticas. Los depósitos están compuestos por piroclastos juveniles, derivados del magma ascendente, clastos accesorios de rocas volcánicas de erupciones anteriores y clastos derivados de rocas subvolcánicas del basamento (Sigurdsson, 2015).

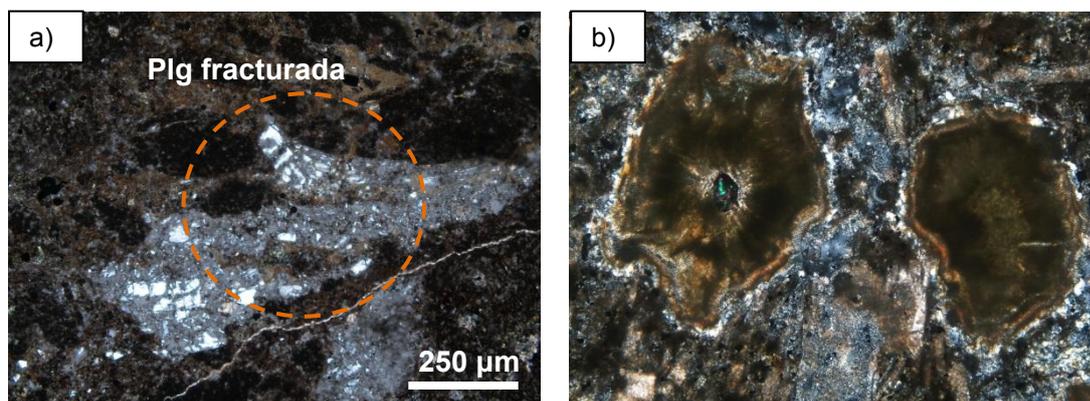


Fig. 2: a) Fragmento de plagioclasa fracturada en forma de cola de golondrina en brecha del maar, a una profundidad de 66 m, indicando alta energía de fragmentación. b) Lapilli acrecionario parcialmente alterado a arcilla, encontrado en una toba del anillo de maar.

Diatrema (Brecha freatomagmática)

Las brechas de la diatrema presentan una gran cantidad de matriz (60-90%), formada por roca pulverizada y fragmentos de cristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol, biotita y cuarzo (de tamaño ≤ 2 mm), y son producto de una gran actividad explosiva mayormente subterránea. Los fragmentos de roca que conforman la brecha tienen formas desde angulosas hasta redondeadas. Algunos fragmentos presentan bordes cuspidados, definidos por McPhie (1993) como pedazos de roca con bordes angulosos que pueden ser modificados si los fragmentos permanecen calientes y plásticos después de la depositación, y son generados por la fragmentación explosiva de magma y rocas. Los fragmentos que se encuentran en la brecha varían en tamaño desde más de 2 mm hasta ~ 70 cm, y muy pocos sobrepasan los 2 metros de espesor.

Se encontraron 47 tipos de litologías en los fragmentos de la brecha, los cuales se encuentran distribuidos aleatoriamente en la brecha debido al movimiento convectivo mientras la diatrema se encontraba activa. A estos fragmentos se los clasificó en 6 grupos de acuerdo a su origen:

1. Fragmentos Juveniles.- Se identificaron dos tipos de fragmentos juveniles: (a) fragmentos angulares de vidrio que actualmente están alterados totalmente a esmectita debido a alteración sub-propilítica, y (b) fragmentos de dacita afanítica, de los cuales algunos fragmentos presentan bordes de enfriamiento (chilled margins en inglés); estos bordes se forman por el rápido enfriamiento del fragmento de roca caliente al incorporarse en la brecha (Sillitoe, 1985).
2. Fragmentos Volcánicos.- Son la mayoría de los fragmentos y están constituidos por andesitas y dacitas con texturas porfíricas y afaníticas. Entre estos fragmentos se encontraron pedazos de roca de flujos de lava subyacentes a la diatrema (Flujo 9 y Flujo 11) y fragmentos de andesitas encontrados también en las brechas del maar, suprayacentes a la diatrema (And P1 y And A2).
3. Fragmentos de material Piroclástico.- Constituyen fragmentos de tobas, uno de ellos también se encontró dentro de los fragmentos que constituyen las brechas del maar.
4. Fragmentos de Pórfidos.- Constituyen fragmentos de pórfidos dacíticos, encontrados mayoritariamente en la zona central y basal de la diatrema. Proviene de cuerpos intrusivos subvolcánicos emplazados a niveles más profundos de la caldera.
5. Fragmentos Intrusivos.- Se identificó un tipo de litología de roca intrusiva, correspondiente a una diorita finogranular, que presenta la misma petrografía de los xenolitos encontrados en los flujos dacíticos de la perforación TTC-3, ubicada dentro de la Caldera Chacana, en el portal de salida del Túnel Baños, a 5 km al SE del Pozo TTC-9.
6. Fragmentos Hidrotermales.- Fragmentos de cuarzo hidrotermal emplazados en la diatrema.

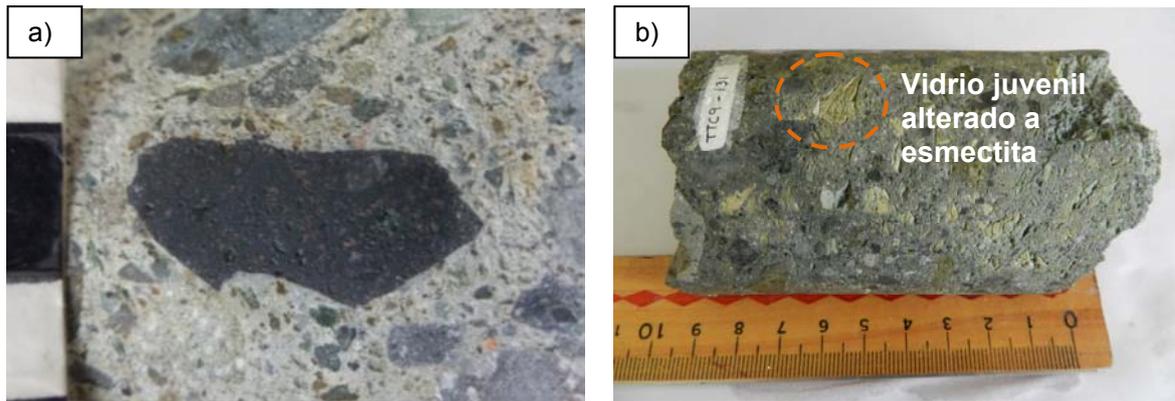


Fig. 3: a) Fragmento de andesita afanítica con bordes cuspados, indicando alta energía de fragmentación. b) Muestra de brecha polimíctica correspondiente a la diatrema, a una profundidad de 131 m, en la que se encuentran fragmentos juveniles de vidrio (fragmentos color verde) con forma angular, totalmente alterado a esmectita.

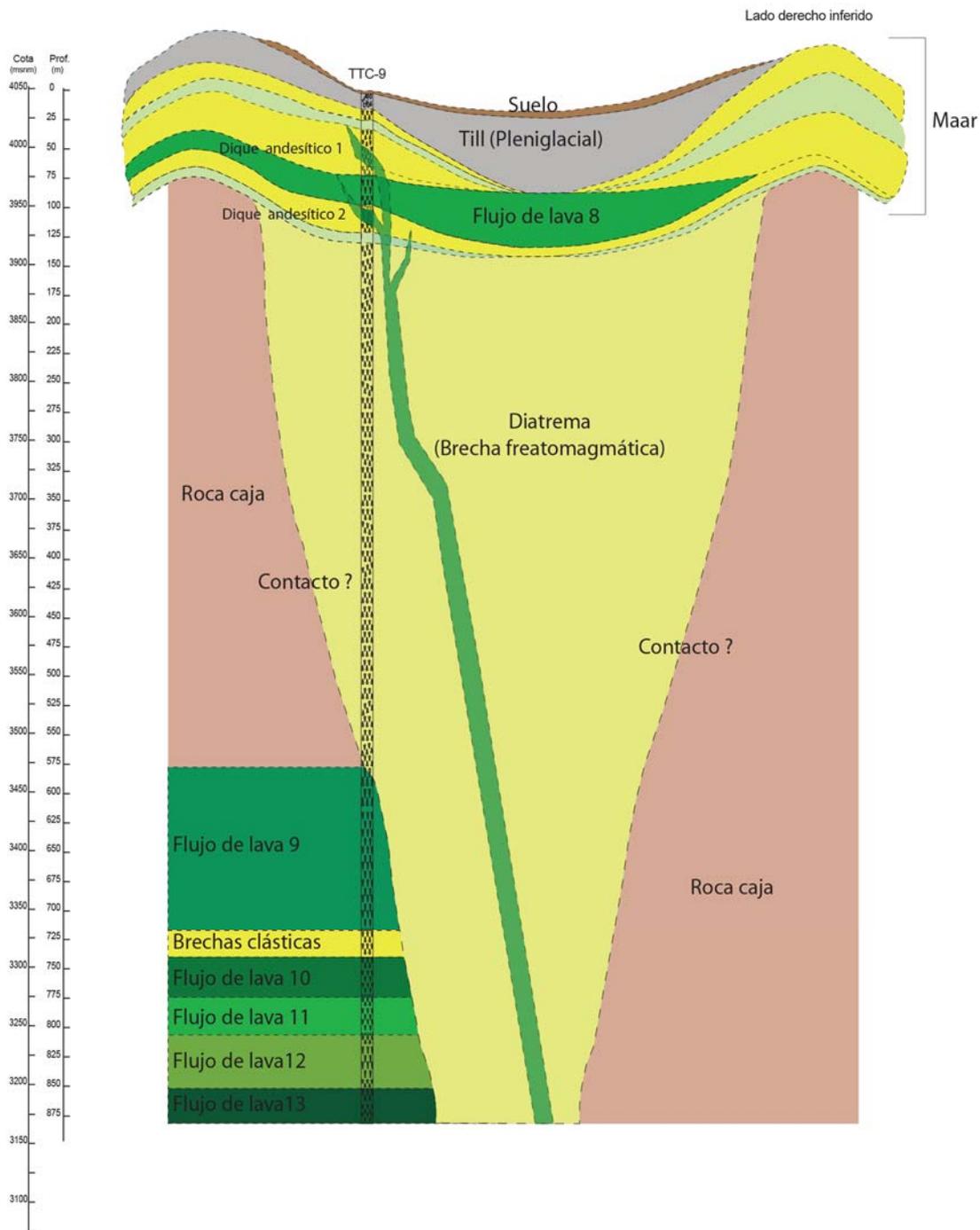


Fig. 3: Modelo de la diatrema y maar en el Pozo TTC-9

DISCUSIÓN

En el Pozo TTC-9 se encontraron brechas y tobas que en este trabajo fueron interpretadas como un maar (parte del anillo de una brecha de diatrema, encontradas a una profundidad de 15.60 a 129.60 m) y una diatrema (de 129.60 a 576.75 m), formados por una actividad freatomagmática, en la que un cuerpo de magma dacítico entró en contacto con un acuífero profundo provocando la volatilización violenta de un acuífero y la fragmentación inmediata y total, en forma de embudo vertical de toda la columna de rocas suprayacentes. La secuencia del maar está interrumpida por un flujo de lava andesítico (intramaar) y posteriormente cortada por dos diques de composición andesítica (Dique 1 y 2). Las características de los depósitos de maar y diatrema fueron mencionadas previamente en los resultados, y constituyen la evidencia para nuestra interpretación. Se encontraron fragmentos de esta diatrema freatomagmática en la escombrera de rocas ubicada en el portal de salida del Túnel Quito (en el Valle Carihuaycu) y hay un afloramiento de esta brecha a 215 m en dirección NE del Pozo TTC-9.

Los fragmentos intrusivos de diorita finogranular fanerítica encontrados en la diatrema también se encuentran como xenolitos en las dacitas afaníticas del Pozo TTC-3, lo que indica que existe un cuerpo intrusivo en niveles más profundos de la caldera

Anteriormente, en el trabajo de logueo de la EPMAPS, a estas mismas rocas se las describe como secuencias de brechas y tobas intercaladas con andesitas, y se les asocia a distintos eventos que no se correlacionan entre sí. En trabajos anteriores (Beate et al., 2009) propuso la existencia de la brecha freatomagmática Mogotes (diatrema) en la parte central de la caldera, formada durante un periodo de resurgencia, debido a una intrusión somera de magma evolucionado. Los afloramientos de esta brecha fueron encontrados en cercanías a la Laguna Mogotes, ubicada a aproximadamente 9.5 km en dirección NE del Pozo TTC-9; además Villares (2010) describe en esta brecha la presencia de fragmentos metamórficos, los cuales no fueron encontrados en la diatrema del Pozo TTC-9. Por estas razones se puede interpretar que estas dos brechas de origen freatomagmático, la TTC-9 y la Mogotes, no necesariamente pertenecen a un mismo evento.

CONCLUSIONES

En el Pozo TTC-9 a 15 m bajo la superficie, se encontraron ~115 m de varias secuencias de brechas polimícticas masivas y tobas, intercaladas por un flujo de lava andesítico y cortadas por dos diques andesíticos. Las brechas presentan abundante cantidad de matriz (>60%) formada por ceniza alterada a arcilla y fragmentos de roca pulverizada (≤ 2 mm) de la misma litología que los clastos que componen la brecha; además existen cinco tipos de fragmentos litológicos que han sido encontrados tanto en las brechas del maar como en la diatrema. Se propone como hipótesis de trabajo, que toda la secuencia de brechas y tobas entre 15 y 129 m, constituyen el anillo del maar, que representa la expresión superficial de la diatrema, y se forman por frecuentes y continuas erupciones freatomagmáticas, donde hay alta fragmentación del magma y de las rocas circundantes.

La diatrema es el resultado de la actividad explosiva freatomagmática, mayormente subterránea, causada por la interacción de un cuerpo de magma ascendente con el agua de un acuífero subterránea. Las evidencias, de que la brecha polimíctica homogénea encontrada de 129 a 576 m de profundidad constituye una diatrema freatomagmática, son: (1) está compuesta por brechas con abundante matriz (60-90%) formada por ceniza y por harina de roca, las cuales son las mismas rocas que los fragmentos líticos de la brecha pero pulverizadas y de tamaño de 2 a 0.01 mm; (2) la presencia de fragmentos juveniles en forma de: a) dacitas afaníticas, algunas de ellos presentan bordes de enfriamiento (chilled margins); y, b) vidrio, ahora alterado totalmente a esmectita, pero que originalmente fueron gotas o pedazos líquidos de magma; (3) fragmentos de roca muy angulosos con bordes cuspidados debido al fracturamiento violento a lo largo del embudo de la diatrema; (4) la presencia de fragmentos de las rocas encajantes de la diatrema como: flujos de lava pre-existentes (algunos pertenecen a los flujos de lava encontrados en el tercio inferior del Pozo TTC-9), pórfidos mineralizados, intrusivos con textura fanerítica y tobas, distribuidos aleatoriamente dentro de la brecha freatomagmática debido a procesos convectivos que se generan mientras la diatrema permanece activa; (5) falta de contactos estratigráficos; (6) Presencia de lapilli acrecional en la secuencia del anillo del maar; and (7) alteración sub-propilítica en todo el pozo.

El contacto entre la diatrema y el maar está limitado por fallas normales de bajo ángulo con componente transcurrente que permitieron, aparentemente, que el anillo del maar se encuentre ahora sobre la diatrema freatomagmática.

Agradecimientos:

A la Empresa Pública Metropolitana de Agua Potable y Saneamiento (EPMAPS), especialmente al Ing. Oscar Larrea, por brindarnos las facilidades para estudiar los testigos de perforación del Proyecto Ríos Orientales; y al personal de la Estación del Sistema Integrado de Agua Potable Papallacta por el constante apoyo logístico durante el trabajo de campo.

A la Facultad de Geología y Petróleos de la Escuela Politécnica Nacional, por permitirnos utilizar los laboratorios para la realizar los estudios petrográficos y preparar las láminas delgadas.

Referencias bibliográficas

- Beate, B., Villares, F., Inguaggiato, S., Hidalgo, S., & Benitez, S. (2009). Modelo geotérmico preliminar de tres áreas de interés en la caldera cuaternaria resurgente de Chacana y estimación teórica de su potencial geotermoeléctrico., EPN., Revista Politécnica., Vol 30, No. 1, pp: 64-85.
- McPhie, J. (1993). Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. 196 p.
- Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., & Stix, J. (Eds.). (2015). The encyclopedia of volcanoes. Elsevier. 1417 p.
- Sillitoe, R. H. (1985). Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. *Economic Geology*, 80(6), 1467-1514.
- Villares Jibaja, F. M. (2010). Estudio geovolcanológico de la zona sur de la Caldera Chacana, provincias de Napo-Pichincha. Tesis de Grado-EPN, Quito, 209 p.

ANÁLISIS DE LA FRECUENCIA DE ERUPCIONES EXPLOSIVAS EN EL ARCO VOLCÁNICO ECUATORIANO DURANTE EL HOLOCENO

S. Santamaría (1), B. Bernard (1), S. Hidalgo (1), K. Morales (2).

- (1) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito - Ecuador. ssantamaria@igeqn.edu.ec, bbernard@igeqn.edu.ec, shidalgo@igeqn.edu.ec
(2) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito - Ecuador. karla.morales@epn.edu.ec

Abstract (Explosive eruptions frequency in the Ecuadorian volcanic arc during the Holocene): The information comprised in the "Ecuadorian Volcanic Events and Geochronological" database allow us to make an overview of the eruptive frequency in the Ecuadorian arc. The recurrence rate of explosive eruptions was calculated by the mathematical methods of (1) linear regression of the cumulative number of events and (2) statistical analysis of eruption time intervals. Both approaches showed similar results. The spatial distribution of eruptive events revealed the presence of two areas in the volcanic arc where occurred the most eruptive activity during the Holocene: (1) The southern active zone (ZAS) and (2) the central active zone ZAC. Clustering patterns were noticed during the Holocene, in which is observed an increase of eruptive frequency (common clustering), synchronic with the increase of its size (order clustering). In this sense, any correlation could be found between the periods of glaciation of Ecuador and the clustering patterns.

Palabras clave: a Arco volcánico ecuatoriano, geocronología, clustering, recurrencia eruptiva.

Key words: Ecuadorian volcanic arc, geochronology, clustering, eruptive recurrence

INTRODUCCIÓN

Actualmente existen bases de datos globales que cuentan con un número significativo de registros de la actividad volcánica en Ecuador. El Global Volcanism Program (GVP) del Instituto Smithsonian (Siebert & Simkin, 2002) y la base de datos Large Magnitude Explosive Volcanic Eruptions (LaMEVE) (Croweller et al., 2012) contienen información de 250 eventos asociados a 19 centros volcánicos del Ecuador continental. No obstante, estos registros requieren de un análisis minucioso antes de ser empleados en proyectos de escala local.

Hall & Mothes (1999) presentan una breve sinopsis del volcanismo ecuatoriano y de sus efectos en el desarrollo de las civilizaciones pre-coloniales; conjuntamente exponen una tabla resumen de las principales erupciones ocurridas en los Andes del norte durante el Holoceno. Sin embargo, esta tabla contiene un número limitado de registros, y requiere una actualización con los resultados de nuevas investigaciones. En este sentido, Hall et al. (2008) hacen mención a varios artículos académicos que actualizarían esta información.

En el trabajo de Santamaría (2017) se creó el primer registro de los eventos volcánicos suscitados en el Ecuador continental, junto con su información estratigráfica, datacional y bibliográfica asociada. La información presentada fue calibrada, corregida y homogeneizada con el fin de establecer una base comparativa adecuada para futuras investigaciones. A partir de estos resultados, se determinó los periodos de recurrencia de erupciones explosivas y otros fenómenos volcánicos, así como su distribución espacial.

METODOLOGÍA

El arco volcánico continental del Ecuador está formado por 84 centros conocidos localizados en cuatro corredores. Según Hall & Beate (1991), dichos lineamientos corresponden a los edificios localizados en la Cordillera Occidental (Frente Volcánico), Valle Interandino, Cordillera Real (Arco Principal) y Levantamiento Subandino. En base al conocimiento de su actividad más reciente se ha catalogado a 17 centros volcánicos como 'potencialmente activos' (con actividad en el Holoceno), 5 'activos' (con actividad histórica) y 3 'en erupción' (con actividad durante el último año) (Bernard & Andrade, 2011).

Usualmente, un evento volcánico puede incluir: 1) un 'pulso eruptivo' caracterizado por una explosión que genere una columna eruptiva o incluso fuentes no explosivas de lava que pueden durar unos pocos segundos a varios minutos; 2) una 'fase eruptiva' de pocas horas o días de duración consistente de numerosos pulsos eruptivos que se alternen entre explosiones y emisiones de lava; o 3) una 'erupción única' o un 'episodio eruptivo' compuesto de varias fases que pueden durar unos pocos días, meses o años (Fisher and Schmincke, 1984).

Con este antecedente se establecieron los siguientes parámetros para la inclusión de eventos volcánicos dentro del catálogo:

- Un evento volcánico puede ser descrito como un 'pulso eruptivo' único o se lo puede circunscribir dentro de una fase, episodio, periodo o ciclo eruptivos en función del nivel de detalle con el que se lo haya descrito en la literatura. También podrán ser aceptados otros niveles más altos de agrupación.

- Los eventos volcánicos deben estar fechados por algún método de datación absoluta, o deben ser parte de una secuencia estratigráfica conocida que permita la aproximación de su edad por algún método de datación relativa. Se incluye además a los eventos históricos con confirmación estratigráfica de su actividad eruptiva o que hayan sido ratificados en investigaciones bibliográficas de sus reportes.
- La información geocronológica asociada a los eventos volcánicos (e.g. técnica de datación empleada, material datado y posición estratigráfica, localización, resultados de laboratorio, etc.) debe estar disponible directamente en la literatura o debe estar adecuadamente referenciada.
- Cada evento volcánico debe estar relacionado a una única fuente de emisión. Dicha fuente debe ser conocida y debe estar localizada dentro del territorio continental del Ecuador.
- Debe existir una referencia bibliográfica clara donde cada evento volcánico haya sido confirmado y/o descrito en base a sus registros geológicos o escritos.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El catálogo de eventos está compuesto por 437 registros de 41 centros volcánicos, que cubren los últimos 5 Ma con énfasis en el Periodo Cuaternario. Ciertamente, el periodo cubierto por el catálogo es demasiado extenso para ser analizado como una unidad completa. Por esta razón, la distribución temporal y espacial de la actividad volcánica fue analizada en tres ventanas de tiempo principales: Plioceno-Cuaternario (últimos 5 Ma), Holoceno (últimos 11.8 ka) y Periodo Histórico (últimos 500 años); mismas que son empleadas por Bernard & Andrade, (2011) para la clasificación de la actividad volcánica en el país (i.e. volcanes extintos, potencialmente activos y activos).

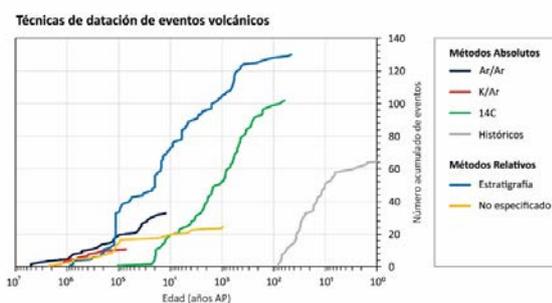


Figura 1. Número acumulado de eventos volcánicos agrupados por la técnica de datación empleada. Nótese la línea de tiempo representada en escala logarítmica.

En base a la información geocronológica disponible, se logró confirmar que 22 centros volcánicos experimentaron algún tipo de actividad durante el Holoceno, de los cuales 8 lo hicieron durante el Periodo Histórico. Adicionalmente, se observa que la mayor parte de los centros volcánicos fueron formados a partir del Pleistoceno Medio e Inferior (entre 126 ka y 1.6 Ma). Edades más antiguas pueden encontrarse en la literatura para las formaciones volcánicas regionales del Plioceno y Mioceno (e.g. Fm. Pisayambo).

Análisis del sub-registro volcánico

Tomando en consideración que (1) la base de datos compila la actividad volcánica de los periodos Plioceno y Cuaternario; (2) el 55.3% de los registros pertenecen al Holoceno de los cuales sólo el 59.7% poseen un VEI estimado o calculado; (3) casi la totalidad los eventos de $VEI \leq 2$ pertenecen al periodo histórico; (4) los eventos de mayor explosividad ($VEI 5-3$) muestran mejores ajustes a una línea de tendencia central creada por un volcanismo estacionario en relación a eventos de menor tamaño ($VEI \leq 2$); y que (5) el nivel de ajuste para los eventos más pequeños mejora al ir acortando las ventanas de tiempo en análisis; se puede deducir que el nivel del sub-registro en el Ecuador dependerá tanto del tamaño de los eventos volcánicos como de los periodos de tiempo de análisis. Consecuentemente, el nivel de sub-registro es directamente proporcional al tamaño de las ventanas de tiempo analizadas e inversamente proporcional al tamaño de los eventos volcánicos. Esta conclusión es análoga a las observaciones realizadas tanto en registros globales (e.g. Simkin, 1993; Marzocchi & Zaccarelli, 2006; Deligne et al., 2010; Brown et al., 2014) como en otros arcos volcánicos (e.g. Ponomareva et al., 2007; Kiyosugi et al., 2015).

Frecuencia eruptiva en el arco ecuatoriano

El tiempo a transcurrir entre dos erupciones de similar índice de explosividad (entendido como intervalo de recurrencia) fue calculado por dos métodos matemáticos: regresión lineal del número acumulado de eventos y análisis estadístico de intervalos inter-eruptivos. En el primer método, los valores combinados de desplazamiento de la mediana y coeficiente de Pearson sugieren una relación lineal efectiva a partir de una determinada edad para cada valor de VEI; esto es 11.8 ka, 2.3 ka y AD 1534 para los eventos con VEI 5, 4 y 3 respectivamente. Es entonces que se procedió a realizar una regresión lineal simple empleando el método de los mínimos cuadrados sintetizada por Hmurcik et al. (1989) para dichos intervalos. En el segundo método, se procedió a calcular los intervalos inter-eruptivos sucesivos para cada VEI. El valor de T corresponde entonces la media de dichos intervalos, junto con su valor de dispersión expresado por la desviación estándar muestral (σ). Los intervalos de recurrencia obtenidos por ambos métodos muestran resultados muy similares, donde la frecuencia de las erupciones de menor explosividad es más alta que las de mayor tamaño. Sin embargo, los valores de error estándar (1σ) son elevados superando incluso al valor de T. Considerando que los intervalos de tiempo inter-eruptivos no pueden tomar valores negativos, se interpreta entonces que estos intervalos han tomado valores mayormente altos causando los altos valores de error calculados.

Tabla 1. Intervalos de tiempo de recurrencia de erupciones explosivas del arco volcánico continental del Ecuador.

VEI	Periodo analizado	Regresión lineal				Intervalos de tiempo		Último evento
		R ²	m	T (años)	Error (ΔT)	T (años)	Error (1σ)	
3	P. Histórico	0.953	0.0546	18	9	17	14	2006 (Tungurahua)
4	Últ. 2300 años	0.983	0.0088	113	66	95	114	2002 (Reventador)
5	Holoceno	0.966	0.0017	574	278	629	576	Siglo X (Cotopaxi)

R²: Coeficiente de determinación

m: Pendiente de la recta calculada

T: Intervalo de recurrencia de erupciones

Análisis de la probabilidad de ocurrencia de erupciones explosivas

La probabilidad de ocurrencia de una erupción explosiva fue calculada empleando un modelo de distribución exponencial aplicado por De la Cruz-Reyna (1991; 1993). Se observó que la probabilidad de ocurrencia de un evento de VEI ≥ 5 se mantiene por sobre el 77% para los próximos 100 años, lo que en ocasiones sobrepasa la probabilidad de las erupciones de menor tamaño. Las probabilidades para erupciones de VEI 3 y 4 se encuentran entre el 48-100% y el 15-72% respectivamente entre los próximos 10 a 100 años. Para entender estos resultados, se debe tomar en consideración que la probabilidad de ocurrencia de una erupción aumenta en función del tiempo transcurrido desde el último evento registrado. En comparación, las últimas erupciones explosivas con VEI 3 y 4 ocurrieron relativamente hace pocos años, esto es, Tungurahua en 2006 y Reventador en 2002 respectivamente; mientras que, los últimos eventos altamente explosivos con VEI 5 y 6 ocurrieron previo al siglo XII en Cotopaxi y Quilotoa respectivamente. Al comparar estos valores es lógico pensar entonces que un evento de alta explosividad tendría la mayor probabilidad de ocurrencia, dado el tiempo transcurrido desde el último evento similar explosividad.

La distribución espacial de centros volcánicos Plio-Cuaternarios es casi homogénea en los Andes ecuatorianos en sentido nort-sur, sin encontrarse saltos significantes. No obstante, se reconocieron tres zonas principales (Figura 3) en las cuales la incidencia de la actividad volcánica ha sido sustancial en base al registro de los últimos 11.8 ka.

Zona Activa del Sur (ZAS). Se localiza al sur de la latitud 1.5°S y está comprendida por los volcanes Chimborazo, Tungurahua y Sangay que cuentan con actividad registrada durante el Holoceno. Se adiciona también al volcán Puñalica ya su actividad probablemente se extiende hasta el Holoceno. En esta zona fueron mayormente reconocidos eventos explosivos de tamaño pequeño a moderado (VEI ≤ 4), junto con pocos eventos de gran explosividad como el colapso y blast del Tungurahua de VEI 5 (Le Pennec et al., 2006) y posibles erupciones de mayor explosividad del volcán Chimborazo (Barba et al., 2008). Hacia el norte de esta zona no se registra actividad volcánica hasta la latitud 0.9°S.

Zona Activa Central (ZAC). Está ubicada al norte de la latitud 0.9°S y está conformada por los centros volcánicos al norte del Quilotoa. Los eventos eruptivos más grandes del Holoceno tuvieron lugar dentro de esta zona, siendo la mayor erupción la de Quilotoa (VEI 6) datada en ~800 años AP. También se registraron eventos importantes, pero de menor tamaño (VEI 5), en los volcanes Cotopaxi, Atacazo, Pichincha, Pululahua y Cuicocha y Soche. Adicionalmente, otros 10 centros volcánicos experimentaron algún tipo de actividad explosiva, pero de menor tamaño, reconocida en el Holoceno.

Patrones de agrupamiento de la actividad volcánica (clustering)

Distribución espacial de erupciones explosivas en el arco Ecuatoriano

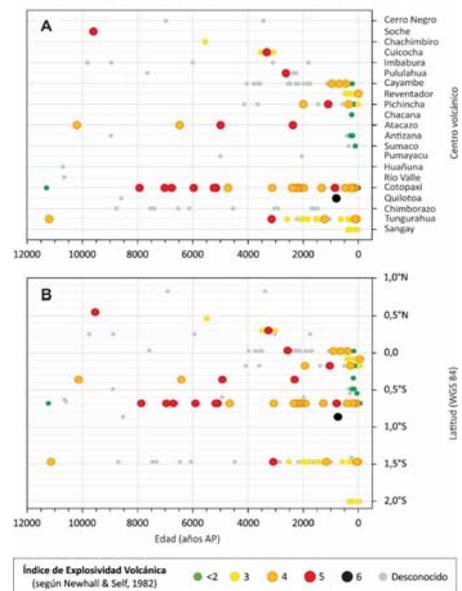


Figura 3. Distribución espacial de las erupciones explosivas ocurridas en el arco volcánico ecuatoriano según su (A) centro de emisión, y (B) latitud de ocurrencia.

La duración total del catálogo fue dividida en sub-periodos con similar grado de completitud para garantizar su uniformidad. Según la metodología de Gusev et al. (2008), los criterios de selección pueden ser valorados por saltos temporales en los reportes eruptivos, cuantificación inexacta del tamaño de los eventos, selección de datos en función del tiempo, etc. Adicionalmente se debe atribuir un determinado parámetro de tamaño a cada evento eruptivo. Otra forma de garantizar la integridad de los datos es verificar si la tasa de eventos es aproximadamente uniforme.

El periodo principal de análisis corresponde entonces al Holoceno (mayor número de registros, mayor concentración de eventos con VEI calculado o estimado, menor sub-registro) con los sub-periodos 12000-3500, -500 años AP y AD1500-2017. Las divisiones corresponden al apareamiento de los primeros registros de eventos con VEI 3 (~3500 años AP) y al inicio del periodo Histórico (aproximado a 500 años AP por facilidad de lectura) (Figura 2).

Adicionalmente, se puede apreciar que los patrones de agrupamiento no muestran variaciones entre la ZAC y la ZAS. Por lo que se sugeriría que ambas funcionan como parte de un mismo sistema magmático o que las causas de formación de los patrones de agrupación afectan a ambas zonas de similar forma.

No se han encontrado coincidencias temporales obvias de las tendencias mundiales con el caso ecuatoriano, más allá de las agrupaciones notadas al inicio del Holoceno (Watt et al., 2013) (para lo cual el Ecuador no cuenta con un registro adecuado para el pre-Holoceno, lo cual dificulta la identificación de un incremento real en las tasas eruptivas) o del inicio de los periodos Históricos de cada región (Gusev et al., 2003a).

Combinado las observaciones previas se puede deducir que los próximos eventos explosivos de tamaño moderado a grande tienen la mayor posibilidad de ocurrir dentro de la ZAP. Notablemente, es precisamente en esta zona donde se encuentra una de las mayores concentraciones poblaciones del país; ciudades como Ibarra, Cayambe, Quito y Latacunga serían las potencialmente afectadas por fenómenos volcánicos como caídas importantes de tefra y lahares. Se hace prioritario entonces, evaluar con mayor detalle la amenaza volcánica dentro de la ZAP, así como la vulnerabilidad de las poblaciones potencialmente afectadas.

CONCLUSIONES

- El catálogo de eventos volcánicos del Ecuador no está completo y posee un nivel considerable de sub-registro. Este es directamente proporcional al tamaño de las ventanas de tiempo analizadas e inversamente proporcional al tamaño de los eventos volcánicos. Lo es coherente con las observaciones realizadas por otros autores para el volcanismo global y de otros arcos volcánicos.
- Se calculó la tasa de recurrencia de erupciones explosivas por los métodos matemáticos de (1) regresión lineal del número acumulado de eventos y (2) análisis estadístico de intervalos inter-eruptivos. Ambas aproximaciones mostraron resultados similares.
- La espacial de erupciones explosivas reveló la presencia de dos áreas en el arco volcánico donde se ha desarrollado la mayor actividad eruptiva durante el Holoceno: (1) La zona activa del sur (ZAS) y (2) la zona activa central (ZAC).
- Los registros volcánicos del arco ecuatoriano muestran patrones de agrupación durante el Holoceno, en los cuales se observa un incremento de la frecuencia eruptiva (common clustering), junto con el aumento de su explosividad (order clustering). Todas las agrupaciones se encuentran separadas por periodos de baja frecuencia eruptiva y baja explosividad. No se encontró una correlación clara entre los periodos de glaciación del Ecuador con los patrones de incremento de la actividad volcánica.
- La probabilidad de ocurrencia de erupciones explosivas fue calculada empleando un modelo de distribución exponencial de Poisson ajustado en función del último evento registrado. Los valores obtenidos de la probabilidad de ocurrencia para una erupción altamente explosiva de $VEI \geq 5$ se ubican entre el 77% y el 80% para los próximos 100 años, mientras que, para los rangos de VEI 3 y 4 se encuentran entre el 48-100% y el 15-72% respectivamente para los próximos 100 años.

Referencias bibliográficas

Bernard, B., & Andrade, D. (2011). Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continental. IG EPN Poster Informativo.
Brown, S. K., Croweller, H. S., Sparks, R. S. J., Cottrell, E., Deligne, N. I., Guerrero, N. O., ... & Takarada, S. (2014). Characterisation of the Quaternary eruption record: analysis of the Large Magnitude Explosive Volcanic Eruptions (LaMEVE) database. *Journal of Applied Volcanology*, 3(1), 1-22.

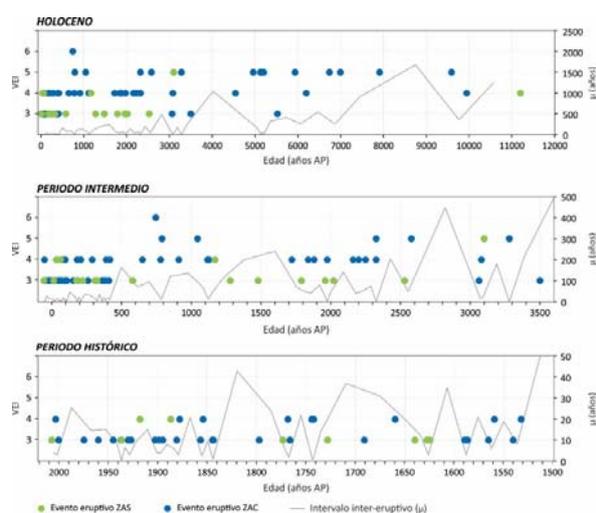


Figura 2. Patrones de agrupamiento de la actividad volcánica (clustering) observados en el arco volcánico ecuatoriano durante el Holoceno. Los eventos ocurridos dentro de la ZAC y ZAS están representados en color azul y verde respectivamente.

- Connor, C. B., & Conway, F. M. (2000). Basaltic volcanic fields. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H., Stix, J. (eds) *Encyclopedia of Volcanoes*, San Diego, Academic Press, 331-343.
- Croweller, H. S., Arora, B., Brown, S. K., Cottrell, E., Deligne, N. I., Guerrero, N. O., ... & Nayembil, M. (2012). Global database on large magnitude explosive volcanic eruptions (LaMEVE). *Journal of Applied Volcanology*, 1(1), 1-13. (Available at <http://www.bgs.ac.uk/vogripa/>).
- De Cruz-Reyna, S. D. la. (1991). Poisson-distributed patterns of explosive eruptive activity. *Bulletin of Volcanology*, 54(1), 57-67.
- De la Cruz-Reyna, S. (1993). Random patterns of occurrence of explosive eruptions at Colima Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 55(1-2), 51-68.
- Deligne, N. I., Coles, S. G., & Sparks, R. S. J. (2010). Recurrence rates of large explosive volcanic eruptions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B6).
- Fisher, R. V., & Schmincke, H. U. (1984). *Pyroclastic rocks*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 472 pp.
- Gusev, A. A., Ponomareva, V. V., Braitseva, O. A., Melekestsev, I. V., & Sulerzhitsky, L. D. (2003a). Great explosive eruptions on Kamchatka during the last 10,000 years: Self-similar irregularity of the output of volcanic products. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012), 108(B2).
- Gusev, A. A., Ponomareva, V. V., Braitseva, O. A., Melekestsev, I. V., & Sulerzhitsky, L. D. (2008b). Fractal episodicity of great explosive eruptions on kamchatka during holocene. *International Association for Mathematical Geology Meeting "IAMG 2003"*, Portsmouth, UK, September 7-12, 2003 Session S1, p. 1-6.
- Gusev, A. A. (2008). Temporal structure of the global sequence of volcanic eruptions: Order clustering and intermittent discharge rate. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 166(3), 203-218.
- Hall, M., & Beate, B. (1991). El volcanismo Plio-Cuaternario en los Andes del Ecuador. In: *El Paisaje Volcánico de la Sierra Ecuatoriana, estudios de Geografía*, 4, 5-18.
- Hall, M., & Mothes, P. (1999). La actividad volcánica del Holoceno en el Ecuador y Colombia Austral, Impedimento al desarrollo de las civilizaciones pasadas. In: Mothes, P. (Ed.). *Actividad volcánica y pueblos precolombinos en el Ecuador*. Quito, Ecuador: Editorial Abya Yala, 11-40.
- Hall, M., Samaniego, P., Le Pennec, J. L., & Johnson, J. B. (2008). Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 1-6.
- Kiyosugi, K., Connor, C., Sparks, R. S. J., Croweller, H. S., Brown, S. K., Siebert, L., ... & Takarada, S. (2015). How many explosive eruptions are missing from the geologic record? Analysis of the quaternary record of large magnitude explosive eruptions in Japan. *Journal of Applied Volcanology*, 4(1), 1-15.
- McDougall, I., & Harrison, T. M. (1999). *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*. Oxford University Press.
- Marzocchi, W., & Zaccarelli, L. (2006). A quantitative model for the time-size distribution of eruptions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B4).
- Reimer, P. J., Baillie, M. G., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C. J., ... & Damon, P. E. (2004). IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46(3), 1029-1058.
- Santamaría, S. (2017). *Catálogo de eventos volcánicos ocurridos en el Ecuador continental desde el Plioceno y análisis de la frecuencia eruptiva*. (Trabajo de titulación de ingeniero geólogo). Escuela Politécnica Nacional, Quito-Ecuador.
- Siebert, L., & T. Simkin (2002), *Volcanoes of the world: An illustrated catalog of Holocene volcanoes and their eruptions*, Global Volcanism Program Digital Information Series, GVP-3, Smithsonian Institution, Washington, D. C. (Available at <http://www.volcano.si.edu/>).
- Watt, S. F., Pyle, D. M., & Mather, T. A. (2013). The volcanic response to deglaciation: Evidence from glaciated arcs and a reassessment of global eruption records. *Earth-Science Reviews*, 122, 77-102.

VOLCANISMO ANDESÍTICO TARDO-PALEOPROTEROZOICO EN EL CRATÓN BRASILEÑO

M. Roverato (1,2), C. Juliani (2), L. Capra (3), C.M.D. Fernandes (4).

- (1) YachayTech, Ibarra, Ecuador. mroverato@yachaytech.edu.ec
- (2) USP, São Paulo, IGC, Brazil. cjuliani@usp.br
- (3) UNAM, CGeo, Juriquilla, Queretaro, Mexico. lcapra@geociencias.unam.mx
- (4) UFPA, Belem, IGC, Brazil. mailto:cmsf@ufpa.br

Abstract (Late Paleoproterozoic andesitic volcanism in the Brazilian craton). *The late Paleoproterozoic andesitic Sobreiro Formation (SF) here described represents one of the rare case of subaerial Paleoproterozoic volcanism described in literature. The Sobreiro volcanism is thought to be related to an ocean-continent convergent margin. It is characterized by ca. 1880 Ma well-preserved calc-alkaline basaltic/andesitic to andesitic lava flows, pyroclastic rocks and associated reworked successions. The superb preservation of its rock-textures allowed us to describe in detail a large variety of volcanoclastic deposits. We divided them into primary and secondary, depending if they result from a direct volcanic activity (pyroclastic) or reworked processes. This study aims to provide, for the first time, an analysis of the physical volcanic processes for this Formation, based in field observation, lithofacies analysis, thin section petrography and less geochemical data. The modern volcanological approach here used can serve as a model about the evolution of Precambrian volcano-sedimentary basins.*

Palabras clave: vulcanismo Paleoproterozoico, análisis de litofacies, rocas volcanoclásticas andesíticas, cratón amazónico
Key words: Paleoproterozoic volcanism; Lithofacies analyses; Andesitic volcanoclastic rocks; Amazonian craton

INTRODUCCION

El vulcanismo precámbrico jugó un papel importante en la evolución geológica y la formación de nueva corteza. La mayor parte de la literatura sobre rocas volcánicas precámbricas describe configuraciones pertenecientes a sistemas volcánicos subacuáticos y esto es probablemente debido a que las rocas volcánicas subaéreas en las sucesiones volcánico-sedimentarias Proterozoica y Arqueana están mal preservadas debido a procesos erosivos y de meteorización. Nuestro estudio refuerza la importancia de la contribución de los arcos volcánicos precámbricos así como las rocas antiguas a la sedimentación volcanoclástica terrestre y la evolución de la tectónica de placas. La actividad volcánica que produjo rocas piroclásticas influyó en la cantidad de detritos derramados en las cuencas sedimentarias y desempeñó un papel importante en el control de los patrones de dispersión sedimentaria. Nuestro enfoque permite mejor identificar los diferentes procesos que operan en los edificios volcánicos y restringir el ambiente deposicional y, por tanto, el establecimiento geodinámico de los arcos volcánicos continentales precámbricos. Las rocas amazónicas paleoproterozoicas registran uno de los episodios magmáticos antiguos mejor conservados de la Tierra. Todas estas rocas volcánicas / plutónicas se atribuyen al Supergrupo Uatumã que cubre un área de más de 1.200.000 km² (Lamarão et al., 2002; Juliani y Fernandes, 2010; Fernandes et al., 2011) y se localiza en la parte meridional del craton amazónico, en el norte de Brasil. Estudios recientes evidenciaron que el magmatismo paleoproterozoico del craton sur-amazónico tiene una evolución magmática compleja y ve dos sistemas volcánico-plutónicos que caracterizan la región: el orogénico calc-alcálico de 1,97 a 1,85 Ga y el magmatismo post-orogénico de tipo A de 1,88-1,87 Ga. La región Xingu, área objeto de este estudio, se divide en dos formaciones distintas (Juliani y Fernandes, 2010; Fernandes et al., 2011): la formación basal Sobreiro (SF) de composición andesítica y la formación superior Santa Rosa de composición félsica. La SF se compone de enormes flujos andesíticos a dácticos y depósitos volcanoclásticos, mientras que la formación de Santa Rosa está compuesta de rocas félsicas porfíricas, flujos de lava riolíticos masivos, ignimbritas soldadas de bajo a alto grado y reo-ignimbritas y depósitos volcanoclásticos. Diferenciar los orígenes y los mecanismos de emplazamiento de todos estos depósitos volcanoclásticos es muy complejo debido a la falta de depósitos y correlación lateral; sin embargo, una exhaustiva descripción de litofacies y diferenciación es posible.

ROCAS VOLCANOCLÁSTICAS

La excelente preservación de las rocas volcánicas de la SF permite diferenciar las unidades piroclásticas primarias (Fig. 1a / b) de las secundarias (Fig. 1c). Definimos aquí las rocas volcanoclásticas primarias como aquellos productos fragmentarios formados durante una erupción explosiva o efusiva, depositados independientemente de que su transporte se produzca a través del aire, agua, flujos granulares o una combinación de ellos (McPhie et al., 1993; White y Houghton, 2006). Esto incluye todos aquellos depósitos que se caracterizan por tener un origen piroclástico, autoclástico, hialoclasto y/o peperítico (White y Houghton, 2006). Por otra parte, todas las unidades depositadas por procesos de retrabajo de unidades volcánicas pre-existentes se definen como rocas volcanoclásticas secundarias. Sin embargo, cuando las corrientes de densidad piroclástica cruzan la interface aire / agua (Kano, 2003; White, 2000) aparece otro problema terminológico, ya que todos los depósitos aéreos que entran en agua se definen como no primarios. Sin embargo, Fisher (1961) definió sedimentos epiclásticos o volcanogénicos como material de cobertura derivado de material volcánico no litificado. Los sedimentos

epiclásticos reciben así un nombre sedimentario con un adjetivo volcánico, como arenisca tobácea o arenisca andesítica (Lenhardt et al., 2011). Manville et al. (2009) utilizan el término epiclasto como restringido a los fragmentos derivados de la meteorización y de la erosión de las "rocas pre-existent", y excluye la re-elaboración de partículas de materiales no soldados o no consolidados. Otra cuestión delicada se refiere a todos los depósitos de procesos sin-eruptivos como los *lahares* desencadenados por las erupciones y las avalanchas de escombros (Pierson, 1997, Capra et al., 2002, Roverato et al., 2014).



Fig. 1: a) y b) rocas volcanoclásticas masivas con diferente proporción de ceniza y lapilli; mAL: depósito masivo de ceniza gruesa y lapilli fino a grueso; mLA: depósito masivo de Lapilli, fino, grueso a grueso y ceniza. c) Los clastos angulares y el carácter matriz-soportado de las rocas volcanoclásticas secundarias masivas sugieren un transporte y emplazamiento de flujo de masa granular; mGC: depósito masivo de grava y cantos

DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN

La descripción detallada y la clasificación de las características texturales que definen los depósitos estudiados nos permite distinguir entre diferentes mecanismos de transporte y emplazamiento asociados a diferentes estilos eruptivos, efusivos y explosivos, y ambientes sedimentarios relacionados. Se destaca aquí la variabilidad de las facies texturales de estos depósitos volcanoclásticos andesíticos de la Formación Sobreiro reconocidos en la región de Xingu. Las rocas volcánicas primarias dan información sobre la evolución magmática y el tipo de actividad volcánica que caracterizó la región. Importante es la sedimentación secundaria asociada que puede mejorar el conocimiento del contexto geodinámico de la región. La actividad volcánica Sobreiro, tanto efusiva como explosiva, produjo material expuesto a procesos erosivos asociados a la sedimentación fluvial/aluvial que ocurrió simultáneamente o después del volcanismo. Lavas y depósitos soldados están menos sujetos a la erosión, mientras que las tefras no consolidadas son fácilmente movilizadas y transportadas en un ambiente subaéreo por flujos de escombros. El aumento de la pendiente de los edificios volcánicos durante su evolución magmática también puede haber promovido y acelerado los fenómenos erosivos, consecuentemente, aumentado el aporte de material secundario en las faldas y base de los volcanes. La distribución de los depósitos volcanoclásticos depende en gran medida de la ubicación del área de origen y de la naturaleza del paisaje que rodea al volcán (Zernack et al., 2009). Las sucesiones volcanosedimentarias de la formación Sobreiro parecen difíciles de descifrar debido a la ausencia de afloramientos continuos. En cualquier caso, en términos de secuencia de emplazamiento, podríamos imaginar un ambiente volcánico muy activo (figura 2), caracterizado por una gran producción de depósitos volcanoclásticos, muy parecido a los ambientes volcánicos holocénicos. La erosión fluvial y el retrabajo de los

depósitos primarios produjeron una amplia gama de diferentes sedimentos. Los depósitos fluviales ocurren a lo largo de todas las sucesiones, representando periodos de reconstrucción y restablecimiento de los sistemas hídricos después de una fase eruptiva o un evento de colapso de un edificio volcánico. Los piroclastos emitidos durante la fase explosiva de la SF, el aporte de material resultante de los colapsos de los edificios volcánicos y la probable ausencia de vegetación durante el Precámbrico (?) (Oberholzer y Eriksson, 2000) permitieron que grandes lluvias torrenciales pudieran fácilmente erosionar y retrabajar esta gran cantidad de material, facilitando la amplia formación de depósitos de flujos de escombros, flujos hiperconcentrados, y sedimentación lacustre en aguas pocos profundas en cuencas intra-volcánicas.

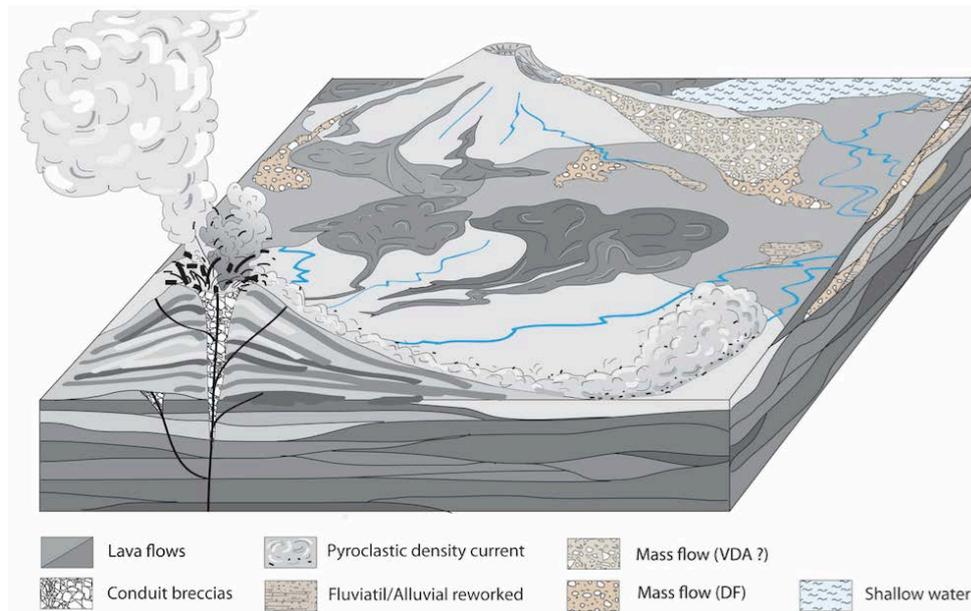


Fig. 2: Reconstrucción paleo-geográfica del ambiente volcánico constituido por el evento Sobreiro hace aprox. 1.88 G (Roverato et al., 2017).

Agradecimientos: Este trabajo fue apoyado por el proyecto CAPES / CNPq 402564 / 2012-0 (Programa Ciências sem Fronteiras) a Caetano Juliani y Matteo Roverato. M. Roverato reconoce la concesión del Programa Brasileño CAPES / CNPq Ciências Sem Fronteiras, Atracción de Jovem Talento 402564 / 2012-0. También reconocemos CNPq / CT-Mineral (Proc. 550.342 / 2011-7) e INCT-Geociam (573733 / 2008-2) - CNPq / MCT / FAPESPA / PETROBRAS.

Referencias bibliográficas

- Capra, L., Macias, J.L., Scott, K.M., Abrams, M. & Garduño-Monroy, V.H. (2002) Debris avalanche and debris flow transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico: behavior, and implication for hazard assessment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 113, 81-110.
- Fernandes C.M.D., Juliani C., Monteiro L.V.S., Lagler B. & Misas C.M.E. (2011) High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? *Journal of South America Earth Science*, 32 (4): 351–368.
- Fisher, R.V. (1961) Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin* 72, 1409-1414.
- Juliani C. and Fernandes C.M.D. (2010) Well-Preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Felix do Xingu region, Amazon Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191: 167-179.
- Juliani, C., Fernandes D.C.M. & Monteiro L. (2015) Características de subducção, paleo clima e eventos erosivos paleoproterozoicos (2.1 – 1.88 Ga) e seus efeitos na estruturação da parte sul do Craton Amazônico. 14º Simposio de Geologia da Amazônia. (present symposium)
- Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Fernandes, C.M.D., Echeverri-Missas, C.M., Carneiro, C.C., Lagler, B., Aguja-Bocanegra, M.A. & Tokashiki, C.C. (2013) Controle tectônico e eventos magmáticos associados as mineralizações epitermais do tipo pórfiro e IOCG paleoproterozoicas na parte sul do Cratón Amazônico e seu potencial de prospectividade. In: III Simpósio Brasileiro de Metalogenia [CD-ROM].
- Kano, K., (2003) Subaqueous pumice eruptions and their products: a review. In: White, J.D.L., Smellie, J.L., Clague, J.J. (Eds.), *Explosive subaqueous volcanism*. Geophysical Monograph, vol. 140. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 213–229.
- Lamrão, C.N., Dall’Agnol, R., Lafon, J.M. & Lima, E.F. (2002) Geology, geochemistry and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila riozinho, Tapajos Gold Province, Amazon Craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119: 189-223.
- Lenhardt, N., Hornung, J., Hinderer, M., Böhnel, H., Alvarados, I.S.T. & Trauth, N. (2011) Build-up and depositional dynamics of an arc front volcanoclastic complex: the Miocene Tepoztlán Formation (Transmexican Volcanic Belt, Central Mexico).

Sedimentology 58, 785–823.

- Manville, V., Németh, K. & Kano, K. (2009) Source to sink: a review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards. *Sediment. Geol.* 220, 136–161.
- McPhie, J., Doyle, M. & Allen, S.R. (1993) *Volcanic Textures: A Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. University of Tasmania, Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, p. 198.
- Oberholzer, J.D. & Eriksson, P.G. (2000) Subaerial volcanism in the Palaeoproterozoic Heekpoort Formation (Transvaal Supergroup), Kaapvaal craton. *Precambrian Res.* 101, 193–210.
- Pierson, T.C. (1997) Hydrologic consequences of hot-rock/snowpack interactions at Mount St Helens volcano, Washington, 1982–84. *US Geol. Surv. Open-file Rep.* vol. 115 pp. 96–179.
- Roverato, M., Cronin, S., Procter, J. & Capra, L. (2014) Textural features as indicators of debris avalanche transport and emplacement, Taranaki volcano. *Geol. Soc. Am. Bull.*, B30946–1
- White, J.D.L. (2000) Subaqueous eruption-fed density currents and their deposits. *Precambrian Res.* 101, 87–109.
- White J.D.L. & Houghton B.F. (2006) Primary volcanoclastic rocks. *Geology*, 34: 677–680
- Zernack, A., Procter, J.N. & Cronin, S.J. (2009) Sedimentary signatures of cyclic growth and destruction of stratovolcanoes: a case study from Mt. Taranaki, New Zealand. *Sediment. Geol.* 5, 288–305.

SENSORES REMOTOS PARA EL MONITOREO DE VOLCANES

P. Arellano (1), P. Bally (2), A. Baumann (3).

- (1) Escuela de Ciencias Geológicas e Ingeniería, Centro de Observación de la Tierra (CEO), Universidad Yachay Tech, Hacienda San José, Urcuquí. parellano@yachaytech.edu.ec
- (2) Department of the Directorate of Earth Observation, European Space Agency (ESA), Frascati-Italy, philippe.Bally@esa.int
- (3) Swiss National Trainee-Earth Observation, European Space Agency (ESA), Frascati-Italy, Andreas.Baumann@esa.int

Abstract (REMOTE SENSING METHODS FOR VOLCANOE MONITORING). *The monitoring process of volcanic activity requires numerous methods and instruments installed in the volcanic building. Many volcanoes cannot be monitored due to lack of instrumentation or because they are located in very remote areas that are difficult to access. Remote sensing methods and satellite data allow us to monitor volcanic activity even in the most isolated corners of the globe, and routinely observe changes in the surface of the Earth that may indicate an impending eruption. The pilot project of monitoring volcanoes sponsored by the European Space Agency (ESA) will generate and validate methods based on optical and radar satellite imagery for monitoring 22 volcanoes on Earth. The results of this project will allow an automatic and permanent monitoring process of any volcano on Earth. This study presents three methods for monitoring volcanoes based on remote sensing and preliminary results for the Chiles and Cerro Azul volcanoes in Ecuador*

Palabras clave: Volcanes, Sensores Remotos, Interferometría-InSAR, temperatura de superficie

Key words: Volcanoes, remote sensing, InSAR interferometry, Surface temperature

INTRODUCCIÓN

Alrededor de 1500 volcanes han erupcionado en los últimos 12 000 años (la era del Holoceno); de ellos, cerca de 700 han erupcionado al menos una vez en épocas históricas (Siebert et al., 2010). En todo el mundo, se observan alrededor de 100 erupciones volcánicas anualmente, y aproximadamente la mitad de ellas se convierten en erupciones observables. Se estima que menos del 10% de los volcanes activos son monitoreados de manera sistemática-continua, lo que significa que alrededor del 90% de los peligros volcánicos potenciales no tienen un observatorio dedicado y son monitoreados ocasionalmente o no son monitoreados en absoluto.

El monitoreo de la dinámica volcánica es tratado por observatorios de volcanes, como por ejemplo el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN), que operan gran cantidad de instrumentos y realizan mediciones multiparamétricas en red para determinar la deformación, la masa, la geometría, el magnetismo y los parámetros químicos y de gas en el tiempo y el espacio. Las evaluaciones y predicciones de los volcanes son supervisadas en lugar de automatizadas, una parte importante de la supervisión se basa en la observación visual y la inspección del terreno.

Aunque los científicos vigilan muchos de los volcanes de la Tierra utilizando métodos tradicionales de observación, los sensores remotos, basados en satélites se está convirtiendo rápidamente en una herramienta crucial para comprender dónde, cuándo y por qué de las erupciones volcánicas. La tecnología satelital ahora permite monitorear la actividad volcánica incluso en los rincones más aislados del globo, y observar rutinariamente cambios en la superficie de la Tierra que pueden indicar una erupción inminente. Además, los datos de los sensores remotos ofrecen a los científicos la oportunidad de prevenir daños catastróficos a la vida y a la propiedad al determinar cómo y dónde se extienden los productos volcánicos después de una erupción (Bally, P., 2012)

Un uso clave para los datos de sensores remotos es en los volcanes donde existe poca o ninguna supervisión en Tierra. Esto incluye monitoreo InSAR (Interferometry synthetic aperture radar) a gran escala que detecta deformaciones del edificio volcánico, estudios térmicos que buscan signos de magma cerca de la superficie y seguimiento de grandes nubes de ceniza después de las erupciones. Los sensores remotos ofrecen la capacidad del monitoreo de volcanes en cualquier lugar del planeta incluyendo lugares remotos e inhóspitos. Los diagnósticos de actividad volcánica pueden obtenerse tan pronto como los satélites capturen imágenes y estas sean procesadas en laboratorio en cualquier lugar del planeta.

Este artículo trata sobre la aplicación de métodos de sensores remotos en el monitoreo de volcanes en el Ecuador. Estas actividades son parte de un proyecto piloto de monitoreo de volcanes a nivel global auspiciado por la Agencia Espacial Europea (ESA) y en la que participan varias universidades y centro de observación de la Tierra. El proyecto dio inicio hace pocos meses. Se han seleccionado 22 volcanes globalmente, de los cuales ocho son volcanes del Ecuador (ver **Error! No se encuentra el origen de la referencia.**). El objetivo del proyecto es generar y validar herramientas y métodos basados en imágenes satelitales activas y pasivas para la evaluación de tres aspectos fundamentales del monitoreo de volcanes: 1) InSAR-(Interferometry synthetic aperture radar) para detectar deformaciones del edificio volcánico, 2) Detección de anomalías térmicas y 3) Vegetación afectada por erupciones volcánicas.

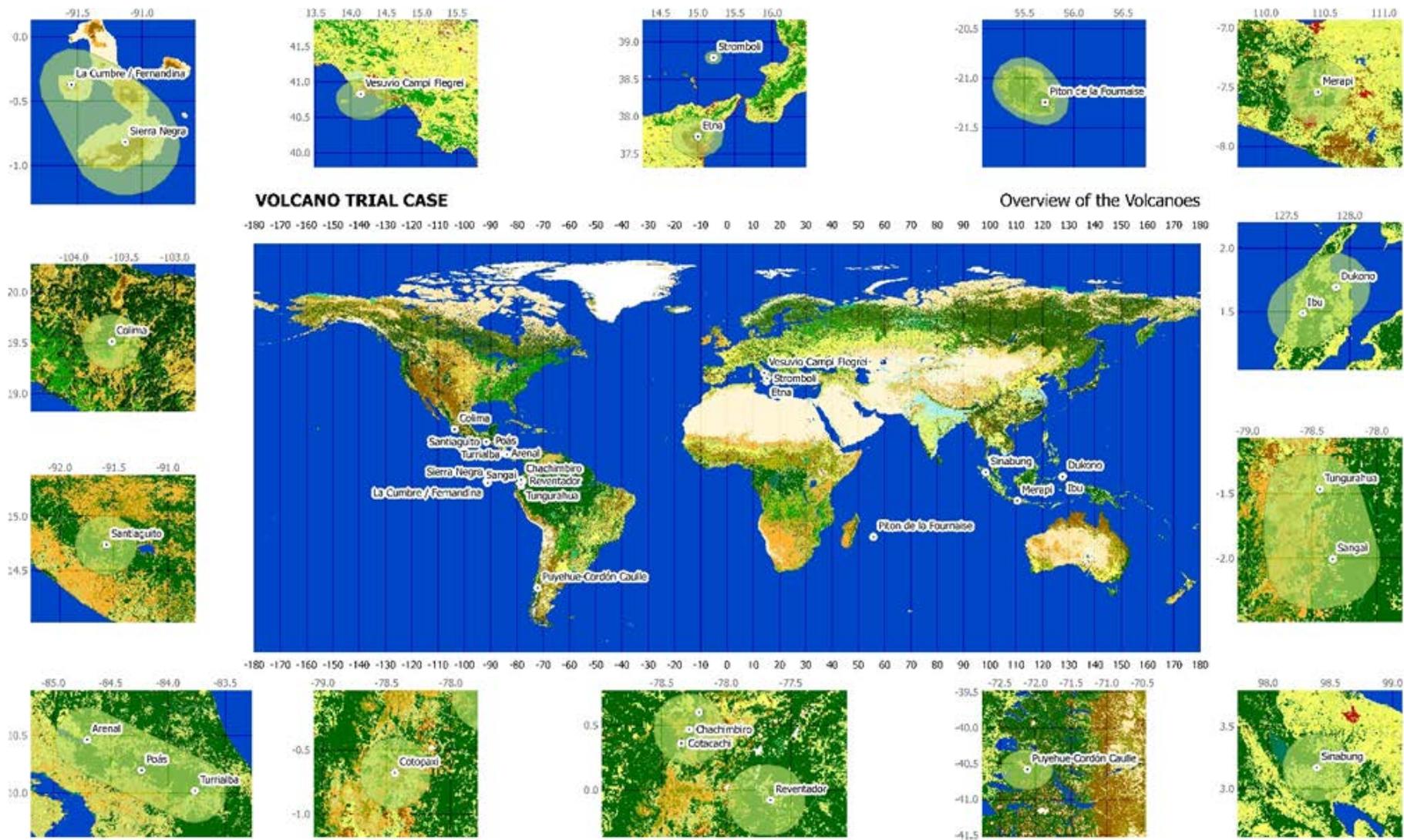


Figura 1. Volcanes incluidos en el proyecto (fuente ESA/ESRIN)

Cabe destacar que métodos InSAR y termografía, generados por el Group on Earth Observations (earthobservations.org) y el proyecto MIROVA (mirovaweb.it) con base a sensores MODIS de baja resolución espacial (500-1000 mts.), han venido siendo utilizados por el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional del Ecuador. El proyecto de monitoreo de volcanes presentado en este documento, permitirá generar en el Ecuador productos para monitoreo de volcanes a nivel global con una mayor periodicidad temporal y alta resolución espacial (50-100 mts.) que los productos existentes al momento. El proyecto está liderado en el Ecuador por el Centro de Observación de la Tierra (CEO) de la Escuela de Geología de la Universidad Yachay Tech y tienen como colaboradores a varias agencias espaciales (ESA, NASA, DLR) e institutos de investigación europeos.

METODOLOGÍA

Esta sección describe brevemente los tres métodos empleados en el proyecto de monitoreo de volcanes definido por el CEOS (Committee on Earth Observation Satellites) - Disaster Risk Management:

Sensores remotos RADAR para general interferometría InSAR (media y alta resolución)

InSAR-resolución media, permite detectar deformaciones del edificio volcánico y cambios de superficie a lo largo del tiempo. Este servicio se basa en datos EO-Sentinel-1. Los productos son seis capas en formato GeoTIFF en una resolución de 100m con espaciado de 50m. Al momento, este servicio procesa sistemáticamente el área definida para CEOS-Europa y se espera, para finales de 2017, una cobertura del 50% de la máscara sísmica (sismic mask) mundial del CEOS que en la actualidad cubre el 20% de la máscara sísmica CEOS. La próxima expansión al 35% se dará a finales de Mayo y cubrirá la región costa del Ecuador (ver Figura 2).

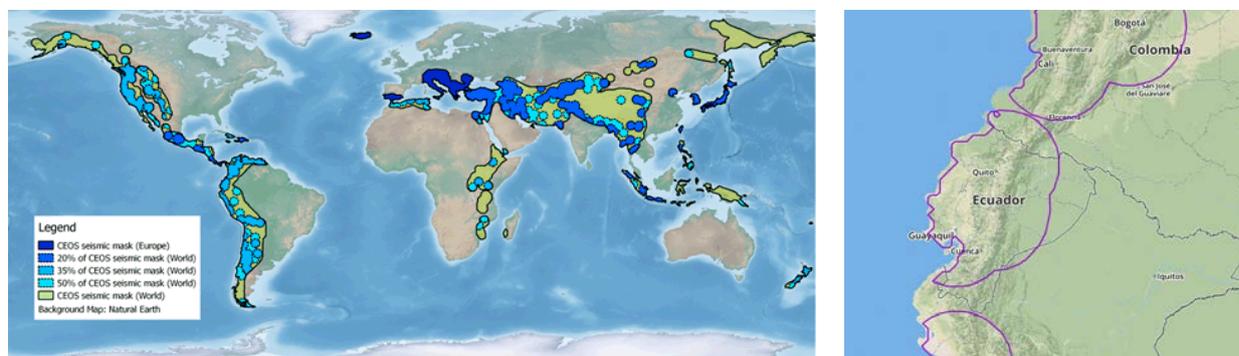


Figura 2. Izquierda: Mascara cobertura sísmica global, Derecha: Mascara sísmica 35% cobertura Ecuador InSAR-Browse-DLR

InSAR-alta resolución, permite detectar deformaciones y cambios de superficie a lo largo del tiempo. Este servicio se basa en datos EO-Sentinel-1. La salida tiene seis capas en formato GeoTIFF en una resolución de 50m con espaciado de 25m. Este producto se está ejecutando sistemáticamente para los 20 volcanes en Europa, América Latina y Asia Sudoriental.

Sensores remotos ópticos para el monitoreo de volcanes- VOLTAGE

El proyecto piloto también conocido como "VOLTAGE" Volcanoes Thermal Application apunta al desarrollo de integración de cadenas de procesamiento para la generación de productos de valor agregado para monitoreo volcánico a partir de datos ópticos de Sensores Remotos. Diferentes volcanes en Europa y América Latina fueron identificados como sitios de prueba.

Se hará especial hincapié en el procedimiento de corrección atmosférica que es un escalón para todas las cadenas de procesamiento destinadas a la extracción temática. La estimación de la temperatura superficial es un interés considerable en el campo volcánológico porque permite detectar nuevas anomalías térmicas o cambios en las existentes, dando un valor particular para la evaluación de peligros. En el proyecto piloto VOLTAGE, la medida de la temperatura para áreas identificadas como "térmicamente activas" en áreas volcánicas en fases quiescentes (campos de fumaroles dentro de cráteres activos a lo largo de zonas de fractura de edificios volcánicos u otras áreas con flujos de calor anómalos asociados a la actividad volcánica). El producto es un mapa de temperatura superficial que se obtiene mediante el procesamiento de los canales TIR de datos ASTER y Landsat 8.

Durante el proyecto piloto VOLTAGE, también se genera la serie temporal de mapas de temperatura superficial a partir de 2015 para los volcanes elegidos. El mapa de temperatura superficial se obtiene aplicando el algoritmo de separación de emisividad de temperatura TES (Gillespie et al., 1998) en caso de datos ASTER, mientras que un

algoritmo de un solo canal (Barsi et al., 2005) en el caso de Landsat. Los resultados de este servicio son series temporales de temperatura superficial.

Sensores remotos para monitores de Vegetación afectada por volcanes - VEGAN

El proyecto piloto VEGAN tiene como objetivo desarrollar e integrar cadenas de procesamiento que detecten vegetación impactada y las áreas agrícolas y área naturales después de las erupciones volcánicas, basadas en datos de satélites ópticos principalmente Sentinel-2. El proyecto VEGAN integrará dos cadenas de procesamiento diferentes:

- Mapas de fenómenos de alta temperatura, para identificar la evolución de los flujos de lava durante y después de la erupción, sobre la base de datos Sentinel-2;
- Monitoreo de la vegetación para evaluar el impacto de la erupción en la salud de la vegetación en el área de influencia, basado en datos Sentinel-2 (y potencialmente combinando datos Landsat-8).

RESULTADOS Y ANALYSIS

El proyecto de monitoreo de volcanes a través de sensores remotos es una iniciativa piloto para generar y validar métodos y algoritmos aplicados a procesos volcánicos. De los 22 volcanes seleccionados globalmente, ocho volcanes están en el Ecuador: Sangay, Tungurahua, Cotopaxi, Reventador, Cotacachi-Cuicocha, Chachimbiro, La Cumbre (Fernandina) y Sierra Negra. Para cada volcán y mascara sísmica se generarán los siguientes productos: Interferogramas InSAR, anomalías térmicas y monitoreo de vegetación en áreas de influencia de erupciones.

Desde hace unos pocos meses, se han aplicado los métodos de interferometría y termal en volcanes donde se ha reportado actividad pre-eruptiva y eruptiva. A continuación se presentan algunos resultados:

A finales de 2014, el IG-EPN reportó actividad pre-eruptiva del volcán Chiles, localizado al norte del Ecuador en la frontera con Colombia. Imágenes ESA-SENTINEL 1 fueron utilizadas para determinar si existió deformación del edificio volcánico. Los resultados demuestran que el volcán experimento una deformación de entre 15 y 20 cm.

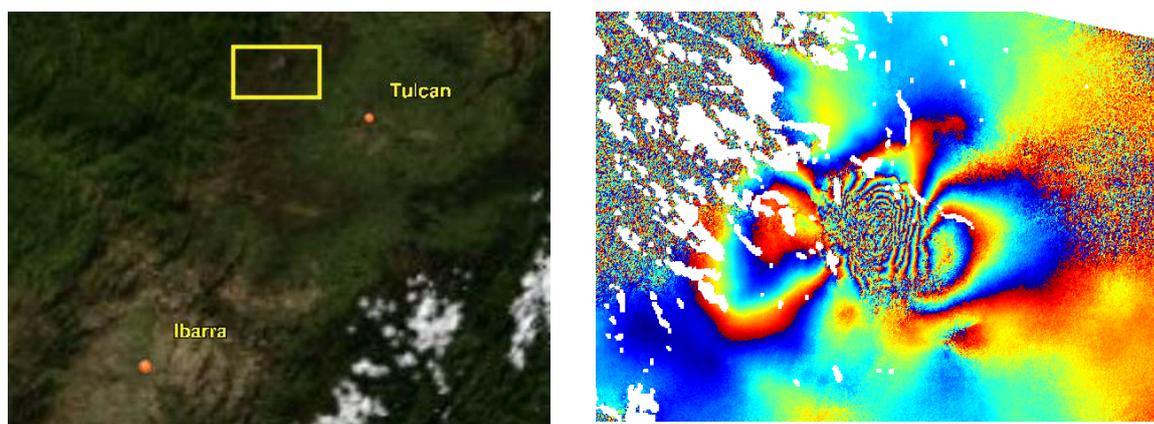


Figura 3. Izquierda: Ubicación del volcán Chiles en la frontera Ecuador-Colombiana (rectángulo amarillo). Derecha: Interferograma InSAR Sentinel 1 donde se evidencia la deformación del edificio volcánico (ESA-Andreas Baumann)

A inicios del 2017, el IG-EPN reportó actividad pre-eruptiva en el volcán Cerro Azul en Galápagos. Se identificaron pares de imágenes ESA-SENTINEL-1 previas y durante la actividad volcánica y se aplicó tres modelos interferométricos: DIAPASON, InSAR Browse y SNAP en diferentes periodos de tiempo. Los tres resultados muestran coincidencia para determinar una inflación en el flanco sur-oriente del volcán de aproximadamente 12 cm y una deflación de la cumbre de 11 cm. La deformación es mucho más evidente cuando se extiende el período de análisis hasta el 1ero de abril de 2017. Las deformaciones en este período reportan inflación/deflación de más de 30 cm.

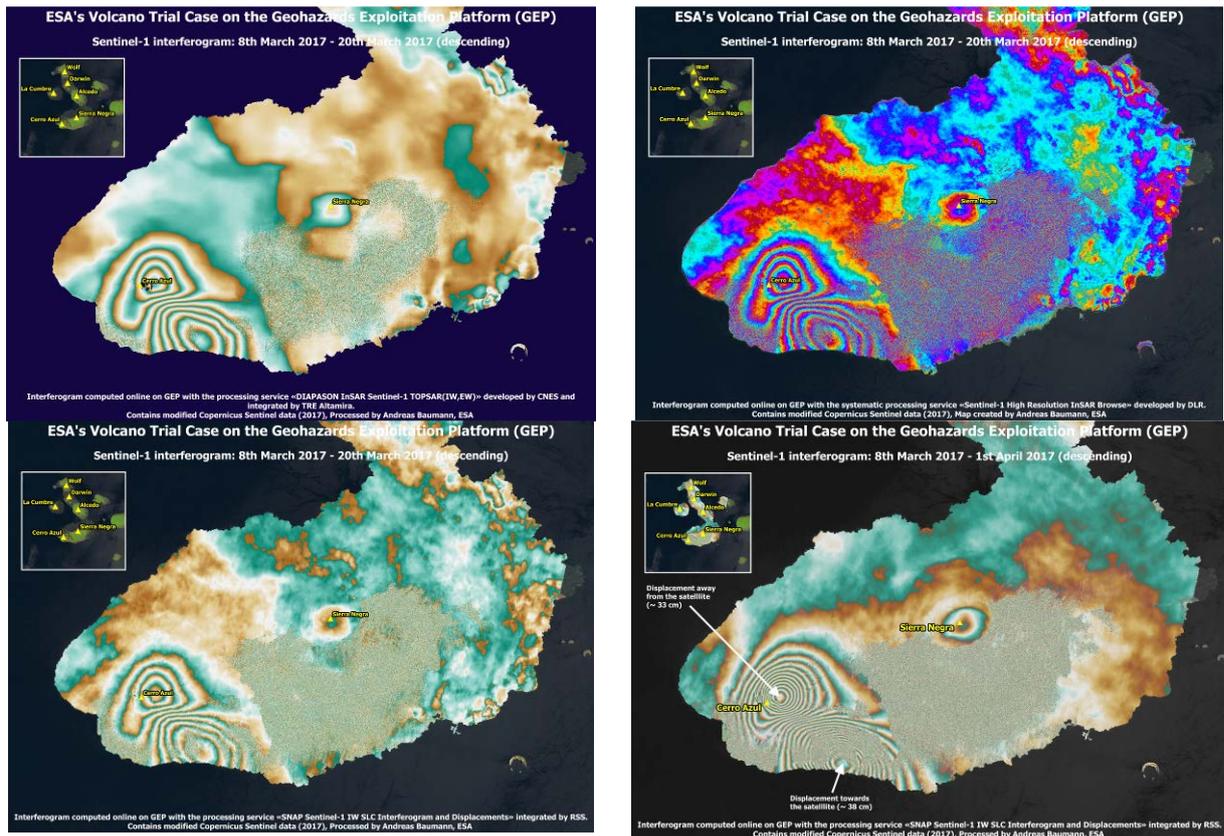


Figura 4. **Superior Izquierda:** DIAPASON-InSAR 8-20 Marzo. **Superior derecha:** InSAR Browse 8-20 Marzo. **Inferior izquierda:** SNAP-InSAR 8-20 Marzo. **Inferior derecha:** SNAP-InSAR 8 Marzo-1ero abril 2017.

CONCLUSIONES

Se presentan tres métodos basados en sensores remotos para el monitoreo de volcanes. Estos métodos se basan en las actividades desarrolladas por el proyecto piloto monitoreo de volcanes auspiciado por la Agencia Espacial Europea (ESA). En el Ecuador el proyecto se los desarrolla en el Centro de Observación de la Tierra en Yachay Tech. Los métodos de monitoreo de volcanes utilizan imágenes satelitales radar y visibles para producir tres productos: 1) InSAR-(Interferometry synthetic aperture radar) para detectar deformaciones del edificio volcánico, 2) Detección de anomalías térmicas y 3) Vegetación afectada por erupciones volcánicas (en proceso). Se presentan resultados preliminares del monitoreo en el volcán Chiles en la frontera Ecuatoriana-Colombiana el cual registro actividad pre-eruptiva a finales del año 2014 y del volcán Cerro Azul en Galápagos durante el periodo marzo-abril 2017 y del volcán. Los dos resultados presentan evidencias de deformación del edificio volcánico mediante la aplicación de interferogramas utilizando imágenes ESA-Sentinel 1. Será interesante validar estos resultados con información y datos basados en instrumentos instalados en Tierra.

Referencias bibliográficas

- Bally, P. (2012). Satellite Earth Observation for geohazard risk management, The Santorini Conference, Santorini, Greece, 21-23 May 2012, pp 9-13
- Bally, P. (2016). Volcanoes Trial Case Pilot Project. European Space Agency
- Barsi, J.A., Hook, S.J., Palluconi, F.F., Schott, J.R. & Raqueno, N. G. (2006). Landsat TM and ETM+ thermal band calibration, Space Science and Applications, Inc, NASA/GSFC, Code 614. 4, Greenbelt, MD 20781; NASA /JPL Pasadena, CA 91909.
- Baumann, A. (2017). Personal communication. 06 Marzo 2017
- Gillespie, A., Rokugawa, S., Matsunaga, T., Steven Cothorn, J., Hook, S. & Kahle, A.B. (1998). A temperature and emissivity separation algorithm for advances spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER) images. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 36(4), 113-1126.
- Siebert, L., Simkin, T. & Kimberly, P. (2010). Volcanoes of the World. University of California Press, 3ra ed.



SESIÓN 11

Reservorios (Yacimientos Petroleros)



APPLICATION OF NUMERICAL MODELLING IN WELL TESTING – GAS CONDENSATE CASE

A. Mokhtari

Technical Sales Manager – South East Asia & Iran mokhtari@kappaeng.com
#2, No 10, Bakhtiari deadend, Nastaran Alley, Ghaisvand Street, Dampeszehki Street, Ostad Moien St, Tehran, Iran.

Abstract:

Numerical models are becoming increasingly popular in well test analysis, mainly because they address problems far beyond the reach of analytical and semi-analytical models.

We will illustrate the application of numerical well testing through a real case condensate banking example to determine if it predicts delta-P history of composite wells more effectively than analytical interpretation. We first show how to model a build-up by using the analytical interpretation of a radial composite reservoir with the history match completely off. Then we analyse the same data set using the numerical non-linear method. The results show that numerical non-linear analysis is the most rigorous solution to model non-linearities because it provides results that are by far the most certain in every respect. We include the map, rel perms and honour the full PVT. Using this method, we can match the diagnostic plots to the reservoir history. The formation of condensate bank will be also simulated and shown.

Key words: Numerical models, non-linear solver, gridding, condensate bank.

INTRODUCTION

Numerical models are becoming increasingly popular in well test analysis, mainly because they address problems far beyond the reach of analytical and semi-analytical models. The two main areas in which numerical models are applied are: (1) complex reservoirs or well geometries and (2) non-linearities such as: Real gas, Real Dead oil (pressure dependent PVT parameters), Saturated oil (bubble point fluid), Gas condensate (dew point fluid), Non-Darcy flow in the reservoir, Unconsolidated formation (pressure dependent permeability and porosity), Aquifers, and Gas desorption. Here we will be presenting the application of numerical well testing through a gas condensate case example. Figure 1 shows the Pressure and rate (gas and liquid) histories. Figure 2 shows the log-log plot of the three selected build-ups.

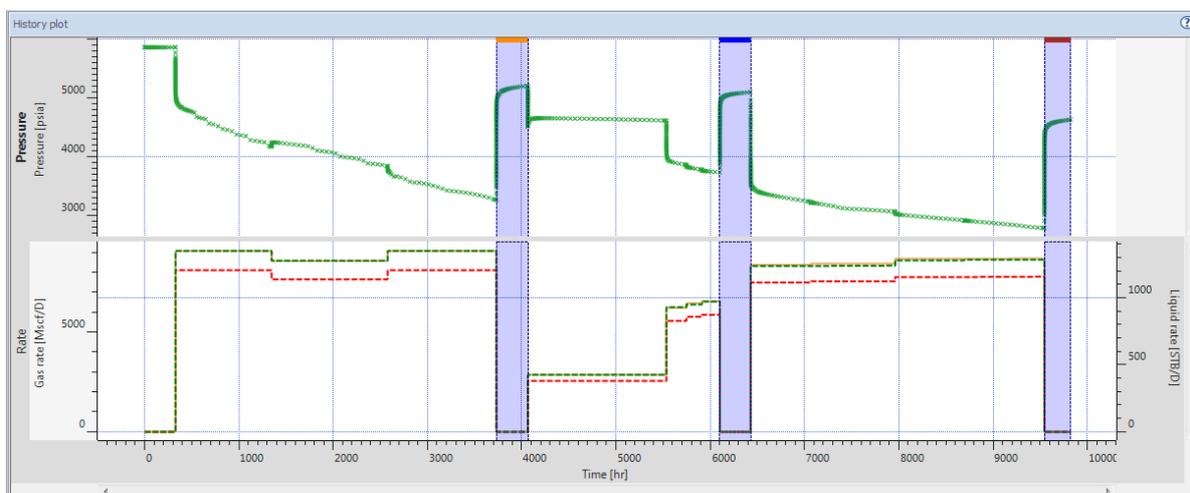


Fig. 1: Pressure and rates (gas and liquid) history

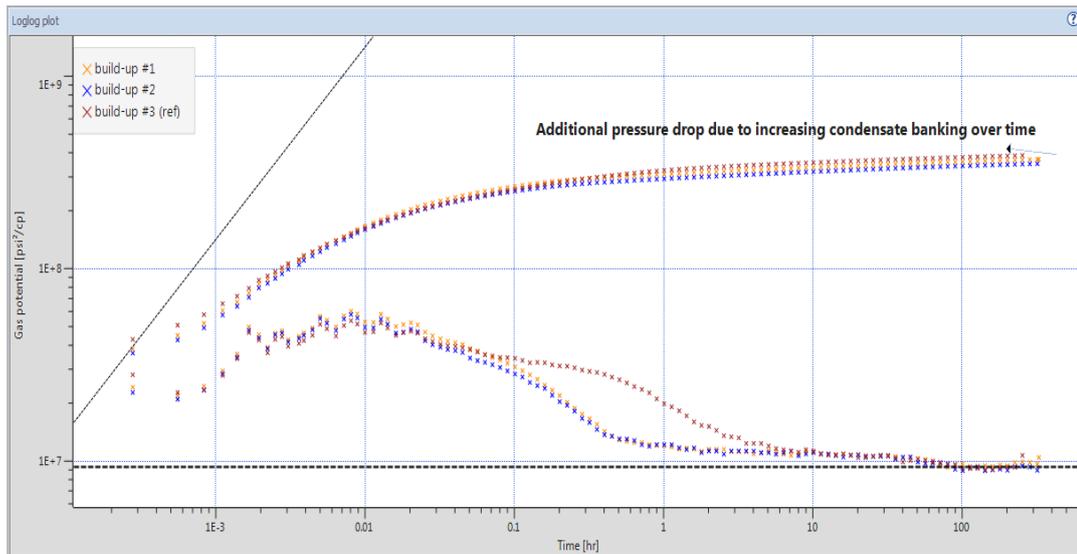


Fig. 2: Bourdet derivative (log-log) plot of the selected 3 main Build-Ups

METODOLOGÍA-RESULTADOS

The objective of interpretation is to quantify the delta-P from condensate bank to determine the skin from the damage. In gas condensate reservoirs we need to do two skin analyses: (1) rate-dependency flow after flow analysis to quantify the turbulence factor and (2) numerical modelling to quantify delta-P from the condensate bank. From the log-log plot (Fig 2), condensate banking can be seen on all three build-ups, with the greatest condensate banking observed on build-up #3 (ref).

We will first use an analytical interpretation with a homogenous reservoir to get the far field permeability, then run an analytical interpretation and a numerical non-linear analysis on a radial composite model, before interpreting the final results.

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN (sugerencias de apartados)

Analytical interpretation (homogeneous reservoir)

We use this model to match the late time stabilisation which corresponds to the single-phase gas zone. We can quantify k of 14md but the skin of 12 is incorrect as the delta-P includes the blockage created by the condensate bank (figure 3).

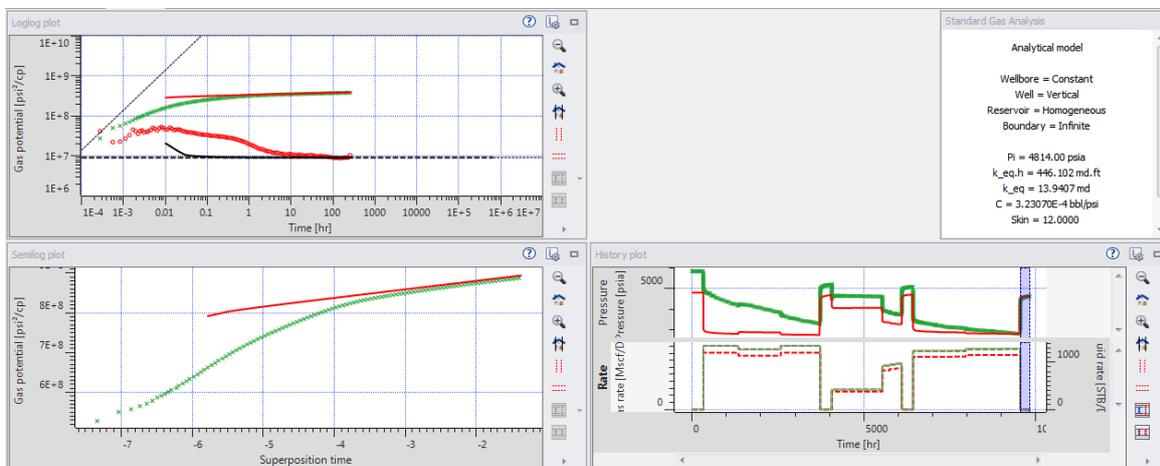


Fig. 3: Analytical interpretation (homogeneous reservoir) to get an estimate of the far fiend (gas) permeability

Analytical interpretation (radial composite reservoir)

We use this model to match both the early time behaviour of the condensate zone and late time radial flow for the gas zone. We can quantify the distance to the bank (Radius of investigation) $R_i = 40\text{ft}$ and we can calculate the permeability of the outer zone by dividing the permeability (3.2md) by the mobility ratio (0.22). The result of 14.5md matches the results from the analytical interpretation of the homogenous reservoir. The skin is more accurately quantified to -1 using the composite model because it takes the composite zone into consideration during calculations. Please Note that the history match is completely off (figure 4)

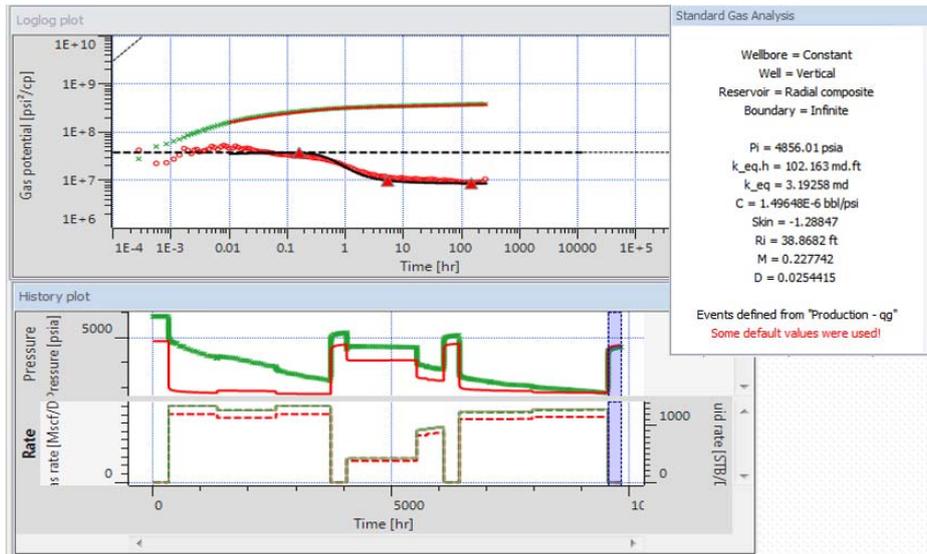


Fig. 4: Analytical interpretation (radial composite reservoir), good match on the build-up but not on the history plot

Numerical Non-Linear analysis

This method proves to be the most rigorous solution. The results are by far the most accurate in every respect when analysing non-linearities. We include the map, rel perms and honour the full PVT (not shown here). Using numerical non-linear analysis, we can get a fairly good match on log-log plot and pressure history, although the early time shows some degree of mismatch.

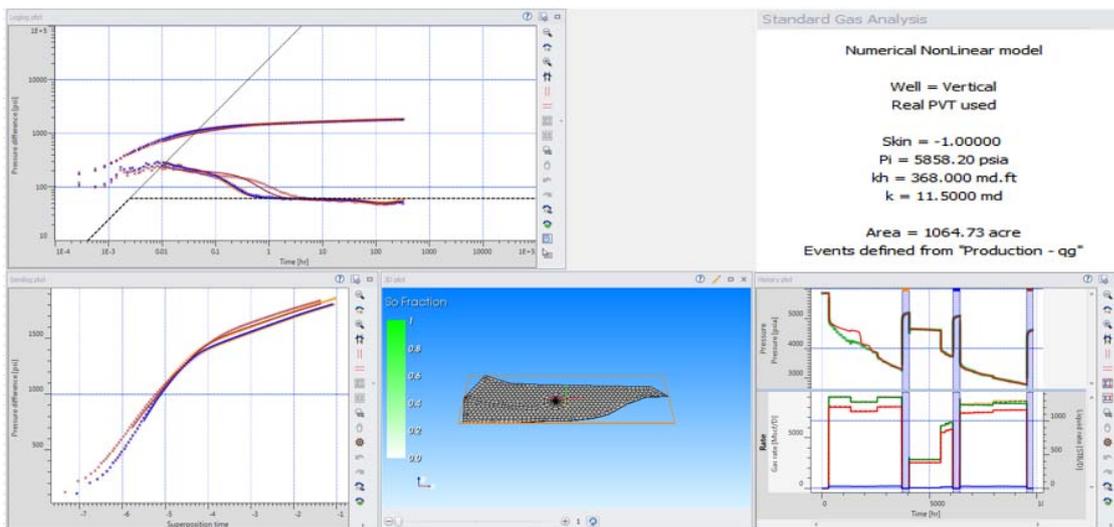


Fig. 5: Final match of the build up and the whole production history by using numerical Non Linear modelling

By using finer grid, we can properly capture the liquid dropout around the wellbore as the pressure drops below the dew point. Decreasing the progression ratio to 1.1 and increasing NB sectors to 24 in the numerical gridding setting, can accurately model the near wellbore pressure drop (figure 6).

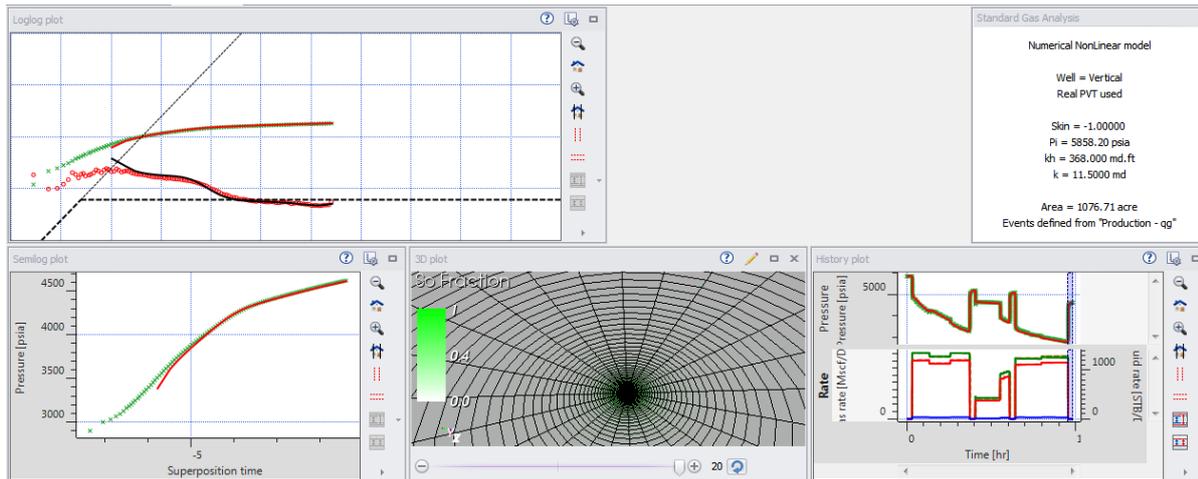


Fig. 6: Final match of the build-up and the whole production history by using Non-Linear numerical modelling with finer grids around the wellbore

CONCLUSIONS

It was observed that due to complex nature and the non-linearities of the fluid flow in gas condensate reservoirs, analytical modelling might not be able to capture and accurately model the whole pressure history. Numerical Non-Linear models, however, can overcome these shortages

METODOLOGIA PARA ANALISIS DE PRODUCTIVIDAD Y SELECCIÓN DE POZOS CANDIDATOS A REACONDICIONAMIENTO EN CAMPOS MADUROS

N. Vasconez (1), L. Bravo (2), J. Rosero (3)

- (1) Schlumberger del Ecuador. Av. 12 de octubre y Francisco Salazar N26-593 nnoguera@slb.com
- (2) Schlumberger del Ecuador. Av. 12 de octubre y Francisco Salazar N26-593 lbravo@slb.com
- (3) Schlumberger del Ecuador. Av. 12 de octubre y Francisco Salazar N26-593 jcastillo57@slb.com

Productivity analysis and workover candidate selection and ranking: Workover operations are a crucial player for production goals in any producing asset, especially in the current situation of the oil industry. This results in the need to define a solid workflow for workover candidate selection and ranking using all the available information in a mature field, which has to be aligned with the available budget for intervention, avoiding major drawbacks in the expected potential. The base to select the right candidates lays on the integration of all the information available to properly understand the potential of a well in terms of reserves, operational complexity and the effect on the net present value of the project. This document aims to describe the integration of the reservoir characterization process with the operational complexity to define the optimum candidates for intervention.

Palabras clave: Caracterización, Flujo de Trabajo, Integración, Reacondicionamiento
Key words: Characterization, Workflow, Integration, Workover,

INTRODUCCION

Las actividades de reacondicionamiento de pozos han ganado un papel protagónico en las condiciones actuales de la industria hidrocarburífera debido principalmente a su bajo costo de inversión en comparación con la perforación de pozos nuevos. La selección de un pozo para actividades de reacondicionamiento depende de muchos factores entre ellos las reservas remanentes de hidrocarburos, las cuales deben generar un impacto positivo en la economía de nuestro proyecto bajo la condición específica de intervención. El objetivo del presente documento es presentar una sólida metodología para la selección de pozos candidatos a reacondicionamiento, la cual incorpora distintos niveles de análisis que van desde la definición de tipos de roca hasta la consideración de diversas condiciones operativas que pueden afectar la viabilidad de una intervención (Fig.1).

METODOLOGÍA-RESULTADOS

La presente metodología tiene como fundamento la integración de toda la información disponible la cual forma el núcleo de la experiencia operativa de cada campo. Las plataformas de integración de información de distintas fuentes combinadas con flujos de trabajo personalizados resultan en la identificación de oportunidades de optimización puntuales que de otro modo pueden ser no consideradas. La metodología presentada tiene 4 componentes principales y se basa herramientas básicas de gerenciamiento de proyectos: Ingreso de Información, Definición de Procesos y Planificación, Resultados y Ejecución-Monitoreo (Fig.2). La integración de estos procesos dentro de un flujo de trabajo continuo permite la retroalimentación del sistema para abrir o cerrar oportunidades a lo largo del o los reservorios de análisis. Los resultados de la aplicación de la presente metodología se muestran a través de la caracterización de reservorios, análisis de productividad, identificación de los controles del reservorio, controles del operador y la apropiada definición de los complementos operativos en la selección de un pozo candidato a intervención (Fig. 3).



Fig. 1: Base de análisis para alcanzar objetivos planteados en proyectos de productividad reduciendo incertidumbre en cada etapa.

Ejemplos prácticos de la aplicación de la presente metodología en la Cuenca Oriente se muestran a través de distintas publicaciones que componen partes específicas del flujo de trabajo propuesto (Goyes et al., 2013, Corbett et al., 2013, Lafournere et al., 2013, F. Lopez et al., 2013, G. Gonzalez et al., 2015 J.Rodas et al., 2015, O. Bravo et al., 2015, J.-P. Bourge et al., 2015, M.A. Naranjo Leon et al., 2015, F. Bringer et al., 2015, G. Marín et al., 2013, Biedma et., al 2014)

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN

La definición final para reacondicionar un pozo depende de 3 factores principales: complejidad operativa, perfil de producción y análisis económico. Estos 3 componentes definen la a un pozo como candidato real a una intervención debido a que controlan el Valor Presente Neto de la operación. Obviar cualquier de estos componentes resultará en un revés para alcanzar los objetivos de producción planteados. Por otro lado la correcta comprensión estos factores resultará en un ranking optimizado de pozos candidatos a reacondicionamiento.

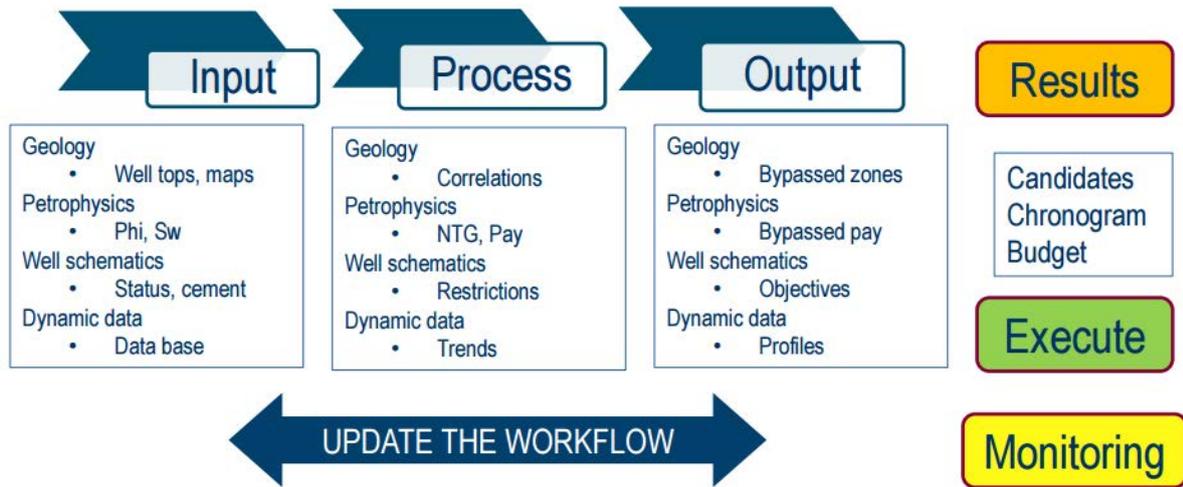


Fig. 2: Procesos involucrados en el análisis de productividad y selección de pozos candidatos a reacondicionamiento.

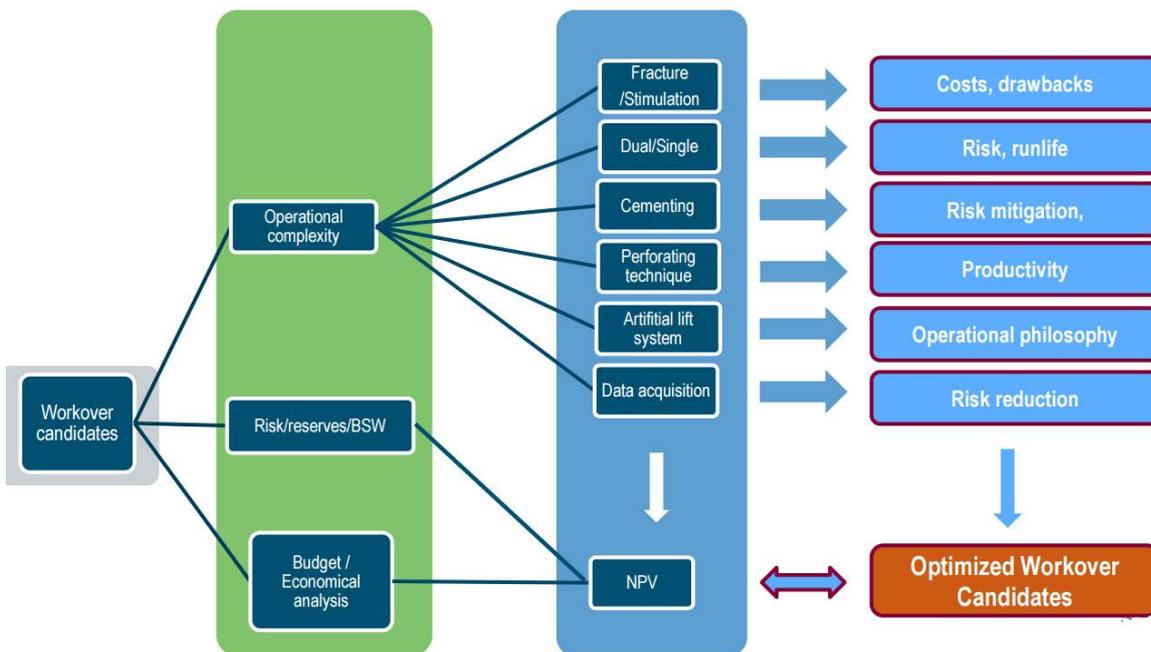


Fig. 3: Complementos de la selección de pozos candidatos a reacondicionamiento.

CONCLUSIONES

La correcta selección de los pozos candidatos a reacondicionamiento atados a un capital limitado por las actuales condiciones de la industria muestra la necesidad de tener un flujo de trabajo definido para seleccionar los mejores pozos a intervenir.

La integración de toda la información disponible de cada campo compone el más valioso pilar del flujo de trabajo empleado para seleccionar pozos a intervenir dentro un marco económico-operativo.

La retroalimentación de la información obtenida en cada intervención en términos operativos y resultados de producción fortalece el proceso de análisis de productividad y de selección de candidatos.

La identificación de la correcta filosofía operacional define el alcance de las metas de producción planteadas, las cuales deben estar asociadas a una sólida estrategia de gerenciamiento de reservorios.

Referencias bibliográficas

- Bourge, J.-P., Bolaños, M. J., Lafournère, J.-P., Naranjo Leon, M. A., Vega Torres, J., Archard, G., Castillo, F. (2015, November 18). *A Tuning Strategy to Align Static and Dynamic Modelling*. Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/177118-MS
- Bravo, O., Mora, L., Rabanal, J., Vallejo, R., Pastrana, W., Salas, J., Paz, F. (2015, November 18). *Integrated Reservoir Analysis for Optimizing Production When There is High Potential for Sanding*. Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/177130-MS
- Corbett, C., Lafournere, J.-P., Bolanos, J., Bolanos, M. J., Frorup, M., & Marin, G. (2013, January 1). *The Impact of Layering on Production Predictions from Observed Production Signatures, Shushufindi Project, Ecuador*. Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/171387-MS
- Gonzalez, G., David Bermeo, P., Alvarez, I. T., Lafournère, J., Henson, R., Fonseca, C., Proaño, G. (2015, November 18). *Improving Recovery from a Mature Reservoir by Understanding the Stratigraphy, Eden-Yuturi Field, Oriente Basin, Ecuador*. Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/177182-MS
- Goyes, J., Biedman, D., Suter, A., Navarre, P., Tortolero, M., Ostos, M., Escalona, C. (2013, October 28). *A Real Case Study: Well Monitoring System and Integration Data for Loss Production Management, Consorcio Shushufindi*. Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/167494-MS
- Guerrero, J. R., Vega, J., Alvarez, I., Lafournère, J., Henson, R., Fonseca, C., Morales, O. (2015, November 18). *New Opportunities Identification Workflow, Pañacocha Field, Oriente Basin, Ecuador*. Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/177168-MS
- Lafournère, J.-P. B., Bringer, F., Reeder, S. L., Leon, M. N., Bourge, J.-P., Morales, O., Bravo, J. (2015, November 18). *Quantitative Characterization of Porosity Partitioning from NMR Logs in Siliciclastic Reservoirs - Ecuador*. Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/177049-MS
- Lafournere, J.-P., Dutan, J., Naranjo, M., Bringer, F., Suter, A., Vega, J., & Bolanos, J. (2013, January 1). *Unveiling Reservoir Characteristics of a Vintage Field, Shushufindi Project, Ecuador*. Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/171389-MS
- Leon, M. A. N., Lafournere, J. P., Bourge, J. P., Bolanos, M. J., Bringer, F., Navarrete, J., Ochoa, J. (2015, November 18). *Rock Typing Mapping Methodology Based on Indexed and Probabilistic Self-Organized Map in Shushufindi Field*. Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/177086-MS
- Lopez, F., Biedma, D., & Suter, A. (2015, November 18). *Optimizing the Reservoir Management of a Mature Oil Field: The Challenge of Shushufindi*. Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/177197-MS
- Marin, G., Paladines, A., Suter, A., Corbett, C., Ponce, G., & Vela, I. (2013, October 22). *The Shushufindi Adventure*. Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/173486-MS
- Nunez, G., Rodriguez, J. C., Carmona, F., Esquivel, A., Larez, A., & Dutan, J. (2014, November 26). *Integrated Methodology to Optimizes Production and Performance of Electrosuimmersible Pump System in Shushufindi Field*. Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/173699-MS

LAS NANOPARTÍCULAS Y SUS POTENCIALES APLICACIONES EN LA RECUPERACIÓN MEJORADA DE PETRÓLEO EN ECUADOR

Cerón Bladimir¹; Paucar Marco²; Gabriela Rivera³

- (1) Dpto. Petr, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. ignacio.ceron@epn.edu.ec
(2) Gerencia de Coordinación de Operaciones, Petroamazonas EP, Edf. Villafuerte, 6 de diciembre. marcopaucar@hotmail.es
(3) Dpto. Petr, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. rivera.estefania22@gmail.com

Abstract: Nanoparticles and their potential applications in Enhanced Oil Recovery in Ecuador. Nanotechnology is the discipline of greater acceptance in the world and its application in the oil industry has generated positive results, especially in the Enhanced Oil Recovery. This work therefore tries to show a research and development of nanoparticles whose properties are suitable for recovering oil, highlighting research presented by authors, availability, economic factor and how the National Polytechnic School may engage in scientific progress and development technological country. The selection of the best nanoparticle will allow us to exploit properly our resources, having more competitive industries and break the inertia of culture of innovation or expansion of Ecuadorian products.

Palabras clave: Nanofluidos, nanopartículas, petróleo.

Key words: Nanofluids, nanoparticles, oil.

INTRODUCCIÓN

La Nanotecnología ha sido utilizada exitosamente en la industria del petróleo en los últimos cincuenta años (Cocuzza et al, 2012), mediante el estudio de la aplicación de nanopartículas en áreas claves como exploración, perforación, producción, refinación y recuperación mejorada.

El estudio de nanopartículas en recuperación mejorada de hidrocarburos (EOR) ha ayudado a resolver algunos problemas de la industria petrolera, debido a que éstas tienen la capacidad de modificar ciertos factores de la formación y aprovechar las propiedades del petróleo (Ogolo et al, 2012).

Las nanopartículas presentan alta capacidad adsorptiva y son capaces de controlar la migración de finos, es decir, pueden fijar en el nanofluido los finos débilmente cementados a la matriz porosa (Huang et al, 2008; Belcher et al, 2010; Mera et al., 2013); evitan el daño de formación (Belcher et al., 2010; Skauge et al, 2010), mejoran la productividad del pozo (Belcher et al., 2010), adsorben asfaltenos (Nassar et al., 2012), reducen la tensión interfacial entre el petróleo y el agua (El-Diasty y Ragab, 2013), modifican la humectabilidad de la roca (Ju et al., 2009; Quinfen et al., 2010; El-Diasty y Ragab, 2013), e incrementan el factor de recobro del petróleo (Ogolo et al., 2012; El-Diasty, A., 2015).

MARCO TEÓRICO

Las investigaciones nanotecnológicas aplicadas a la recuperación mejorada de hidrocarburos surgieron a partir del 2008, como un requerimiento de la Sociedad de Ingenieros del Petróleo (SPE), a fin de estudiar los fenómenos que ocurren en escala nanométrica y explorar el potencial que existe en algunas nanopartículas para recuperar petróleo. En América Latina, los países con mayor desarrollo nanotecnológico en procesos EOR son Brasil, México, Colombia y Argentina.

Las técnicas convencionales de recuperación mejorada permiten extraer el 35% del crudo contenido en los yacimientos y dependiendo de la complejidad del proyecto, los costos de producción del barril de petróleo oscilan entre 20 y 80 dólares; con la aplicación de Nanopartículas se espera duplicar ese porcentaje de recuperación, ahorrar entre 1 o 2 dólares por barril de petróleo y reducir el consumo de energía en más de 25 millones de kWh (100000 TJ cada año), mediante mejoras en las tecnologías de almacenamiento y racionalización de energía eléctrica y química (Khavkin, 2014; Vasconcelos, 2016).

Las nanopartículas que presentan potencial para recuperar hidrocarburos son: nanopartículas de sílice (SiO₂), alúmina u óxido de aluminio (Al₂O₃), óxido cúprico (CuO), óxido de magnesio (MgO), óxido férrico (Fe₂O₃), óxido de zinc (ZnO), óxido de zirconio (ZrO₂), óxido de níquel (Ni₂O₃), y óxido de estaño (SnO) (El-Diasty y Ragab, 2013).

• Estudios de Recuperación Térmica y CO₂

Qiu y Mamora (2010) generaron un nanofluido a partir de una emulsión de surfactante (95% salmuera, 3.2% etoxilato de octifenol, 1.8% xileno) y nanopartículas de sílice. Se realizaron cuatro pruebas de inundación sobre dos núcleos del Norte de Alaska con diferentes permeabilidades: (1a) núcleo de la formación Berea (200 mD), y (2b) núcleo de la formación Idaho (800 mD). Los resultados para el primer núcleo (Berea) generaron un recobro de 95.4% cuando se inyectó agua seguida de nanofluido (Figura 1a – curva azul), y 96.8% cuando se inyectó el nanofluido puro (Figura 1a – curva roja). Al realizar las mismas pruebas de inundación con el segundo núcleo (Idaho), los recobros fueron 82.6% (Figura 1b - curva azul), y 85.8% (Figura 1b - curva roja). Esto significa que, la inyección del nanofluido puro ayuda a recuperar mayor cantidad de petróleo.

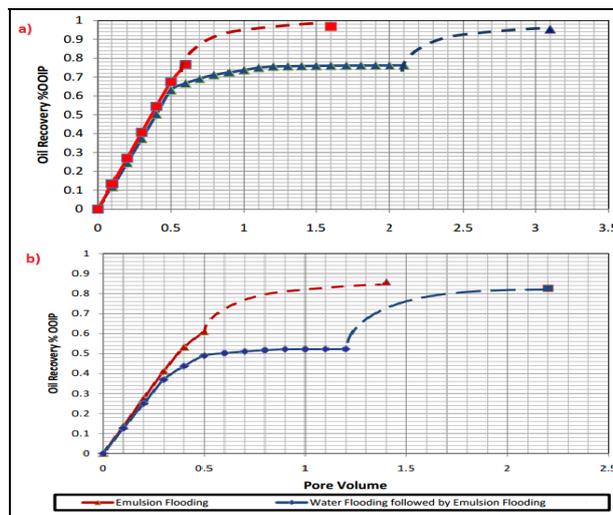


Figura 1. Resultados de la inyección de agua y nanofluido en Núcleos de la formación Berea e Idaho

Shah (2009) demostró que en la inyección de CO₂ (temperaturas de 81, 122 y 140°F), la adición del 1% de nanopartículas de óxido cúprico puede llegar a aumentar 140 veces la densidad y viscosidad del CO₂ convencional. Sus resultados revelaron que estas nanopartículas reducen la viscosidad de crudos pesados y arrojan un factor de recobro superior al 71%.

• Estudios de Recuperación Química

Onyekonwu y Ogolo (2010) investigaron tres tipos de nanopartículas de polisilicio (obtenidas a partir de la sílice) dispersadas en etanol y agua destilada sobre núcleos obtenidos de un Delta de Nigeria. Las nanopartículas fueron: hidrofílicas y lipofóbicas (LHPN), lipofílicas e hidrofóbicas (HLPN) y de mojabilidad neutra (NWPN). Los resultados demostraron que las nanopartículas HLPN y NWPN dispersadas en etanol son buenos agentes de recuperación en formaciones humectadas por agua y logran recobros superiores al 65%, mientras que, las nanopartículas LHPN dispersadas en agua destilada disminuyen la recuperación de petróleo.

Roustaei et al (2012) continuaron con la investigación de polisilicios diluidos en etanol sobre núcleos obtenidos de areniscas iraníes. Utilizaron dos tipos de nanopartículas: lipofílicas e hidrofóbicas (HLPN) y de mojabilidad neutra (NWPN). Sus resultados demostraron que con la inyección de HLPN se puede recuperar 28.57% de petróleo y con la inyección de NWPN 32.2%.

Por otra parte, Ogolo et al (2012) realizaron dos procedimientos experimentales con nueve tipos de nanopartículas diluidas en agua destilada, salmuera, etanol y diésel sobre núcleos obtenidos de areniscas de Nigeria. Las nanopartículas fueron: óxido de aluminio, óxido de zinc, óxido de magnesio, óxido de hierro, óxido de zirconio, óxido de níquel, óxido de estaño, silano tratado con dióxido de silicio, y dióxido de silicio hidrofóbico. En el primer procedimiento se inyectó salmuera, luego aceite y finalmente el nanofluido para desplazar el aceite de la arena; en el segundo procedimiento se mojó la arena con el nanofluido durante 60 días, luego se inyectó

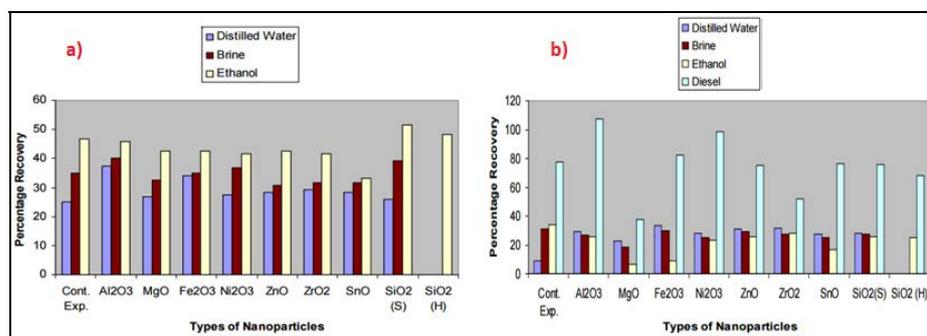


Figura 2. Resultados de la inyección de nanofluidos en areniscas de Nigeria

aceite, y finalmente se lavó el sistema con salmuera. Los resultados demostraron que en el primer procedimiento (a) la inyección de nanopartículas de Silano tratado con dióxido de silicio disuelto en etanol genera el mejor factor de recobro (51.7%) (Ver Figura 2a); mientras que, para el segundo procedimiento (b) el mejor factor de recobro fue generado por las nanopartículas de óxido de aluminio diluidas en diésel (107.5%). Este porcentaje superior al 100% indica que también se recuperó diésel (Ver Figura 2b).

El-Diasty (2015) experimentó con nanopartículas hidrofílicas de sílice diluidas en agua sobre núcleos de formaciones egipcias. Los resultados demostraron que después de la inyección de agua (recobro de 36%) se

inyectaron nanopartículas hidrofílicas de sílice diluidas en agua a varias concentraciones hasta obtener recobros superiores al 70%.

Otros estudios de recuperación química con nanopartículas de sílice demostraron que éstas se propagan fácilmente en un sistema de poros y no inducen al daño de formación (Skauge et al, 2010), pueden pasar a través de areniscas y calizas sin alterar su permeabilidad (Yu et al, 2012), e inhiben la migración de finos (Mera et al, 2013).

• Otros Estudios de Recuperación

Muchos investigadores optan por realizar simulaciones en modelos computacionales a causa del costo-beneficio, ya que realizar ensayos experimentales resulta costoso y demasiado lento.

Pastrana y Benavides (2014), investigadores de la Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín, realizaron dos simulaciones en el software CMG STARS, el cual consideró un Single Well Model homogéneo e isotrópico (propiedades de la formación: $P_r=2000\text{psi}$, $K=500\text{mD}$, $r_e=10000\text{ft}$, $h=80\text{ft}$, $\varnothing=20\%$, $T=25^\circ\text{C}$). Para la primera simulación se inyectó un fluido base sin nanopartículas y para la segunda simulación se inyectó el mismo fluido con nanopartículas de alúmina (Al_2O_3). Los resultados de simulación demostraron que la inyección del fluido sin nanopartículas genera un recobro de 33%, mientras que, el fluido con nanopartículas 41%. Ver Figura 3.

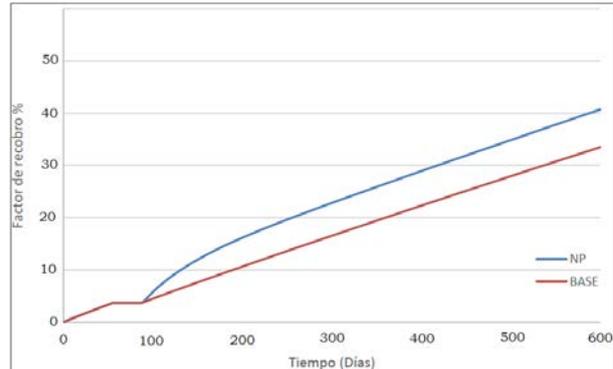


Figura 3. Factor de recobro del fluido con nanopartículas y sin nanopartículas

Por su parte, el Instituto de Física de la Universidad de Sao Paulo (Vasconcelos, 2016) diseñó un modelo computacional a fin de simular la recuperación de hidrocarburos mediante el uso de nanopartículas de sílice impregnadas en surfactantes. La inversión del proyecto de investigación fue \$ 225 400 USD y los resultados demostraron que dichas nanopartículas alteran eficazmente la interfaz entre el petróleo, la roca y la salmuera.

RESULTADOS-DISCUSIÓN

La selección del mejor método para recuperar hidrocarburos depende de los siguientes criterios: características, profundidad y presión del reservorio, características del petróleo, espesor saturado de petróleo y porcentaje de saturación de agua.

El método de inyección más utilizado en el mundo es la inyección de agua, debido a la disponibilidad y a los bajos costos que representa, sin embargo, el factor de recobro de petróleo que se obtiene es bajo en comparación a la inyección de miscibles o inyección de agua mejorada con surfactantes y nanopartículas (nanofluidos). De acuerdo a investigaciones previas, lo más aconsejable es inyectar etanol en presencia de nanopartículas (Onyekonwu y Ogolo, 2010; Roustaei et al., 2012; Ogolo et al., 2012) o agua mejorada con surfactante y nanopartículas (Fangda Qiu, 2010). Por otra parte, la inyección de diésel en presencia de nanopartículas también mejora la recuperación de hidrocarburos, pero es difícil determinar el factor del petróleo recuperado, ya que el diésel y el aceite son miscibles (Ogolo et al., 2012).

• Selección de la mejor Nanopartícula

La selección de la mejor nanopartícula depende de la disponibilidad, costos, área de superficie, factor de recobro y beneficios que otorga a los diferentes tipos de crudo.

En base a los estudios experimentales sobre núcleos realizados por Qiu y Mamora (2010), Onyekonwu y Ogolo (2010), Roustaei et al. (2012), Ogolo et al. (2012), Skauge et al. (2010), Yu et al. (2012), Mera et al. (2013) y modelos computacionales del Instituto de Física de la Universidad de Sao Paulo, la mejor nanopartícula para recuperar hidrocarburos es el DIÓXIDO DE SILICIO o SÍLICE (SiO_2), debido a que puede ser aplicada en sistemas térmicos o químicos, se propaga fácilmente a través de un sistema de poros, puede cambiar la humectabilidad de la roca, tiene presencia natural en el depósito, no ocasiona daños a la formación, etc. Otras nanopartículas que dieron resultados positivos son: óxido de aluminio, óxido de níquel y óxido de cobre.

La nanopartícula de sílice se encuentra disponible en algunos países del mundo (USA, Argentina, Colombia, Europa, etc.). Se la puede conseguir de varios diámetros (8-70nm), pureza mayor al 99%, densidad 2.4 g/cm^3 y precio promedio $0.156\$/\text{g}$. La propiedad que la hace especial en comparación a otras nanopartículas es el gran incremento del área de superficie (puede llegar hasta $600\text{ m}^2/\text{g}$ de acuerdo al diámetro). Esto significa que, en la

superficie de la nanopartícula de sílice existe una mayor cantidad de átomos, por lo tanto, es químicamente reactiva, adquiere mayor capacidad para unirse a otros átomos superficiales de otras partículas (auto ensamblado), las velocidades de reacción son superiores y forman enlaces químicos muy fuertes.

Mediante la evaluación de nanopartículas en sistemas térmicos y químicos, las nanopartículas de sílice permiten extraer todo tipo de crudo y el factor de recobro puede llegar hasta el 96.8% de acuerdo al fluido de dilución.

• Selección de la mejor Nanopartícula en Ecuador

En Ecuador, el estudio nanotecnológico aplicado a la recuperación de hidrocarburos aún permanece en las aulas, no obstante, muchos pozos maduros de la Amazonía ya han alcanzado su pico en la producción y el crudo que aún queda en ellos puede ser recuperado.

Los crudos comerciales (Napo: 18 y 21°API; Oriente: 23°API,) claramente indican que el petróleo ecuatoriano es de mala calidad y el uso de nanopartículas ayudaría a reducir la viscosidad de dichos crudos y lograr factores de recobro muy importantes.

Mediante un análisis previo se determinó que las nanopartículas de sílice son las mejores para recuperar hidrocarburos, sin embargo, éstas no se encuentran disponibles en Ecuador, por lo que se abre un amplio campo de investigación en las reservas de sílice del sector El Pangui y Yanzatza, provincia de Zamora Chinchipe, que ascienden a 1085 millones de toneladas sobre una superficie de 710 hectáreas (Salazar, G., 2015).

En base a la disponibilidad de nanopartículas en Ecuador e investigaciones de recuperación mejorada en otros países, en la Facultad de Ingeniería Química y Agroindustrial de la Escuela Politécnica Nacional se han logrado

obtener nanopartículas de óxido de zinc, con las cuales se puede lograr recobros de 28.3 y 30.8% al disolverse en agua destilada (Ogolo et al., 2012); no obstante, hay que tener cuidado con la formación de aglomerados de partículas más grandes en los puntos de inyección.

La Tabla 1. muestra un resumen de los porcentajes de recuperación debido a la inyección de nanopartículas de ZnO. Los mejores resultados se obtuvieron al diluir nanopartículas de ZnO en agua destilada. Tipo de crudo: 22.44°API (Ogolo et al., 2012).

Por otra parte, se sabe que las nanopartículas de ZnO reducen la contaminación ambiental, ya que son capaces de eliminar completamente el sulfuro de hidrógeno (gas muy tóxico, corrosivo y peligroso) contenido en los lodos de perforación (Sayyadnejad et al, 2008)

PROCEDIMIENTO	FLUIDO DE DILUCIÓN	FACTOR DE RECOBRO SIN NP DE ZnO	FACTOR DE RECOBRO CON NP DE ZnO
Se inyectó en la arena salmuera, luego aceite, y finalmente se lavó el sistema con el nanofluido	Agua destilada	25 %	28.3 %
	Salmuera	35 %	30.8 %
	Etanol	46.7 %	42.5 %
Se mojó la arena con el nanofluido durante 60 días, luego se inyectó aceite, y finalmente se lavó el sistema con salmuera.	Agua destilada	9.2 %	30.8 %
	Salmuera	30.8 %	29.2 %
	Etanol	34.2 %	25.8 %
	Diésel	77.5 %	75 %

Tabla 1. Porcentajes de recuperación debido a la inyección de nanopartículas de ZnO

CONCLUSIONES

Las nanopartículas de óxidos son capaces de controlar la migración de finos, adsorber asfaltenos, reducir la tensión interfacial entre el petróleo y el agua, y cambiar la humectabilidad de la roca.

La evaluación de nanopartículas aplicadas a la recuperación mejorada de hidrocarburos demostró que las nanopartículas de sílice, óxido de aluminio, óxido de níquel y óxido de cobre dan los mejores resultados para recuperar petróleo.

La nanopartícula de sílice o dióxido de silicio (SiO₂) es la mejor alternativa, debido a que puede ser aplicada en sistemas térmicos o químicos, puede ser diluida en cualquier tipo fluido (salmuera, etanol, agua destilada y diésel), se propaga fácilmente a través de un sistema de poros, cambia la humectabilidad de la roca, altera eficazmente la interfaz entre el petróleo, la roca y la salmuera, tiene presencia natural en el depósito, no ocasiona daños a la formación, puede recuperar cualquier tipo de crudo, inhibe la migración de finos y genera importantes factores de recobro.

Los experimentos realizados con sílice demostraron que las nanopartículas lipofílicas y de mojabilidad neutra dispersadas en etanol o diésel generan los mejores resultados de recuperación de petróleo, mientras que, las nanopartículas de sílice hidrofílicas generan recobros inferiores y sólo se pueden disolver en disolventes polares.

La inyección de un nanofluido puro - a partir de nanopartículas de sílice - en formaciones de baja permeabilidad genera el mejor factor de recobro, debido a que estas formaciones presentan mayor velocidad de cizallamiento, favorable emulsificación in situ y mayor eficiencia de desplazamiento.

Económicamente, la inyección del nanofluido: nanopartículas de sílice dispersadas en salmuera es la opción más viable para ser aplicada en Ecuador (costo aproximado de inyección 3 \$/Bl), y puede alcanzar recuperaciones de hasta 39%. Por la disponibilidad de nanopartículas, con la inyección de óxido de zinc en agua destilada se puede alcanzar recobros de 28.3 y 30.8% (costo aproximado de inyección 80 \$/Bl).

El precio real de la aplicación de Nanotecnología en la industria petrolera aún se desconoce, sin embargo, será económicamente rentable en el futuro, debido a que el uso de nanopartículas en procesos de recuperación mejorada ayudará a duplicar las tasas de producción de los pozos, reducirá el costo de producción del barril de petróleo entre 1 y 2 dólares, disminuirá el consumo de energía eléctrica y química en más de 25 millones de kWh.

Agradecimientos:

Agradecemos a la Escuela Politécnica Nacional, por la excelente formación profesional en el campo petrolero.

A todos los profesores del Departamento de Petróleos de la Facultad de Ingeniería en Geología y Petróleos, por compartir e impartir sus conocimientos.

Referencias bibliográficas

- Belcher, C. K., Seth, K., Hollier, R., & Paternostro, B. P. (2010). *Maximizing production life with the use of nanotechnology to prevent fines migration. In International Oil and Gas Conference and Exhibition in China*. Society of Petroleum Engineers.
- Cocuzza, M., Pirri, C., Rocca, V., & Verga, F., (2012). *Current and future nanotech applications in the oil industry. American Journal of Applied Sciences*, 9(6), 784.
- El-Diasty, A., & Ragab, M., (2013). *Applications of Nanotechnology in the Oil & Gas Industry: Latest Trends Worldwide & Future Challenges in Egypt. In North Africa Technical Conference and Exhibition*. Society of Petroleum Engineers.
- El-Diasty, A. I. (2015). *The potential of nanoparticles to improve oil recovery in Bahariya formation, Egypt: an experimental Study*. In Paper SPE-174599, Presented at the SPE Enhanced Oil Recovery Conference, Kuala Lumpur, Malaysia, 11–13 August.
- Huang, T., Crews, B., & Willingham, R. (2008). *Using nanoparticle technology to control fine migration. In SPE Annual Technical Conference and Exhibition*. Society of Petroleum Engineers.
- Ju, B. and Fan, T., (2009). *Experimental Study and Mathematical Model of Nanoparticle Transport in Porous Media. School of Energy Resources, Key Laboratory of Marine Reservoir Evolution and Hydrocarbon Accumulation Mechanism, Ministry of Education China University of Geo-sciences, Beijing, China, Powder Technology*, Vol. 192, Issue 2, Elsevier B.V., China, Pp. 195 – 20.
- Khavkin, A., (2014). *Using Nanotechnology for Oil Recovery. Geology and Development of Fuel Institute, Moscow*. [Recurso electrónico en línea]. Recuperado de: <http://www.azomining.com/Article.aspx?ArticleID=1101> (septiembre, 2016).
- Mera, C. M., Ariza, C. A. F., & Cortés, F. B. (2013). *Uso de nanopartículas de sílice para la estabilización de finos en lechos empacados de arena Ottawa. Revista Informador Técnico*, 77(1), 27.
- Nassar, N., Hassan, A., Pereira-Almao, P. (2012). *Adsorption and oxidation of asphaltenes onto TiO₂, ZrO₂ and CeO₂ nanocatalysts. Industrial & Engineering Chemistry Research*.
- Ogolo, A., Olafuyi, A., & Onyekonwu, O. (2012). *Enhanced oil recovery using nanoparticles. In SPE Saudi Arabia Section Technical Symposium and Exhibition*. Society of Petroleum Engineers.
- Onyekonwu, O., & Ogolo, A., (2010). *Investigating the use of nanoparticles in enhancing oil recovery. In Nigeria Annual International Conference and Exhibition*. Society of Petroleum Engineers.
- Pastrana, R., & Benavides, M., (2014). *Simulación de inyección de modificadores de humectabilidad en yacimientos de petróleo pesado. Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín*.
- Qiu, F., & Mamora, D. D., (2010). *Experimental study of solvent-based emulsion injection to enhance heavy oil recovery in Alaska north slope area. In Canadian Unconventional Resources and International Petroleum Conference*. Society of Petroleum Engineers.
- Quinfen, D., Shen, C., Wang, Z., Jing, B., Gu, C. and Qian, Y., (2010). *Innovative drag Reduction of Flow in Rock's Micro-Channels using Nanoparticles Adsorbing Method. International Oil and Gas Conference and Exhibition in China*, 8 – 10 June 2010, Beijing, China, Paper No. 130994 – MS, Pp. 1 – 11.
- Roustaei, A., Moghadasi, J., Bagherzadeh, H., & Shahrabadi, A., (2012). *An experimental investigation of polysilicon nanoparticles' recovery efficiencies through changes in interfacial tension and wettability alteration. In SPE International Oilfield Nanotechnology Conference and Exhibition*. Society of Petroleum Engineers.
- Salazar, G., (2015). *Tipo de yacimientos explotables en el sur del Ecuador (Zona 7). Universidad Nacional de Loja, Ingeniería en Geología Ambiental y Ordenamiento Territorial*.
- Sayyadnejad, M., Ghaffarian, H., Saeidi, M., (2008). *Removal of hydrogen sulfide by zinc oxide nanoparticles in drilling fluid. Int. J. Environ. Sci. Tech.*, 5 (4), 565-569.
- Shah, D., (2009). *Application of nanoparticle saturated injectant gases for EOR of heavy oils. In SPE Annual Technical Conference and Exhibition*. Society of Petroleum Engineers.
- Skauge, T., Spildo, K., & Skauge, A., (2010). *Nano-sized particles for EOR. In SPE Improved Oil Recovery Symposium*. Society of Petroleum Engineers.
- Vasconcelos, Y., (2016). *Pozos de petróleo más productivos. Departamento de Física de Materiales y Mecánica, Instituto de Física de la Universidad de Sao Paulo. Pesquisa FAPESP*.
- Yu, J., An, C., Mo, D., Liu, N., & Lee, R. L. (2012). *Study of adsorption and transportation behavior of nanoparticles in three different porous media. In SPE Improved Oil Recovery Symposium*. Society of Petroleum Engineers.

MODELO DE PERMEABILIDAD BASADO EN LA GENERACIÓN DE TIPO DE ROCA DE LA ARENISCA T INFERIOR DE UN BLOQUE DE LA CUENCA ORIENTE

J. García (1), G. Cerón (2), F. Paz (3)

- (1) Dpto. Petróleos, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. jose.garcia@epn.edu.ec
(2) Dpto. Petróleos, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. gonzalo.ceron@epn.edu.ec
(3) Dpto. Petróleos, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. francisco.paz@epn.edu.ec

Abstract (Permeability model determination based on rock type generation of a Oriente Basin Block): The present project presents a classification of the permeability distribution based on reservoir rock types and hydraulic flow units. The result becomes an important data used to understand the reservoir characterization and reduce the level of uncertainty during the reservoir simulation generation. Several methods have been applied to classify rock types, finding Winland's and Amaefule's methods, the most effective in clastic reservoirs. These methods were applied on core plugs of the Napo Lower T reservoir in a Block of The Ecuadorian Oriente Basin. The main objectives were to develop several correlations between porosity and permeability for each rock type by using multilinear regression models to predict artificial rock types and determine the permeability in zones without core data.

Palabras clave: Roca, Permeabilidad, Tipo, Core.

Key words: Rock, Permeability, Type, Core.

INTRODUCCIÓN

La permeabilidad como propiedad petrofísica de una roca reservorio es la causante de controlar el flujo de fluidos (gas, petróleo y/o agua) en una roca reservorio. Varios métodos han sido desarrollados con el fin de estimar sus valores a partir de datos fácilmente medibles, como la porosidad. Sin embargo, debido a la heterogeneidad de los reservorios y a la no existencia de una relación directa entre ambas propiedades, los métodos de Winland R35 y Unidades Hidráulicas de Flujo han generado buenos resultados en reservorios clásticos, al tomar en cuenta dichas consideraciones. (Amaefule et al, 1993) (Gunter et al, 2014)

Estos métodos consisten en la clasificación del reservorio en tipos de roca o en unidades hidráulicas de flujo, en base a su radio poral efectivo (Winland R35); o en base al indicador de zona de flujo FZI, (Unidades Hidráulicas). La Ecuación (1), equivale al radio poral efectivo calculado a una saturación del 35% en una prueba de inyección de mercurio. La Ecuación (2), es una variable utilizada para determinar unidades hidráulicas de flujo en función al índice de calidad de la roca y la ecuación (3) es para convertir a FZI en un valor discreto (Tipo de Roca Discreto). (Kharrat et al, 2009), (Tiab & Donaldson, 2012).

$$R35 = 10^{[0.792 + 0.288 \cdot \text{Log}(K) - 0.864 \cdot \text{Log}(\Phi)]} \quad (1)$$

$$FZI = \frac{RQI}{\Phi_z} = \frac{0.0314(K/\Phi_e)^{\frac{1}{2}}}{\Phi_e} \times (1 - \Phi_e) \quad (2)$$

$$DRT = \text{REDONDEAR.}(2 \ln(FZI) + 10.6) \quad (3)$$

Donde:

K: permeabilidad, milidarcys.

Φ : porosidad efectiva, porcentaje

Φ_e : porosidad efectiva, fracción

RQI: índice de calidad de la roca, μm . $RQI = 0.0314(K/\Phi_e)^{1/2}$

Φ_z : porosidad normal, relación entre el volumen poroso y volumen de grano.

DRT: valor discreto de FZI.

REDONDEAR.: función redondear a 0 decimales Excel.

El Bloque se encuentra ubicado en el corredor central Sacha-Shusufindi de la Cuenca Oriente Ecuatoriana. Sus principales reservorios son "U Inferior" y "T Inferior" de la formación Napo. (Baby et al, 2014). Para el presente estudio, se ha analizado el reservorio principal T Inferior, por lo que se detalla la metodología y resultados a continuación.

METODOLOGÍA-RESULTADOS

La metodología aplicada se basó en la relación de dos variables: porosidad y permeabilidad con el fin de desarrollar diferentes modelos de permeabilidad en base a la clasificación de tipos de roca.

Dichas variables fueron obtenidas a partir de los resultados de análisis convencionales de núcleos. Un total de 733 plugs fueron recopiladas de 9 pozos del reservorio T Inferior.

La porosidad y permeabilidad de los núcleos fueron ajustadas en profundidad en base a las curvas Gamma Ray y CoreGamma. Una vez ajustados y validados, dichos datos fueron relacionados mediante los métodos de Winland R35 y Unidades Hidráulicas. En un gráfico semi-logarítmico se clasificaron los datos de porosidad y permeabilidad en función de R35, Fig.1. Se clasificó a los datos en mega-porosos ($R35 > 10 \mu m$); macro-porosos ($2 \leq R35 \leq 10$); meso-porosos ($0.5 \leq R35 < 2$); micro-porosos ($0.1 \leq R35 < 0.5$); nano-porosos ($R35 < 0.1$). (Chekani et al, 2009)

En un gráfico Logarítmico RQI- ϕ_z , se determinó el número de unidades hidráulicas. En donde los datos pertenecientes a cada unidad se ubicarán en la misma recta de pendiente unitaria, Fig. 2. (Tiab & Donaldson, 2012). Una vez determinadas el número de unidades hidráulicas, se desarrolló una regresión lineal múltiple con el fin de relacionar los valores de FZI con el comportamiento de las curvas de registros gamma ray (GR), potencial espontáneo (SP), resistividad profunda (RD), neutrón (NPH), porosidad (PHI) y densidad (RHOB), Ecuación (4). (Walpole et al, 2012)

$$FZI = a_1 + a_2(GR) + a_3(SP) + a_4(RD) + a_5(NPH) + a_6(PHI) + a_7(RHO) \quad (4)$$

Cada campo del bloque tendrá diferentes valores de los coeficientes (a), debido a los diferentes comportamientos de las curvas de registro.

Una vez se ha determinado el número de unidades Hidráulicas de Flujo, son asociadas para determinar los diferentes tipos de roca existentes en el reservorio. Posteriormente, es posible generar regresiones para determinar modelos de permeabilidad de acuerdo a los tipos de roca generados, Fig. 3.

Como resultado, mediante el uso de gráficos en escala logarítmica de K-PHIE, se generaron correlaciones por el método de mínimos cuadrados en Excel, Ecuación (5), para cada valor o rango de valores DRT.

$$K = a * (\phi)^b \quad (5)$$

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN

La Fig.1 de Winland R35 indica la existencia de 3 tipos de roca de baja, moderada y alta calidad. Además, la existencia de un tipo de roca denominada en el presente estudio como no reservorio debido a sus bajos valores de porosidad-permeabilidad.

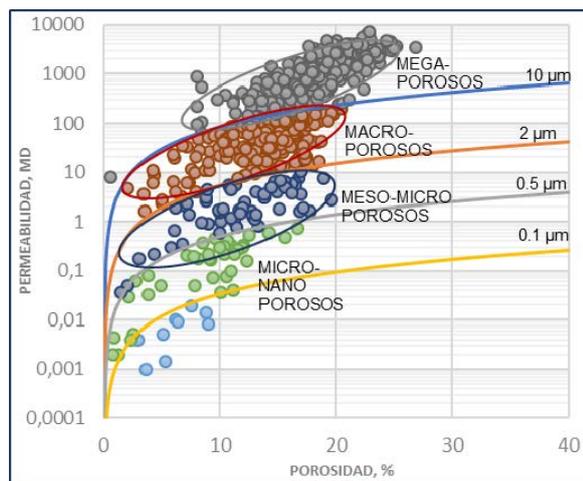


Fig. 1: Clasificación de datos por su valor R35.

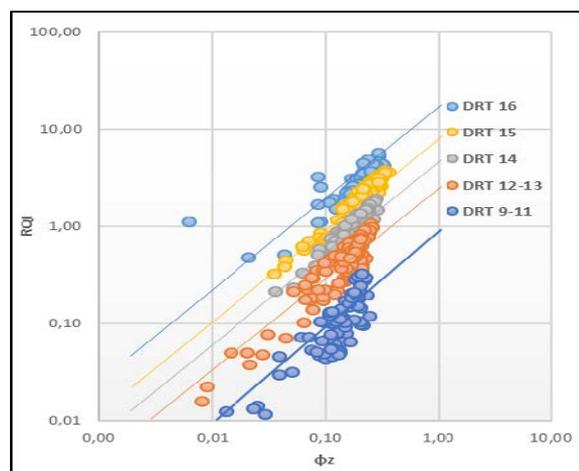


Fig. 2: Clasificación de unidades hidráulicas.

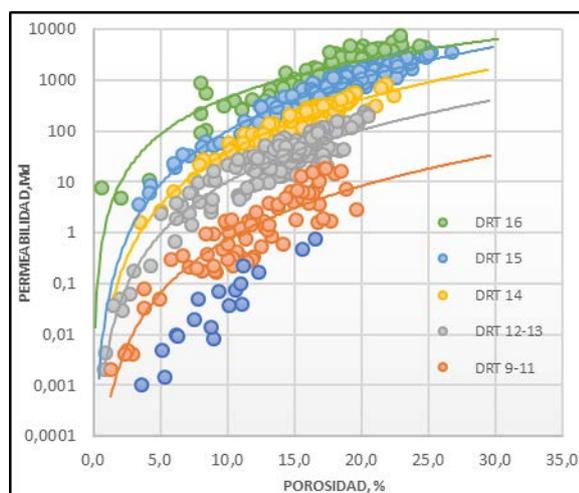


Fig. 3: Clasificación de datos por su valor DRT.

La clasificación de unidades hidráulicas, Fig. 2, indica la existencia de 5 unidades de flujo. Los valores de permeabilidad en función de los datos de porosidad que se visualizan en la Fig. 3, se ubican en líneas de tendencia paralelas y dependen de la definición de DRT. Por lo que se evidencia que los valores DRT 14, 15 y 16 pertenecen a un tipo de roca superior a los demás.

Si relacionamos los dos métodos, se puede observar que los valores de DRT= 14, 15 y 16 se encontrarían en la división de mega-porosos según la metodología de Winland, así mismo los valores de DRT= 12-13 se encontrarían en la división de macro-porosos, DRT= 9-11 en la división de meso-micro- porosos, DRT= 0-8 en la división de micro-nano porosos. Entonces, en relación a este análisis, se valida la existencia de tipo de roca 3, arenisca de buena calidad; tipo de roca 2, arenisca de mediana calidad; tipo de roca 1, arenisca de baja calidad y tipo de roca 0, no reservorio; como se muestra en la Tabla 1.

El desarrollo de las regresiones se realizó en el Software Well Insight, así como el análisis petrofísico y generación de tipos de roca. Dichas regresiones fueron desarrolladas en cada campo, con los datos de núcleos, Fig.4, pista 5. Al aplicar estas regresiones, se encontraron valores de FZI continuos, pista 5; donde cada valor corresponde a un valor de DRT aplicando la Ecuación (3). Mediante la aplicación de la Ecuación (4), se calcularon los valores de permeabilidad, pista 6; y se definió a qué tipo de roca corresponde, pista 7. La permeabilidad obtenida por medio de las correlaciones desarrolladas, mostraron un alto grado de correlación con la permeabilidad medida en los núcleos, teniendo valores de R^2 superiores a 0.7, como se muestra en la Figura 5 y Tabla 2, para el reservorio analizado, T Inferior.

No Reservorio	Arenisca Baja Calidad	Arenisca Media Calidad	Arenisca Buena Calidad
Si $0 \leq DRT \leq 8$	Si $9 \leq DRT \leq 11$	Si $12 \leq DRT \leq 13$	Si $DRT \geq 14$

Tabla 1: Definición de Tipo de roca en función al análisis de Winland y FZI- T Inferior.

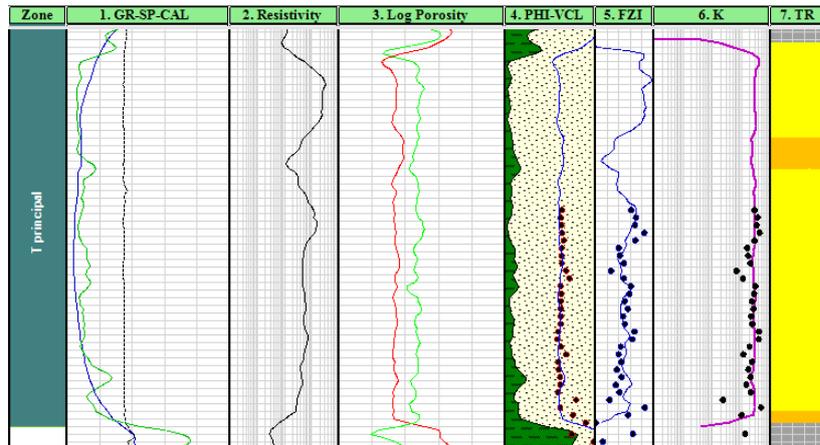


Fig. 4: Interpretación de correlaciones, tipos de roca y permeabilidad calculada- Datos de núcleos (Puntos) – Datos regresiones lineales y multilineales (líneas).

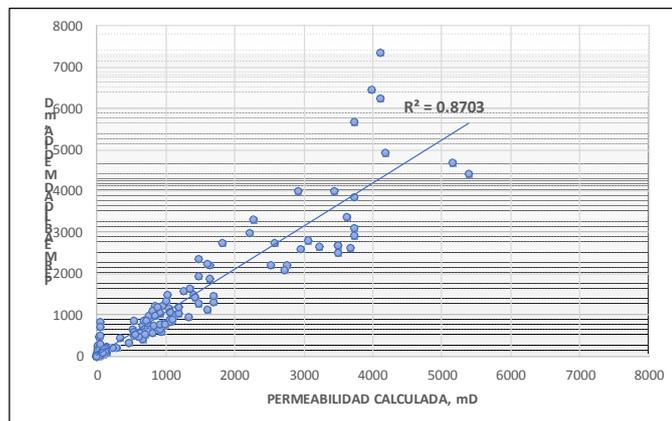


Fig. 5: Permeabilidad Calculada vs Permeabilidad Medida y su grado de correlación. Ejemplo para el reservorio T Inferior de un campo del Bloque

GRADO DE CORRELACIÓN- Unidades Hidráulicas		GRADO DE CORRELACIÓN- Método Clásico
ZONA	R ²	R ²
Zona 1	0.72	0.26
Zona 2	0.89	0.61
Zona 3	0.88	0.39

Tabla 2: Grado de correlación entre permeabilidad medida (núcleos) y calculada (correlaciones)- T Inferior.

Clásicamente en la caracterización de reservorios, se ha utilizado por su simplicidad, una correlación directa permeabilidad-porosidad mediante una regresión logarítmica simple ($K=a \cdot e^{b \cdot \phi}$), la cual no toma en cuenta la clasificación de tipo de roca (método clásico). Como se observa en la Tabla 2, al no tomar en cuenta la clasificación de la roca se genera un grado de correlación R² bajo entre lo medido y lo calculado, mientras que al tomar en cuenta este análisis, método de unidades hidráulicas, se incrementa el grado de correlación.

Las regresiones lineales fueron aplicadas a varios pozos de los campos correspondientes a la Zona 1, Zona 2 y Zona 3, de T Inferior. Se determinaron una serie de ecuaciones que fueron aplicadas directamente a los valores de porosidad obtenidos de la evaluación petrofísica de los pozos de los campos de dichas zonas. Posteriormente se aplica las mencionadas correlaciones en 3 regiones y se interpola utilizando el método de distancia inversa en el módulo Rubis-Kappa G5. En la Figura 6 se observa 4 de las 6 capas generadas para el modelo de permeabilidad y las ecuaciones de permeabilidad en función de la porosidad correspondientes a cada tipo de roca.

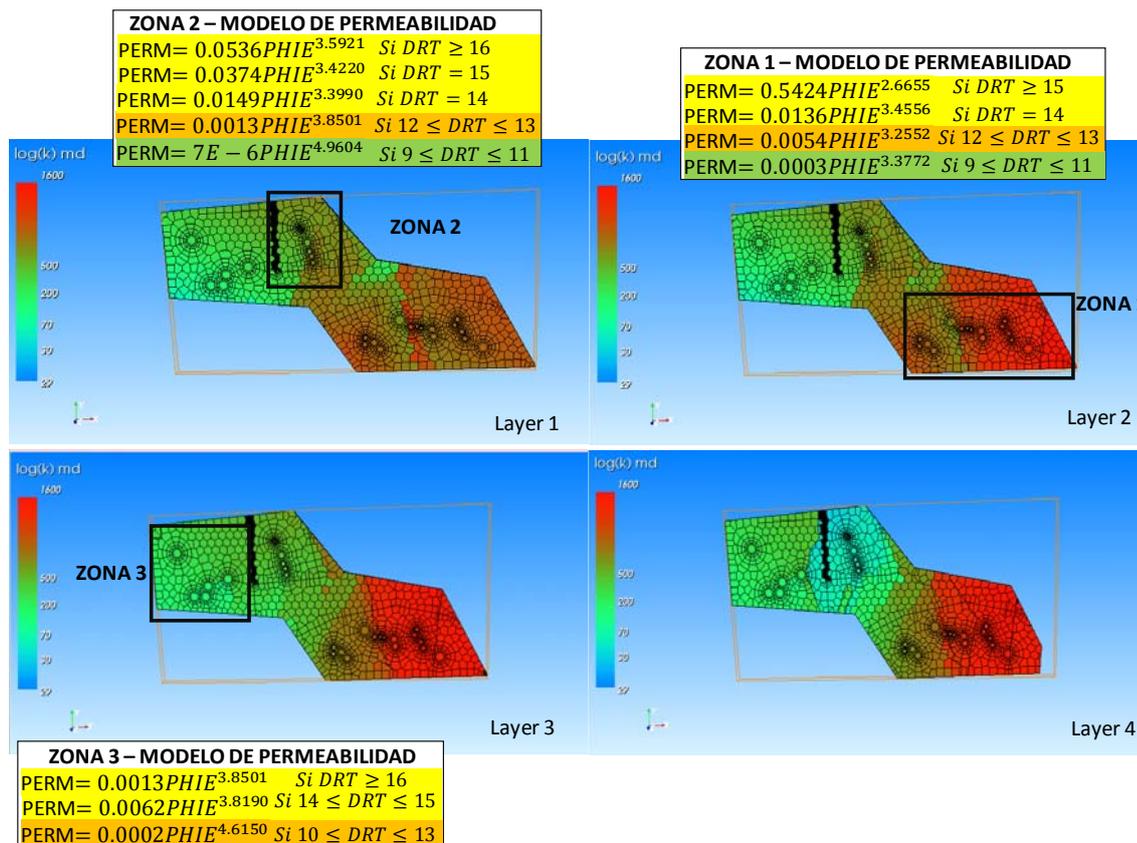


Fig. 6: Modelo de Permeabilidad – Datos regresiones lineales de Permeabilidad y Modelo 3D Permeabilidad capas 1 a 4.

CONCLUSIONES

Por medio de los métodos empleados se clasificó al reservorio en 3 tipos de roca, siendo el tipo de roca 3 una arenisca de mejor calidad y el tipo de roca 1 una arenisca de baja calidad. Los tipos de roca van a estar ligados con los datos interpretados de porosidad y permeabilidad de la evaluación petrofísica.

Las regresiones multilíneas son de gran utilidad en la generación de registros sintéticos lo cual permite la generación de datos discretos (tipo de roca) como continuos (porosidad, permeabilidad). En el presente estudio, se utilizaron dichas regresiones en la generación de un registro FZI (Flow Zone Indicator) para posteriormente determinar el tipo de roca y el modelo de permeabilidad.

La generación de un modelo de permeabilidad confiable en base a las diferentes unidades hidráulicas y al tipo de roca va a reducir el nivel de incertidumbre al momento de realizar la inicialización de un modelo numérico de reservorios.

Al aplicar las correlaciones de permeabilidad en función a la porosidad a cada uno de los campos, y posteriormente interpolar y extrapolar los datos, se debe considerar realizar un control de calidad y un análisis bivariado de las propiedades petrofísicas en función de cada tipo de roca.

Agradecimientos: A las Empresas Kappa Engineering e Eastsea Star Company por permitirnos el uso de su software, Kappa G5 y Wellinsight respectivamente, para el presente proyecto.

Referencias bibliográficas

- Amaefule, J. O., Altunbay, M., Tiab, D., Kersey, D. G., & Keelan, D. K. (1993, January 1). *Enhanced Reservoir Description: Using Core and Log Data to Identify Hydraulic (Flow) Units and Predict Permeability in Uncored Intervals/Wells*. Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/26436-M
- Baby, P., Rivadeneira, M., & Barragán, R. (Eds.). (2014). *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo*. Ecuador. IFEA, IRD, Petroamazonas Ed., Quito, (Ecuador), 265-277.
- Chekani, M., & Kharrat, R. (2009, January 1). *Reservoir Rock Typing in a Carbonate Reservoir—Cooperation of Core and Log Data: Case Study*. Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/123703-MS
- Gunter, G. W., Spain, D. R., Viro, E. J., Thomas, J. B., Potter, G., & Williams, J. (2014, September 16). *Winland Pore Throat Prediction Method - A Proper Retrospect: New Examples From Carbonates and Complex Systems*. Society of Petrophysicists and Well-Log Analysts.
- Kharrat, R., Mahdavi, R., Bagherpour, M. H., & Hejri, S. (2009, January 1). *Rock Type And Permeability Prediction Of A Heterogeneous Carbonate Reservoir Using Artificial Neural Networks Based On Flow Zone Index Approach*. Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/120166-MS
- Tiab, D., & Donaldson, E. C. (2015). *Petrophysics: theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties*. Gulf professional publishing.
- Walpole, R. E., Myers, R. H., Myers, S. L., & Ye, K. (1993). *Probability and statistics for engineers and scientists* (Vol. 5). New York: Macmillan.

ANÁLISIS MULTICRITERIO DE LA MEJOR OPCIÓN DE RECUPERACIÓN MEJORADA DEL CAMPO LAGO AGRIO

P. Trejo (1), H. Vásquez (2), M. Andrade (3), R. Burbano (4).

- (1) Dpto. Petróleos, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. pablo.trejo@epn.edu.ec
- (2) Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. hugo_vasquezhv@outlook.com
- (3) Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. mayravanessa.andrade@gmail.com
- (4) Dpto. Matemática, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. rafael.burbano@epn.edu.ec

Multicriteria Analysis of the Best Enhanced Oil Recovery Option for The Lago Agrio Field: Lago Agrio Field is one of the most productive fields in Ecuador and the implementation of some Enhanced Oil Recovery mechanisms may be an alternative production. The study will focus on evaluating certain petrophysical parameters such as API gravity, petroleum viscosity, hydrocarbon composition, petroleum saturation, water salinity, temperature, among others. It going to constitute the variables of the study and each EOR are the tentative scenarios. This process involves the selection of the best option of EOR through multicriteria analysis. The mathematical model will be structured by the Condorcet, Borda and Montecarlo models. The results will be evaluated through a sensitivity analysis.

Palabras clave: Análisis multicriterio, recuperación mejorada
Key words: Multicriteria analysis, EOR

INTRODUCCIÓN

El análisis multicriterio es una herramienta matemática muy importante de decisión, que permite integrar diferentes variables de estudio, en sus propias escalas o magnitudes y se ocupa cuando hay un gran rango de incertidumbre o conflicto de intereses (Munda, 2004). Para éste caso en particular se considera las propiedades de la roca y del fluido como variables de mayor relevancia, desde el enfoque de la ingeniería de reservorios.

En si las propiedades de la roca y del fluido que se utilizan en éste estudio son la Gravedad API, viscosidad del petróleo, composición del hidrocarburo, saturación del petróleo, salinidad del agua, temperatura reservorio, tipo de roca, permeabilidad, profundidad, espesor neto, porosidad y presión del reservorio. Cabe mencionar que las variables de estudio son parámetros que están asociados a indicadores específicos y congruentes en los distintos Métodos de Recuperación Mejorada. A lo que refiere al método de recuperación de hidrocarburos con inyección de polímeros, se considera además las propiedades de dureza del agua, radio de movilidad y el mecanismo de empuje.

El grado de importancia de las propiedades de la roca y del fluido, son determinadas en base a la experiencia de expertos en el área de petróleo; éstos valores son designados en formas de pesos en la matriz multicriterio y los métodos de Recuperación Mejorada a evaluarse constituyen propuestas que se familiarizan con la metodología ocupada.

Los escenarios que utiliza la matriz multicriterio; constituye los distintos métodos de Recuperación Mejorada; que corresponden a la recuperación de petróleo con inyección de Carbono, inyección alternada de agua y gas, inyección de nitrógeno, inyección de agua caliente, inyección de vapor, inyección de polímeros, inyección de surfactantes, inyección de alcalinos surfactantes, inyección de alcalino surfactante-polímero y combustión insitu. El análisis considerará a formaciones permeables y porosas que pueden ser potenciales zonas de producción como rocas sedimentarias y carbonatos.

Para la selección de la mejor opción de Recuperación Mejorada se va a utilizar modelos de decisión como Montecarlo, Borda, Condorcet y las relaciones de Copeland.

		Criterios					
		f_1	f_2	f_n	
	Criterio	f_1	f_2	f_n	
	Unidad	$[u_1]$	$[u_2]$	$[u_n]$	
	Objetivo	o_1	o_2	o_n	
	Peso	ω_1	ω_2	ω_n	
	Umbral	c_1	c_2	c_n	
	Subespacio	F_1		...	F_k		
	Compensación intrasubespacio	α_1		...	α_k		
	Compensación global:	α_0					
Alternativas	x_1	x_{11}	x_{12}	x_{1n}	
	x_2	x_{21}	x_{22}	x_{2n}	
	
	x_m	x_{m1}	x_{m2}	x_{mn}	

Fig. 1: Matriz multicriterio

METODOLOGÍA-RESULTADOS

Para realizar en análisis multicriterio se va considerar un “modelo paramétrico compensatorio no compensatorio con criterios múltiples”¹. Tal modelo trabaja con una matriz multicriterio, la misma que se caracteriza porque genera un grado de compensación. La matriz en general se estructura tal como se detalla en la Figura 1, donde se tiene un conjunto de m alternativas que se descompone en $X = \{x_1, x_2, \dots, x_m\}$, y n criterios de evaluación $F = \{f_1, f_2, \dots, f_n\}$. Las unidades $u = \{u_1, u_2, \dots, u_n\}$, los objetivos $O = \{o_1, o_2, \dots, o_n\}$, los pesos o ponderaciones $\omega = \{\omega_1, \omega_2, \dots, \omega_n\}$, y los umbrales de indiferencia $c = \{c_1, c_2, \dots, c_n\}$ de los n criterios; la agrupación de los criterios en k dimensiones o subespacios $\{F_1, F_2, \dots, F_k\}$ y el grado de compensación global α_0 , y los grados de compensación intrasubespacio $\{\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_k\}$.

La simulación de Montecarlo dentro de la metodología ocupada provee las distribuciones de probabilidad empírica para las matrices de comparación por pares, lo que nos ayuda analizar las relaciones entre las alternativas y para la selección de la mejor opción se utilizará métodos de comparación global de alternativas, como el rango de Condorcet (1) y los rangos de Borda (2) (3). En donde x e y son el conjunto de n alternativas y P es la preferencia estricta difusa y $Rang^+$ es el rango positivo y $Rang^-$ es el rango negativo de las alternativas.

$$Rang(x) = \frac{1}{2} \sum_{x \neq y} [P(x,y) - P(y,x) + n - 1] \tag{1}$$

$$Rang^+(x) = \sum_{y \neq x} P(x,y) \quad Rang^-(x) = \sum_{y \neq x} P(y,x) \tag{2}$$

$$Rang(x) = \frac{1}{2} \sum_{y \neq x} [P(x,y) - P(y,x) + n - 1] \tag{3}$$

Los primeros resultados que se obtienen son con las relaciones de Copeland y sus valores se presentan en la siguiente figura:

	1	0.52	0.52	0.68
		1	0.44	0.62
			1	0.37
				1

Fig. 2: Resultado de las relaciones de Copeland

La modelación da como resultado la mejor opción de Recuperación mejorada de Petróleo en donde cada escenario de la matriz corresponde a los distintos métodos mencionados y las variables se enfocan en las propiedades de las rocas y los fluidos del Campo analizado. A continuación, se presentan los resultados de las modelaciones.

¹Metodología desarrollada por el Matemático Rafael Burbano, Escuela Politécnica Nacional.

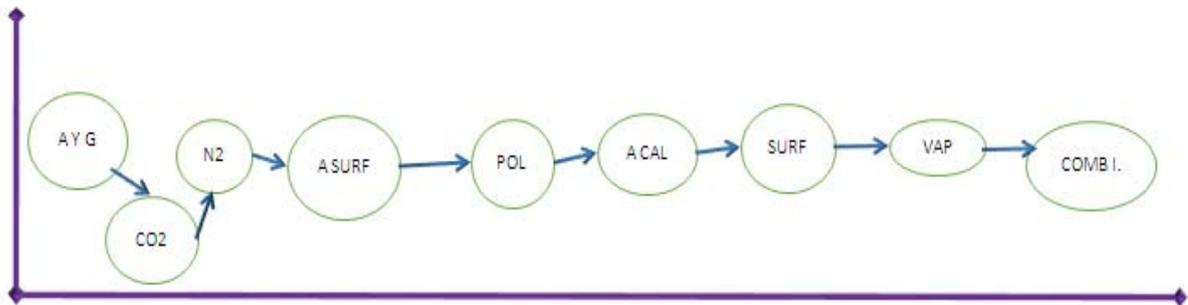


Fig. 3: Resultado de la Modelación por Escenario

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN

A través de las relaciones de Copeland se determina el orden de los escenarios o métodos de recuperación mejorada en base a la preferencia y se puede observar en la Figura 3; que la mejor opción de Recuperación Mejorada para el Campo Lago Agrio es la Inyección de Agua y Gas, le continúa Dióxido de carbono como segunda opción y el nitrógeno como tercera alternativa. Y la opción menos favorable corresponde a Combustión In situ.²

A lo que refiere a los resultados del rango neto de Condorcet se puede determinar que las propiedades de la roca y del fluido tienen el mismo peso.

Cabe recalcar que cada variable tiene una curva característica de eficiencia y su valor dependerá de las propiedades del Campo de estudio.

CONCLUSIONES

Se determina que la mejor opción de Recuperación Mejorada para el Campo Lago Agrio es la Inyección de Agua y Gas, y le prosigue la Inyección de Dióxido de Carbono y la Inyección de Nitrógeno. Todos los resultados presentados consideran solo las propiedades de la roca y del fluido y no condiciones externas como parámetros económicos o sociales.

El resultado de la opción menos favorable corresponde a Combustión In situ, ya que las características del crudo para esta metodología debe ser de un crudo pesado o extrapesado; el mismo que no se considera en el Campo de estudio.

Cada parámetro petrofísico tiene una curva característica de eficiencia en cada Método de Recuperación Secundaria.

(Alvarado & Bánzer, 2002), (Butler, 1990) (Holman, 1986), (Donaldson & Yen, 1985), (Ahmed, 2006) (Farouq & Jones, 1997), (Latil, Burguer, & Sourieau, 1980), (Romero, 2012), (Taber, Martin, & Seright), (Thomas, Gaillard, & Favero, 2013), (Manrique & Cabrera, 2013), (Mohammadi & Gary, 2012) (Putnam, 2010)

Referencias bibliográficas

- Barragán, R., Baby, P. & Nino, C. (2014) Modelo Geodinámico alternativo para el origen del sistema petrolero en las Cuencas de Antepaís Oriente-Marañón Norte. En: *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo* (Baby, P., Rivadeneira, M., Barragán, R., eds.) IFEA, IRD, Petroamazonas Ed., Quito, (Ecuador), 265-277.
- Bouyssou, D. & Vansnick, J. (1986). Noncompensatory and generalized noncompensatory preference structures. *Theory and Decision*, 21, 251–266.

² A Y G : Inyección Alternada De Agua Y Gas
 CO2: Inyección De Dióxido De Carbono
 N2: Inyección De Nitrógeno
 A SURF: Inyección De Alcalinos Surfactantes
 POL: Inyección De Polímeros
 A CAL: Inyección De Agua Caliente
 SURF: Inyección De Surfactantes
 VAP: Inyección De Vapor
 COMB I: Combustión Insitu

- Reyes, P. (2013). *Évolution du relief le long des marges actives: étude de la déformation Plio-Quaternaire de la Cordillère Côtière d'Équateur*. Tesis Doctoral, Université de Nice-Sophia Antipolis – UFR Sciences, Niza (Francia), 278 pp.
- Cantalamezza, G., Di Celma, C. & Ragaini, L. (2005). Sequence stratigraphy of the Punta Ballena Member of the Jama Formation (Early Pleistocene, Ecuador): insights from integrated sedimentologic, taphonomic and paleoecologic analysis of molluscan shell concentrations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 216 (1-2), 1–25.
- Ordoñez, M., Jiménez, N., & Suárez, J. (2006). *Micropaleontología ecuatoriana: Datos bioestratigráficos y paleoecológicos de las cuencas: Graben de Jambelí. Progreso. Manabí, Esmeraldas y Oriente; del levantamiento de la Península de Santa Elena, y de las cordilleras colonche, costera y occidental*. Ed. Petroproducción, Quito, 634 pp.
- López, A.M. (2011). Migración de los focos de terremotos a lo largo del Cinturón de Fuego del Pacífico. Memorias de las 7as Jornadas en Ciencias de la Tierra, EPN, Quito (Ecuador), 15-18.
- Ahmed, T. (2006). *Principals of Secondary & Enhanced Oil Recovery*. Tarek Ahmed & Associates, Ltd. All Rights Reserve.
- Alvarado, D., & Bánzer, C. (2002). *Recuperación térmica de petróleo*. Caracas.
- Butler, R. (1990). *Thermal Recovery of Oil and Bitumen*. Inyección mejorada de agua . Maracaibo: Anotaciones de clases.
- Donaldson, E., & Yen, C. (1985). *Enhanced Oil Recovery & Fundamentals and analyses*. Oklahoma.
- Farouq, A., & Jones, J. (1997). *Practical Heavy Oil Recovery*. Canadá: University of Alberta.
- Holman, J. (1986). *Transferencia de calor*. Mc-Graw-Hill Primera Edición.
- Latil, M., Burguer, J., & Sourieau, P. (1980). *Enhance Oil Recovery*. Paris: Edition Technip.
- Manrique, E., & Cabrera, F. (2013). *Technical and Managerial Framework for Ensuring a Successful Implementation*. Manta.
- Munda, Giuseppe (2004). "Métodos y Procesos Multicriterio para la Evaluación Social de las Políticas Públicas". *Revista Iberoamericana de Economía Ecológica* vol.1: 31- 45.
- Mohammadi, H., & Gary, B. (2012). *Mechanistic Modeling of the Benefit of Combining Polymer with Low Salinity Water for Enhanced Oil Recovery*. SPE.
- Putnam, J. (2010). *Implementing a Chemical EOR Project*. SPE.
- Romero, L. (2012). *Introduction to enhanced oil recovery (EOR) Processes and bioremediation of oil*.
- Romero, Carlos (1996). *Análisis de las decisiones multicriterio*. Madrid: Isdefe.
- Taber, J., Martin, F., & Seright, R. *EOR Screening Criteria. Applications and Impact Oil Prices*. New Mexico.
- Thomas, A., Gaillard, N., & Favero, C. (2013). *Some Key Features to Consider When Studying Acrylamide-Based Polymers for Chemical Enhanced Oil Recovery*. Francia.

METODOLOGÍA-RESULTADOS

El pozo Ip-14 B muestra una resistividad extremadamente alta alrededor de más de 2000 ohm-m, una densidad baja con valores promedio de 2.07 g/cm³ y un neutrón bajo con valores de 0.07 unidades decimales de porosidad. Para la interpretación de registros se usó el método de la Gamma Ray para el cálculo de Vsh debido a la afectación del neutrón y densidad producto de la supuesta presencia de gas; adicionalmente, para el cálculo de la porosidad el método de Neutrón-Densidad y para la saturación de agua el método de Indonesia.

Sin embargo, los resultados de porosidad y saturación de agua provenientes del análisis de núcleos del pozo Ip-14B muestran un desfase significativo; mostrando que las porosidades calculadas de núcleos son mayores que las de registros en aproximadamente 8 unidades de porosidad y de 45 unidades de saturación de agua. En este análisis se utilizó una densidad de la matriz de 2.65 g/cm³ asumiendo una arenisca cuarzosa en un 90 % como generalmente se representa a la arenisca Hollín. Además, la saturación de agua calculada del análisis de núcleos muestra valores extremadamente mayores que las obtenidas mediante el método de Indonesia usando valores de m, n y a de 2, 2 y 1 respectivamente. El replanteamiento de la interpretación petrofísica fue necesaria basada en la revisión de información adicional de otro pozo.

El pozo Pungarayacu 12 está ubicado a aproximadamente 1200 m de distancia del pozo Ip-14B y presenta comportamientos muy similares de registros de pozos, similares valores de densidades, neutrón y resistividades; adicionalmente, desde el punto de vista estratigráfico, se observa una continuidad de los cuerpos.

El reporte de cortes de perforación el Pozo Pungarayacu 12 describe presencia de laminaciones de carbón en gran parte del núcleo así como presencia de ámbar y un fuerte olor a ácido sulfhídrico. Una de las características del carbón es su baja densidad y alta resistividad adicionalmente la presencia de gas sulfhídrico causa una afectación adicional de los registros. Las porosidades de registros (porosidades no asociadas a las arcillas) son menores a las de núcleos (similares a las porosidades totales) ya que la matriz utilizada es la de una arenisca cuarzosa; sin embargo, la presencia de carbón altera el valor de densidad de la matriz.

Al comparar la curva de porosidad, asociada a fluidos móviles y calculada del registro de resonancia magnética, con la curva de porosidad por núcleos, presenta un valor extremadamente menor. La razón principal es que el carbón afecta a la porosidad efectiva; es decir, un buen porcentaje de la porosidad total calculada de núcleos está concentrada en una microporosidad asociada al carbón lo que alterará las permeabilidades de la roca. Dicha situación quedó comprobada con los resultados del registro corrido con la herramienta de puntos de presión Schlumberger (2013). Un total de 8 puntos fueron tomados donde ninguno produjo un cierre de presión estable, demostrando que la formación tiene permeabilidades bajas producto de barreras impermeables causadas por las laminaciones de carbón que no permiten que el agua contenida en la formación fluya.

Con estos antecedentes, es evidente que la presencia de carbón afecta a las propiedades petrofísicas y por consiguiente a la respuesta de registros de la arenisca Hollín en Pungarayacu.

La Figura 2 muestra la interpretación petrofísica de registros amarrado a los datos obtenidos de núcleos. El amarre de porosidad se consigue calculando la porosidad con el método de la densidad usando una densidad de matriz de 2.48 g/cm³ debido a las laminaciones de carbón y la presencia de gas sulfhídrico. Adicionalmente, con valores de m, n y a iguales a 1.3, 6 y 1 respectivamente, se consigue un ajuste en los datos de saturación de agua. Pese a las altas resistividades que presenta el pozo Ip-14B, la saturación de agua es alta como muestran los análisis convencionales de núcleos y sus imágenes.

La impermeabilidad de la roca producto de las laminaciones de carbón no permitió el entrapamiento del hidrocarburo en una zona arealmente limitada a las altas cantidades de carbón.

El origen de las laminaciones de carbón no está completamente develado; sin embargo, como manifiesta Baby (2014), en el campo Pungarayacu aparece un cuerpo de la Arenisca Hollín conocida como Hollín Media; la misma está marcada por una caída en el nivel de energía del medio deposicional por un posible alejamiento de la fuente, producto del avance transgresivo, pasando a facies más distales.

Se calculó un porcentaje de carbón aproximado en la formación Hollín del campo Pungarayacu para determinar los parámetros elásticos de la parte sólida de la roca. Se procedió a calcular una curva de densidad sintética asumiendo un modelo volumétrico en el cual la roca está compuesta de una parte sólida no porosa que contiene cuarzo, carbón, arcilla; además de un porcentaje de fluidos presentes en los poros compuesto por agua y petróleo extra pesado (Palacios, 2015).

Al recrear la curva sintética e igualarla a la real, se consigue establecer un porcentaje promedio de existencia de carbón en la roca. El mejor ajuste de ambas curvas tanto en tendencia como su índice de regresión R2, se consiguió utilizando un valor de 20 % de carbón y 80 % de cuarzo para el cálculo de la densidad de la matriz y el subsecuente cálculo de la porosidad como se muestra en la Figura 3. Entre 690 pies y 905 pies el ajuste no es óptimo debido a la heterogeneidad propia de la Lutita Napo basal.

En el pozo Pungarayacu-12, la interpretación petrofísica de este pozo se la realizó usando los mismos parámetros que los usados en el Pozo Ip-14B y se consiguió un ajuste de la porosidad usando una densidad de la matriz de 2.53 g/cm3; valor que sintetiza la presencia de carbón al igual que en el caso del pozo Ip-14B. La interpretación petrofísica muestra una zona saturada de agua; sustentada también en las descripciones de cortes de perforación donde se estipula la presencia de crudo residual.

El pozo Ip-15 muestra un comportamiento normal de registros. Además, la saturación de hidrocarburo en este pozo es alta de alrededor del 76% mostrándose como una zona muy perspectiva.

EL pozo Ip-5B muestra un comportamiento convencional en cuanto a registros; es decir, Hollín se presenta como una arenisca cuarzosa sin presencia de carbón y mayoritariamente saturada por agua excepto en el intervalo desde 755 a 777 pies donde existe una saturación de hidrocarburo del 90 % según muestra el análisis de núcleos.

En el pozo Ip-17ST, su comportamiento en cuanto a registros eléctricos es convencional mostrándose como una arenisca cuarzosa saturada de agua con valores de densidades promedio de 2.25 g/cm3. En este pozo se corrió la herramienta de puntos de presión en 16 puntos; 13 de los cuales restauraron a una presión de aproximadamente 650 psi. Al no tener presencia de carbón y barreras estratigráficas, la permeabilidad de la arena es alta permitiendo fluir el agua presente en el reservorio a diferencia a lo sucedido en el pozo Ip-14B.

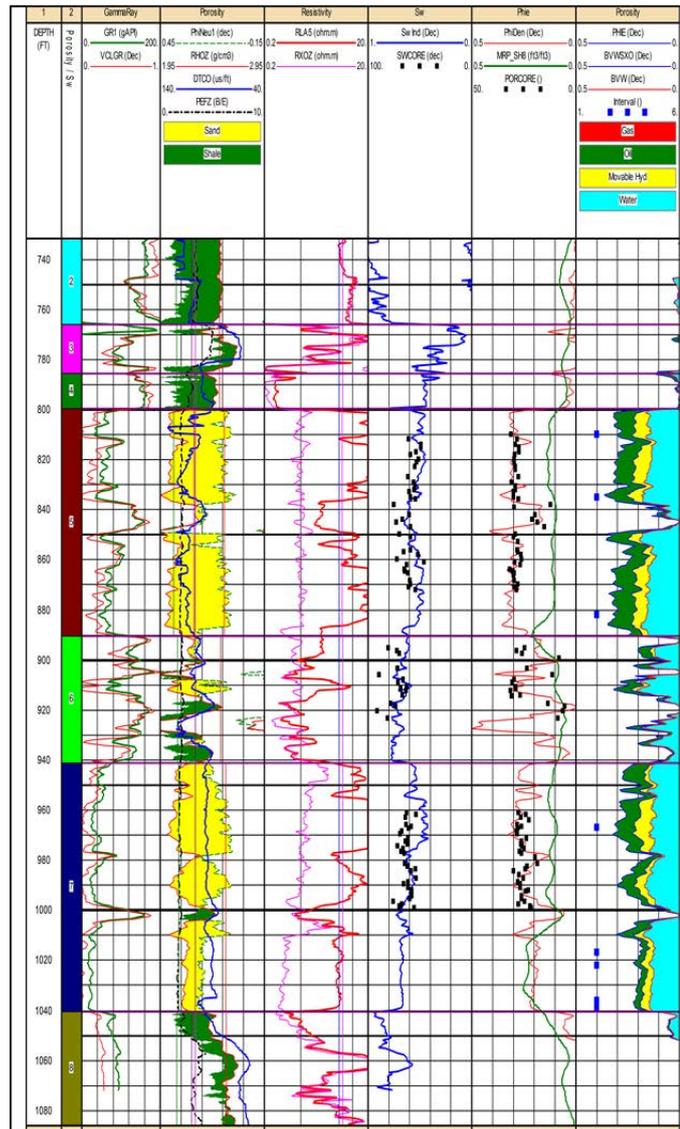


Fig. 2: Interpretación petrofísica del pozo Ip-14B considerando la presencia de carbón en la arenisca Hollín.

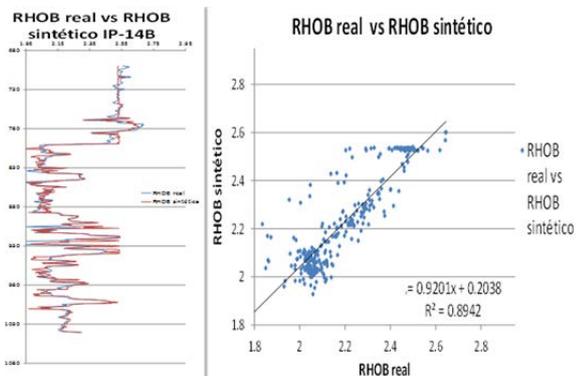


Fig. 3: Cálculo del registro sintético de densidad y comparación con el registro de densidad real del pozo Ip-14B.

Modelamiento de la respuesta acústica del crudo

Los estudios de laboratorio coinciden que a temperatura de reservorio (aproximadamente 40°C) el crudo tiene una viscosidad de millones de centipoise (Corelab, 2010) y (Gushor, 2010). De acuerdo a estos análisis, es muy poco probable que el crudo de Pungarayacu fluya naturalmente; por lo tanto, es indispensable bajar la viscosidad aumentando la temperatura a valores de aproximadamente 180° C con lo cual la viscosidad se reduciría a valores menores de 100 cp.

Las velocidades sónicas de rocas saturadas con crudos extra pesados difieren en valor de acuerdo a la frecuencia de las ondas acústicas a las que son sometidas las rocas y la temperatura de reservorio (Kato, 2010).

En el caso de Pungarayacu y a temperatura de reservorio, el crudo es un bitumen cuya característica semisólida afectará a la geometría poral. Este cambio en la geometría poral afecta a la respuesta de ondas P y S produciendo una respuesta acústica diferente del sistema roca-fluido saturado de bitumen.

Para predecir la respuesta acústica del sistema roca-fluido, tanto el módulo de cizalla (G^*) como el módulo de compresibilidad (K^*) se calcularon usando el modelo de Havriliak y Negami (1967) el cual es usado ampliamente en la determinación de parámetros elásticos de crudos extra pesados. Además, este modelo confirma la existencia de una viscosidad compresional al ajustar los parámetros elásticos K y μ medidos. Como referencia Kato (2010) asocia a la viscosidad de cizalla con la traslación de las moléculas, y la viscosidad compresional con la traslación y vibración de las moléculas.

La inexistencia de valores de velocidad de ondas P y S hizo imposible modelar los valores de viscosidad compresional directamente; por lo cual, para obtener los valores de viscosidad de cizalla y compresional, se usó la relación existente entre los valores de viscosidad de cizalla y compresional del crudo de 9.38 API usado por Kato (2010) en su análisis recopilado por Liu y Han (2007), el cual es muy similar al crudo de Pungarayacu.

El valor calculado para el módulo de cizalla (G^*) del crudo Pungarayacu es de 0.51 GPa a 40° C, y el módulo de compresibilidad (K^*) es de 3.26 GPa como lo muestra las Figura 4.

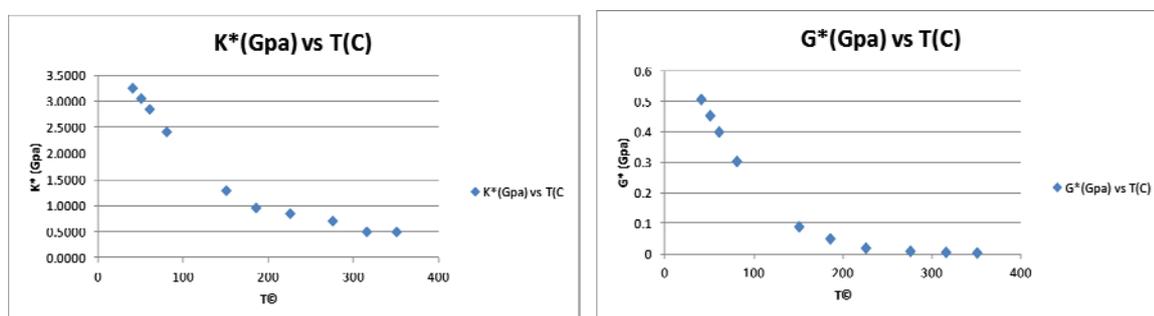


Fig. 4: Comportamiento de K^* vs T (izquierda) y comportamiento de G^* vs T (derecha)

Modelo de Física de Rocas para la Arenisca Hollín del campo Pungarayacu

Para cuantificar el efecto de la estructura poral y su conectividad con las propiedades elásticas de las rocas se utilizó el modelo de Sun (2000).

Para establecer los módulos elásticos de las partes sólidas de la roca, se crea un registro de densidad sintético para cada uno de los 5 pozos que contengan las diferentes fracciones mineralógicas asumidas. Después, se lo valida comparándolo con los resultados de los registros de densidad reales.

Para el pozo Pungarayacu 12, se determinó un contenido de carbón de 13 % y de cuarzo del 87%. Para los pozos IP-15, IP-5B e IP-17 ST, las fracciones de la parte sólida se reparten entre cuarzo y arcilla.

La regresión lineal realizada para la validación muestra coeficientes con valores alrededor del 86 %, los que demuestra que las distribuciones volumétricas de los componentes de la roca son coherentes.

Las fracciones volumétricas encontradas se usan para el cálculo del módulo de compresibilidad (K_s) y del módulo de cizalla (μ_s) de la matriz sólida de la roca usando las ponderaciones aritméticas y geométricas de Voigt (1910) y Reuss (1929); además se utilizan las ecuaciones descritas en Palacios (2015).

Cálculo de los Factores de flexibilidad de la estructura del poro (γ_k , γ_u)

Para el cálculo de los factores de flexibilidad se creó un algoritmo iterativo el cual calcula los valores de γ_k y γ_u mediante la resolución de un sistema de ecuaciones no lineales que se resuelven igualando los módulos compresional y de cizalla isotrópicos con los obtenidos del modelo de Sun (2000). Para el cálculo de los módulos compresionales y de cizalla isotrópicos en los pozos IP-14B, IP-5B e IP-17ST, se usó los registros sísmico compresionales, sísmicos de ondas de cizalla y el de densidad.

Para el pozo IP-15 y Pungarayacu 12, el algoritmo anterior no es aplicable ya que en ellos no fue adquirida la curva de ondas sísmicas de cizalla. Por lo tanto, los valores iniciales de γ_u que permitan calcular el valor de velocidad de ondas de cizalla (V_s) se lo encuentran correlacionando los valores de γ_u con el registro de densidad (RHOB) de los pozos IP-14B, IP-5B e IP-17ST como lo muestra la figura 5.

Iterativamente se variará los valores de γ_k y γ_u hasta que la función objetivo $K_{Sun} - K_{isotrópico} = 0$, haya encontrado los valores de γ_k , γ_u , y los valores de V_s .

Con el fin corroborar la validez del método de cálculo de la curva sísmica de ondas de cizalla para los pozos IP-15 y Pungarayacu 12, el mismo procedimiento se aplicó a los pozos IP-14B, IP-5B e IP-17ST con el fin de comparar la curva sintética creada y la real. Las tendencias de ambas curvas son similares aunque existen pequeñas variaciones que influyen en los valores del coeficiente R2.

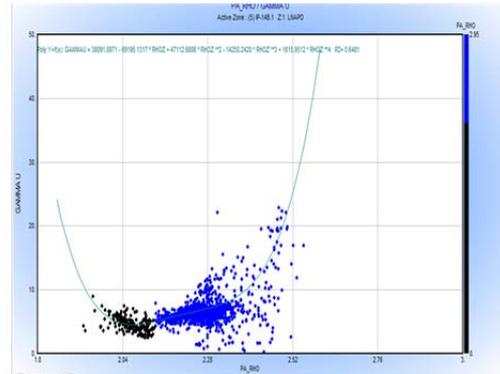


Fig. 5: Correlación del factor de flexibilidad de las ondas de cizalla (γ_u) y la densidad (RHOB) de los pozos IP-14B, IP-5B e IP-17ST

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN

El objetivo final del modelamiento de la respuesta acústica es predecir si hay diferencia en el comportamiento de las zonas del reservorio que presenta heterogeneidades en sus propiedades petrofísicas y estratigráficas que influyen en la productividad de la zona. Se han identificado tres condiciones que causan diferencias en las respuestas acústicas; las zonas saturadas de bitumen, las zonas con una presencia de carbón y las zonas saturadas con agua.

Los parámetros γ_k y γ_u sintetizan las afectaciones del bitumen y del carbón en la estructura poral así como diferencian el comportamiento convencional del poro al estar saturado con agua. Las Figuras 6 y 7 muestran los cross plots de los valores de γ_k y γ_u en el eje de las x y y respectivamente, así como los valores de saturación de agua en la Figura 6 y de densidad en la Figura 7.

En la figura 6 el color azul representa zonas con saturación de agua mayor del 40%. Además, se visualiza que la zona de Bitumen se encuentra concentrada en valores de γ_k mayores de 10 y valores de γ_u mayores de 6.

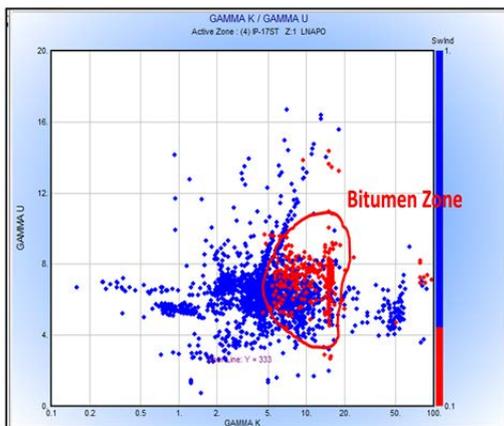


Fig. 6: γ_k vs γ_u en función de la Saturación de agua.

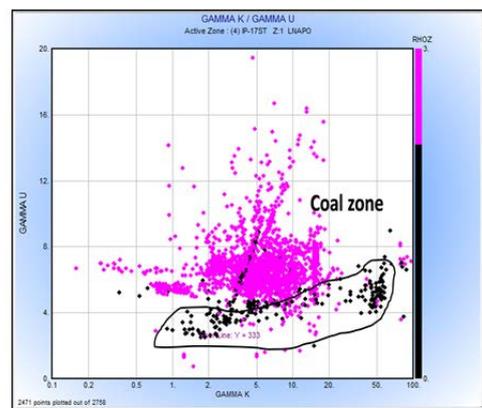


Fig. 7: γ_k vs γ_u en función de la densidad.

En la Figura 7, el color negro está relacionado a zonas que presentan valores de densidad menores de 2.13 g/cm³; es decir, zonas con presencia de carbón. Además, las zonas de carbón están localizadas en el área comprendida entre valores menores $\gamma\mu$ de 7 y valores de γk mayores de 1. La presencia de bitumen produce que la roca en su conjunto se vuelva más rígida en comparación con rocas saturadas por lo cual los valores de γk y $\gamma\mu$ son más altos que en las zonas saturadas de agua. El carbón, por el contrario, disminuye la resistencia a los esfuerzos de cizalla reduciendo el valor de $\gamma\mu$. Valores extremadamente altos alrededor de 50 de γk se deben a la presencia de gas sulfhídrico que disminuye las velocidades acústicas.

CONCLUSIONES

- Zonas de carbón presentan pobres características de pago debido a las laminaciones que al parecer causan una pérdida de la permeabilidad; lo que significaría una reducción de los volúmenes recuperables de crudo.
- El crudo extra pesado de Pungarayacu causa anomalías en la respuesta acústica; lo cual puede ser usado con fines de caracterización de zonas prospectivas usando valores de γk mayores de 10 y valores de $\gamma\mu$ mayores de 6.
- La presencia de bitumen produce que la roca en su conjunto se vuelva más rígida en comparación con roca saturadas por lo cual los valores de γk y $\gamma\mu$ son más altos que en las zonas saturadas de agua.
- Zonas con alto contenido de carbón igualmente causan un cambio en la respuesta acústica presentado valores menores $\gamma\mu$ de 7 y valores de γk mayores de 1 que pueden ser discriminadas en base a su respuesta acústica.
- Es necesario una segunda fase del proyecto con el fin de simular la respuesta acústica en diferentes zonas y escenarios mediante la creación de sismogramas sintéticos que permitan predecir si se podrá delimitar en sísmica las zonas de bitumen, agua y carbón.
- En una segunda fase del proyecto será imperante simular el cambio de la respuesta sísmica a aplicarse un método de extracción térmico, el mismo que modificará totalmente las características del reservorio.

Referencias bibliográficas

- Aguilera, R. 1990. Extensions of Pickett Plots for the Analysis of Shaly Formations by Well Logs. The log Analyst . Canada
- Baby, P., M. Rivadeneira and R. Barragan, 2014. La Cuenca Oriente: geología y petróleo, (Oriente Basin: geology and petroleum). IFEA- Institut de Recherche pour le Développement (IRD) and Petroecuador.
- Batzle, M. and Wang, Z., 1992. Seismic properties of pore fluids. Geophys., 57, 1396–1408.
- Core lab 2010. Special Fluid Analysis Well IP-15
- Gushor, 2010 Fluid Property and Geochemical Characterization of Core from the Hollin Formation, Ecuador. Well IP-15
- Han, D.-H., J. Liu, and M. Batzle, 2008, Seismic properties of heavy oils – Measured data: The Leading Edge, 27, 1108-1115.
- Halliburton 2011. Interpretation Of The 2d Seismic Data And Static Model Of Block-20, Eastern Basin, Napo Province, Ecuador. Quito
- Haviliak, S. and S. Negami, 1967, A complex plane representation of dielectric and mechanical relaxation processes in some polymers: Polymer, 8, 161-210.
- Kato, A. 2010, Reservoir Characterization and Steam Monitoring in Heavy Oil Reservoirs. Ph.D Dissertation. University of Houston.
- Liu, J. and D.-H. Han, 2007, Heavy oil velocities – new measurements and new models: 2007 annual meeting of Fluids/DHI consortium.
- Palacios, 2015 "Facies and porosity distribution by the integration of rockphysics analysis and seismic inversion in U reservoir of Coca Payamino Olifierld" SPE Conference 2015, SPE-177150-MS LACPEC Quito Ecuador Noviembre 2015
- Reuss, A. 1929. Berechnung der fließgrenze vonmischkristallen. Z. Angew. Math. Mech, Vol 9, 55-58
- Schlumberger 2013. Reporte de puntos de presión Pozo IP-14B
- Sun, Y.F. 1994. On the foundations of the dynamical theory of fractured porous media and the gravity variations caused by dilatancies. Ph.D. dissertation, Columbia University (1994)
- Sun, Y. F., 2000. Core-log-seismic integration in hemipelagic marine sediments on the eastern flank of the Juan De Fuca Ridge: ODP Scientific Results, 168, 21-35.
- Voigt, W. 1910. Lehrbuch der kristallphysik: Teubner: Leipzig.

ALTERNATIVAS DE INTERVENCIÓN PARA INCREMENTAR LA PRODUCCIÓN DE POZOS DE GAS DEL CAMPO AMISTAD

C. Chico (1), H. Cuaces (2), F. Gómez (3).

- (1) Dpto. Petróleos, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. carlosmh_myc@hotmail.com
(2) Dpto. Petróleos, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. henry_cuaces1992@hotmail.com
(3) Dpto. Petróleos, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. franklin.gomez@epn.edu.ec

Abstract (Intervention alternatives to increase production of gas wells Amistad field): In this project, we model and design an alternative that improves the production of natural gas in the Amistad field in Ecuador. We consider the historical records and production profiles, completion works, reservoir pressure and the existing surface offshore facilities. Currently the pressure drop of flowing bottom in wells F, G and I is enhanced by the completion with gravel pack; this configuration and advancing water in the bottom created the effect of liquid hold up in the tubing reducing production. To address this problem we propose: cleaning of meshes with control fluid and/or acid and the lightening of the hydrostatic column by nitrogen injection with coiled tubing unit for three wells. In addition, the installation of the velocity string in wells F and G these allow to save CTU equipment costs for future interventions. Finally, the compression capacity necessary for gas production to be admitted to the flow line (pipeline) is determined by designing and installing a one-stage reciprocating compressor.

Palabras clave: Gas natural, unidad de tubería flexible, empaque de grava, offshore
Key words: Natural gas, coiled tubing unit, gravel pack, offshore platform.

INTRODUCCIÓN

El trabajo se enfoca en la producción y transporte de gas natural de los pozos F, G e I del campo Amistad, estos se encuentran completados con empaque de grava y mallas; instalados en los últimos trabajos de reacondicionamiento para el control de arena. Dicha instalación en el fondo y el colgamiento del agua en la tubería vertical de producción provoca una caída de presión considerable. El resultado es el daño a la capacidad productiva del pozo, respecto a la formación.

Considerando la complejidad geológica y operacional del campo, condiciones del pozo, propiedades de los fluidos producidos y las presiones presentes en el sistema de producción. Se propone como mejor alternativa realizar la limpieza de mallas, alivianamiento de la columna hidrostática con la inyección de nitrógeno, instalación de sarta de velocidad e instalación de un compresor recíprocante.

METODOLOGÍA-RESULTADOS

ANÁLISIS DE REACONDICIONAMIENTOS

Se cuenta con datos de los últimos reacondicionamientos para los pozos F, G e I y como modelo el trabajo realizado en el pozo M (limpieza de mallas). El objetivo principal de estos trabajos fue incrementar la producción de gas natural y reducir el aporte de arena en los tres pozos mediante la completación con gravel pack y tubería de producción de 3 1/2".

FACTORES QUE AFECTAN EL FLUJO DE GAS.

Las posibles causas que afectan el flujo de gas son:

El colgamiento del líquido que se debe al tiempo de producción y al avance del frente de agua.

El mecanismo de empaque de grava de los pozos F, G e I estabiliza la formación y controla la producción de arena. Pero, al mismo tiempo, bloquea el paso de flujo de gas.

El influjo de agua de la formación reduce la presión capilar entre los granos de la arena generando una

migración de finos. Esto podría taponar parcialmente el empaque de grava y las mallas impidiendo la producción.

DESARROLLO DE ALTERNATIVA

Los trabajos a ser realizados en los pozos serán sin torre por su configuración y facilidades de superficie complejas, se parte del análisis y evaluación de la data respectiva

LIMPIEZA DE MALLAS CON COILED TUBING

Debido a la formación de precipitados y obstrucciones por la presencia de finos frente a las mallas, que impiden el flujo normal del gas, surge la necesidad de realizar una limpieza ácida frente a ellas. Para ello, el diseño del fluido a utilizar debe ser minucioso, para evitar que pueda dejar residuos por precipitaciones secundarias o incompatibilidad con los fluidos de la formación (Herrera, 2012).

El uso del ácido clorhídrico (HCl) en la limpieza de mallas de los pozos M e I resultó ventajoso, el ácido fue bastante reactivo y se vició rápidamente, utilizando una concentración del 15%.

ALIVIANAMIENTO DE LA COLUMNA HIDROSTÁTICA CON NITRÓGENO.

El nitrógeno gaseoso es empleado como agente de limpieza, de inertización y generador de presión en la producción de hidrocarburos y como una solución para el colgamiento del líquido en la tubería de producción. Este efecto de colgamiento del líquido se da por el tiempo de producción y el avance del frente de agua en los pozos.

El método común y efectivo para desplazar la columna de agua que se forma dentro de un pozo es bombear nitrógeno a través de una tubería flexible (CTU), esto permite la reducción de la presión hidrostática (P_h) ya que el nitrógeno reduce la densidad de la columna de los líquidos acumulados dentro del pozo. Una vez que la presión del yacimiento es mayor a la hidrostática ($P_y > P_h$), el pozo puede comenzar a producir, además de limpiar y remover sólidos (arenas) (Schulumberger, 2009).

CÁLCULO DE VOLUMENES

El análisis volumétrico para los diferentes tipos de fluidos a utilizarse se realizará de acuerdo al tipo de formación, fluido del pozo, profundidad de los punzados, longitud de las mallas, diámetro y longitud del coiled tubing, caudal y tiempo de inyección.

SARTA DE VELOCIDAD

Para una remediación o mantenimiento de un pozo activo se recurre a la tecnología de tubería flexible. La tecnología permite desplegar herramientas y materiales a través de la tubería de producción o la tubería de revestimiento, mientras el pozo continúa produciendo.

Una sarta de velocidad reduce el área de la sección transversal del conducto a través del cual se produce el gas, esta determina la velocidad del flujo y puede ser crítica a la hora de controlar la carga de líquidos.

Su instalación es relativamente simple y requiere el cálculo correcto del diámetro de la tubería de producción para facilitar la remoción de líquidos con éxito (debido a la ausencia de conexiones entre secciones y mejor aspereza relativa) en pozos de gas de bajo volumen luego de la terminación inicial o cerca del fin de su vida productiva. (Natural Gas STAR, 2011)

COMPRESOR RECIPROCANTE

Para nuestro caso y análisis se seleccionó el compresor recíprocante de etapa simple como el más eficiente (ver figura 1). Siendo la eficiencia isentrópica y politrópica valores sensibles que limitan el rango de presiones de trabajo: 350 psia de entrada y 900 psia de salida para el compresor.

Estos valores se ajustan a los requerimientos de la compañía y facilidades (dimensiones) de la plataforma AMS A.

En un compresor recíprocante de desplazamiento positivo, se toma un volumen sucesivo de gas para confinarlo en un espacio de menor volumen (cilindro). El efecto de incremento de la presión se logra a través del desplazamiento de un pistón, moviéndose lineal y secuencialmente de atrás hacia adelante dentro del cilindro. Este efecto origina un

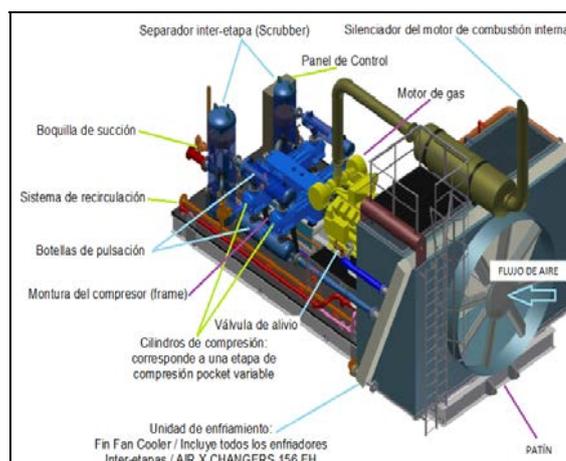


Fig. 1: Compresor recíprocante.

incremento en la presión de salida, desplazando el fluido a través de la válvula de salida del cilindro (Lira, 2007).

LIMPIEZA DE MALLAS

En general las mallas fueron instaladas en el 2011, por lo que si fuese factible intervenir, lo primero es evaluar el estado mecánico de las mismas con registros de corrosión.

Las concentraciones de los fluidos usados, los parámetros de caudal de inyección y velocidades son tomados de los últimos trabajos de reacondicionamiento en los pozos I y M. En los que se obtuvieron resultados favorables, además se analizó el sistema de operación ajustándose a las condiciones actuales de los pozos.

Los valores de concentración de los distintos fluidos a usar son calculados a partir de una concentración final de 1000 galones de fluido, teniendo en cuenta que la concentración de gpt es dato para cada aditivo.

Una vez que el ácido ha actuado sobre las mallas, se procede a desplazarlo bombeando fluido neutralizante. Este evita que se formen precipitados, elimina la dureza del agua e incrementa su pH disminuyendo la acción del ácido que haya quedado en el fondo.

ALIVIANAMIENTO DE COLUMNA HIDROSTÁTICA CON NITRÓGENO

Finalmente se realiza el alivianamiento de columna hidrostática posterior a la limpieza, recuperando la producción de gas. Para lo cual se determina el volumen de nitrógeno requerido por pozo. El tiempo y caudal de inyección de nitrógeno son datos establecido en un trabajo similar.

ESTIMACIÓN DE PRESIONES Y CAUDALES FUTUROS

La información de las pruebas de producción del campo Amistad es muy limitada, no dispone de pruebas isocronales de los pozos analizados, y los pozos cercanos que cuenta con ellas tiene un alto grado de incertidumbre.

Debido a la falta de recursos y a las limitaciones de operaciones en offshore no ha sido posible instalar sensores de fondo en estos pozos que permitan determinar la presión fluyente (Pwf) y de reservorio (Pr) con menor grado de incertidumbre; estos valores se determinan en cabeza (Pwh) llevándolos a fondo con varias correcciones (gradiente de presión, efecto de colgamiento). Se obtiene la presión de cabeza y el caudal hasta el año 2019.

Las estimaciones de presiones y caudales futuros se pueden hacer en base a las curvas de declinación de caudales y presiones. Esto nos ayuda a tener una idea de la tendencia.

Tomando en cuenta la presión de cabeza de los tres pozos (F, G e I) al año 2016 y considerando el valor de admisión a la línea de flujo (800 psi) es necesario instalar el compresor recíprocante de una etapa a este año; como medida preventiva para no afectar el flujo la producción de gas.

CÁLCULOS COMPRESOR RECÍPROCANTE

El peso molecular del gas es de 16.2 (lb / lb-mol), a partir de la composición molar del pozo I. Guiados por el procedimiento para "CÁLCULO EN SISTEMAS DE COMPRESIÓN"

La implementación de la propuesta tendría una duración de 3 años, a ser desarrollados semestralmente desde el 2016 al 2019. Se estima extraer aproximadamente 8435.15 MMSCF de un total de 17000 MMSCF de las reservas de gas natural en los pozos F e I, descartando las reservas del pozo G en el peor de los escenarios; donde estas no puedan ser recuperadas.

CÁLCULOS PARA EL DISEÑO DEL COMPRESOR RECÍPROCANTE	
Entrada	Salida
Temp. pseudoreducida = 1,63	Temp. pseudoreducida = 2,21
Presión pseudoreducida = 0,53	Presión pseudoreducida = 1,35

PROPIEDADES TERMODINÁMICAS DE LOS GASES PARA LOS CÁLCULOS DE COMPRESIÓN Y EXPANSIÓN					
$\Delta C_p =$	0,55	(BTU/lb R)	$\Delta C_p =$	1,53	(BTU/lb R)
$C_p - C_v =$	2,43	(BTU/lb R)	$C_p - C_v =$	3,47	(BTU/lb R)
$Z =$	0,953	Factor de compresibilidad ad entrada	$Z =$	0,98	Factor de compresibilidad salida
$k_{entrada} =$	1,358		$k_{salida} =$	1,43	
$k_{promedio} =$	1,394	$(k_{entrada} + k_{salida})/2$ Constante de relación de calores específicos			
$R =$	2,571	$R = 2 \sqrt{\frac{P_{salida}}{P_{entrada}}}$ Relación de compresión			
$n_s =$	0,900	Se estima la eficiencia de la gráfica "EFICIENCIA ISENTRÓPICA TÍPICA DE COMPRESORES RECÍPROCANTES"			
$x =$	0,306	Relación entre la eficiencia politrópica e isentrópica			
$\eta_{poli} =$	0,92	Se estima la eficiencia de la gráfica "CONVERSIÓN DE BASES DE EFICIENCIA"			
$m_1 =$	0,476		$m_{2estima} =$	0,17	
$m_{prom} =$	0,324	Exponente politrópico			
$T_{2_asumid} =$	300	(°F)	Se debe iterar hasta que T_2 converge cerca de 10 °F para propósitos de diseño de servicio.		
$T_{2_estimad} =$	300,2	(°F)			
CÁLCULO DE VOLÚMENES ENTRADA (V_1) Y SALIDA (V_2)					
$V_1 =$	1745,2	(in ³ /lbm)	$V_2 =$	947	(in ³ /lbm)
$V_1 =$	1,01	(ft ³ /lbm)	$V_2 =$	0,55	(ft ³ /lbm)
$n =$	1,545	EXPONENTE DE COMPRESION POLITRÓPICA			
CÁLCULO DE LA EFICIENCIA VOLUMÉTRICA VE					
LADO DEL CABEZAL			LADO DE LA BARRA		
%VM _{LC} =	32,41	Dato	%VM _{LB} =	19,3	Dato
%VE _{LC} =	66,12		%VE _{LB} =	77,2	
FLUJO EN MILLONES DE PC POR DÍA					
LADO DEL CABEZAL			LADO DE LA BARRA		
Total _{LC}	15,31	MMCFD	Total _{LB}	16,5	MMCFD
TOTAL	31,83	MMCFD	Flujo de gas total que maneja el compresor		
TOTAL	31,55	MMSCFD	Flujo de gas en condiciones estándar		
ESTIMACIÓN DE LA POTENCIA REQUERIDA					
$n_m =$	0,95	valor estándar	Eficiencia mecánica		
BHP=	1807	Hp	Cálculo de la potencia requerida en el proceso de compresión.		

Tabla 1: Cálculos para el diseño del compresor recíprocante.

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN

La finalidad de este trabajo es mostrar el análisis técnico y económico de la alternativa planteada para justificar la inversión en un tiempo determinado (6 semestres). El trabajo contempla perfiles de reservas remanentes estimadas a finales del 2015 que justifican la inversión a realizarse.

Se plantea lo siguiente:

Para los pozos F y G bajar, a través de la tubería de producción, una unidad tubería flexible (CTU) hasta la base de los punzados, circulando y limpiando frente a las mallas un fluido de control y/o ácido (removedor de finos). Finalmente se instala la sarta de velocidad y se desplaza con nitrógeno los fluidos utilizados en la limpieza.

Para el pozo I, la inyección del fluido de control y/o ácido a través de la sarta de velocidad que fue instalada en el último trabajo de reacondicionamiento para la limpieza de mallas. Una vez terminada la limpieza, los fluidos serán desplazados utilizando nitrógeno. En caso de que las mallas no presenten las mejores condiciones, será necesario una intervención mayor con unidad de snubbing, lo cual por costos hace inviable el proyecto, acorde a las reservas remanentes calculados.

Una vez que las sargas de velocidad han sido instaladas, estas facilitarán las intervenciones a partir del segundo semestre. Las futuras intervenciones únicamente consisten en el alivianamiento de la columna de agua, circulando nitrógeno o gas natural de un pozo ubicado en la misma plataforma.

A finales del 2016 para los pozos F, G e I, se plantea instalar el compresor recíprocante de una etapa, en función de las presiones de cabeza estimadas a este año. Con esto se asegura llegar a la presión requerida de 800 psi para que la producción de gas pueda ingresar al gasoducto.

ANÁLISIS ECONÓMICO

El precio utilizado en este análisis es 2.75 dólares por millón de BTU, el cual se considera como el valor de remplazo de gas natural por diésel por millón de BTU equivalente. Para la evaluación del trabajo se consideró además un análisis de sensibilidad que establece un escenario: una limpieza mallas y la instalación del compresor.

La tasa de descuento utilizada en la evaluación económica de este proyecto es de 12% anual y llevada al semestre es 5.83%. Los ingresos y gastos (mantenimientos) en función de la demanda para el primer semestre y los cinco siguientes. Ver tabla 2.

Los datos de producción obtenidos hasta 2019 se calcularon manteniendo la declinación exponencial actual, sin considerar si existe o no una mejora en la producción luego de la primera intervención. La inversión inicial consiste en ejecutar: 1) la limpieza de mallas y el alivianamiento de la columna hidrostática para los tres pozos; 2) la instalación de la sarta de velocidad en los pozos F y G, que permite ahorrar costos de equipo de CTU para las intervenciones futuras; y, 3) la instalación del compresor recíprocante de una etapa como medida preventiva para continuar con la producción de gas hasta por debajo de los 800 psi de presión en cabeza.

La inversión inicial se recupera a partir del segundo semestre del 2017 con valores de TIR de 34.3% y VAN de 1911876. Se tienen gastos semestrales alrededor de \$ 100 000 por costos de mantenimiento del compresor e inyección de nitrógeno. Este escenario es viable hasta el segundo semestre del 2019 con un TIR de 70.7% y VAN de 11296747.

FLUJO NETO DE CAJA POZOS (LIMPIEZA DE MALLAS + SARTA + INSTALACIÓN DE COMPRESOR)							
Periodo semestral	Producción de gas (MMSCF)	Energía (MM BTU)	Ingresos (\$)	Inversión Total (\$)	FNC (\$)	TIR (%)	VAN
0-2016 b			0	4600813	-4600813.01		
1-2017 a	1288.45	1250922	3642308	100000	3542308.29	-23%	-1252695
2-2017 b	1288.45	1250922	3642308	100000	3542308.29	34.3%	1911876
3-2018 a	1136.06	1102973	3211525	100000	3111525.36	54.9%	4539217
4-2018 b	1136.06	1102973	3211525	100000	3111525.36	64.2%	7022525
5-2019 a	1065.80	1034757	3012900	100000	2912900.90	68.5%	9219866
6-2019 b	1065.80	1034757	3012900	100000	2912900.90	70.7%	11296747

Tabla 2: Indicadores financieros en intervención a pozos.

Se planteó inicialmente estudiar la viabilidad de realizar las alternativas por separado pero finalmente se decide realizar las alternativas en conjunto, para obtener mejores resultados.

Se debe realizar semestralmente una inyección de nitrógeno para aliviar la columna de agua con las sargas de velocidad instaladas en los pozos; con el fin de evitar el colgamiento de líquido en la tubería vertical de producción a partir del segundo semestre hasta el 2019.

CONCLUSIONES

El análisis de la interpretación geológica, geofísica, estructural y estratigráfica define a la estructura del campo Amistad como un anticlinal norte-sur con fallas muy complejas de orientación Noroeste-Sureste. Estas dividen al campo en bloques estructurales de sur a norte.

Los pozos F, G e I fueron seleccionados debido a sus configuraciones de completación a flujo natural, perfil de producción descendente y por el tipo de intervención en donde no se requiere del equipo autoelevable de perforación o unidad hidráulica.

Se presenta un incremento considerable en la producción de agua del pozo G. Este aceleró el colgamiento del líquido en el tubing bloqueando el flujo de gas y mermando su producción. El avance del frente de agua está afectando considerablemente a los pozos productores que se encuentran cercanos. Una muestra de este efecto es el pozo K que se ubica en el mismo bloque.

La instalación de la unidad de tubería flexible dentro del tubing de producción de 3 1/2" en los pozos F y G facilita la remoción de finos, además de ahorrar costos operativos en futuras intervenciones. A través de ésta se inyecta nitrógeno que evacúa el agua acumulada dentro de la tubería.

Una opción para mantener la producción y controlar el nivel de fluido dentro de la columna hidrostática es el uso de agentes o barras espumantes, además que su costo no es elevado. No obstante, se requiere de un análisis químico del agua para considerar los siguientes parámetros: la concentración de cloruros, pH, temperatura y H₂S; además realizar ensayos de compatibilidad, calidad de la espuma, estabilidad y vida media.

Los pozos F, G e I tienen una presión de cabeza promedio de 900 psi al 2015; si esta se reduce de este valor, es necesario instalar el compresor recíprocante que permita producir los pozos hasta su máximo potencial (caudal y presión).

Según las necesidades y facilidades de la plataforma se considera determinadas características importantes para el diseño del compresor recíprocante, como son: 1) La relación entre la presión de entrada y salida definen el número de etapas (una etapa). 2) La limitación en la temperatura de salida (300 °F). 3) El flujo de gas a manejar (31.55 MMSCFD) y las eficiencias (mecánica, de compresión, isentrópica, politrópica). 4) La potencia al freno necesaria en el proceso de compresión (1806.71 HP).

El diseño propuesto para el compresor recíprocante de etapa simple tiene una restricción respecto al rango presión de descarga; no puede excederse a 900 psi. Si se necesita una mayor presión de descarga se deberá emplear un compresor recíprocante multi-etapa, siempre y cuando las facilidades de la plataforma así lo permitan.

La duración del trabajo está planificado a 3 años, de manera semestral desde el 2016 al 2019. Se estima extraer aproximadamente 8435.15 MMSCF de un total de 17000 MMSCF de las reservas de gas natural en los pozos F e I, descartando las reservas del pozo G en el peor de los escenarios; donde estas no puedan ser recuperadas.

Agradecimientos:

A nuestro director del proyecto de titulación, Ing. Franklin Gómez y al Dr. José Luis Rivera por su valioso apoyo y comentarios al presente trabajo.

A Petroamazonas EP, de manera especial a los ingenieros: Washington Prieto, Karen Looor, Enrique Vergara, Rodrigo Rodríguez, Hugo Reinoso, Pablo León y José Rodas.

A la Escuela Politécnica Nacional.

Referencias bibliográficas

BJ SERVICES. (2004). "Fundamentos de acidificación." BJ Services – EDC LAR, pp. 4-21. (REVISTA)

Contreras, C. (2012). Sistemas de producción para pozos de gas natural. México: UNAM

Herrera, J. (2012). Ácidos de reacción lenta y mayor penetración para la estimulación matricial reactiva en areniscas (tesis de pregrado). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, México D. F.

Lira Román. (2007). Compresores recíprocantes. Universidad Experimental María Baralt, Maracaibo, pp 5-35. (Artículo)

Natural Gas STAR. (2011). Opciones para retirar fluido acumulado y mejorar el flujo en los pozos productores de gas, Lecciones aprendidas De los socios de Natural Gas STAR, pp. 1-18. (REVISTA)

PDVSA MDP-02-K-04. (1996). MANUAL DE PRACTICAS DE DISEÑO "Cálculos en sistemas de compresión". Venezuela.

PETROAMAZONAS EP. (2014). Plan de Desarrollo del Bloque 6 (Campo Amistad).

Puerta, I. (2010). Análisis del comportamiento de los compresores recíprocantes de gas natural Ingersoll-Rand SVG - 412 en el campo San Joaquín, Edo. Anzoátegui (tesis de pregrado). Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.

OPTIMIZACIÓN DE LA PRODUCCIÓN DE PETRÓLEO MEDIANTE LA APLICACIÓN DE TRABAJOS DE ESTIMULACIÓN MATRICIAL EN POZOS PERTENECIENTES AL “ACTIVO ORELLANA”

Cristian Gualancañay (1)

(1). Dpto. Petróleos, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11·253, Quito. cristian.gualancañay@epn.edu.ec

Abstract (Optimization of Petroleum Production Through the Application of Matrix Stimulation Jobs In Wells Belonging To “Activo ORELLANA”): This paper is an application and development of a work flow to choose and optimize the well's production using Matrix Stimulation Jobs. This methodology is based on a full analysis for the reservoir and the production of the candidate wells for Stimulation Jobs, in order to do that, the following variables were considered: formation's mineralogy, reserves analysis, nodal analysis and finally a petrophysical characterization was done for the all reservoirs allowing classify them on function of their rock types. This has allowed predict the approximate production's potential of each reservoir also has permitted to identify, quantify and characterize the formation's skin that is acting in the reservoir. Finally in this paper shows a real application of this work flow, proving the benefits, both, on production and economic, that generate the Matrix Stimulation Jobs.

Palabras clave: Optimización de Producción, Estimulación Matricial, Caracterización petrofísica y Daño de Formación.
Key words: Production Optimization, Matrix Stimulation, Petrophysical Characterization and Formation Damage

INTRODUCCIÓN

El Bloque 61 también conocido como Activo “ORELLANA” se encuentra localizado en la República del Ecuador, provincia de Orellana en el cantón Francisco de Orellana, actualmente es operado por la empresa pública Petroamazonas EP, este campo fue descubierto en el año 1970, está conformado por 2 reservorios principales los cuales se encuentran ubicados en la Formación Hollín y Napo, además de un reservorio secundario localizado en la formación Tena, todos estos reservorios se encuentran distribuidos a lo largo de 16 campos tal como se puede observar en la Figura 1.

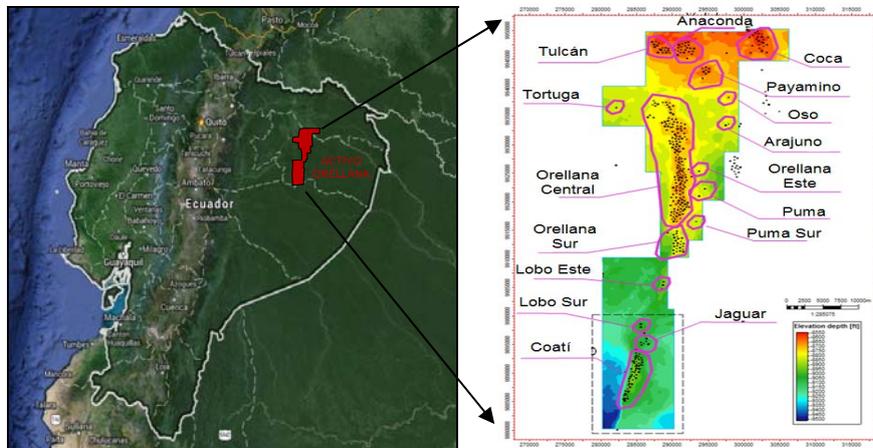


Figura 1. Mapa del Bloque 61 (Activo ORELLANA)

El presente documento se basa en la experiencia realizada en el Bloque 61 para la selección de pozos candidatos a trabajos de Estimulación Matricial.

Los trabajos de Estimulación Matricial ocupan un papel importante en el desarrollo y optimización de un campo productor de petróleo, ya que mejora las propiedades petrofísicas de la roca como la porosidad y permeabilidad de la zona afectada por el daño de formación, lo cual permite incrementar la producción de hidrocarburos en caso de pozos productores e incrementar la inyectividad en pozos re/inyectores, pero para conseguir estos beneficios es necesario realizar una selección óptima de los pozos para este tipo de intervenciones.

Un breve análisis histórico realizado en 9 pozos del Activo “ORELLANA” en los cuales se efectuaron trabajos de Estimulación Matricial durante el periodo 2010-2015, mostró poca eficiencia al momento de seleccionar los mejores pozos para este tipo de intervenciones, lo cual se ve reflejado en los resultados obtenidos antes y después de cada intervención tal como se muestra en la Figura 2.

POZOS	RESUMEN DE EVENTOS	ARENA	AÑO
ORLN-070UI	Estimulación matricial con HCL 5% en la arena U inferior, re disparar U inferior, evaluar y bajar equipo BES.	UI	2010 Mayo
ORLN-049TS	Estimulación matricial a la arena T superior.	TS	2013 Septiembre
ORLN-052TI	Recuperar equipo BES, estimular intervalo abierto en Ti inferior.	TI	2013 Junio
PYMN-01BT	Estimulación matricial a la arena Basal Tena.	BT	2013 Agosto
PYMN-05HS	Re disparar arena H superior, realizar estimulación ácida con HCL 10%, evaluar y bajar equipo BES.	HS	2014 Diciembre
PYMN-06HS	Estimulación matricial a la arena H superior, evaluar y bajar equipo BES.	HS	2015 Octubre
CTI-025HS	Recuperar equipo BES, realizar estimulación matricial en Hs y bajar equipo BES.	HS	2011 Noviembre
CTI-015UI	Recuperar equipo BES, realizar estimulación matricial en Ui y bajar equipo BES.	UI	2015 Enero
CTI-054	Recuperar equipo BES, estimular Hs, WO suspendido pozo se queda evaluando con unidad MTU.	HS	2015 Agosto

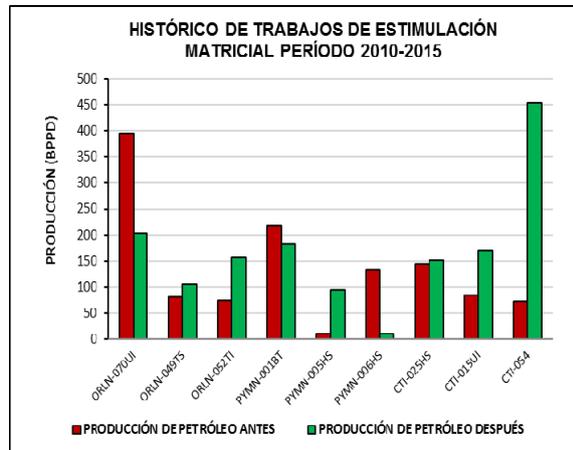


Figura 2. Trabajos de Estimulación Matricial periodo 2010-2015

METODOLOGÍA-RESULTADOS

Como consecuencia a lo anterior se elaboró una metodología de trabajo, la cual permita realizar una selección rápida y eficiente de los mejores pozos para trabajos de Estimulación Matricial, está metodología se resume en:

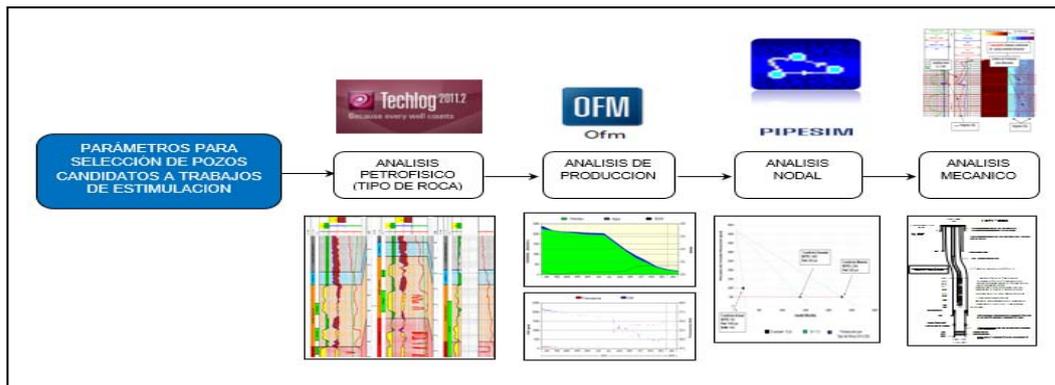


Figura 3. Parámetros Para Selección De Pozos

ANÁLISIS PETROFÍSICO

Las propiedades petrofísicas de la roca como la porosidad y la permeabilidad son indicativos directos del potencial real que tienen los reservorios y estos permiten determinar su potencial de producción de forma aproximada. Para realizar este análisis se utilizó la ecuación de Winland y los datos de porosidad y permeabilidad obtenidos de los núcleos de cada muestra obtenida, logrando finalmente una caracterización petrofísica de los diferentes yacimientos en función a sus "Tipo de Roca", tal como se muestra en la Figura 4.

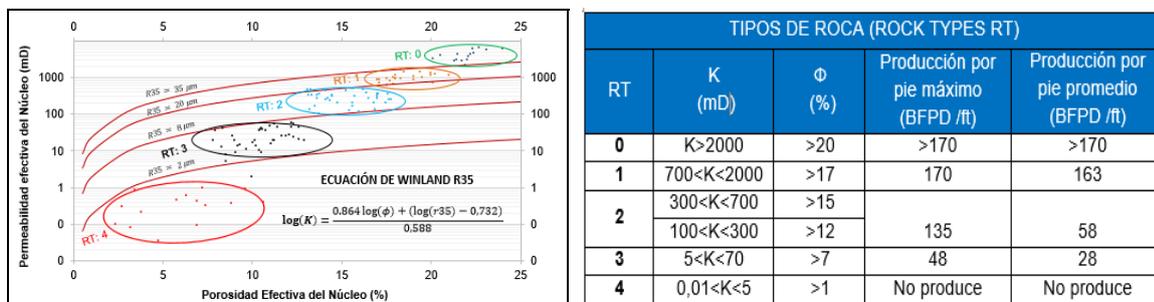


Figura 4. Caracterización Petrofísica Activo "ORELLANA"

Este análisis permite obtener un promedio de producción de todas las muestras analizadas y de esta forma se puede determinar un valor de producción por pie aproximado para cualquier "Tipo de Roca" tal como se muestra en la figura anterior. En la figura 5 se muestra un ejemplo de cómo se identifica y determina la producción en función

al tipo de roca, para ello se puede utilizar el programa TECH-LOG para estimar la porosidad efectiva de cada reservorio a ser analizado.

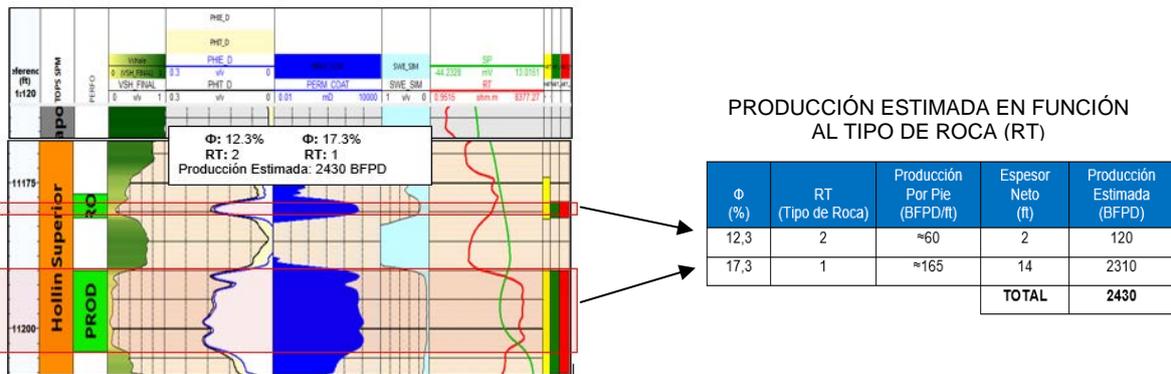


Figura 5. Ejemplo: Análisis Petrofísico Pozo Lobo Sur-003

ANÁLISIS DE PRODUCCIÓN

El comportamiento que ha tenido un pozo durante toda su vida de producción es un aspecto bastante relevante, parámetros como; la producción de fluido, petróleo, agua, comportamiento del equipo de levantamiento artificial y BSW deben ser analizados cuidadosamente con el único fin de caracterizar el daño de formación.

El objetivo de este análisis es identificar caídas de producción pero sobre todo asociarlas con algún evento ocurrido en el pozo, también se debe utilizar el análisis petrofísico visto anteriormente para identificar de manera cualitativa un posible daño de formación y determinar si la producción del pozo está acorde a su petrofísica.

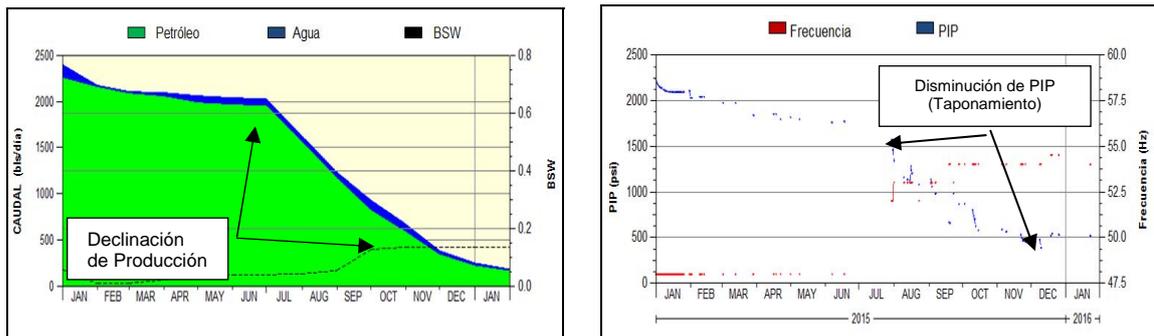


Figura 6. Ejemplo: Análisis De Producción Pozo Lobo Sur-003

El perfil de producción del pozo (Figura 6) muestra como el reservorio ha ido disminuyendo su producción de forma continua hasta alcanzar una producción final de 162 BFPD y acorde a su tipo de roca (RT) este yacimiento tiene un potencial de 2430 BFPD, lo cual es verídico ya que al inicio de su producción el pozo produjo alrededor de 2400 BFPD, con lo cual se infiere un posible daño de formación, el cual se encuentra actuando sobre el yacimiento.

CARACTERIZACIÓN DEL DAÑO DE FORMACIÓN

Para el ejemplo que se está analizando se determinó que la caída en producción no está relacionada a ninguna intervención previa realizada en el pozo, ya que este no registra trabajos de Intervención previos.

Este daño es generado por migración de finos (Arcillas) tal como se muestra en la composición mineralógica (Ver figura 7), las cuales han taponado progresivamente la formación, este efecto se puede comprobar con el comportamiento de PIP (Pump Intake Pressure) del equipo BES mostrado en la Figura 6.

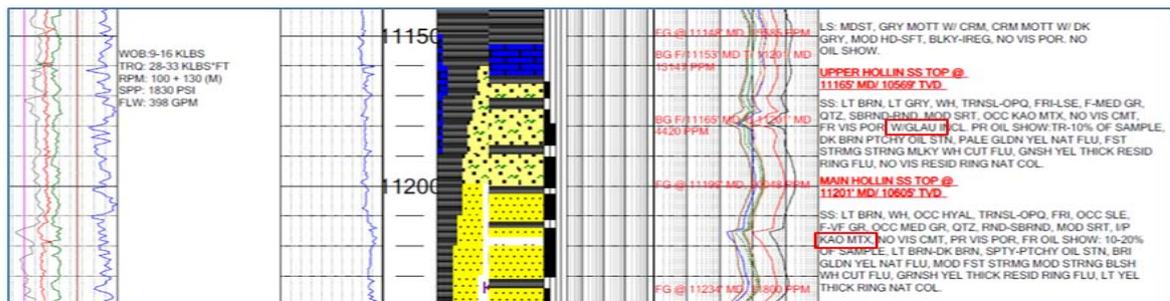


Figura 8. Registro Master Log Lobo Sur-003 Arena "Hollín Superior"

ANÁLISIS NODAL

Para este análisis se utilizó la ecuación de Darcy y la definición de Índice de Productividad, usando dichas expresiones se puede determinar un factor de daño S ajustado a las condiciones actuales de producción y de operación del sistema de levantamiento artificial utilizado.

Posteriormente se realizó un análisis de sensibilidad, para determinar los incrementales de producción que se pueden obtener al remover diferentes porcentajes de daño de formación.

Nota: Es importante tomar en consideración que los valores otorgados por la simulación estén acorde tanto a la petrofísica como al historial real de producción del pozo.

Generalmente se hacen 3 corridas de simulación, S actual, S reducido al 50% y S reducido a un porcentaje mínimo hasta alcanzar la producción estimada por el tipo de roca (Condición máxima), tal como se muestra en la Figura 9.

ANÁLISIS NODAL		PVT		DISEÑO DE EQUIPO BES	
Equipo	SN2600	P. Burbuja (psi)	90	Q deseado	2500
Q (BFPD)	162	T° Yacim. (°F)	219	Q @ 1 año	2000
Pwf (psi)	1000	Uo (cp)	2,2	Equipo	SN3600
Pr (psi)	4200	API	32,3	N° Etapas	71+71
BSW (%)	14	GOR (scf/STB)	23	Prof. Intake MD-ft	10789
K (mD)	190	GE. Gas	1,065	P. Head (psi)	205
H neto (ft)	16	GE. Agua	1,03	Hz	60

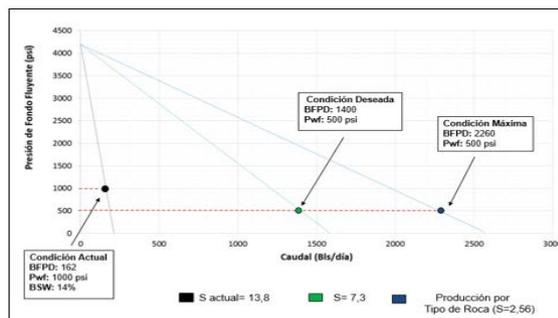


Figura 9. Ejemplo Análisis Nodal Pozo Lobo Sur-003

ANÁLISIS MECÁNICO

Este es uno de los factores más críticos que se debe analizar al momento de seleccionar pozos para futuros trabajos de optimización. Las condiciones mecánicas del pozo como: el diagrama mecánico y el registro de cemento pueden ser decisivas al momento de seleccionar pozos para trabajos de reacondicionamiento y determinarán la complejidad de la operación.

El objetivo de este análisis es determinar el riesgo que se puede tener al realizar este tipo de trabajos. Se recomienda no realizar trabajos de estimulación matricial en pozos que tengan:

- Colapsos de tubería
- Trabajos de pesca complejas.
- CIBP cercano a la zona de interés los cuales estén aislando posibles zonas de agua.
- Malas condiciones de cemento

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN

En la Figura 10 se muestra una comparación antes y después de aplicar la metodología propuesta en este proyecto. En esta figura es evidente observar el incremento en la eficiencia al momento de seleccionar los pozos candidatos para trabajos de Estimulación Matricial, lo cual se ve reflejado en los incrementales de producción obtenidos post trabajo de estimulación matricial.

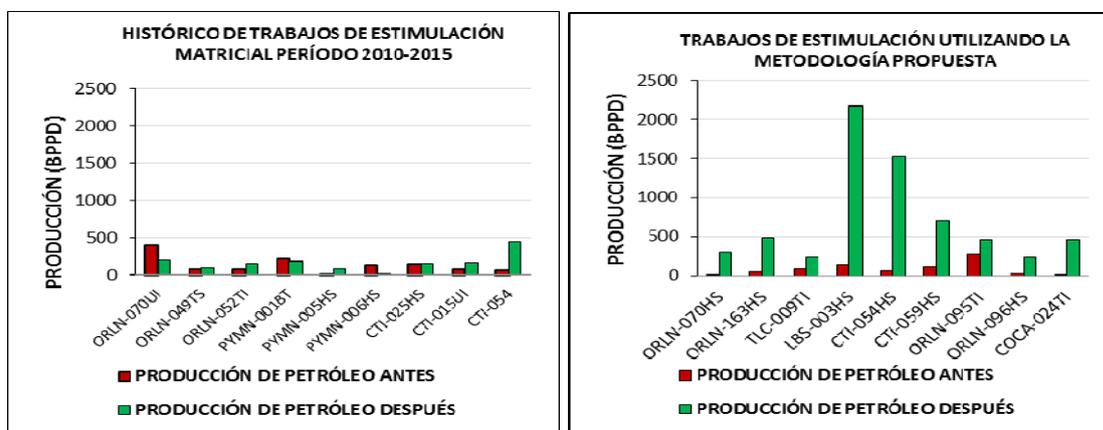


Figura 10 Producción Antes Y Después De Aplicar La Metodología De Trabajo.

Los trabajos de Estimulación Matricial realizados en el activo Orellana aplicando la metodología propuesta en este documento, generaron un incremental en producción mayor a 5 mil barriles de petróleo por día, para finalmente estabilizarse en más de 3 mil barriles de petróleo por día, en la figura 11 se encuentra un resumen de todos los

pozos analizados en este documento así como el incremental de producción obtenido después de aplicar la metodología propuesta en este documento.

PARAMETROS DEL RESERVOIRIO					PRONÓSTICO DE PRODUCCIÓN				
POZO	ARENA	Pi (psi)	Pb (psi)	Intervalos Estimulados (ft-MD)	Q (%)	K (mD)	TIPO DE ROCA	CAUDAL ESTIMADO POR TIPO DE ROCA	Caracterización del Daño
LBS-003	HS	4200	90	11177'-11181' 11190'-11204'	12,3 17,3	190 721	2 1	2430	Taponamiento por Migración de Finos (Arcillas)
CTI-054	HS	4200	135	11391'-11414'	13 a 18,3	150	1 a 2	1650	Taponamiento por Migración de Finos (Arcillas)
ORLN-096	HS	2800	175	10542'-10545' 10552'-10566'	14,3 11,3	221	2 2	800	Taponamiento por Migración de Finos (Propano), emulsiones y Bloqueo por agua
ORLN-095	TI	1260	1013	10468'-10475' 10475'-10510'	7,3 15,2	130	3 2	1400	Desestabilización de Arcillas y Bloqueo por Agua
COC-024	TI	1800	820	10506'-10516' 10536'-10557'	12,3 16,8	142	2 2	1040	Taponamiento por Migración de Finos (Arcillas) y bloqueo por Agua
ORLN-083	TI	1060	860	10625'-10634' 10634'-10650' 10650'-10667'	6,5 16,5 16,5	221	4 2 2	730	Desestabilización de Arcillas y bloqueo por Agua

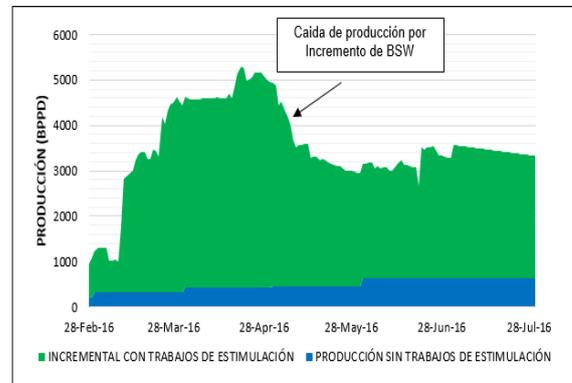


Figura 11. Trabajos de Estimulación realizados en el Bloque 61 producción post trabajo de Estimulación Matricial

CONCLUSIONES

- En base al análisis desarrollado en este documento se determinó que el éxito de un trabajo de Estimulación Matricial depende de: las propiedades petrofísicas del yacimiento (Tipos de Roca) y de una correcta identificación y caracterización del daño de formación.
- La clasificación de los Tipos de Roca, el análisis de producción y composición mineralógica (Registro Masterlog), ocupan un papel esencial en la identificación cualitativa y caracterización del daño de formación y permiten una selección rápida y eficiente de pozos y tratamiento químicos para trabajos de Estimulación Matricial.
- Los tipos de Rocas son una herramienta importante para la selección de pozos. Sin embargo, este método no permite estimar la producción de forma precisa en formaciones que tengan bajas presiones de yacimiento y malas propiedades PVT (Bajo °API y alta viscosidad), como las que se tienen en algunas arenas de la formación Napo. En arenas de la formación Hollín el concepto de Tipo de Roca se aplica perfectamente.
- El principal daño de formación generado en las arenas U y T de la formación Napo está asociado a: las características de los fluidos de control utilizados en los trabajos de reacondicionamiento, a las bajas presiones de yacimiento a la alta permeabilidad que tienen estas arenas y a su composición mineralógica (Arcillas), motivo por el cual son muy susceptibles al daño de formación. Este daño se genera por la desestabilización de las arcillas presentes en la formación al entrar en contacto con los fluidos de control y en algunos casos a cambios en la mojabilidad y bloqueos por agua.
- La mejor formación para realizar trabajos de Estimulación Matricial es la formación Hollín debido a las buenas propiedades PVT que presenta, pero sobre todo a la alta presión de yacimiento, la cual es generada por el acuífero activo que posee, la arena T también es una buena formación para la realización de trabajos de Estimulación Matricial pero es menos efectiva que en las areniscas de la formación Hollín, la arena U no se considera buena para la realización de este tipo de intervenciones.
- Por todos los casos analizados y los incrementales de producción generados por los trabajos de estimulación matricial se concluye que, este tipo de trabajos son una alternativa económica y eficiente para optimizar la producción de cualquier campo productor de petróleo y finalmente la metodología que aquí se propone es una alternativa viable y rápida para la selección óptima de oportunidades de optimización de producción.

Referencias bibliográficas

Blanco, M., & Augusto, C. (2003). Caracterización Petrofísica Del Área Zuata-Faja Petrolífera Del Orinoco. Caracas: Universidad Central De Venezuela.

Ingeniería De Desarrollo Shaya Ecuador S.A. (2016). Propiedades Petrofísica Validadas Bloque 61. Quito: Shaya Ecuador S.A.

J.P Lafournère, F. Bringer, L. Reeder, M. Naranjo, O. Morales, A. Suter, F. Castillo, J. Ochoa, F. Sierra, J. Bravo – 2015 – SPE-177049-MS – Quantitative Characterization of Porosity Partitioning From NMR Logs In Siliciclastic Reservoirs-Ecuador

Lopez, Y. (2010). Metodología Aplicada Para El Diagnostico Y Evaluación De Los Mecanismos De Daño De Formación En Los Pozos Pertenecientes A Los Campos Morrocoy, Caricare Y Canaguey De Occidental De Colombia, Llano Norte. Bucaramanga: Universidad Industrial De Santander.

M.A. Naranjo, J.P Lafournère, J.P. Bourge, J. Navarrete, J. Hurtado, E. Gozalbo, A. Suter, R. Henzon, J. C. Rodríguez, F. Castillo, J. Ochoa – 2015 – SPE-177086-MS – Rock Typing Mapping Methodology Based on Index and Probabilistic Self-Organized Map in Shushufindi Field – Ecuador

Schlumberger. (2015). Hinchamiento Y Migración De Finos En Formaciones Silíceas. Texas: Schumberger Publication.

Shaya Ecuador S.A. (2016). Ingeniería De Producción. Quito: Schlumberger.

Velásquez, I. (2014). Explotación Petrolera En Pozos Fluyentes Y Utilizando Sistemas Artificiales De Producción. México D.F: Universidad Nacional Autonoma De México.

SCREENING DE MÉTODOS DE RECUPERACIÓN MEJORADA DE PETRÓLEO CON POTENCIAL DE APLICARSE EN EL CAMPO PUNGARAYACU - BLOQUE 20

J. Michelena (1), E. Regalado (2), J. Cóndor (3).

Universidad Central del Ecuador, Facultad de Ingeniería en Geología, Minas, Petróleos y Ambiental, Carrera de Petróleos, Ciudadela Universitaria, calle Jerónimo Leyton y Av. La Gasca. jacondorc@uce.edu.ec

This work evaluates theoretically eight enhanced oil recovery methods which could be applied in the Pungarayacu oilfield. Our investigation was based on the technical review of the information available on the field that was taken from the Ecuadorian Oil Information Bank (BIPE). For our study, we performed a petrophysical characterization, porosity settlement, permeability, and fluid saturation using Petrel software. Once we obtained the petrophysical characterization we used an EOR screening methodology developed by J. J. Taber in each of the 29 wells that the field has.

Palabras clave: recuperación mejorada / screening / petróleo pesado / caracterización petrofísica

Key words: improved recovery / screening / heavy petroleum / petrophysical characterization

INTRODUCCIÓN

El campo Pungarayacu, ubicado en el Bloque 20 de la Región Amazónica Ecuatoriana, contiene crudo de 4 a 14 grados API, el cual se considera técnicamente como crudo pesado y extra-pesado (Mideros 1986, Rivera 1998).

La explotación de este campo necesita de métodos de recuperación mejorada para reducir las fuerzas viscosas y las fuerzas capilares que permitan el flujo de petróleo a través del medio permeable.

En nuestro trabajo evaluamos ocho métodos de recuperación mejorada (inyección miscible de nitrógeno, inyección miscible de hidrocarburos, inyección miscible de CO₂, inyección de gases inmiscibles, inyección ASP, inyección de polímeros, combustión in situ, e inyección de vapor). Cada uno de estos métodos fue evaluado usando tres propiedades del petróleo (grado API, viscosidad, y composición), y seis características del reservorio (Saturación del petróleo, tipo de formación, espesor de la zona de pago, permeabilidad, profundidad, y temperatura). La evaluación de estos parámetros fue desarrollada por J. J. Taber (Taber, Martin, & Seright, 1997^a; Taber, Martin, & Seright, 1997^b).

Nuestro trabajo consistió en la recopilación de información disponible de los 29 pozos que tiene Pungarayacu y su caracterización petrofísica.

METODOLOGÍA-RESULTADOS

El proyecto se enfocó en diferentes métodos de recuperación del petróleo para lo cual se revisó información referente a los criterios para emplear cada uno de estos, así como también información técnica sobre el campo Pungarayacu. Se calculó las propiedades como porosidad (ϕ), saturaciones (S_w , S_o), permeabilidad (k) y petróleo original in situ (POES). Se generó una base de datos de todas las propiedades calculadas y las obtenidas de la información disponible. Finalmente, el análisis de resultados obtenidos ayudó a determinar la cantidad de petróleo que podría ser recuperado de los reservorios, tomando en cuenta el factor de recobro en los métodos empleados y la identificación de cuál es el más eficiente para su implementación.

La recolección de datos se realizó a partir de fuentes primarias y secundarias. Las fuentes primarias fueron obtenidas directamente de datos existentes en el BIPE-Secretaría de Hidrocarburos del Ecuador: Datos Petrofísicos y Geológicos, análisis e interpretación de registros eléctricos, análisis de núcleos, análisis PVT, etc. La fue proporcionada gracias a un convenio interinstitucional firmado entre la Secretaría de Hidrocarburos y la Facultad de Ingeniería en Geología, Minas, Petróleos, y Ambiente (Figempa).

Las fuentes secundarias seleccionadas en base a la información que mejor se adaptó a los objetivos planteados, debido a que la información provino de datos pre-elaborados, como datos estadísticos, trabajos realizados referentes al tema, matrices de datos o datos teóricos que presenta la literatura de algunos textos.

La Tabla 1 resume la metodología que usamos para nuestro trabajo. Esta se dividió en tres etapas para un período de diez meses.

Etapa I	Compilación documental y bibliográfica	Revisión bibliográfica: • Campo Pungarayacu • Métodos de Recuperación Mejorada
Etapa II	Análisis de propiedades petrofísicas y propiedades de los fluidos en el reservorio	• Elaboración de base datos con propiedades petrofísicas de los pozos • Cálculo del POES con valores promedios
	Estudio de la estructura geológica del yacimiento y análisis de registros de pozos	
	Procesamiento de datos petrofísicos	
Etapa III	Screening usando metodología de Taber	Caracterización del método o métodos más eficientes
	Presentación de Resultados	Estimación de reservas recuperables

Tabla 1. Metodología utilizada en el trabajo

Estudio Petrofísico

Se recolectó toda la información relacionada a los registros eléctricos de los 29 pozos. Los registros de pozos desde el P-2 al P-15 fueron tomadas con dispositivos primitivos de medición que hizo difícil la interpretación. Se elaboró una base de datos de las curvas disponibles. Una vez que se recopiló toda la información, se digitalizó cada uno de los registros. Se presentó un problema pues los registros de densidad se encontraban en unidades de (counts/sec) y el registro neutrón en unidades API. A partir del P-16 se contó con información tomada de dispositivos más modernos en donde la información se encontraba en unidades adecuadas para su interpretación. Para transformar las unidades de los registros se utilizó ecuaciones de ajuste que permitieron transformar a valores de porosidades. Al tener toda la información necesaria se procedió a su estudio.

La Figura 1 muestra el mapa estructural al tope de la Formación Hollín. La Figura 2 muestra un corte transversal este-oeste a la altura del pozo Pungarayacu 16. La Figura 3 muestra el corte estructural norte-sur del campo.

Como primer paso se realizó el cálculo del gradiente de temperatura, posterior a esto se calculó la resistividad del agua, se utilizó un valor promedio de salinidad de 1.316ppm NaCl, este valor fue tomado en base a un estudio realizado en muestras de agua del campo (Halliburton, 2011). Se calculó la temperatura de formación para cada uno de los pozos y una vez hecho esto utilizamos una tabla para, con los valores de temperatura y salinidad, determinar la resistividad de agua.

Se procedió a la interpretación petrofísica, en donde se realizó un estudio de todos los pozos de los cuales se dispone de información. Se calculó los valores de volumen de arcilla, saturación de fluidos, porosidad efectiva, espesores.

Para el volumen de arcilla se utilizó la ecuación de Volumen de arcilla mediante gamma ray. El cálculo de porosidad se realizó en base a la curva RHOB (densidad) seguido de la combinación de densidad y de neutrones. Para la saturación de agua se utilizó la ecuación de Simandoux ya que este modelo sólo requiere tres parámetros: la curva de Rt, porosidad efectiva y el volumen de arcilla.

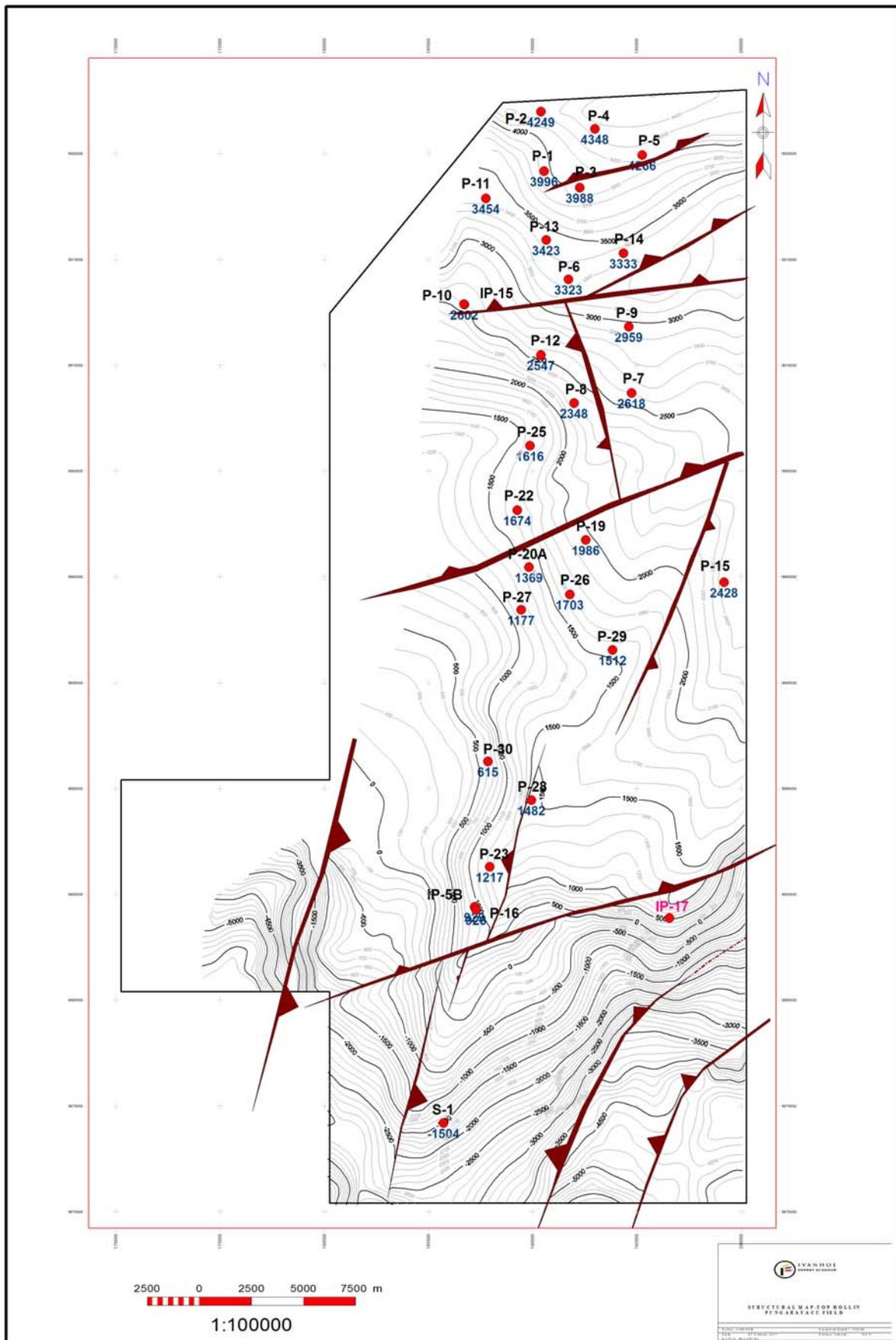


Figura 1: Mapa Estructural al Tope de la Formación Hollín (Halliburton 2011)

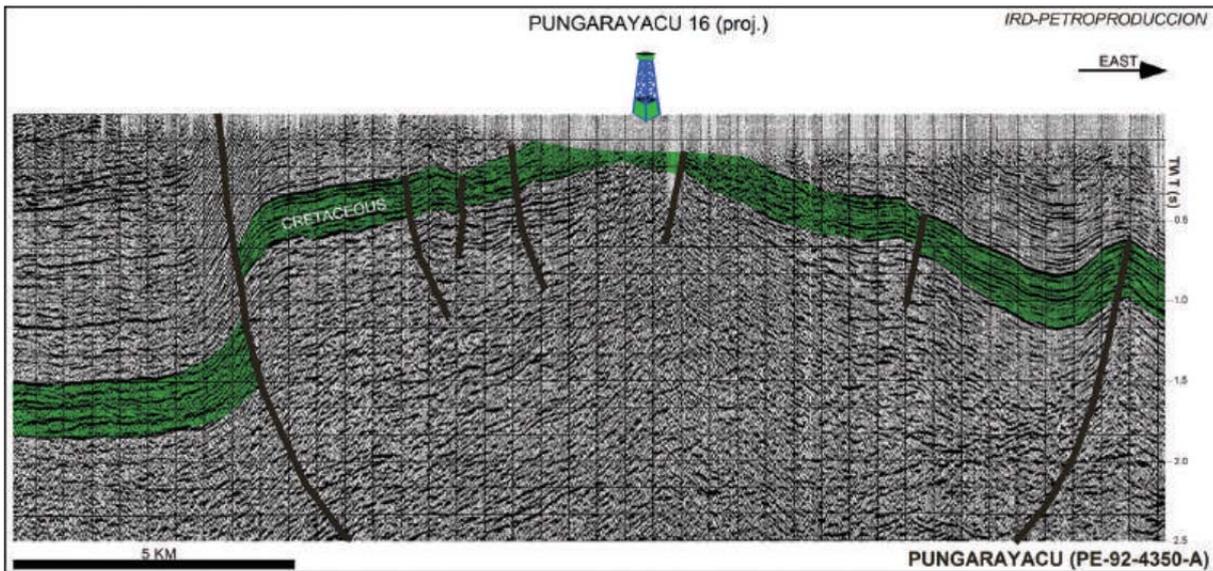


Figure 2: Campo Pungarayacu: sección sísmica PE-92-430-A (Baby 2014)

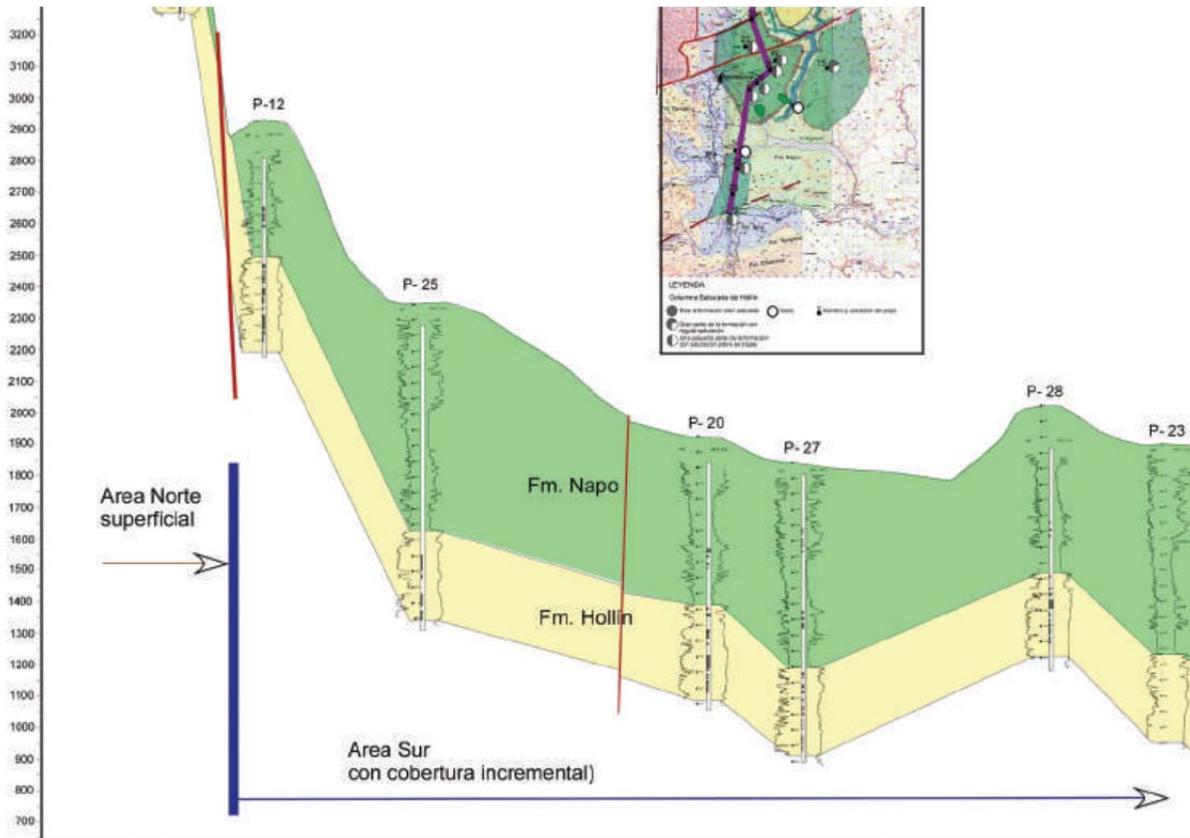


Figure 3: Corte estructural N-S de campo Pungarayacu (Baby 2014)

Para determinar la permeabilidad se utilizó información de núcleos, se elaboró una gráfica de porosidad vs permeabilidad con valores obtenidos de análisis convencionales de núcleos. Se obtuvo una ecuación que relaciona ambas variables y se utilizó para calcular la permeabilidad en cada pozo.

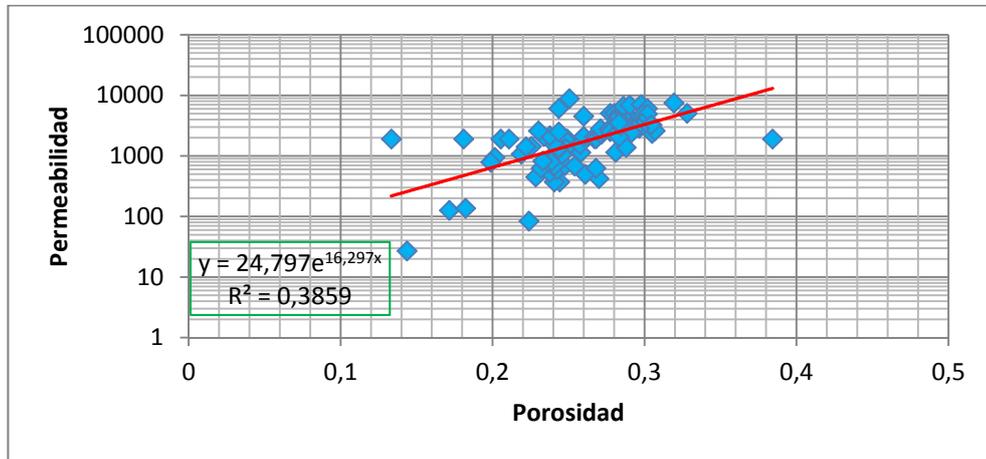


Figura 4. Permeabilidad vs Porosidad

Los datos utilizados para realizar la gráfica Porosidad vs Permeabilidad se obtuvieron de análisis convencionales de núcleos. De los pozos PNG-12, PNG-16, PNG-19, PNG- 20, PNG-23, PNG-25, PNG-26, PNG-27, PNG-28, PNG-29, IP-5B, IP-15, IP-14B.

Los “cutt-offs” utilizados para determinar zonas de pago fueron:

- Porosidad efectiva: 10%
- Saturación de Agua: 50%
- Volumen de Arcilla: 40%

Finalmente se obtuvo los resultados del estudio petrofísico con los siguientes valores promedios.

Espesor (ft)	Net (ft)	N/G	AvPhi (porosidad)	AvSw	AvVcl	Avk (mD)
288	161	0,54	0,2	0,3	0,14	1.220

Tabla 2. Valores promedios de propiedades petrofísicas

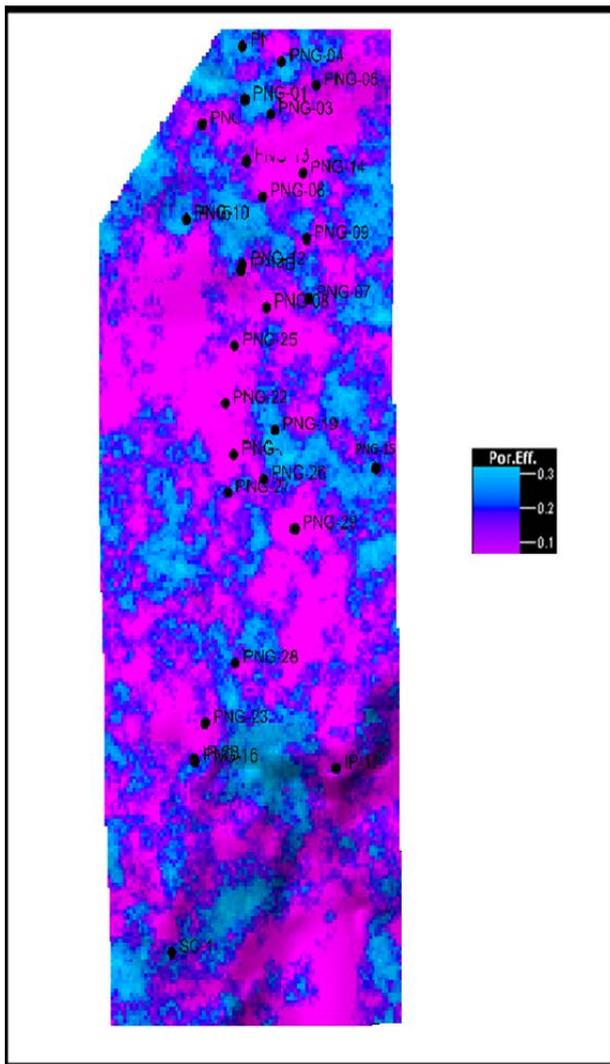


Figura 5: Porosidad efectiva

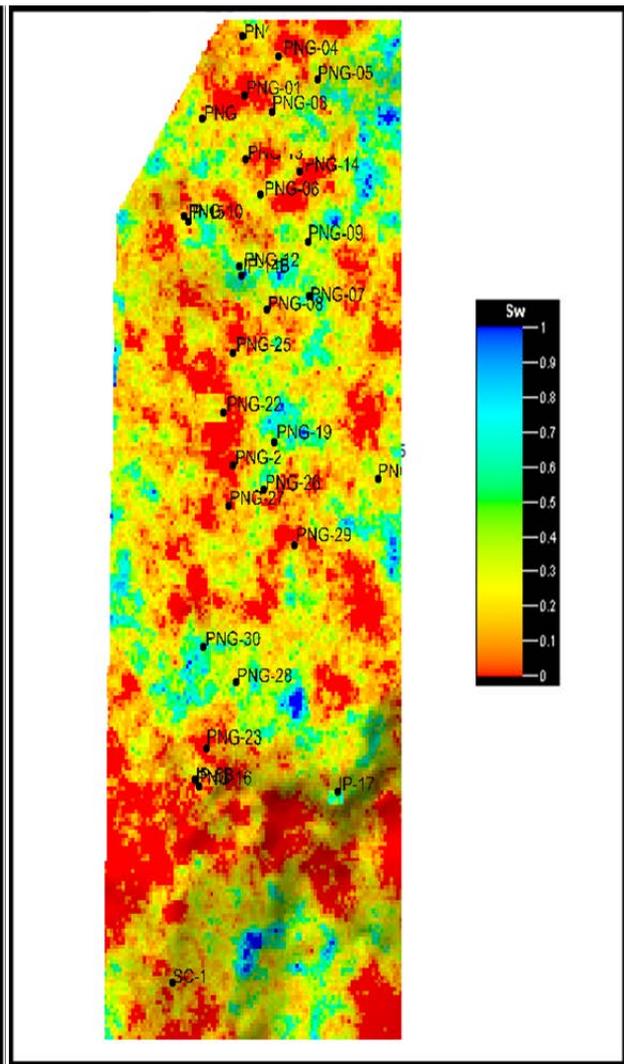


Figura 6: Saturación de Agua

Screening,

Se organizó la información necesaria para realizar el screening, basándonos los parámetros utilizados en los criterios de Taber para ser analizada por las propiedades petrofísicas y del Petróleo medidos en cada uno de los 29 pozos de los que fue posible obtener datos.

La metodología de Taber es sencilla y se resume en la Tabla 1. Esta tabla está basada en tres parámetros del petróleo y seis parámetros del yacimiento. Los valores recomendados en la tabla 1 fueron promediados de proyectos exitosos de recuperación mejorada, principalmente en los Estados Unidos. Esta metodología se propuso como un primer paso para seleccionar de manera rápida cuál de los varios métodos EOR se podría aplicar a cierto yacimiento.

Obtuvimos los resultados en donde se expresa el porcentaje y la categoría de cada uno de los métodos analizados por el programa. Gracias a esto se pudo determinar los métodos más aplicables en el campo de acuerdo a las propiedades petrofísicas del mismo, en donde los métodos con mayor porcentaje para ser aplicable fueron: Recuperación Térmica mediante Inyección de Vapor y/o Inyección de Agua con Químicos (Polímero, Surfactante, Alcalis) (Green 1998, Lake 1996)

Los valores porcentuales obtenidos en la tabla 4 resultan de la cantidad de parámetros que pueden aceptar cada una de las tecnologías. Por ejemplo, el valor del 44% de la técnica de inyección de nitrógeno para el yacimiento Hollín correspondiente al pozo Pungarayacu 2 (PNG-02) quiere decir que, de los nueve parámetros, únicamente cumple cuatro (4/9=44%). Los valores entre paréntesis indican el orden de importancia de los métodos. Por ejemplo, en el pozo PNG-02 para nitrógeno se tiene (5), lo cual indica que sería la quinta opción entre los métodos EOR, después del ASP, polímeros, vapor, y combustión in situ.

Tabla 3: Tabla para selección (screening) de métodos EOR (Taber 1997)

Método EOR	Parámetros del petróleo			Parámetros del Yacimiento					
	Grado °API	Viscosidad (cP)	Composición	Saturación petróleo (% PV)	Tipo de formación	Espesor (ft)	Permeabilidad (mD)	Profundidad (ft)	Temperatura (°F)
Métodos de Inyección de Gas (Miscible)									
Nitrógeno	> 35 Promedio 48	< 0.4 Promedio 0.2	Alto % C ₁ - C ₇	> 40 Promedio 75	Arenisca o Carbonato	Delgado o grueso inclinado	No crítico	> 6.000	No crítico
Hidrocarburo	> 23 Promedio 41	< 3 Promedio 0.5	Alto % C ₂ - C ₇	> 30 Promedio 80	Arenisca o Carbonato	Delgado o grueso inclinado	No crítico	> 4.000	No crítico
CO ₂	> 22 Promedio 36	> 10 Promedio 15	Alto % C ₅ - C ₁₂	> 20 Promedio 55	Arenisca o Carbonato	Amplio rango	No crítico	> 2.500	No crítico
Gas Inmiscible	> 12	< 600	No crítico	> 35 Promedio 70	No crítico	No crítico si hay buena K vertical	No crítico	> 1.800	No crítico
Inyección de Agua Mejorada									
Micela / Polímero. ASP	> 20 Promedio 35	< 35 Promedio 13	Ligero, Intermedio	> 35 Promedio 53	Arenisca o Carbonato	No crítico	> 10 Promedio 450	< 9.000 Promedio 3.250	< 200 Promedio 80
Inyección de Polímero	> 15 < 40	> 10 < 150	No crítico	> 70 Promedio 80	Arenisca o Carbonato	No crítico	> 10 Promedio 800	< 9.000	< 200 Promedio 140
Termal / Mecánico									
Combustión in sitio	> 10 Promedio 16	< 5.000 Promedio 1.200	Algunos componentes asfálticos	> 50 Promedio 72	Arenisca de alta porosidad	> 10	> 50	< 11.500 Promedio 3.500	> 100 Promedio 135
Inyección de Vapor	> 8 to 13,5 Promedio 13,5	< 200.000 Promedio 4.700	No crítico	> 40 Promedio 66	Arenisca de alta porosidad	> 20	> 200 Promedio 2.540	< 4.500 Promedio 1.500	No crítico

Tabla 4. Resultados de Screening de Métodos EOR

Pozo	Inyección de gas (Miscible)				Inyección de Agua Mejorada		Termal / Mecánico	
	Nitrógeno	Hidrocarburo	CO ₂	Gas Inmiscible	Inyección polímeros	Micela / Polímero. ASP	Vapor	Combustión en Sitio
PNG-02	44% (5)	20% (8)	22% (7)	33% (6)	70% (2)	81% (1)	70% (3)	42% (4)
PNG-03	44% (5)	20% (8)	22% (7)	33% (6)	70% (3)	81% (1)	80% (2)	42% (4)
PNG-04	30% (5)	20% (7)	22% (6)	17% (8)	60% (3)	81% (1)	70% (2)	33% (4)
PNG-05	30% (5)	20% (7)	22% (6)	17% (8)	60% (2)	81% (1)	80%(2)	50% (4)
PNG-06	30% (5)	20% (7)	22% (6)	17% (8)	50% (4)	81% (1)	80%(2)	50% (3)
PNG-07	30% (5)	20% (7)	22% (6)	17% (8)	50% (4)	73% (1)	70% (2)	50% (3)
PNG-08	30% (6)	20% (8)	22% (7)	33% (5)	50% (4)	82% (1)	70% (2)	58% (3)
PNG-09	30% (5)	20% (7)	22% (6)	17% (8)	50% (4)	82% (1)	80% (2)	50% (3)
PNG-10	30% (5)	20% (7)	22% (6)	17% (8)	50% (3)	82% (1)	70% (2)	33% (4)
PNG-11	30% (5)	20% (7)	22% (6)	17% (8)	50% (4)	82% (1)	70% (2)	50% (3)
PNG-12	20% (5)	20% (6)	11% (8)	17% (7)	60% (2)	73% (1)	70% (3)	50% (4)
PNG-13	30% (6)	20% (8)	22% (7)	33% (5)	50% (3)	82% (1)	80% (2)	50% (4)
PNG-14	30% (5)	20% (7)	22% (6)	17% (8)	60% (3)	82% (1)	80% (2)	50% (4)
PNG-15	30% (5)	20% (7)	22% (6)	17% (8)	60% (3)	82% (1)	70% (2)	50% (4)
PNG-16	30% (5)	20% (7)	22% (6)	17% (8)	60% (3)	82% (1)	80% (2)	50% (4)
IP-17ST	30% (3)	20% (5)	11% (7)	17% (6)	30% (2)	36% (1)	50% (6)	30% (4)
PNG-19	30% (5)	20% (7)	22% (6)	17% (7)	60% (3)	82% (1)	80% (2)	50% (4)
PNG-20	30% (6)	20% (8)	22% (7)	33% (5)	60% (3)	82% (2)	80% (1)	58% (4)
PNG-22	30% (6)	20% (8)	22% (7)	33% (5)	50% (4)	82% (1)	80% (2)	58% (3)
PNG-23	30% (5)	20% (7)	22% (6)	17% (8)	50% (4)	82% (1)	80% (2)	50% (3)
PNG-25	30% (5)	20% (7)	22% (6)	17% (8)	50% (4)	82% (1)	70% (2)	67% (3)
PNG-26	30% (5)	20% (7)	22% (6)	17% (8)	60% (3)	82% (1)	80% (2)	58% (4)
PNG-27	40% (6)	20% (8)	22% (7)	50% (5)	60% (3)	82% (2)	90% (1)	58% (4)
PNG-28	30% (6)	20% (8)	22% (7)	50% (3)	60% (4)	82% (2)	90% (1)	58% (5)
PNG-29	30% (6)	20% (8)	22% (8)	33% (5)	50% (4)	82% (1)	80% (2)	58% (3)
IP-5B	40% (5)	20% (7)	22% (7)	17% (8)	60% (3)	82% (1)	80% (2)	58% (4)
IP-15	30% (6)	20% (8)	22% (7)	33% (5)	60% (2)	82% (1)	80% (2)	67% (3)
IP-14B	20% (5)	20& (6)	11% (8)	17% (7)	60% (2)	73% (1)	70%(3)	42% (4)
SC-1	30% (6)	20% (8)	22% (7)	33% (5)	40% (4)	64% (1)	70% (2)	58% (3)

Para el cálculo del POES zonificamos el campo debido a la presencia de fallas. Ubicamos 5 zonas, calculamos el área de cada zona, identificamos los pozos ubicados en cada zona luego se obtuvo un promedio de cada una de las propiedades calculadas en el estudio petrofísico. Calculamos el POES para cada zona y finalmente el POES total, dándonos un valor aproximado de 20 mil millones de barriles.

Nuestro análisis también incluyó estudios previos realizados por CEPE (CEPE 1982, CEPE 1983)

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN

Una vez analizados los resultados del Screening, determinamos que los métodos que cumplen la mayoría de parámetros establecidos de acuerdo a las características del Campo, son: la Recuperación mediante Inyección de Agua con Mezcla de Aditivos Químicos ASP (álcalis, Surfactante, Polímero) y la Recuperación Térmica mediante Inyección de Vapor.

Métodos de Inyección de Gas

La inyección de Nitrógeno, Hidrocarburo, CO₂, gases inmiscibles presentan porcentajes bajos en cuanto a su factibilidad a ser aplicados. Valores promedios de 30%, 20%, 21% y 24% respectivamente (Al-Anazi 2007). Estos resultados se dan debido a que las condiciones establecidas por los criterios escogidos para su evaluación no se cumplen en cuanto a las características del fluido, pues estos métodos requieren para ser aplicados un fluido con un alto grado API y viscosidades bajas, además en su composición requieren hidrocarburos livianos con porcentajes altos, y el crudo del Campo es un crudo degradado y no posee esta característica.

Inyección de Agua con Químicos

Para la inyección de polímeros se obtuvo un valor promedio de 55% (Abidina 2012). Para este método al igual que en la inyección de gases se requiere un fluido de API elevado y viscosidades bajas. El porcentaje es mayor que en la inyección de gases debido a que las características del yacimiento se acoplan mejor a las condiciones establecidas para su evaluación, ya que el método requiere de elevadas permeabilidades para su aplicación y el campo si cumple con esta propiedad pues presenta valores elevados de permeabilidad, así también cumple con parámetros como baja temperatura de formación y poca profundidad, factores necesarios para mantener las propiedades del polímero.

La inyección de agua con mezcla de aditivos químicos ASP nos da como resultado un 78% de factibilidad. De acuerdo a los criterios establecidos por la metodología, este método cumple con la mayoría de parámetros como son: la composición del hidrocarburo, saturación de petróleo, tipo de formación, espesor, permeabilidad, profundidad, y temperatura. Sin embargo, no cumple con dos parámetros muy importantes como son API y viscosidad, al igual que los métodos anteriores.

Métodos Termal

Basados en la teoría de métodos termal, en la inyección de vapor obtuvimos un valor promedio de factibilidad de 76% (BEICIP 1987, Halliburton 2011, Alvarado 2012, Castaneda 2014). Este método sería el más aplicable al campo debido a que cumple con dos de los parámetros más importantes como son API y viscosidad, lo que no sucede con los demás métodos, por lo tanto, se puede contemplar la posibilidad de aplicar la inyección de vapor en parte del yacimiento Pungarayacu, pues las características se acoplan a los varios criterios de selección.

Para la combustión in situ obtuvimos un valor promedio de factibilidad de 51% puesto que para la aplicación de este método se requiere un yacimiento con profundidades promedio de 3.500 pies (1.067 m), además de temperaturas mayores a las temperaturas de formación de los pozos del campo, es decir que este método puede cumplir con los criterios establecidos para las características del fluido, más no para las características del yacimiento.

Selección del Método

De acuerdo a los resultados obtenidos y en base al estudio realizado en cuanto a las características generales tanto del fluido como del yacimiento, consideramos que la estimulación por vapor podría ser el único método de recuperación que se pueda utilizar para la puesta en producción inicial del reservorio.

Seleccionamos este método pues cumple con los criterios más importantes para su aplicación que son las características del fluido ya que el crudo de Pungarayacu presenta valores bajos de API promedio de 10 y es una mezcla altamente viscosa, con viscosidades superiores a 10.000 cP por lo que el único método para moverlo sería mediante calentamiento.

Para la selección de este método también nos guiamos en estudios realizados por IVANHOE quienes realizaron pruebas de producción con inyección de vapor en los pozos IP-15 e IP-5B, logrando producir del pozo IP-5B, 41 tambores de 55 galones de capacidad. (Ivanhoe 2011, Ivanhoe 2013, Ivanhoe 2014)

Inyección de Vapor y pruebas de producción realizadas por IVANHOE

En el pozo IP-15, luego de un período de cierre de 10 días posteriores a la inyección de vapor, con la ayuda de bombas Jet Claw se inyectó agua caliente como fluido motriz. Problemas presentados en la calidad del cemento y

un aparente periodo de cierre muy grande (10 días), crearon condiciones para que se tenga una apreciable reducción de la temperatura, lo cual incidió en la movilidad del crudo extra pesado y no se lo pudo extraer.

En el pozo IP-5B, luego de un período de cierre de 72 horas posteriores a la inyección de vapor con la ayuda de bombas Jet Claw se inyectó agua caliente como fluido motriz. Los fluidos petróleo extra pesado y agua inyectada más agua de formación se enviaron a un tanque vertical calentado de 500 bls de capacidad en donde por segregación gravitacional y la acción de demulsificantes se procedió a separar el petróleo extra pesado y el agua. El crudo extraído se envió a un tanque horizontal calentado, desde donde se lo cargó a tambores de 55 galones de capacidad. En el proceso de llenado de los tambores de 55 gls se evidenció que los volúmenes diarios en barriles extraídos de petróleo fueron menores a los que se reportaron, debido principalmente a que se generó una emulsión inversa entre agua y petróleo pesado, lo cual no permitió que haya una separación rápida y óptima entre los dos fluidos, motivo por el que el %BSW reportado fue siempre menor al %BSW real, lo cual significó que se haya reportado mas cantidad de petróleo del que realmente se produjo. (Ivanhoe Energy, 2008-2013)

El petróleo extra pesado extraído de la formación Hollín en el pozo IP-5b fue almacenado en 41 tambores de 55 gls de capacidad cada uno, y enviados al South West Research Institute (SwRI) en San Antonio-Texas. Al crudo contenido en cada uno de los tambores se le realizó ensayos de laboratorio: a) gravedad API, b) sedimentos básicos y agua, c) agua por el método ASTM D4377 de Fischer, y d) presencia de carbón, hidrógeno, azufre y nitrógeno. Se procedió a cargar a la planta HTL y obtuvieron los siguientes resultados:

Tabla 5 Resultados del procesamiento del crudo extra pesado del pozo IP-5b en la Planta HTL

	Unidades	IP-5B	IP-5B SCO
ASTM D4052 Gravedad API			
Gravedad API	Deg @ 60F	8.4	16.0
ASTM D1298 Gravedad Especifica			
Gravedad Especifica	60/60 Deg. F	1.0112	0.9594
ASTM D7169 Sim Dist Alta Temperatura			
HTSD porcentaje destilado sobre 1000F	wt%	60.0	16.1
ASTM D4294 Azufre			
Azufre Total por Rayos X Fluorescencia	wt %	3.08	2.82
ASTM D4530 MCRT			
Prueba de Micro Residuo de Carbón	wt%	17.0	7.4
ASTM D5291 CHNS			
Contenido de Carbón	wt%	83.1	85.98
Contenido de Hidrógeno	wt%	10.65	11.03
Contenido de Nitrógeno	wt%	0.59	0.14
Contenido de Azufre	wt%	2.42	0.03
ASTM D3279 HEPTANOS INSOLUBLES			
Heptanos Insolubles	wt%	14.8	5.1
ASTM D893 PENTANO Y TOLUENO INSOLUBLES			
Pentano Insoluble	wt%	21.6	10.0
Tolueno Insoluble	wt%	0.41	5.9
ASTM D445 VISCOSIDAD CINEMATICA			
	cSt @ 275F	123.90	3.53
	cSt @ 212F	672.2	6.99
	cSt @ 140F	13680.00	23.59
	cSt @ 104F	No flujo	57.76
	cSt @ 80F	No flujo	124.4
	cSt @ 60F	No flujo	265.3

CONCLUSIONES

- El estudio de los parámetros petrofísicos realizado en el Bloque 20 se vio afectado por la falta y calidad de datos disponibles en esta área. Para el caso de pozos antiguos las limitaciones son debido a los datos, formatos y unidades de muestreo de los dispositivos utilizados. Registros modernos se ven afectados por minerales de uranio existentes en la formación que impiden una mejor resolución especialmente para la identificación de calizas por parte del registro gamma ray.
- Los resultados promedios de la evaluación petrofísica fueron: 288 pies (88 m) de espesor de la arena, 20% de porosidad efectiva, 30% de saturación de agua, 1.220 mD de permeabilidad.
- Se considera que la variable de Sw tiene la mayor incertidumbre en la estimación de las propiedades petrofísicas del campo Pungarayacu y podría ajustarse en el futuro a medida que se obtengan mejores datos de registro de resistividad a partir de nuevas perforaciones realizadas al explotar este bloque.
- Según los resultados obtenidos mediante la metodología de Taber para las características del yacimiento de la arena Hollín, los métodos de recuperación mejorada de petróleo más factibles de ser aplicados son: la inyección de productos químicos SP/ASP, esto debido a la poca profundidad de los pozos, factor importante

para la aplicación de estos productos pues al no existir cambios elevados de temperatura, existirá estabilidad en las características de estos productos. El otro método factible es la inyección de vapor, por las características que presenta el yacimiento como espesor y permeabilidades altas, esto es favorable para el proceso pues mientras más altas sean las permeabilidades se facilita la inyección de vapor y el flujo de crudo hacia los pozos productores.

- En la zona Norte, el campo cuenta con una densa red hidrográfica con afloramientos de la formación Hollín en la que la posibilidad de explotación podría ser a cielo abierto, pero la presencia de gran cantidad de ríos hace muy difícil esta opción por el impacto ambiental y el riesgo de contaminar las aguas.
- La zona Sur del Campo presenta posibilidades de explotación aplicando métodos térmicos como por ejemplo el SAGD (Drenaje por Gravedad Asistido con Vapor).
- De acuerdo al estudio realizado consideramos que el método con mayor posibilidad para aplicarse en este Campo es la inyección de vapor pues este es el que mejor se acopla a las características tanto del yacimiento como de los fluidos.

Referencias bibliográficas

- A.Z. Abidina, T. P. (2012). Polymers for Enhanced Oil Recovery Technology. Bandung, Java, Indonesia: Elsevier Ltd, pág. 12.
- Al-Anazi, B. D. (2007). Enhanced Oil Recovery Techniques and Nitrogen Injection. Vol 32, N°8.
- Alvarado, D., & Banzer, C. (2012). Recuperación Térmica de Petróleo. Caracas, pág. 232.
- Baby, P.; Rivadeneira, M.; Barragán, R. La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo. 2014. Página 341, 342
- BEICIP. (1987). Prefactibilidad Para Inyección de Vapor. Instituto Francés del Petróleo, Informe Final, Francia, pág. 12.
- Castaneda, A. M., Ruiz, C., & Munoz, S. (2014). Modelado de Procesos de Combustión In Situ. FUENTES, 12, pág. 14.
- CEPE (1982). Informe Geológico de Semidetalle del Area Norte del Campo Pungarayacu. Corporación Estatal Petrolera Ecuatoria, Quito, pág. 53.
- CEPE. (1983). Informe Geológico de Semidetalle de la Area Norte del Campo Pungarayacu. Quito, pág. 32.
- Green, D., Willhite, P. (1998). Enhanced Oil Recovery. Texas, pág. 240.
- Halliburton. (2011). Interpretation of the 2D Seismic Data and Static Model of Block-20, Eastern Basin, Napo Province, Ecuador. Quito, pág. 143.
- Ivanhoe Energy. (2013). Informe de Actividades. Ivanhoe Energy Ecuador, Ecuador, pág. 3.
- Ivanhoe Energy. (2011). Oportunidades de Exploración y Producción, pág. 6.
- Ivanhoe Energy. (2014). Petróleo y Energía. Ivanhoe Energy Ecuador, Quito. Obtenido de publiimagen.com.ec, pág. 1.
- Lake, L. W. (1996). Fundamentals of Enhanced Oil Recovery, pág. 5-12.
- Mideros, I. J. (1986). Crudos Pesados. Corporación Estatal Petrolera Ecuatoriana, Quito, pág. 13.
- Rivera, R. (1998). La Explotación de Crudos Pesados en el Ecuador. Instituto de Altos Estudios Nacionales, Quito, pág. 224.
- Taber, J. J., Martin, F. D., & Seright, R. S. EOR Screening Criteria Revisited – Part 1: Introduction to Screening Criteria and Enhanced Recovery Field Projects. SPE paper 35385
- Taber, J. J., Martin, F. D., & Seright, R. S. EOR Screening Criteria Revisited – Part 2: Applications and Impact of Oil. Paper SPE 39234.



SESIÓN 12

SESIÓN ABIERTA

Ciencias de la Tierra

*Investigación, Educación y Vinculación con
la Sociedad*



VINCULANDO LA VOLCANOLOGÍA CON LA SOCIEDAD EN EL ECUADOR: TRES PROYECTOS INTER-INSTITUCIONALES PARA LAS COMUNIDADES

J.-L. Le Pennec (1, 2), S. Hidalgo (2), P. Mothes (2), P. Espín (2), R. Vega (3),
G. Merlhiot (4), M. Encalada (2), V. Stephane (5), P. Phelinas (5), S. Sean (1)

- (1) Labo. Magmas & Volcans, IRD-CNRS, OPGC, LABEX ClerVolc, UCA Clermont-Ferrand, France. jeanluc.lepennec@ird.fr
(2) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN), Ladrón de Guevara E11-253, Quito, Ecuador.
(3) Consultor Senior en Ing. Hidrosanitaria y Ambiental, Los Trigales N53-487 y Pedro Guerrero, Quito, Ecuador.
(4) Univ. Clermont Auvergne, CNRS, LAPSCO, LABEX ClerVolc, F-63000 Clermont-Ferrand, France.
(5) Univ. Clermont Auvergne, CERDI, IRD, 65 Boulevard François Mitterrand, 63000 Clermont Ferrand, France.

Vinculando la volcanología con la sociedad en el Ecuador: en los últimos años las erupciones volcánicas han tenido un impacto severo en varios lugares del país. El monitoreo ha sido implementado adecuadamente para vigilar los edificios activos, pero poca atención ha sido puesta en los aspectos sociales del impacto de las erupciones. En esta nota se presenta tres proyectos originales que vinculan experticias volcanológicas con las de ciencias humanas y sociales. En el primer proyecto se utiliza el conocimiento del Cotopaxi para ubicar una planta de tratamiento de aguas usadas cerca de Latacunga. En el segundo se considera el impacto económico de las erupciones del Tungurahua en las comunidades rurales de la zona. En el tercero se estudia la percepción del riesgo volcánico en los poblados vecinos al Tungurahua mediante métodos experimentales y cognitivos.

Palabras clave: Volcanología, economía, psicología, multidisciplinario.

Key words: volcanology, economy, psychology, multidisciplinary.

INTRODUCCION

El Ecuador cuenta con más de ochenta volcanes cuaternarios, entre los cuales se ha identificado diecisiete activos en el Holoceno, y cinco en los últimos veinte años (Hall et al., 2008). El mapeo actualizado de los centros volcánicos geológicamente jóvenes (Andrade y Bernard, 2011) muestra que los centros volcánicos recientes se distribuyen en las cordilleras occidental (por ejemplo Chachimbiro, Pichincha, Atacazo, Quilotoa, Chimborazo) y oriental (Cayambe, Reventador, Cotopaxi, Tungurahua, Sangay), mientras que otros están ubicados en el callejón interandino (e.g. Imbabura, Mojanda). Este examen revela que la gran mayoría de esos centros se encuentran en las zonas andinas más pobladas del país, regiones que también concentran infraestructuras de gran importancia para la economía local-nacional. Las erupciones ocurridas en los últimos veinte años confirman el impacto potencialmente severo que pueden tener los fenómenos volcánicos en la sociedad ecuatoriana, tanto en la vida o salud de los individuos, como en la economía a diferentes niveles. El impacto sobre las infraestructuras de la región andina del Ecuador ha sido ilustrado por ejemplo en la última erupción del volcán Guagua Pichincha (1999-2000), cuando el aeropuerto internacional Mariscal Sucre tuvo que cerrar durante varios días debido a las caídas de ceniza (Volentik et al., 2015). También dejó de operar después de la violenta erupción (VEI 4) de 2002 del volcán Reventador, cuyos flujos piroclásticos estuvieron a punto de romper el oleoducto que existe al pie del edificio (Hall et al., 2004). Además, la erupción iniciada en 1999 en el volcán Tungurahua ha ocasionado repetidos problemas en la zona, con destrucciones del sistema vial, de casas, cultivos, etc. Aunque se han logrado progresos considerables en la parte de monitoreo de la actividad volcánica en el país (con éxito para el manejo de varias crisis volcánicas), no se tiene todavía un programa ambicioso de prevención social de desastres, o más simplemente de inconvenientes provocados por volcanes. Asimismo, es cada vez más evidente que se debe trabajar más en la parte de aplicaciones de las actividades de investigación y monitoreo hacia la sociedad y las comunidades, para fortalecer los aspectos de prevención y mitigación de las amenazas volcánicas, tal como se hace en otros países.

En este artículo se destaca tres ejemplos recientes de estudios enfocados sobre el vínculo entre riesgos volcánicos y bienestar de las comunidades urbanas o rurales de la Sierra ecuatoriana. Esos proyectos han sido posibles gracias al laboratorio Internacional Conjunto (LMI por sus siglas en francés) "sismos y volcanes en los Andes del Norte", que es una herramienta de cooperación entre el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica de Quito (IG-EPN) y el Instituto de Investigación para el Desarrollo de Francia (IRD) (Le Pennec et al., 2017). Esta herramienta ha permitido atraer a proyectos financiados principalmente por el programa de inversión nacional "laboratorios de excelencia (labex)" de Francia, en particular el labex "Centro de Investigación sobre el Volcanismo de Clermont-Ferrand", llamado ClerVolc. A continuación se presenta breves resúmenes de las actividades desarrolladas en tres programas concretos. El primero muestra las interacciones entre el IG-EPN, el IRD, y la AFD (Agencia Francesa de Desarrollo) en el marco de un proyecto de financiamiento y construcción de una planta de aguas residuales a la salida sur de la ciudad de Latacunga. En el segundo nos enfocamos en el análisis del impacto de las caídas de ceniza en las comunidades rurales asentadas al oeste del volcán Tungurahua. En el tercero hemos estudiado la percepción cognitiva de comunidades tungurahueses ante fenómenos volcánicos peligrosos. En esos trabajos el objetivo era obtener un entendimiento científico de alta calidad para proveer y difundir en el futuro una información oportuna a las autoridades y poblaciones amenazadas por los volcanes a largo, medio, y corto plazos.

DESARROLLO DE INFRAESTRUCTURAS EN LA CERCANIA DE UN VOLCÁN ACTIVO: COTOPAXI 2015-16

El volcán Cotopaxi es famoso por la perfección de su cono nevado, y por las erupciones frecuentes que ha tenido en el pasado (Andrade et al., 2005; Hall y Mothes, 2008). Estudios de su historia eruptiva indican que los flujos de lodo y escombros (lahares) se producen durante los periodos eruptivos, por fusión del casquete glaciar cuando bajan corrientes de densidad piroclásticas calientes (nubes ardientes) desde el cráter (fig. 1 izquierda). El análisis geológico de los eventos precolombinos e históricos revela que esos lahares se disparan en casi todas las erupciones de tamaño moderado a grande, con eventos remarcables en el periodo pre-hispánico (grandes lahares de aprox. 4500 y 2300 años antes del presente). Estos flujos de lodo y escombros afectan la zona norte del volcán (sector del valle de Quito, San Rafael, Los Chillos etc.) así como el sector sur del edificio (valle de Latacunga-Salcedo etc.), y pueden llegar hasta la costa del Pacífico (Esmeraldas). Llegan también a la zona amazónica del país pasando por los ríos Tamboyaçu al este del cono, o por los ríos Patate y Pastaza al Sur y Sur-Este. El examen de los archivos históricos indica que el sector de Latacunga ha sido afectado por varios lahares recientes, notablemente en los siglos XVI-XVII, y también durante la última erupción severa del volcán en junio del 1877.

La ciudad de Latacunga, ubicada aguas abajo del volcán Cotopaxi (río Cutuchi), ha visto su población crecer progresivamente en las últimas décadas, al punto que la zona urbana cuenta ahora con más de 280 mil habitantes. Esta población tiene requisitos de infraestructuras para desarrollarse en forma sostenible, y eso incluye un sistema de saneamiento de aguas servidas a nivel de toda la zona urbana. En este sentido, la ciudad de Latacunga ha armado un proyecto ambicioso con la agencia AFD para construir una planta de tratamiento de aguas residuales obligatoriamente implantada hacia la zona sur de la ciudad, coincidiendo con el sentido de flujo del río Cutuchi (de Norte a Sur), respondiendo de forma adecuada a las necesidades de la ciudad. Por otro lado, se sabe que este sector urbano se encuentra en una zona potencialmente amenazada por flujos de lodo y lahares del volcán Cotopaxi. En este contexto, la AFD quiso aprovechar la pericia vulcanológica del IG-EPN y del IRD para estimar la importancia del riesgo de impacto sobre la planta de tratamiento de aguas servidas, y las opciones que se podían considerar para la ubicación final del proyecto. Varias etapas de discusión se llevaron a cabo para evaluar las ventajas y desventajas de varios sitios localizados en la parte sur de la ciudad, donde se recolectarán las aguas servidas. Esos intercambios involucraron miembros del GAD (Gobierno Autónomo Descentralizado) municipal del Cantón Latacunga, incluyendo la Dirección Municipal de Agua Potable y Alcantarillado, de la AFD, de la SNGR, de SENAGUA y del MAE, así como expertos de hidrología y tratamiento de aguas. También participaron expertos de vulcanología del IG y del IRD para tomar en cuenta el riesgo volcánico. Para esta evaluación, los vulcanólogos se basaron en el conocimiento del comportamiento pasado del volcán, en modelamientos numéricos, en el mapa de peligros volcánicos del Cotopaxi (lado sur) de 2002 del IG-EPN-IRD, y también en el nuevo mapa publicado después de la reactivación del volcán en 2015 (Mothes et al., 2004; Aguilera, 2004; Andrade et al., 2005; Hall y Mothes 2008; Ordoñez et al., 2011; Mothes et al., 2016).

Los debates sobre el mejor sitio para ubicar la planta indican que no existe un sitio perfecto, ya que se debe tomar en cuenta varios parámetros como la actualización al Plan de Ordenamiento y de Desarrollo Territorial, la distancia a la ciudad, la necesidad inevitable de complementar un sistema de bombeo de las aguas residuales, la cercanía de sectores poblados (viviendas, zonas comerciales o de empresas), la proximidad con la zona de peligro de lahares, la infraestructura aprovechable, la poca disponibilidad de predios con tamaño de superficie para albergar la planta de tratamiento de aguas residuales etc. (fig. 1 derecha). Esas discusiones en curso son siempre fructíferas para identificar un sitio que sea apropiado tanto para la comunidad como para las autoridades y la entidad que financia el proyecto, y tomando en cuenta un nivel de peligro volcánico reducido.



Fig. 1: *Izquierda:* El volcán Cotopaxi tiene un casquete glaciar de gran volumen, que puede fundir rápidamente durante erupciones explosivas. La formación de flujos de lodo y lahares ha sido un fenómeno frecuente en las erupciones históricas y pre-históricas del volcán. La reactivación de 2015 del Cotopaxi (actividad de octubre 2015 en la foto) ha planteado la cuestión de la generación de posibles lahares hacia el Norte y Sur del volcán, donde se encuentran ciudades importantes. **Derecha:** examen del mapa catastral de la zona rural de Latacunga, para la construcción de una planta de tratamiento de aguas residuales de la ciudad de Latacunga. R. Vega (camisa celeste), ingeniero hidrosanitario, explica en el campo las ventajas y desventajas de tener la planta en varios sitios sin riesgo al tránsito de lahares de la zona Sur de la ciudad.

IMPACTO ECONÓMICO DE CAIDAS DE CENIZA EN COMUNIDADES RURALES: TUNGURAHUA 1999-2016

El volcán Tungurahua, ubicado a 120 km al Sur-Este de Quito, se reactivó en agosto-septiembre de 1999. Miles de personas fueron evacuadas al inicio de la crisis, pero regresaron a la zona cercana al volcán en enero del 2000 (Tobin y Witeford, 2002; Lane et al., 2003). A partir de este momento, las poblaciones aledañas al edificio tuvieron que aprender a convivir con un volcán activo. Varios proyectos han sido realizados con este objetivo, por ejemplo en el programa de la Oficina Humanitaria de la Unión Europea (ECHO 2004-05: *Comunidades afectadas por el Volcán Tungurahua; mitigando el riesgo de vivir cerca de un volcán activo*). Uno de los mayores impactos de la actividad del volcán Tungurahua se debe a las repetidas caídas de ceniza que sucedieron a lo largo del periodo eruptivo iniciado en 1999. Caídas intensas han ocurrido en 2001 y 2006 con efectos severos para el ganado y los cultivos (maíz, papas, habas, cebollas etc.) en el sector rural de la zona occidental del edificio (Le Pennec et al., 2012). Otras fases eruptivas entre 2008 y 2016, aunque no tan fuertes, han provocado daños y evacuaciones ocasionales. Los últimos eventos ocurrieron en noviembre del 2015 (fig. 2), y en marzo del 2016.



Fig. 2: *Izquierda:* El volcán Tungurahua al inicio de su reactivación explosiva de noviembre del 2015. Durante las dos semanas de actividad la nube de ceniza se dirigió principalmente hacia el occidente, donde varias comunidades viven de la agricultura y ganadería. *Derecha:* la ceniza fina y húmeda que se depositó a 10-20 km del Tungurahua tiende a pegarse sobre las hojas de los cultivos, provocando sobrepeso y colapso de las plantas, o asfixiando el proceso de fotosíntesis. En este campo los agricultores sacuden las plantas de papas para remover la ceniza fina antes de su colapso. Se logra ver en el campo la diferencia de color entre las plantas de papa antes del proceso de “limpieza” (arriba) y después (abajo).

Para caracterizar y cuantificar el impacto de esas caídas de ceniza, hemos armado un proyecto que combina los estudios volcanológicos de los depósitos de ceniza (espesor, características litológicas etc.) con el análisis del impacto económico en las comunidades afectadas por la actividad del volcán. Esas investigaciones han sido posibles gracias al apoyo financiero de los labex ClerVolc e IDGM+ (Iniciativa para el Desarrollo y la Gobernalidad Mundial), la Provincia Auvergne de Francia (una beca de doctorado), y por las facilidades brindadas en Ecuador por el LMI SVAN del convenio IG-EPN – IRD (ver introducción). Las caídas recurrentes de ceniza y otros fenómenos han provocado choques económicos en la población local, a tal punto que a veces esas perturbaciones fueron la causa de migraciones transitorias o definitivas de individuos o familias enteras. También la actividad del volcán ha tenido impactos en la salud de algunas personas (problemas respiratorios, de piel, conjuntivitis etc.), ha provocado daños a viviendas, a carreteras y vías de acceso a terrenos, a cultivos y ganado etc. En base a encuestas detalladas preparadas en el CERDI (fig. 3 izquierda) y realizadas en 2016 por una empresa privada de Quito (fig. 3 derecha), el estudio se dio como objetivo analizar las adaptaciones económicas desarrolladas por las personas, las familias y las comunidades, para enfrentar todas esos disturbios socio-económicos. Los resultados en procesamiento permitirán formular recomendaciones para reducir el impacto económico de las erupciones volcánicas sobre las poblaciones rurales en el sector Tungurahua, y también en otros sitios del país u otros países en desarrollo (gestión del ahorro si existe, gestión de las inversiones y de los posibles productos de seguro, consejos para diversificar las actividades económicas, o para minimizar el riesgo de caer en pobreza profunda etc.). Otros proyectos sobre las inestabilidades negativas o positivas provocadas por la actividad volcánica están considerados (impacto sobre el turismo, la agricultura, el tráfico aéreo etc.).



Fig. 3: *Izquierda:* Economista P. Phelinas y doctorante V. Stephane evalúan los tipos de cultivos conversando con agricultores en el sector del volcán Tungurahua. *Derecha:* encuestadora profesional ajusta con un agricultor los términos del formulario durante la fase de preparación de las encuestas en el poblado de Puela, pie sur-oeste del volcán Tungurahua.

PERCEPCIÓN COGNITIVA DEL RIESGO VOLCÁNICO: TUNGURAHUA 1999-2016

Otros estudios recientes del labex ClerVolc apoyados al LMI SVAN (IG-EPN / IRD) han sido desarrollados con el Laboratorio de Psicología Social y Cognitiva (LAPSCO) de la universidad Clermont Auvergne. Esos trabajos se dedican a la percepción cognitiva de las amenazas naturales, y particularmente volcánicas, utilizando métodos experimentales y neuro-cognitivos. La investigación basó en examinar las diferentes decisiones tomadas por individuos ubicados en contexto de amenaza de origen volcánico, mediante el análisis de las reacciones casi-espontáneas de las personas expuestas. Con las informaciones obtenidas, el objetivo era mejorar la toma de decisiones en el contexto de una emergencia volcánica, considerando la manera de formular los mensajes de alerta, para obtener una reacción apropiada de las poblaciones amenazadas. El estudio ha sido inicialmente llevado a cabo sobre personas no-expuestas al peligro volcánico. Los resultados indican que la reducción de la incertidumbre de las consecuencias en los mensajes de información puede potencialmente mejorar los comportamientos en casos vinculados con situaciones al hogar de las personas en peligro (Merlhiot et al., 2017). Luego la investigación ha sido aplicada a las comunidades que viven al pie o en la cercanía del volcán Tungurahua (fig. 3). Las fases eruptivas repetidas del edificio brindan condiciones interesantes para este tipo de estudio. Este último ha sido enfocado sobre todo en la noción de incertidumbre, muy presente en contextos de crisis, dado que genera emociones que pueden influir de forma negativa en la toma de decisión para las personas amenazadas.

En la realidad la incertidumbre asociada a ciertas situaciones de crisis pueden provocar reacciones de miedo y desembocar en otros mecanismos emocionales destinados a manejar las consecuencias de estos contextos, lo que se traduce por ciertas respuestas de emergencia, a veces inadecuadas, de las personas. Los resultados del estudio indican que una disminución de la incertidumbre de las consecuencias en la información brindada a la población podría mejorar la toma de decisiones, como la observancia de las recomendaciones, sobre todo en situaciones en las cuales la crisis implica el domicilio o dilemas morales. Por otro lado, esta investigación ha permitido también elaborar una base de fotografías para estudiar las reacciones humanas ante las principales amenazas naturales (volcanes, sismos, tornados etc.).



Fig. 4: Participantes del poblado de La Palestina se reúnen para la foto de grupo de frente al volcán Tungurahua (visible al fondo), después del estudio de psicología llevado a cabo por el doctorante G. Merlhiot (a la derecha), con apoyo de la Sra S. Sean (línea abajo a la izquierda). Una camiseta con el logotipo de ClerVolc fue entregada a los participantes del estudio.

CONCLUSIÓN

Muchos trabajos de volcanología “sensu estricto” han permitido hacer grandes avances en la evaluación de los peligros volcánicos y el manejo de crisis eruptivas. El entendimiento de los procesos y de las amenazas asociadas con los volcanes del país ha mejorado de forma muy significativa en los últimos años. Sin embargo, se tiene todavía poco conocimiento de los aspectos aplicados de la volcanología, tomando en cuenta la vulnerabilidad socioeconómica de la población, así como los aspectos culturales de transmisión del saber o de reacción ante fenómenos naturales peligrosos. Como lo demuestran los proyectos ilustrados en esta nota, tenemos que aprender más sobre las reacciones individuales y comunitarias en situación de peligro volcánico a largo, medio o corto plazo. Lo podemos hacer con métodos racionales de ciencias humanas y sociales, y vinculando de forma constructiva la volcanología con la sociedad, de tal manera que este enfoque multidisciplinario entre amenaza y vulnerabilidad nos permitirá resolver la compleja ecuación del riesgo volcánico en el Ecuador y otros países.

Agradecimientos: agradecemos las numerosas entidades y personas involucradas en los estudios presentados en esta nota, en particular el municipio y el Sr. Alcalde de Latacunga, la agencia AFD, a varios especialistas de economía y psicología de la universidad de Clermont Auvergne, al labex ClerVolc, y a la representación IRD en el Ecuador. Agradecimientos sinceros a todos los participantes de las comunidades implicadas en los estudios de economía y psicología en la región del volcán Tungurahua.

Referencias bibliográficas

- Aguilera, E., Pareschi, M.T., Rosi M. & Zanchetta, G. (2004). Risk from Lahars in the Northern Valleys of Cotopaxi Volcano (Ecuador). *Natural Hazards*, 33, 161.
- Andrade, D. & Bernard, B. (2011). Volcanes cuaternarios del Ecuador continental. Mapa escala 1:50000, publicado por la Direction de l'Information et de la Culture scientifique de l'IRD, doi 10.13140/RG.2.1.3851.3683.
- Andrade, D., Hall, M.L., Mothes, P., Troncoso, L., Eissen, J.P., Samaniego, P., Egred, J., Ramón, P., Rivero, D. & Yepes, H. (2005). Los Peligros Volcánicos Asociados Con El Cotopaxi. Folleto "los peligros volcánicos en Ecuador". Corporación editora nacional, IG-EPN – IRD, 148 pp.
- Hall, M. & Mothes, P. (2008). The rhyolitic-andesitic eruptive history of Cotopaxi volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 70, 675-702.
- Hall, M. L., Samaniego, P., Le Pennec, J.L. & Johnson, J. (2008). Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to Present activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176, 1-6.
- Hall, M.L., Ramón, P., Mothes, P., Le Pennec, J.-L., García, A., Samaniego, P. & Yepes, H. (2004). Volcán Reventador's surprise, 3 november 2002 eruption, Ecuador. *Revista Geológica de Chile*, 31, 349 - 358.
- Lane, L.R., Tobin, G.A. & Witeford, L.M. (2003). Volcanic hazard or economic destitution: hard choices in Baños, Ecuador. *Environmental Hazards* 5, 23-34.
- Le Pennec, J.-L., Robin, C., Roche, O., Samaniego, P., Bani, P., Eychenne, J. & Bernard, J. (2017). Processus et aléas volcaniques dans les pays en développement : apports des recherches partenariales de l'IRD au LMV. *Revue d'Auvergne*, 622 (2), 225-266.
- Le Pennec, J.L., Ruiz, G., Ramón, P., Palacios, E., Mothes, P. & Yepes, H. (2012). Impact of tephra falls on Andean communities: the influences of eruption size and weather conditions during the 1999-2001 activity at Tungurahua volcano, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 217-218, 91-103.
- Merhiot, G., Mermillod, M., Le Pennec, J.-L. & Mondillon, L. (2017). Managing decision-making with certainty of threat. *Journal of Risk Research* (in prensa), doi: /10.1080/13669877.2017.1313766
- Mothes, P., Espín, P., Hall, M.L., Daniel Andrade, D., Vascónez, F., Cordova, M. & Santamaria, S. (2016). Mapa Regional de Amenazas Volcánicas Potenciales del Volcán Cotopaxi, Zonas Sur y Norte, 1:50,000. Publicado por IGM y IGEPN - Quito.
- Mothes, P., Hall, H., Andrade, D., Pierson, T., Samaniego, P., Pierson, T., Ruiz, A. & Yepes, H. (2004). Character, Stratigraphy and Magnitude of Historical Lahars of Cotopaxi Volcano (Ecuador). *Acta Vulcanológica*, 16, 1-2, 85-107.
- Ordoñez, J., Samaniego, P., Mothes, P. & Schilling, S. (2011). Posibles Escenarios Eruptivos del Cotopaxi y Delimitación de Potenciales Zonas Inundadas por Lahares en el Drenaje Sur. *7ma Jornadas en Ciencias de la Tierra*, EPN, Dept. de Geología e Instituto Geofísico.
- Tobin, G.A. & Witeford, L.M. (2002). Community Resilience and volcano hazard: the eruption of Tungurahua and evacuation of the Faldas in Ecuador. *Disasters* 26 (1), 28-48.
- Volentik, A.C.M. & Houghton, B.F. (2015). Tephra fallout hazards at Quito International Airport (Ecuador). *Bulletin of Volcanology*, 77, 50.

PROYECTO DE VINCULACIÓN SOCIAL “CONOCIENDO LA TIERRA”

Mateo Aguado (1), Ana Cabero del Río (1), Ma. José González (3), Ma. José Hernández (1), Sandra Procel (1), Jhanira Regalado (3), José Luis Rivera (2) Fabián Villares (1), Mayra Zúñiga (1)

- (1). Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. mateo.aguado@epn.edu.ec; ana.cabero@epn.edu.ec; maria.hernandez@epn.edu.ec; sandra.procel@epn.edu.ec; fabian.villares@epn.edu.ec; mayra.zuniga@epn.edu.ec
- (2). Dpto. Petróleos, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. jose.riverap@epn.edu.ec
- (3). Museo de Historia Natural Gustavo Orcés V., Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. maria.gonzalezf@epn.edu.ec; jhanira.regalado@epn.edu.ec

Abstract: OUTREACH PROJECT “Getting to know the Earth” As part of the 6th year of elementary school, in the Science class, students learn about the origin of the Earth; soil and sub-soil: the paramo ecosystem and biodiversity. The teaching material provided in the state curriculum is limited and it lacks with complementary activities to strengthen the learning experience. This project focuses on providing students with hands on fun activities to emphasize concepts, deepen knowledge and create consciousness on the conservation of our habitat and sustainable development. This is a pilot project that focuses on children from 10 to 12 years old from three rural and Outer-city state run schools, in the province of Pichincha, Ecuador.

Palabras clave: conservación, educación ambiental, Tierra, vinculación social

Key words: conservation, Earth, environmental education, outreach

INTRODUCCIÓN

El currículo de 6to año de Educación General Básica (Ministerio de Educación del Ecuador, ver referencias) comprende la asignatura de Ciencias Naturales, que cubre temas de importancia como el origen de la Tierra: su formación, dinámica y vida; el suelo-subsuelo y sus irregularidades, así como los aspectos más relevantes de los páramos y la biodiversidad. Al respecto, el material didáctico con el que cuentan los maestros es bastante limitado y, usualmente, el mismo maestro es el encargado de enseñar el resto de asignaturas a los niños. Por esta razón suele ser frecuente que no se cubra con todo el material teórico presentado en los libros oficiales, olvidando la realización de actividades didácticas complementarias que refuercen el aprendizaje, siendo esta una edad fundamental para despertar el interés por la ciencia y crear conciencia sobre el papel que todos tenemos para construir un mundo más sostenible.

La Escuela Politécnica Nacional, como Institución Universitaria, se ha planteado la misión de llevar a cabo proyectos de vinculación con la sociedad. En este contexto, el presente proyecto, que incluye a profesores y estudiantes de los Departamentos de Geología, Petróleos y el Museo de Historia Natural Gustavo Orcés V., pretende brindar un apoyo a los profesores de las escuelas y complementar el conocimiento en Ciencias Naturales de los niños de 6to año de Educación General Básica. El proyecto se ha iniciado en el año 2017 con la presentación del trabajo en tres escuelas de la provincia de Pichincha.

Este proyecto constituye adicionalmente la base de un programa de vinculación con la sociedad de larga duración. Así, una vez terminada la primera fase del mismo, se procederá a evaluar la experiencia obtenida y a diseñar el respectivo programa marco, a través del cual se continuará con el trabajo realizado ampliando su alcance para incluir capacitaciones a profesores, generación de material/aulas virtuales, entre otras. El objetivo general del programa es desarrollar herramientas de capacitación para profesores y estudiantes para mejorar y actualizar la enseñanza en Ciencias de la Tierra en la Educación General Básica.

METODOLOGÍA

El desarrollo del proyecto se está llevando a cabo con la participación de profesores de diferentes especialidades que supervisan y guían a estudiantes de las carreras de Ingeniería Geológica e Ingeniería en Petróleos que realizan sus prácticas pre-profesionales enfocadas en el aprendizaje de labores docentes y diseño de actividades dirigidas a niños de entre 10 a 12 años de edad.

El proyecto incluye las siguientes fases:

1. *Diseño de material y actividades didácticas.* En esta fase los estudiantes en prácticas y los profesores participantes reciben una capacitación en pedagogía dictada por la Psicóloga María José González, miembro del Museo de Historia Natural Gustavo Orcés V. de la EPN y colaboradora del proyecto. Los profesores y profesionales participantes guían a los estudiantes en la elaboración del material teórico, definición de objetivos de aprendizaje y diseño de actividades complementarias; además de la planificación de cada

capacitación/charla y su organización. Las capacitaciones en pedagogía se realizan periódicamente según se incorporan nuevos estudiantes en prácticas y previo al inicio de las actividades en las escuelas.

El material se ha estructurado en tres módulos complementarios a la malla curricular del Ministerio de Educación 2010 (ver referencias) relacionada a la asignatura de Ciencias Naturales para el Sexto Año (Quito-Ecuador):

- Módulo de Ciencias de la Tierra, a cargo de los profesores y estudiantes de Geología y centrado en las siguientes temáticas:
 - Origen y Evolución de la Tierra.
 - Tectónica de Placas: Sismos y Volcanes.
 - Recursos Hídricos: origen e importancia del agua superficial y subterránea, reservas de agua dulce.
- Módulo de Biodiversidad, a cargo de profesionales del Museo de Historia Natural Gustavo Orcés V., estudiantes de Geología y Petróleos cubriendo los siguientes temas:
 - Generalidades de los principales biomas del Ecuador: pastizales y bosques.
 - Características de los pastizales naturales: los páramos, especies animales y vegetales.
 - Cadenas alimenticias en los páramos.
- Módulo de Protección Ambiental, a cargo de profesores y estudiantes de Geología y Petróleos cubriendo los siguientes temas:
 - Servicios Ecosistémicos.
 - Cuidado del agua y del suelo.
 - Huella humana.

2. *Visita a las escuelas.* En esta fase los estudiantes y el personal académico de la EPN realiza visitas a las escuelas para desarrollar los talleres diseñados en este proyecto. Se han planificado tres visitas a lo largo del año lectivo, correspondientes a los distintos capítulos del currículo oficial y relacionadas con los diferentes módulos que conforman el proyecto.

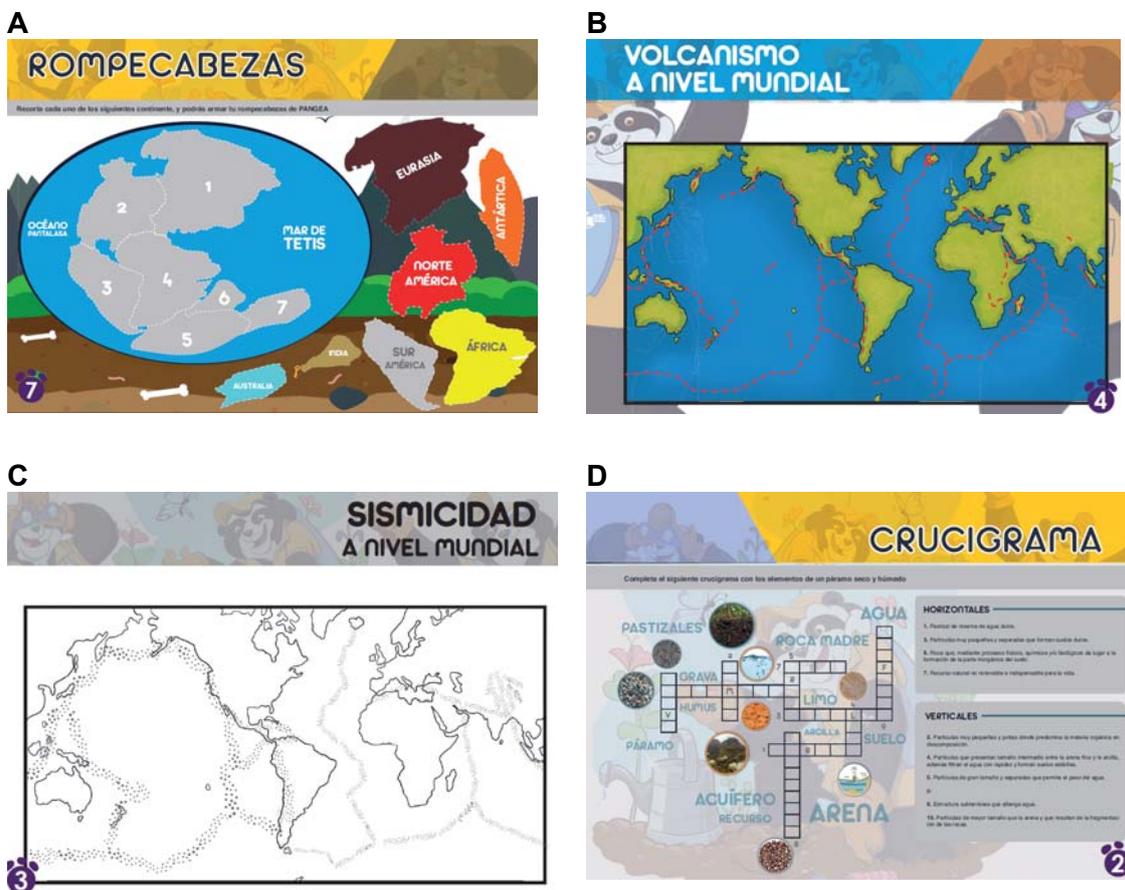


Figura 1. Ejemplos de materiales para reforzar el aprendizaje y contenidos del Bloque de Ciencias de la Tierra. A: Rompecabezas de Pangea. B: Mapa de Volcanismo a nivel mundial. C: Mapa de Sismicidad a nivel mundial. D: Crucigrama de términos relativo a suelos y acuíferos.

Módulo de Ciencias de la Tierra

Ejemplos de Actividades diseñadas para reforzar los contenidos de cada área temática:

Origen y Evolución de la Tierra: representación de las principales unidades del Tiempo Geológico (Precámbrico, Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico) mediante una cuerda pintada de colores en tramos de longitudes equivalentes al tiempo de duración de cada Era. Asociados a cada Era, se cuelgan y explican imágenes representativas de formas de vida que van evolucionando, así como eventos geológicos de la historia del planeta como la formación de las capas de la Tierra o del macro-continente *Pangea*. Los estudiantes identifican características primordiales de eventos en la historia del Planeta y practican con imágenes de fósiles, y rompecabezas de Pangea (Figura 1-A) para reforzar lo aprendido.

Tectónica de Placas, Sismos y Volcanes: observación de la ocurrencia de sismos y volcanes a nivel mundial mediante el uso de mapas mundiales (Figura 1-B, C), posterior a varios razonamientos trazarán en él, el borde de las principales placas tectónicas. Explicación de los diferentes tipos de márgenes mediante la presentación de una función de títeres que incluye la participación de los niños fomentando así su participación y la deducción de razonamientos relacionados a los movimientos de las placas, y la generación de sismos y volcanes. Además se discute con los niños las acciones/actividades que se deben realizar antes, durante y después de un sismo y se entrega un afiche que resume esta información y que se queda colgado en el aula.

Recursos Hídricos: explicación de los componentes del suelo y del subsuelo que permiten la infiltración de agua en los páramos a partir de una maqueta diseñada con varias capas gruesas superpuestas con sedimentos de diferente granulometría (desde gravilla hasta arcillas) adheridos en cada capa. Las capas se montan superpuestas y se desmontan acorde a las explicaciones. Los estudiantes visualizan y tocan los sedimentos de las diferentes capas y deducen cuáles son mejores para facilitar la circulación y almacén de agua. Los términos y contenidos aprendidos se refuerzan con la realización de un crucigrama (Figura 1-D).

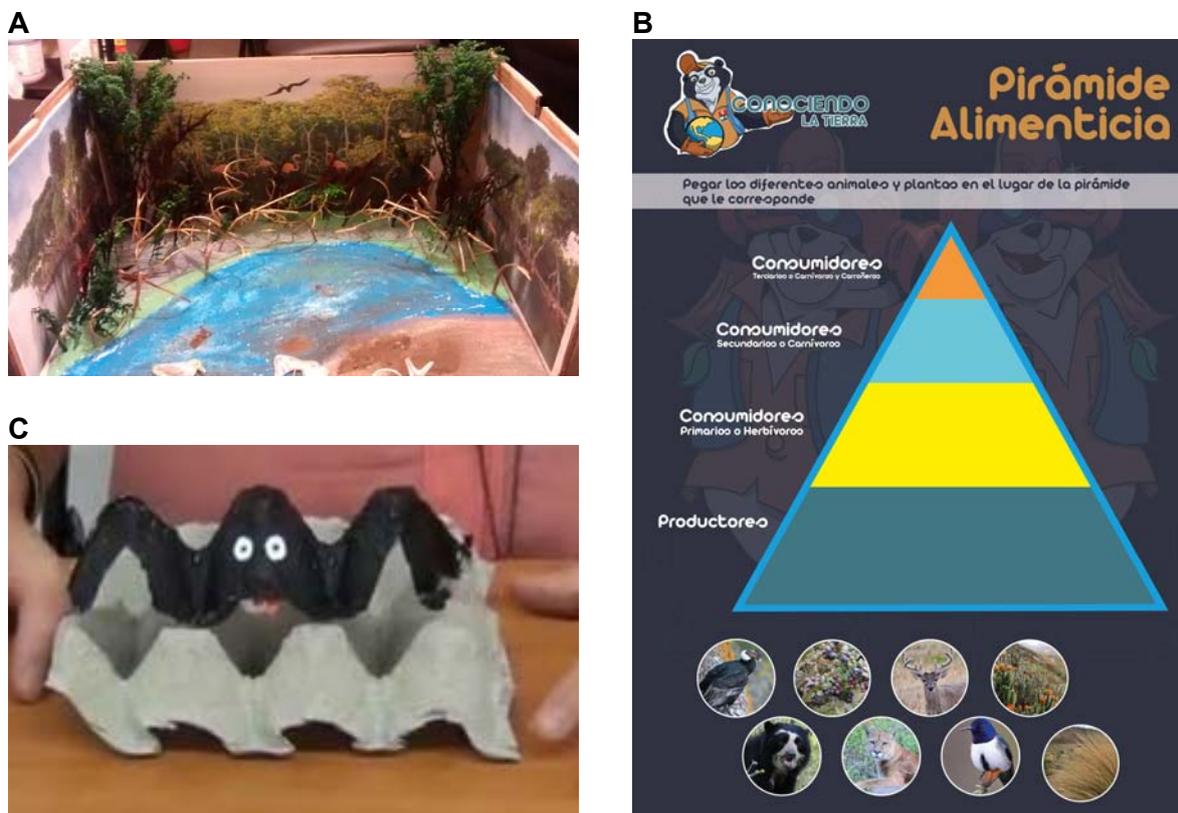


Figura 2. Materiales para reforzar el aprendizaje del módulo de Biodiversidad. A: Maqueta del ecosistema manglar. B: Pirámide alimenticia. C: Murciélago con material reciclado.

Módulo de Biodiversidad

Actividades para reforzar los contenidos de cada tema propuestas en este módulo:

Armando un ecosistema: después de la descripción de los ecosistemas, los niños divididos en grupos montan la fauna en una maqueta de un ecosistema previamente elaborado (Figura 2-A), el cual ya incluye la parte abiótica y la flora característica. Cada grupo expondrá a sus compañeros lo principal del ecosistema que trabajó.

Explorando en la flora y fauna de los páramos: exposición de la historia natural de flora y fauna del páramo enfocado en la función que cumplen en el ecosistema, a través de observación de imágenes y manipulación de especímenes naturalizados de los diferentes niveles tróficos. Para esta actividad los niños están divididos en grupos.

Jugando aprendo de mis ecosistemas: las especies dependen unas de otras y las relaciones entre ellas y su medio resultan en una red que se construye con los niños. Para ello se entrega una imagen de alguno de los elementos del ecosistema y se cuenta una historia del páramo que incluye a los elementos entregados, al ser mencionados toman la piola. Al final de la historia se verá una red y se hace la mediación sobre lo que pasaría si desaparecen los elementos.

¿Quién se come a quién? La aplicación de lo aprendido lo plasman con el llenado de una pirámide alimenticia; cada niño tiene a disposición hojas impresas con flora y fauna de páramo (Figura 2-B).

Hago mi manualidad: cada niño elabora un elemento de la cadena alimenticia con material reciclado con lo que se incentiva el uso de este material para contribuir con el cuidado del ambiente y reforzar el conocimiento de un elemento de la cadena alimenticia (Figura 2-C).

Módulo de Protección Ambiental

Entre las actividades más relevantes desarrolladas por este módulo caben destacar las siguientes:

Conociendo los servicios que los ecosistemas nos proporcionan: de cara a promover la conciencia ambiental acerca de los beneficios que los seres humanos obtenemos de la naturaleza, se diseñó una actividad consistente en que los estudiantes relacionasen diferentes tipos de servicios ecosistémicos con la imagen correspondiente y con el beneficio que dicho servicio tenía sobre el bienestar humano (Figura 3-A). De este modo, los estudiantes pudieron relacionar de un modo práctico y visual las conexiones socio-ecológicas existentes entre los ecosistemas y la calidad de vida de los seres humanos.

Juego de Trivias: para fomentar el aprendizaje de los estudiantes a largo plazo así como la revisión de los conocimientos aprendidos durante las visitas, se ha diseñado un Juego de Trivias que contiene varias preguntas orientadas a la conservación de la naturaleza y al asentamiento de una conciencia ambiental relacionada con entender cómo nuestras actividades cotidianas pueden afectar al funcionamiento de los ecosistemas. (Figura 3-B). A continuación un ejemplo de pregunta: *Los materiales y la energía necesarios para mantener a las sociedades en funcionamiento se obtienen de:* a) *Las fábricas e industrias.* b) *La naturaleza y sus ecosistemas.* c) *Las tiendas y las empresas.* (La respuesta correcta es la b).

Elaboración de un filtro de agua: tras una breve introducción orientada a explicar a los estudiantes la importancia del agua y cómo este esencial recurso está siendo actualmente contaminado por las actividades humanas, se emplaza a los estudiantes a realizar, en pequeños grupos, su propio filtro de agua a partir de materiales reciclados (como botellas vacías de plástico, estiletes, algodón, arenas de diferente granulometría, coladores y recipientes de plástico). El objetivo final de esta actividad es mostrar a los estudiantes cómo existen diferentes técnicas para tratar las aguas contaminadas (como las plantas de tratamiento de aguas), pero que -siempre- la mejor opción es aquella que aborda el problema de raíz, evitando los focos que incurrir en la contaminación del agua.

Maqueta para ayudar a comprender la importancia socio-ecológica del crecimiento exponencial: para que los estudiantes comprendiesen la realidad actual de nuestra civilización se introdujo la noción de "crecimiento exponencial", orientada a que los estudiantes entendiesen la idea de *límites al crecimiento*: es decir, que en un planeta finito y limitado como el que tenemos, no es posible mantener en el medio-largo plazo un modelo socioeconómico en constante crecimiento (con pautas de crecimiento exponencial tanto demográficas como en todo lo relativo al uso de recursos naturales). El propósito último de esta actividad es concienciar a los alumnos acerca de las implicaciones ecológicas globales que tendrán los diferentes estilos de vida que como civilización tengamos.

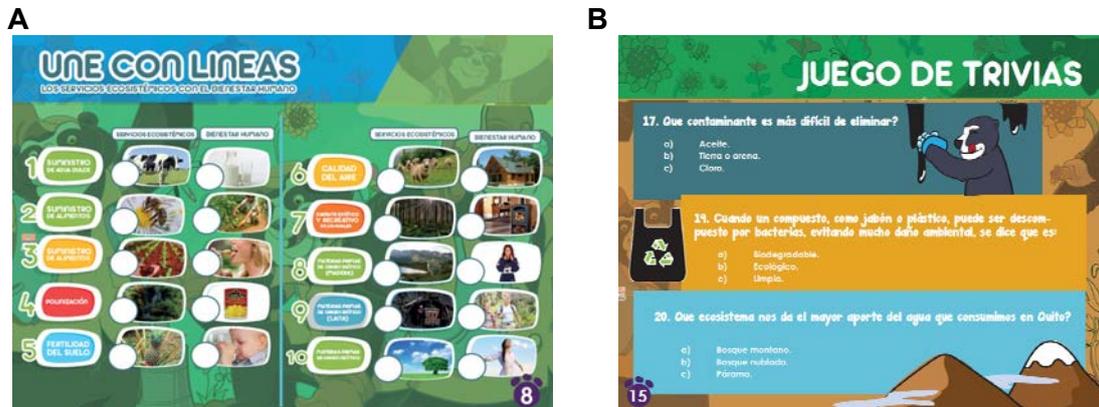


Figura 3. Ejemplos de materiales y actividades empleadas por el Módulo de Protección Ambiental para reforzar el aprendizaje y los contenidos de los estudiantes. A: Conociendo los servicios que los ecosistemas nos proporcionan. B: Juego de Trivias.

DISCUSIÓN - CONCLUSIONES

Este tipo de proyectos que vinculan a la Academia Universitaria con Instituciones de Educación Primaria son fundamentales para el aprendizaje bilateral. En una primera instancia, temas de aprendizaje relacionados con Geología, Biología, Ecología, entre otros, podrían ser planteados/desarrollados por las Universidades, con el fin de mejorar la calidad educativa, incluso mediante Convenios con el Ministerio de Educación. En una segunda instancia nuestros nuevos profesionales (3^{er} nivel) enseñarán a niños y adolescentes asignaturas específicas con métodos pedagógicos que no son nuevos pero que son poco utilizados, y además podrán tener un acercamiento con las necesidades presentes en zonas rurales con el fin de visualizar su misión como profesionales y de contribuir al bienestar del país.

Eventos geológicos recientes, como el sismo del 16 de Abril del 2016, las erupciones de los volcanes Reventador y Tungurahua, o la posible erupción del volcán Cotopaxi son temas de actual importancia en nuestro país. El desconocimiento de su origen y frecuencia nos impide responder de manera correcta y asertiva frente a posibles eventos naturales relacionados con sismos y volcanes. La importancia de comunicar a la sociedad temas científicos como estos es un tema de discusión crucial en la actualidad.

Actualmente el proyecto de vinculación social "Conociendo la Tierra" está compuesto por tres módulos: Ciencias de la Tierra, Biodiversidad y Protección Ambiental, diseñados pedagógicamente para niños del 6to año de Educación Básica. Las primeras experiencias y presentaciones de actividades realizadas en escuelas primarias de zonas rurales, han tenido una buena acogida y resultados positivos estimulando tanto a los estudiantes de Grado implicados en el proyecto, como a los profesores y profesionales que lo gestionan. La interacción positiva con los estudiantes de 6^o de EGB anima a todos los involucrados a continuar desarrollando nuevos materiales para diferentes grupos de edad con la perspectiva de llegar en un futuro hasta estudiantes de Secundaria, con el fin de dar a conocer carreras científicas poco conocidas en la sociedad actual, pero fundamentales para contribuir hacia un desarrollo equilibrado del país.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido posible gracias a la colaboración y aportaciones de estudiantes de la Facultad de Geología y Petróleos, y al financiamiento de la Escuela Politécnica Nacional, proyecto de Vinculación y Proyección Social *Conociendo la Tierra*.

Referencias bibliográficas

- Acuña Reyes, E., Gómez Cutillas J.L. (Dir. Ed) (2016) *Ciencias Naturales 6 Grado. Texto del Estudiante*. Ministerio de Educación del Ecuador, Editoriales Don Bosco y EDEBE, Quito, (Ecuador), 145 pp. Disponible en: <https://educacion.gob.ec/libros-de-texto/Curriculo-de-EGB-y-BGU-Ciencias-Naturales>. (2016) Ed. Ministerio de Educación del Ecuador, Quito (Ecuador), 338 p. Disponible en: <https://educacion.gob.ec/curriculo/>
- Lasso Rocha, E (Ed) (2014) *Ciencias Naturales 6. Texto para Estudiantes*. EDINUN (Ediciones Generales Unidas) (E. Lasso Rocha Ed.) Ministerio de Educación del Ecuador, Quito, (Ecuador), 112 pp. Disponible en: <https://educacion.gob.ec/libros-de-texto/>
- Reyes J.D (Ed) y Guitarra Santacruz M.a. (Coord. Editorial) (2010). *Actualización y Fortalecimiento Curricular de la Educación General Básica- Ciencias Naturales*. Ministerio de Educación del Ecuador, Quito, (Ecuador), 165 pp. Disponible en: <https://educacion.gob.ec/curriculo-educacion-general-basica/>

EXPOSICIÓN VIRTUAL DEL MUSEO PETROGRÁFICO DE LA ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

M.J. Hernández (1), M. Zúñiga (1), H. Lachowicz (1), MA. Aráuz (1), E. Romero (2), G. Mantilla (1), K. Alvarado (1), C. Castillo (1), A. Vaca (1), D. Pérez (1).

- (1) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. museo.petrografico@epn.edu.ec
(2) Dirección de Gestión de Información y Procesos (DGIP), Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. webmaster@epn.edu.ec

Abstract (Virtual Exhibition of the Petrographic Museum, Escuela Politécnica Nacional): Since the origin of the Geological Engineering career at EPN, the Petrographic Museum has collected national and international specimens, for more than 45 years. The collection is composed of 2537 rocks, 2048 minerals, and 1286 fossils. Since 2013 it is showed for free in Internet, while the current work is to organize and show the fossil collection. The EPN Petrographic Museum virtual exhibition on Internet for free is a pioneer initiative in Latin America. The same that is focused in the world interchange of knowledge related to the Earth Sciences.

Key words: Petrographic, museum, collection.

INTRODUCCIÓN

El Ecuador es un país geológicamente diverso de gran interés para el desarrollo de conocimientos relacionados a Ciencias de la Tierra y carreras afines. A cada región: Costa, Sierra, Oriente y Galápagos le corresponden diferentes tipos de rocas asociadas a diferentes procesos petrogenéticos. De esta manera, el Museo Petrográfico de la EPN constituye una amplia y variada colección de ejemplares de rocas, minerales y fósiles, representativos del Ecuador y de interés mundial.

El Museo Petrográfico se crea y desarrolla paralelamente al Departamento de Geología en la década de los 70's, bajo la dirección de Tomás Feininger. De esta manera, la colección del Museo recopila más de 45 años de trabajo realizado por profesores/estudiantes durante diversas campañas de Geología de Campo por todo el Ecuador, pero al mismo tiempo, dicha colección fue enriquecida mediante el intercambio con universidades extranjeras de la antigua URSS, Estados Unidos, Sudáfrica, Brasil, Islas Canarias, Guatemala, y México entre las más importantes. El museo cuenta con ejemplares de rocas, minerales, fósiles y secciones delgadas que están organizados de acuerdo a su procedencia nacional o extranjera. Específicamente, la colección de minerales está clasificada de acuerdo a su composición química (Strunz, 1941) y su codificación corresponde a estándares internacionales (Max, 1962). La colección de rocas está dividida en tres grandes grupos organizados de acuerdo a su génesis ígnea, sedimentaria o metamórfica. Su codificación corresponde a normas internas del Museo. Finalmente, la colección de fósiles comprende ejemplares de invertebrados, vertebrados, vegetales, y microfósiles clasificados en 20 grupos según su taxonomía (Mantilla G., en prep.).

En el año 2010, la EPN implementa un Repositorio Digital con el objetivo de exponer virtualmente los proyectos de titulación correspondientes a cada Facultad en una biblioteca web. Halina Lachowicz ex-profesora del Departamento de Geología y encargada del Museo en ese entonces, tuvo la iniciativa de exponer el Museo en dicha plataforma digital y solicitó a la DGIP (Dirección de Gestión de Información y Procesos) la creación de la misma. El proceso de creación y mejoramiento continuo de la página del Museo Petrográfico y del Repositorio Digital ha tomado más de 3 años, en los cuales se ha logrado exhibir online de manera gratuita las colecciones completas de rocas y minerales.

METODOLOGÍA-RESULTADOS

La creación de la plataforma digital para el Museo Petrográfico, nace originalmente de la existencia de una base de datos de acceso limitado a la información y registro fotográfico de cada ejemplar del Museo Petrográfico (Fig. 1). Posteriormente, gracias al trabajo conjunto con la DGIP, se desarrolla una plataforma digital de libre acceso al público. El primer resultado en fase de pruebas se presenta a inicios del 2013. Finalmente, después de añadir una sección de búsqueda y mejoras de presentación, se obtuvo la plantilla definitiva (Fig.2) para la exposición virtual de rocas y minerales en el año 2015, cuya organización es concordante a la disposición física de los ejemplares en el Museo.

El Repositorio Digital de la EPN almacena las fotografías de cada uno de los ejemplares expuestos en la plataforma digital del Museo. Adicionalmente, junto a las fotografías, se encuentra información básica de cada una de las muestras que incluye datos imprescindibles relacionados con el nombre, donante, localidad, información química y mineralógica, propiedades físicas, y el anexo fotográfico de los ejemplares.

Las herramientas Web aplicadas en el desarrollo de ambas plataformas permiten el manejo de la información a partir de una fuente única, la cual es compatible con cualquier sistema operativo. Además, se evita la administración de la información por parte de ajenos a los encargados de la misma, permitiendo el acceso de usuarios como visitantes a la información presentada en las plataformas del Museo Petrográfico y del Repositorio Digital.

Simultáneamente a la creación de la plataforma virtual se realizaron inventarios físicos de todos los ejemplares del museo, constatando su estado físico y la codificación correspondiente al etiquetado. De esta manera al finalizar el año 2016 el museo comprendió un total de 2048 ejemplares de minerales, 2537 de rocas, 1286 de fósiles, y 1889 láminas delgadas (utilizadas para el estudio microscópico de luz polarizada).



Fig. 1: Captura de pantalla aplicativo Access, programa inicial con el que se trabajó la información de los ejemplares del Museo.

Una vez terminada la verificación física de toda la colección del Museo se inició el proceso de registro para cada uno de los ejemplares, descrito a continuación:

1. Toma y edición de fotografías de cada uno de los ejemplares.
2. Verificación e ingreso de la información de los ejemplares dentro de la plantilla.
3. Carga de la información fotográfica y descripción básica en la plataforma del repositorio digital (comprobación en el lapso de 24 horas).
4. Enlace de la fotografía a la plataforma virtual del museo.
5. Verificación de la información final.

Aproximadamente, en Junio 2016 se finaliza la actualización de información obteniendo como resultado la exposición virtual del Museo Petrográfico con un total de 2537 muestras de rocas y 2048 de minerales. La exhibición en la web del Museo ha tenido una gran acogida nacional e internacional. Se registra actualmente un aproximado de 897 visitas locales y 1665 visitas extranjeras (Rusia, Japón, Francia, Estados Unidos, Chile, Alemania, Suiza, México, Brasil, entre otros).



Fig. 2: Captura de pantalla actual definitiva con la información de los ejemplares expuestos en el Museo virtual.

Actualmente el trabajo del museo se concentra en la organización física de la colección de fósiles para posterior exhibición virtual, para la cual se ha diseñado una plantilla adaptada a la información correspondiente a fósiles, la cual cuenta con el nombre, localidad, donante, clasificación taxonómica, información tafonómica, y paleoecológica. Por consiguiente, el objetivo es agregar a la plataforma del Museo Petrográfico la información correspondiente a la colección de fósiles incluyendo el registro fotográfico. Finalmente, el registro fotográfico será cargado al igual que la colección de rocas y minerales en la plataforma del Repositorio Digital, acompañado de la información básica de cada ejemplar.

Con fines de complementar y mejorar la plataforma del Museo, se ha implementado, de manera temporal, la opción de existencia de lámina delgada para la sección de rocas. Esto con el objetivo a futuro de adjuntar imágenes microscópicas (LPP/XLP) de dichas secciones.

DISCUSIÓN

La generación y ampliación de la colección del Museo Petrográfico es otro tema de discusión. Desde inicios del 2016 el museo trabaja en la organización y pronta exhibición de la colección de fósiles, pero también en la creación de una colección específica denominada "rocas de alteración". Ambas colecciones comprenden ejemplares nacionales y extranjeros. El tema de discusión gira en torno a la codificación para el etiquetado, donde se vuelve imprescindible y fundamental las conversaciones con otros museos del mismo tipo.

La exhibición virtual del Museo Petrográfico de la EPN tiene como perspectiva incentivar a otros museos del mismo tipo, a exponer online sus colecciones con el único fin de intercambiar información relacionada a Ciencias de la Tierra, en especial ejemplares de rocas, minerales y fósiles representativos de diferentes regiones del planeta.

La demanda de información a nivel mundial ha incentivado la formación de varios Centros de Información e Investigación en Ciencias de la Tierra en diferentes países. La exhibición online del Museo Petrográfico podría corresponder al inicio para la conformación del mismo en Ecuador.

CONCLUSIONES

El Museo Petrográfico de la EPN exhibe gratuitamente en la web su colección completa de rocas y minerales con un total 2537 y 2048 ejemplares respectivamente. Se puede acceder a dicha información en la página web del museo <http://museopetrografico.epn.edu.ec/> y para más información gráfica al Repositorio Digital de la EPN <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/5710> y sugerencias.

La colección del Museo incluye ejemplares típicos de rocas, minerales y fósiles de las diferentes regiones del Ecuador (que podrían representar muestras excepcionales en otras partes del mundo), pero también está enriquecida por ejemplares atípicos como komatitas, charnokitas, eclogitas, kimberlitas y minerales excepcionales como la haüyna entre los más destacables, lo cual incentiva nuestro interés de exhibir y facilitar el intercambio de esta información en la web de manera gratuita.

La importancia del Museo Petrográfico en la web se ve reflejada en el número de visitas registradas. Las visitas extranjeras superan en más del doble el número de visitas locales, lo que pone en evidencia la demanda internacional de dicha información.

Agradecimientos: Agradecemos al Departamento de Geología. A Halina Lachowicz por su dedicación, compromiso e iniciativas para enriquecer el Museo. A María de los Ángeles por ayudarnos desde el principio con todo este trabajo. A Eduardo Romero por su compromiso y la ayuda técnica. A Pablo Duque por sus conocimientos y experiencia. A los ayudantes del Museo que formaron parte de este exhaustivo trabajo y que cristalizaron los sueños de tener un mejor museo. Finalmente a todos los profesores y estudiantes que están comprometidos con enriquecer y organizar nuestras colecciones.

Referencias bibliográficas

- Escuela Politécnica Nacional. (s.f.). Museo Petrográfico. Obtenido de <http://museopetrografico.epn.edu.ec/>
Escuela Politécnica Nacional. (s.f.). Repositorio Digital-EPN. Obtenido de <http://bibdigital.epn.edu.ec/>. doi:handle/15000/5710
Max H H, (1962), An index of mineral species & varieties, Arranged Chemically: with an Alphabetical Index of accepted Mineral Names and Synonyms.
Mantilla G. (en prep). Análisis comparativo de los Moluscos Plio-Cuaternarios de la Costa y Galápagos: Revisión y Caracterización de la Colección de Fósiles del Museo Petrográfico. Escuela Politécnica Nacional.
Strunz H. (1941), Mineralogisch Tabellen. Eine Klassifikation auf kristallchemischer Grundlagen – Akademische Verlagsges. Leipzig, 287 S.

EL ANTROPOCENO: ¿UNA NUEVA ÉPOCA GEOLÓGICA?

M. Aguado (1)

(1) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. mateo.aguado@epn.edu.ec

Abstract (The Anthropocene: ¿a new geological epoch?): *Our planet has entered definitely a new geological epoch, the Anthropocene, characterized by the impact of humans on the Earth System. In our time, human activities are deeply affecting most of the processes that determine the global functioning of the ecosphere. Humans and our societies have become a global geophysical force in the twenty-first century. During the next decades, humanity will need to rethink its current development and progress patterns if it does not want to face an ecological and social collapse, whose consequences could be dramatic. Under this context, humanity needs to rethink the concept of prosperity from a social-ecological and sustainable perspective.*

Palabras clave: Antropoceno, Gran Aceleración, Cambio Global, Sostenibilidad socio-ecológica

Key words: Anthropocene, Great Acceleration, Global Change, Socio-ecological sustainability

INTRODUCCIÓN

Los seres humanos, promovidos por satisfacer nuestras necesidades y deseos, hemos ido modificando nuestro entorno natural desde nuestros orígenes. Este hecho nos ha ido proporcionando a lo largo de la historia importantes avances en numerosas áreas del conocimiento que nos han permitido ir mejorando nuestras condiciones de vida. Sin embargo, estas mejoras, sobre todo durante las últimas décadas, han traído consigo toda una serie de alteraciones sobre la naturaleza que amenazan con condicionar, por primera vez en nuestra historia, la integridad ecológica de la Tierra.

Los trabajos científicos de las últimas décadas han aportado evidencias incuestionables acerca del inmenso impacto que las actividades humanas están teniendo sobre el funcionamiento global de la ecosfera (Ellis, 2011; Rockström et al., 2009; Steffen et al., 2004). La presión que los seres humanos estamos ejerciendo sobre la Tierra es enorme. Así, mientras que a comienzos del siglo pasado la población mundial apenas llegaba a los 1.650 millones de personas, hoy somos más de 7.400 millones, y, según estimaciones recientes, esta cifra, lejos de estabilizarse, podría llegar a los 10.900 millones para finales del siglo XXI (Gerland et al., 2014). Paralelamente, durante el pasado siglo la producción industrial mundial se multiplicó por más de cincuenta, el consumo de energía por casi veinte, el consumo de agua por diez y las capturas pesqueras por aproximadamente cuarenta. Y, todo ello, al tiempo que el grado de urbanización planetaria superaba por primera vez en la historia de la humanidad el 50% de la población mundial (Crutzen & Ramanathan, 2007; Heinberg, 2005; McNeill, 2001; ONU, 2014).

Esta enorme presión humana, lejos de haberse detenido, continúa creciendo actualmente, haciendo que los procesos esenciales que determinan la integridad de nuestro planeta dependan cada vez más de las actividades humanas. Hasta tal punto estamos los humanos alterando a día de hoy el Sistema Tierra que muchos investigadores sugieren que estamos ya inmersos en una nueva unidad formal dentro de la escala temporal geológica de nuestro planeta: el Antropoceno, una nueva época geológica dentro del periodo Cuaternario en la que los seres humanos estaríamos sobrepasando con nuestras actividades los umbrales de seguridad de varios parámetros ambientales cruciales para el correcto funcionamiento de la ecosfera (Crutzen & Stoermer, 2000; Steffen et al., 2015; Waters et al., 2016; Zalasiewicz et al., 2010). De este modo, en el Antropoceno, el funcionamiento del metabolismo socioeconómico mundial estaría adquirido tal relevancia que habría llegado a controlar y condicionar por completo los procesos biogeofísicos y biogeoquímicos claves de todo nuestro planeta.

EXPLORANDO LA VALIDEZ CIENTÍFICA DEL ANTROPOCENO

A pesar de no haber sido aún aceptado formalmente por la comunidad científica internacional, la idea del Antropoceno está penetrando con muchísima fuerza en la literatura científica de todo el mundo. Paralelamente, este término ha venido experimentando una creciente popularidad mediática y social, siendo cada vez más visible en los medios de comunicación y en las librerías de todo el mundo. Uno de los mayores éxitos del término Antropoceno reside, según señalan sus defensores, en su gran capacidad para amparar geológicamente y de forma satisfactoria la incierta situación socio-ecológica en la que nuestro planeta se encuentra en los albores del siglo XXI (Zalasiewicz et al., 2011).

Con el propósito de clarificar la validez científica del Antropoceno, en el año 2008 se presentó una iniciativa a la Comisión Internacional de Estratigrafía para evaluar si este nuevo concepto tenía o no mérito científico como una nueva unidad geocronológica de la Tierra; y, si lo tuviese, resolver cuándo se habría iniciado. Tras varios años de

intenso trabajo, las evidencias cosechadas por el Grupo de Trabajo sobre Antropoceno respecto a la validez científica del término han sido bastante contundentes. Igualmente destacables han sido los avances obtenidos por este grupo de investigación respecto al momento histórico en el cual emplazar el inicio del Antropoceno. Como a continuación veremos, son tres las opciones que, actualmente, cuentan con un mayor apoyo científico al respecto.

La primera propuesta, conocida como la teoría del “Antropoceno temprano”, coloca el inicio de esta nueva época geológica en el Neolítico, con el desarrollo de la agricultura y la ganadería. Según apunta esta hipótesis, el cambio sociocultural que significó pasar de ser cazadores-recolectores a formar asentamientos humanos complejos basados en actividades agropecuarias implicó una alteración del sistema biofísico global (expresada principalmente a través de los cambios de uso del suelo y del aumento de las concentraciones de CO₂ en la atmósfera) que, según afirmar sus principales defensores, podría considerarse como el inicio formal del Antropoceno (Ruddiman, 2013).

La segunda gran propuesta sobre el comienzo del Antropoceno emplaza su inicio a principios del siglo XIX, con el arranque expreso de la Revolución Industrial. Esta teoría fue la que inicialmente sostuvieron los padres del término Antropoceno allá por el año 2000, razonando que los efectos de las actividades humanas se hicieron observables a escala planetaria a partir de este momento (Crutzen & Stoermer, 2000). En este sentido, los niveles atmosféricos de CO₂ y CH₄ detectados en los testigos de hielo glaciar, así como determinados productos vinculados a las actividades extractivas, constituyen dos importantes marcadores que podrían representar, tal y como sostienen sus defensores, el comienzo del Antropoceno a partir de la Revolución Industrial (Price et al., 2011).

Por último, la tercera gran teoría sobre el inicio del Antropoceno respalda que éste se inició a mediados del siglo pasado, con el fenómeno de rápidas e intensas transformaciones sociales, económicas, científicas, tecnológicas y biofísicas que tuvieron lugar a escala global tras finalizar la Segunda Guerra Mundial. Según sus partidarios, este fenómeno, conocido como la Gran Aceleración, habría promovido un enorme incremento poblacional y un fuerte aumento en el consumo per cápita de recursos que, junto a la posterior globalización económica, habrían sumergido a la Tierra en una situación inédita de cambios violentos indiscutiblemente achacable a las actividades humanas (Steffen et al., 2015).

FORMALIZANDO EL COMIENZO DEL ANTROPOCENO

De entre las tres grandes propuestas sobre el origen del Antropoceno, las últimas investigaciones realizadas por el Grupo de Trabajo sobre Antropoceno se orientan a situar el inicio de esta nueva época geológica hacia mediados del siglo XX, es decir, con el arranque de la Gran Aceleración. Las principales razones que condujeron a estos científicos a descartar las opciones del Neolítico y de la Revolución Industrial como el inicio del Antropoceno fueron, esencialmente, que ambos sucesos tuvieron lugar de manera diacrónica en todo el planeta; y, como es sabido, los límites cronoestratigráficos en geología han de establecerse a partir de medidas sincrónicas globales. De este modo, el proceso por el cual los humanos fuimos implementando actividades agropecuarias durante el Neolítico no fue un acontecimiento que ocurriese de forma simultánea en todo el planeta sino que estuvo distanciado por miles de años. Trabajos recientes llevados a cabo en horizontes edáficos vinculados a las primeras prácticas agropecuarias así lo demuestran (Fairchild & Frisia, 2014). De la misma manera, la Revolución Industrial, aun siendo un fenómeno mucho más comprimido en el tiempo que la neolitización, fue también un suceso diacrónico en el espacio y en el tiempo que, para el caso de numerosos países, no termina realmente de producirse hasta mediados del siglo XX.

De esta forma, las principales certidumbres científicas cosechadas durante la última década parecen mostrar que fue el excepcional incremento de las actividades humanas sucedido desde mediados del pasado siglo lo que, definitivamente, habría sumido a la Tierra en una nueva época de cambios drásticos y globalizantes que representaría el comienzo de la Gran Aceleración y, con ello, el inicio del Antropoceno.

Todos estos cambios drásticos, además de tener la suficiencia global de alterar la dinámica “natural” del planeta, habrían ido causando con el paso de los años múltiples registros estratigráficos detectables para la geología. Tal y como señalan las investigaciones desarrolladas por el Grupo de Trabajo sobre Antropoceno (ver Zalasiewicz et al., 2015), entre las principales transformaciones antropogénicas vinculadas a registros estratigráficos detectables tendríamos: 1) la dispersión planetaria de isótopos radiactivos procedentes de las pruebas nucleares de mediados de los cuarenta; 2) la alteración global del ciclo del nitrógeno sucedida a partir de la intensificación agrícola propiciada por la utilización masivo de fertilizantes artificiales; 3) la creación y dispersión mundial de nuevos materiales fabricados por el ser humano, como los plásticos y las fibras sintéticas; 4) la difusión global de contaminantes asociados a las prácticas industriales, como los contaminantes orgánicos persistentes y los metales pesados; 5) la pérdida de biodiversidad y el avance de especies invasoras en todo el planeta; 6) la alteración humana del sistema climático mundial debido al incremento acelerado de los niveles atmosféricos de CO₂ a partir, fundamentalmente, de mediados del siglo XX; y 7) la modificación de los depósitos y flujos de materiales pétreos granulados correspondiente tanto al transporte deliberado de materiales (minería, construcción, urbanización) como al efecto indirecto producido por las grandes presas fluviales.

Según sostiene el Grupo de Trabajo sobre Antropoceno, de entre todas estas alteraciones antropogénicas, son varias las que habrían podido imprimir un sello estratigráfico detectable sobre el planeta; sellos, todos ellos, que podrían emplearse formalmente como el inicio oficial del Antropoceno. Sin embargo, y tal y como indican las últimas investigaciones científicas sobre este asunto (Waters et al., 2015), el evento más adecuado para emplazar el comienzo formal del Antropoceno sería la primera explosión nuclear, sucedida en Nuevo México el 16 de julio de 1945. Según apuntan estos trabajos, los isótopos radiactivos liberados a partir de estos ensayos nucleares (que alcanzaron su máximo de emisiones en la década de los sesenta) habrían alterado para siempre, y de una forma sincrónica, el registro químico-estratigráfico de la Tierra, siendo de esta forma el aspirante ideal para simbolizar geológicamente el inicio del Antropoceno.

REPENSANDO NUESTRO MODELO SOCIOECONÓMICO ANTE EL RIESGO DE COLAPSO

Las aceleradas pautas de crecimiento y sobreexplotación características del Antropoceno, junto al hecho de que vivimos en un planeta de recursos finitos y de espacio ecológico limitado, ponen de manifiesto una incómoda realidad física: que el crecimiento en el consumo per cápita de recursos naturales de una población en constante crecimiento no puede mantenerse de forma indefinida sin acabar chocando con los límites biofísicos del planeta. Continuar ignorando esta evidencia podría resultar fatal durante las próximas décadas para el planeta y para nuestra especie, pues, tal y como han puesto de manifiesto recientes investigaciones (Ehrlich & Ehrlich, 2013; Motesharrei et al., 2014; Turner, 2014), el enorme impacto que los humanos estamos imprimiendo sobre la ecosfera podría conducirnos, más temprano que tarde, a sufrir un colapso ecológico-social de magnitudes planetarias.

La humanidad necesita comprender que, en un planeta sujeto a límites biofísicos, tratar de ensalzar y defender un modelo de progreso centrado en el crecimiento continuo puede resultar altamente contraproducente en el medio y largo plazo para la sostenibilidad socio-ecológica global. Por todo ello, la alternativa a la insostenibilidad que el actual modo de vida capitalista ha provocado dependerá, en gran medida, de la capacidad que tengamos como sociedad global de dejar atrás la vigente deriva mercantilista y consumista del bienestar para repensar colectivamente su noción desde el paradigma de la sostenibilidad y la justicia; esto es, avanzar hacia una vida digna y justa para todos que transcurra y florezca dentro de los límites biofísicos de los ecosistemas.

Referencias bibliográficas

- Crutzen, P. J. & Ramanathan, V. (2007). Atmospheric chemistry and climate in the anthropocene. *Making peace with the Earth: what future for the human species and the planet*, 113-120.
- Crutzen, P. J. & Stoermer, E. F. (2000). The 'Anthropocene'. *Global Change Newsletter* 41, 17-18.
- Ehrlich, P. R. & Ehrlich, A. H. (2013). Can a collapse of global civilization be avoided?. *Proceedings of the Royal Society of London B: Biological Sciences*, 280(1754), 20122845.
- Ellis, E. C. (2011). Anthropogenic transformation of the terrestrial biosphere. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 369(1938), 1010-1035.
- Fairchild, I. J., & Frisia, S. (2014). Definition of the Anthropocene: a view from the underworld. *Geological Society, London, Special Publications*, 395(1), 239-254.
- Gerland, P., Raftery, A. E., Ševčíková, H., Li, N., Gu, D., Spoorenberg, T., Alkema, L., Fosdick, B. K., Chunn, J., Lalic, N., Bay, G., Buettner, T., Heilig, G. K. & Wilmoth, J. (2014). World population stabilization unlikely this century. *Science*, 346(6206), 234-237.
- Heinberg, R. (2005). *The party's over: oil, war and the fate of industrial societies*. Clairview books.
- McNeill, J. R. (2001). *Something new under the sun: An environmental history of the twentieth-century world (the global century series)*. WW Norton & Company.
- Motesharrei, S., Rivas, J. & Kalnay, E. (2014). Human and Nature Dynamics (HANDY): Modeling inequality and use of resources in the collapse or sustainability of societies. *Ecological Economics*, 101, 90-102.
- ONU (Organización de las Naciones Unidas). (2014). *World Urbanization Prospects: The 2014 Revision, Highlights (ST/ESA/SER.A/352)*. Departamento de Asuntos Económicos y Sociales, División de Población.
- Price, S. J., Ford, J. R., Cooper, A. H., & Neal, C. (2011). Humans as major geological and geomorphological agents in the Anthropocene: the significance of artificial ground in Great Britain. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 369(1938), 1056-1084.
- Rockström, J., Steffen, W. L., Noone, K., Persson, Å., Chapin III, F. S., Lambin, E., ... & Nykvist, B. (2009). Planetary boundaries: exploring the safe operating space for humanity. *Ecology and Society*, 14(2), 32.
- Ruddiman, W. F. (2013). The anthropocene. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41, 45-68.
- Steffen, W., Broadgate, W., Deutsch, L., Gaffney, O. & Ludwig, C. (2015). The trajectory of the Anthropocene: The Great Acceleration. *The Anthropocene Review*, 2(1), 81-98.
- Crutzen, P. J. & Stoermer, E. F. (2000). The 'Anthropocene'. *Global Change Newsletter* 41, 17-18.
- Steffen, W., Sanderson, A., Tyson, P. D., Jäger, J., Matson, P. A., Moore III, B., & Oldfield, F. (2004). *Global change and the earth system: a planet under pressure*. New York.
- Turner, G. (2014). *Is Global Collapse Imminent?*. MSSI Research Paper, 4.
- Waters, C. N., Syvitski, J. P., Gajuszka, A., Hancock, G. J., Zalasiewicz, J., Cearreta, A., ... & Barnosky, A. (2015). Can nuclear weapons fallout mark the beginning of the Anthropocene Epoch?. *Bulletin of the Atomic Scientists*, 71(3), 46-57.
- Waters, C. N., Zalasiewicz, J., Summerhayes, C., Barnosky, A. D., Poirier, C., Gajuszka, A., ... & Jeandel, C. (2016). The Anthropocene is functionally and stratigraphically distinct from the Holocene. *Science*, 351(6269), aad2622.
- Zalasiewicz, J., Waters, C. N., Williams, M., Barnosky, A. D., Cearreta, A., Crutzen, P., ... & Haff, P. K. (2015). When did the Anthropocene begin? A mid-twentieth century boundary level is stratigraphically optimal. *Quaternary International*, 383, 196-203.

- Zalasiewicz, J., Williams, M., Haywood, A., & Ellis, M. (2011). The Anthropocene: a new epoch of geological time?. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 369(1938), 835-841.
- Zalasiewicz, J., Williams, M., Steffen, W., & Crutzen, P. (2010). The new world of the Anthropocene. *Environmental science & technology*, 44(7), 2228-2231.

NEW ZEALAND ARCHAEOMAGNETIC RECORD

E.J. Piispa (1), G. Turner (1), R. Kinger (1), B. McFadgen (2)

(1) School of Chemical and Physical Sciences, Victoria University of Wellington, PO BOX 600, Wellington 6140, New Zealand.

ejpiispa@mtu.edu, gillian.turner@vuw.ac.nz, rimpy.kinger@vuw.ac.nz

(2) School of Maori Studies, Victoria University of Wellington, PO BOX 600, Wellington 6140, New Zealand.

bruce.mcfadgen@vuw.ac.nz

Abstract (New Zealand archaeomagnetic record): Fired archaeological artefacts like baked clays, ceramics, soil, and kilns can record information of Earth's magnetic field the last time they were heated. The study of the magnetization carried by archaeological artefacts is termed "Archaeomagnetism". Here the first New Zealand archaeomagnetic record is presented, gathered during the past five years. So far, 19 archaeological sites around New Zealand have been studied, recovering reliable directional data from twelve sites and intensities from thirteen. The New Zealand archaeointensity record, together with data from Australia and Southwest Pacific islands, is consistent with global models back to 1590 AD. Prior to this date however, the data suggests more rapid variations and some unusually high palaeointensities. Our systematic studies have provided important data for regional and global geomagnetic field models, and, as well, have equipped local archaeologists with a new dating tool.

Key words: archaeomagnetism, archaeomagnetic dating, geomagnetic field models

INTRODUCTION

Archaeomagnetism can be useful for both a) providing invaluable information of the direction and strength of the magnetic field in the past, and b) obtaining an alternative age estimate for materials that are not amenable to more traditional methods such as radiocarbon dating. Any material with small proportions of ferrimagnetic minerals become magnetized during the final cooling process from high temperatures. If an artefact or soil remains *in situ* until sampled, then the direction of its magnetization can provide a record of the direction of the surrounding magnetic field at the time of firing, and the strength of the magnetization gives a measure of the field intensity.

Over the past five years systematic archaeomagnetic studies in New Zealand have provided important data for regional and global geomagnetic field models. In addition, local archaeologists have been introduced to a new, alternative dating tool, independent of ^{14}C . Here we present the current state and results of archaeomagnetic research in New Zealand along with the most recent advances.

METHODS AND RESULTS

We have studied 19 archaeological sites around New Zealand (Fig.1). The primary target material has been stones from Maori hangi, which is a traditional New Zealand Maori method of cooking food using heated rocks buried in a pit oven. In addition to this we have studied bricks from brick kilns and various heat affected soils, such as those under firepits.

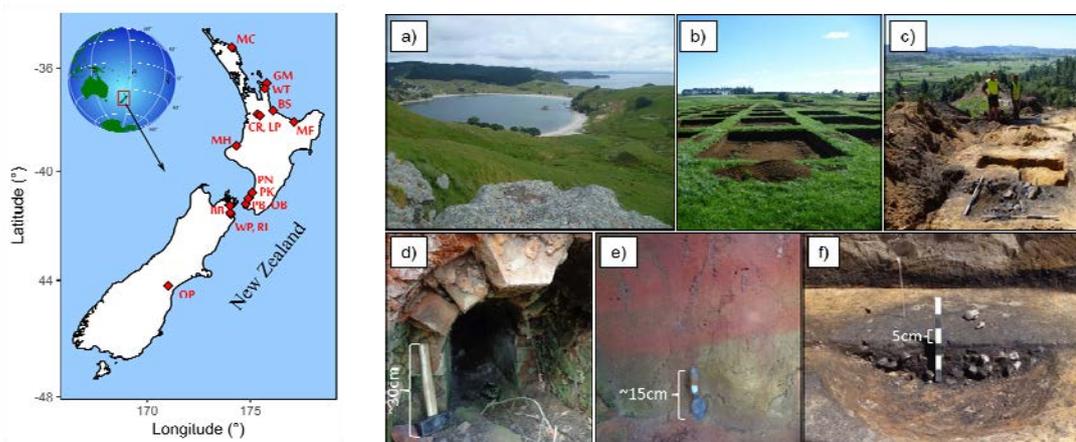


Fig. 1: Archaeomagnetic sampling sites in New Zealand with couple of examples: a) Great Mercury Island, North Island (GM1-4), b) Mangahau, Taranaki, North Island (MH), c) Matakia Forest, Bay of Plenty, North Island (MF), d) A flue of an 1886 AD brick kiln at Pukerua Bay (PB), e) Baked soil that acted as a natural wall to the Pukerua Bay brick kiln (PB) and f) Half-excavated hangi (earth oven) at Cambridge Road, Hamilton (CR1)

Radiocarbon (^{14}C) dating of charcoal fragments of short-lived species, found amongst the stones at some sites, indicates an age range from 1400 AD to the present-day. Calibration of the conventional ^{14}C ages to calendar years sometimes produces ambiguities.

From the 19 sites studied we have been able to recover reliable directional data from twelve sites and intensities from thirteen. The main carrier of the magnetization is typically low titanium Ti-magnetite in the single domain to pseudo-single domain state, based on the rock magnetic analysis. Thellier palaeointensity determinations on hangi stones yield intensities ranging from 55 to 76 μT . Our selection criteria follows the classes TTA and TTB as outlined by Leonhardt et al. (2004) and further modified by Paterson et al. (2014).

Comparison of the directional data with the recently developed New Zealand palaeosecular variation curve, NZPSV1k (Turner et al., 2015), yields archaeomagnetic dates that, in some cases, resolve ambiguities in the calibration of radiocarbon dates (Fig. 2), and in others provide the only available age control.

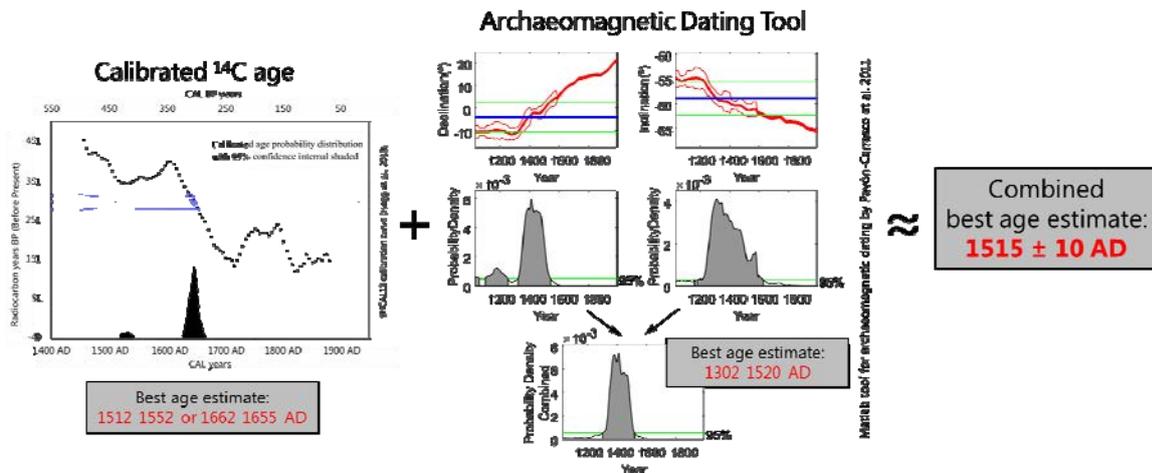


Fig. 2: Example of using archaeomagnetic data to resolve age ambiguities. Hangi from Paekakariki (PK), which has a conventional ^{14}C age: 308 ± 15 BP and a paleomagnetic direction: $D = -3.9^\circ$, $I = -58.9^\circ$, $\alpha_{95} = 3.4^\circ$ (after relocation to 40°S , 175°E).

DISCUSSION

The first New Zealand archaeointensity record (Fig. 3) together with data from Australia and Southwest Pacific islands (Fig. 4), is consistent with predictions of the gufm1 global model (Jackson et al., 2000) back to 1838 AD, and its extension to 1590 AD. Prior to this date however, the data suggest more rapid variations and some unusually high palaeointensities. Comparison to archaeomagnetic intensity records from South America and Europe reveals similar broad decreasing trend in the magnetic field strength the past 4-5 centuries, but also some differences, most strikingly the dominance of lower field values between 1000 to 1300 AD in Southern hemisphere data. More data from this time period would be highly beneficial.

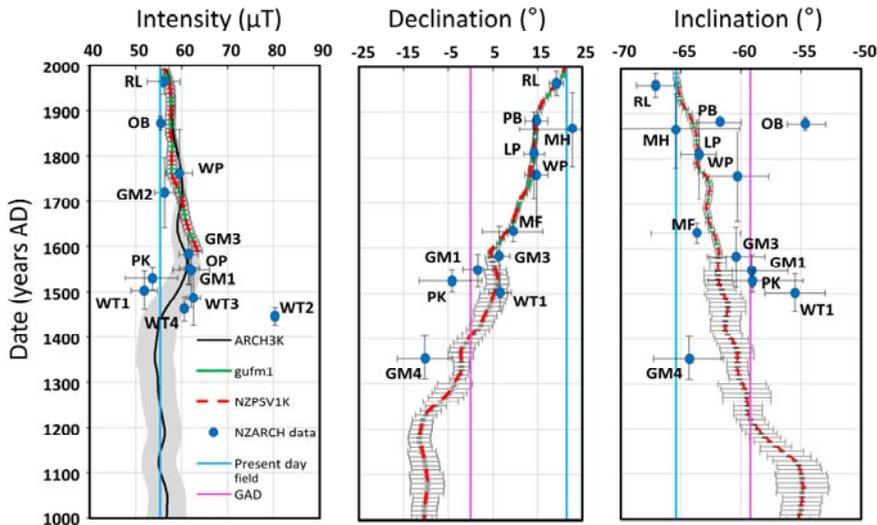


Fig. 3: New Zealand's first archaeomagnetic data (blue circles with their associated error bars), red curve with 95% confidence bars is NZPSV1K (Turner et al., 2015), black curve with grey cloud is ARCH3K (Korte et al., 2009) and green curve beneath the red curve is gufm1 (Jackson et al., 2000). All data and curves are relocated to 40°S 175°E .

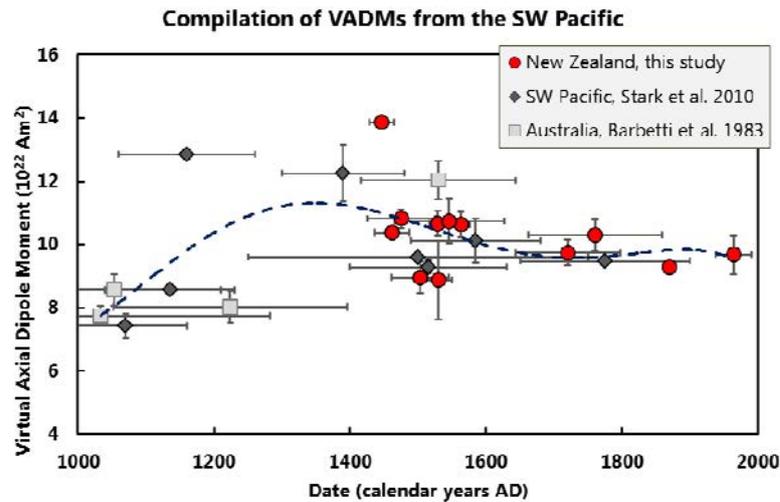


Fig.4: Variation of VADM from SW Pacific, Australian and New Zealand archaeomagnetic data for last 1000 years with a 5th order polynomial fit (blue dashed line).

CONCLUSIONS

The first New Zealand archaeomagnetic record, gathered during the past five years from 19 archaeological sites consists of reliable directional data from twelve sites and intensities from thirteen. The New Zealand archaeointensity record, together with other data from Southwest Pacific, is consistent with global models back to 1590 AD. However, the data suggests more rapid variations and some unusually high palaeointensities before 1590 AD. More data from southern hemisphere during this time is required in order to assess the nature of this anomaly more rigorously. Nevertheless, our systematic archaeomagnetic studies in New Zealand have provided important data for regional and global geomagnetic field models. Additionally, we have been able to provide independent age estimates for multiple archaeological features and thereby equipped local archaeologists with a new dating tool.

Acknowledgements: This work has been supported by the Royal Society of New Zealand Marsden grant.

References

- Barbetti, M. (1983), Results from Australia in geomagnetism of baked clays and recent sediments. ed. K. M. Creer, P. Tucholka and C. E. Barton, Elsevier, Amsterdam, pp 173-175.
- Jackson, A., Jonkers, A.R.T., Walker, M.R., 2000. Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records. *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 358, 957–990. doi:10.1098/rsta.2000.0569
- Korte, M., F. Donadini, and C. G. Constable (2009), Geomagnetic field for 0-3 ka: 2. A new series of time-varying global models, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, 10(6), doi:10.1029/2008GC002297.
- Leonhardt, R., C. Heunemann, and D. Krasa (2004), Analyzing absolute paleointensity determinations: Acceptance criteria and the software ThellierTool4.0, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, 5(12), 1–11, doi:10.1029/2004GC000807.
- Paterson, G. A., L. Tauxe, A. J. Biggin, R. Shaar, and L. C. Jonestrask (2014), On improving the selection of Thellier-type paleointensity data, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, 15(4), 1180–1192, doi:10.1002/2013GC005135.
- Pavón-Carrasco, F. J., J. Rodríguez-González, M. L. Osete, and J. M. Torta (2011), A Matlab tool for archaeomagnetic dating, *J. Archaeol. Sci.*, 38(2), 408–419, doi:10.1016/j.jas.2010.09.021.
- Stark, F., J. Cassidy, M. J. Hill, J. Shaw, and P. Sheppard (2010), Establishing a first archaeointensity record for the SW Pacific, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 298(1–2), 113–124, doi:10.1016/j.epsl.2010.07.031.
- Turner, G. M., J. D. Howarth, G. I. N. O. de Gelder, and S. J. Fitzsimons (2015), A new high-resolution record of Holocene geomagnetic secular variation from New Zealand, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 430, 296–307, doi:10.1016/j.epsl.2015.08.021.

ESTUDIO DE LA GEOLOGÍA SUPERFICIAL MEDIANTE ONDAS ELECTROMAGNÉTICAS

M. Ramírez (1), A. Arteaga (2)

- (1) D. Investigación, Instituto Espacial Ecuatoriano, Av. Emperador Carlos V Oe5-61, Quito. ramirez-mr@hotmail.com
(2) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. jorge.arteaga@epn.edu.ec

Study of surface geology through electromagnetic waves: The study of the surface geology using georadar, from the Ecuadorian Space Institute, which has a 250 MHz shielded antenna, has allowed to detect the interface of the sedimentary strata and even anomalies in the continuity of these strata related to the external geodynamics and product of the anthropic activity. The radargrams has allowed us to verify preconceived models, to make changes in the same or to generate new models of the superficial strata of the Earth. This is possible because the ground is an electromagnetic medium. Like all research methods, it is necessary to search, collect, analyze and secession information from the study area, definition of the frequency of work, planning and execution of the field work, processing of radargrams and writing of the article or technical report.

Palabras clave: GPR, geodinámica, estratos sedimentarios

Key words: GPR, geodynamics, sedimentary strata

INTRODUCCIÓN

El Radar Geológico, Radar de Penetración de Suelo, Georadar o GPR, es una técnica geofísica que se basa en la emisión de pulsos electromagnéticos de corta duración (1-20 ns) utilizando frecuencias entre los 10MHz y 2.5GHz (Biskup et al., 2005). El tiempo que tarda el pulso en su viaje permite determinar la profundidad del reflector y al comparar las amplitudes de los pulsos emitidos y recibidos se obtiene información sobre la composición de los materiales. Esta determinación es posible debido a que el suelo es un medio electromagnético y se lo puede caracterizar mediante la conductividad (σ), que representa la medida de la capacidad del material para conducir corriente eléctrica, la permitividad dieléctrica (ϵ), proporciona una medida de la propensión del material a polarizarse en presencia de un campo eléctrico, y la permeabilidad magnética (μ), susceptibilidad del suelo, en términos electromagnéticos, a magnetizarse en presencia de un campo magnético (Busquet et al., 1996).

Este método permite una rápida obtención y procesamiento de datos con alta resolución (Zapata, 2015). La principal ventaja del método es que permite delinear la interfaz entre diferentes materiales con alto contraste de propiedades dieléctricas y por lo tanto detectar objetos no magnéticos (Busquet et al., 1996). La frecuencia de operación del radar junto con las propiedades electromagnéticas del medio determinan la profundidad de penetración de las ondas electromagnéticas, en general, a mayor frecuencia o mientras más conductor sea el suelo menor profundidad de penetración (Zozaya, 2016). La profundidad de penetración se define como la distancia recorrida por la onda electromagnética hasta registrar una atenuación de 63% (un neperio) en la amplitud del campo eléctrico. Con relación a la resolución del georadar esta queda determinada por el ancho de banda. Una regla general establece que la menor distancia entre dos substratos electromagnéticamente distintos que el radar puede "resolver" viene dada por la velocidad de la onda en el medio dividida entre dos veces el ancho de banda (Zozaya, 2014).

El resultado es un registro continuo del subsuelo denominado radargrama y constituyen una acumulación sucesiva de trazas, las cuales son señales que se van registrando a través del tiempo y espacio recorrido, que contienen las características electromagnéticas del medio atravesado (Ocaña, 2014). En la Figura 1, se presenta esquemáticamente el principio de funcionamiento del método.

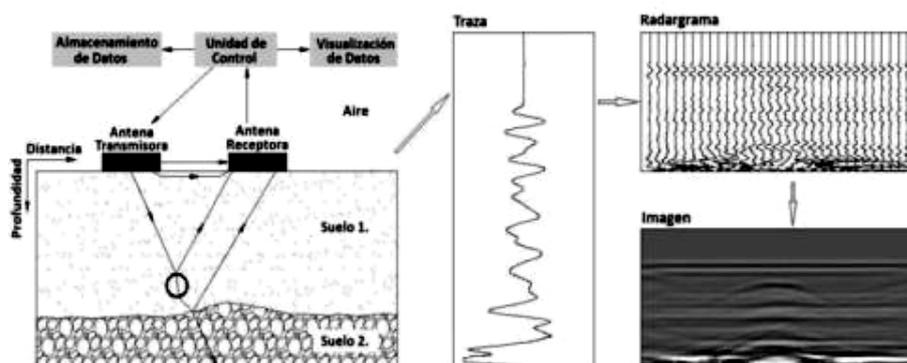


Fig. 1: Captura de imágenes con prospección GPR. (Fuente Ayala et al., 2011)

METODOLOGÍA-RESULTADOS

El procedimiento seguido para realizar el estudio geológico superficial, se resume en la figura 2, parte con la búsqueda, recopilación, análisis y secesión de información del área de estudio. Definición de la frecuencia de trabajo (antena) a utilizar, que está en función del objetivo de estudio. Planificación del trabajo de campo, determinación de los posibles transectos a realizar para la toma de información, adquisición in situ de los radargramas, procesamiento de radargramas y redacción del artículo o memoria técnica.

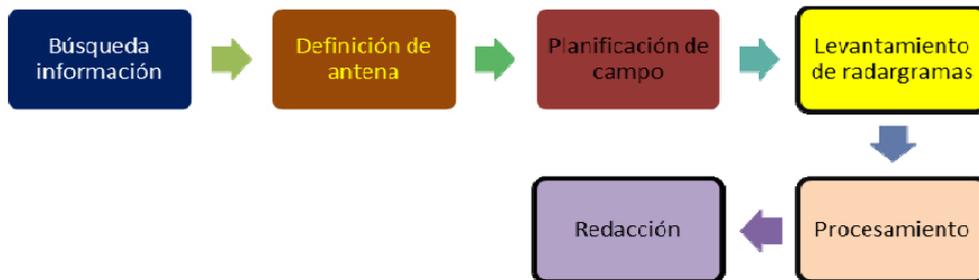


Fig. 2: Resumen metodología aplicada para el estudio de la geología superficial mediante ondas electromagnéticas

Considerando las capacidades institucionales muchas veces se requiere orientar los objetivos de los estudios al equipamiento disponible; por ejemplo, para los casos que se presentan se contó con el georadar MALA, de antena blindada de 250 MHz, penetración máxima teórica ocho metros y una resolución mínima de diez centímetros.

Caso de estudio: escuela FAE - Base Aérea de Manta. Luego del sismo del 16 de abril de 2016, técnicos del Instituto Espacial Ecuatoriano se trasladaron a la Base Aérea de Manta para realizar estudios del subsuelo. La escuela FAE, localizada a 1300m al sureste de la playa, presentaba muchos daños, en el bloque NO de su edificio. Se programó dos transectos: A-A' y B-B', figura 3. El transecto A-A', oeste-este, se lo realizó en dos partes la primera en el exterior de la edificación y la segunda en el interior a continuación del transecto exterior. El interior se encuentra un metro sobre la superficie del suelo. El transecto B-B' atraviesa el patio de la escuela e inicia en el lado SE y termina en el lado NW de la cancha.

El área se encuentra sobre la formación cuaternaria denominada Tablazo, constituida principalmente, en el sector, por una secuencia de estratos intercalados de arcillas, limolitas, arenas, coquinas, no bien consolidadas, (Reyes & Michaud, 2012).



Fig. 3: Escuela FAE, líneas para radargramas Tomado y modificado de GoogleEarth

Los radargramas obtenidos llegan a una profundidad de 5 m, fueron procesados con el software RadExplorer, encontrándose que el radargrama A – A' muestra una estratificación cruzada y truncada. Fácilmente se aprecia tres capas, figura 4, las capas más profundas buzan hacia el oeste, sin embargo intraestrato existe una discordancia erosiva que la divide. La capa suprayacente buza al este y la capa más superficial encontrada al interior de la estructura es horizontal. Las capas superficiales presentan deformaciones penetrativas, las del exterior del edificio son más notorias, alcanzando 1,5 m de profundidad y las que se localizan junto a los cimientos inclusive atraviesan las capas más profundas, marcadas en celeste para que se las pueda observar claramente. Al interior de la estructura las deformaciones son menos notorias pero están presentes y alcanzan hasta 50 cm de profundidad. En el exterior de la edificación se pudo constatar que existía una deformación superficial, expuesta como una subsidencia de la vereda oeste.

El radargrama B-B', figura 5, muestra un estrato profundo que buza hacia el sur y suprayaciendo dos estratos el más profundo se presenta ondulado mientras que el superficial es prácticamente subhorizontal. No se presenta la totalidad del radargrama, solamente la parte más cercana a la estructura, debido a que continúa con la misma configuración hasta el final del levantamiento.

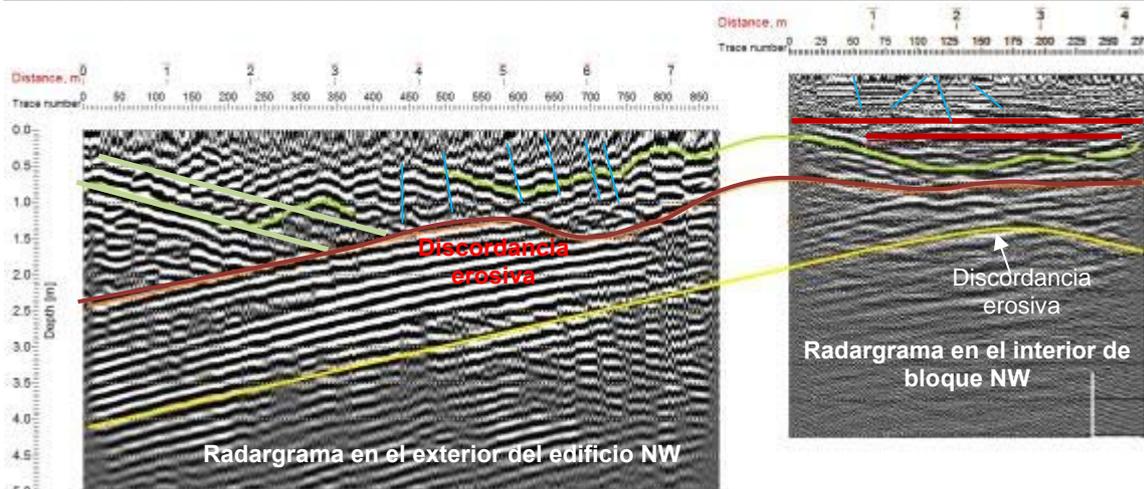


Fig. 4: Radargrama corte A-A'

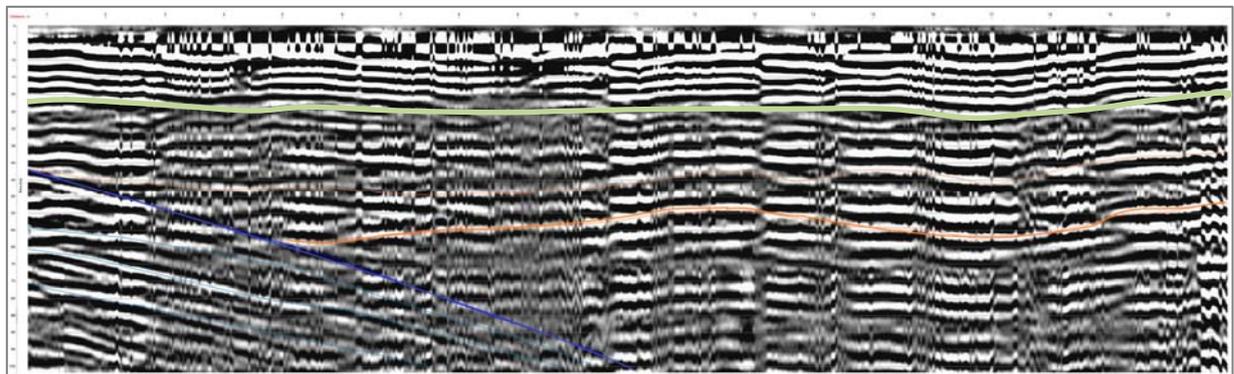


Fig. 5: Radargrama corte B-B'

Caso de estudio: Deslizamiento en quebrada Calicanto.

La quebrada Calicanto se localiza en la Ciudadela El Ejército Nacional – Quito, como parte de una transferencia tecnológica a estudiantes de la Escuela Politécnica Nacional se estudió un pequeño deslizamiento ubicado en 772166 E, 9966293 O, Datum WGS84, se utilizó el georadar del Instituto Espacial Ecuatoriano. Se levantaron varios radargramas mismos que se procesaron con el software RadExplorer. Aproximadamente 100 m aguas arriba del sitio existe un buen afloramiento que permitió observar los estratos existentes. El estrato más superficial tiene una potencia de 2m aprox. y es producto de un flujo de lodo, subyaciendo se encuentra una secuencia de volcanosedimentos con un predominio de cangahua.



Fig. 6: Ubicación de Radargrama Tomado y modificado Google Earth



Fig. 7: Fotografía Deslizamiento quebrada Calicanto. Arteaga Asdrúbal, 2016

El radargrama alcanzó una profundidad de 6 m y tiene 6,5 m de longitud, figura 8, inicia en la margen derecho de la quebrada, sobre la corona del deslizamiento, y continúa hacia el SE. En el radargrama se observa los dos estratos predominantes, figura 6, coloreados para una mejor diferenciación, la información levantada indica que el estrato

superficial tiene un espesor que varía entre 1,8 a 2 m, presenta fracturas con inclinaciones tanto NE como al SO, inclusive se ha formado una zona de falla semicircular, mientras que, en los volcanosedimentos las fracturas son subverticales y algunas atraviesan hacia la capa superficial. Estas fracturas subverticales son paralelas al margen de la quebrada e indican la superficie por donde se produce el movimiento, el cual tiene una configuración de dovelas.

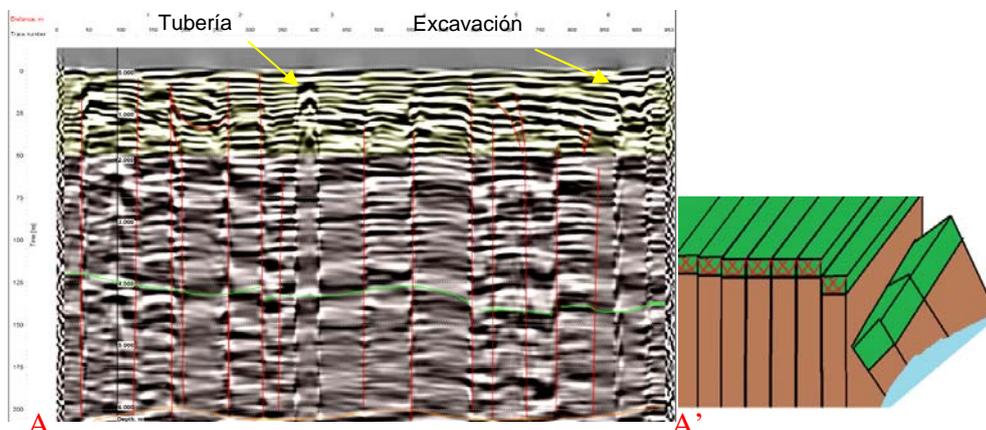


Fig. 8: Radargrama quebrada Calicanto

INTERPRETACIÓN-DISCUSSION

El estudio de la geología superficial mediante ondas electromagnéticas utilizando el método del radar de penetración de suelos, igual que otros métodos geofísicos, presenta limitaciones. Las que se descubren están en función de la conductividad del material, que limita la profundidad a la que se puede explorar. La profundidad a la que pueden llegar los radargramas no es fija, varía en función del material y de la humedad.

Es necesario realizar una calibración in situ del equipo para tener los mejores resultados. Indispensable conocer la distribución de los estratos sedimentarios y su composición, lo cual ayuda al post-procesamiento de la información. También es muy importante la práctica del operador, debido a que la pericia no es función solamente de la capacitación, también está en función de la experiencia que se va adquiriendo con cada estudio, puesto que cada estudio implica un objetivo específico.

El método del georadar permite observar la interfaz de los estratos mientras se levantan los radargramas, lo cual ayuda a verificar modelos preconcebidos o realizar cambios en los mismos. Utilizando el georadar del Instituto Espacial Ecuatoriano se ha podido interpretar fracturación relacionada con la geodinámica externa, así como identificar procesos antrópicos relacionados con la colocación de sistemas de servicios básicos.

CONCLUSIONES

Los radargramas levantados permitieron inferir la distribución de las capas sedimentarias en los sitios de estudio y a partir de los mismos generar un modelo preliminar en la geología superficial.

Para el caso de la escuela FAE el modelo generado muestra dos ambientes sedimentarios, hacia el lado noroeste una estratificación cruzada relacionada con un ambiente de playa, mientras que al lado sureste una estratificación de cuenca donde los estratos son sub-horizontales y no se relaciona con el ambiente anterior.

El caso de estudio del movimiento en masa de la quebrada Calicanto, el método permitió obtener información de la tectónica superficial, se pudo estudiar las fracturas subsuperficiales asociadas a procesos geodinámicos externos útil para la remediación de este tipo de eventos o para una planificación del sector.

Agradecimientos: Gracias a la política estatal de apoyo a la investigación, SENESCYT financió la adquisición del georadar del Instituto Espacial Ecuatoriano. A MIDENA y al Instituto Espacial Ecuatoriano por permitir realizar los presentes estudios.

Referencias bibliográficas

- Ayala, D., Pérez, R., Izquierdo, J., & Herrera, M. (2011). Análisis de datos de GPR para la visualización de tuberías de sistemas de abastecimiento de agua. Researchgate. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/309717392_Analisis_de_datos_de_GPR_para_la_visualizacion_de_tuberias_de_sistemas_de_abastecimiento_de_agua
- Biskup, K., Lorenzo, H., & Arias, P. 2005. Aplicabilidad del radar de suelo para el estudio de la zona no saturada del suelo: Ejemplo en ambientes arenosos Costeros. Researchgate. Recuperado de https://www.researchgate.net/profile/Pedro_Arias/publication/228720224_APLICABILIDAD_DEL_RADAR_DE_SUBSUELO_PARA_EL_ESTUDIO_DE_LA_ZONA_NO_SATURADA_DEL_SUELO_EJEMPLOS_EN_AMBIENTES_ARENOSOS/links/562015e408ae93a5c9243ab9.pdf

- Busquet, E., Casas, A., Pinto, V., Rivero, L., & Sabadía, J.B. "Geofísica ambiental: técnicas no destructivas para el reconocimiento de zonas contaminadas por vertidos". Acta Geológica Hispánica, Vol. 30, No.1-3, pp. 73-82. 1996. Recuperado de <http://www.raco.cat/index.php/ActaGeologica/article/viewFile/75488/98387>
- Ocaña, S., (2014). Reconocimiento de patrones para la identificación de tuberías enterradas en sistemas de abastecimiento de agua a partir de imágenes de GPR. Recuperado de <https://riunet.upv.es/handle/10251/53782>
- Reyes, P. & Michaud, (2012). Mapa Geológico de la Margen Costera Ecuatoriana (1:500000). EP PetroEcuador – IRD (Eds). Quito, Ecuador
- Zapata M., (2015). Estimación del volumen de los glaciares antisana 12 y antisana 15 mediante el método geofísico de radar de penetración de suelo (GPR). Recuperado de <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/12059>
- Zozaya, A. (2014). «Apuntes de Teoría Electromagnética». Laboratorio de Electromagnetismo Aplicado (LaBEMA). Facultad de Ingeniería. Universidad de Carabobo. Valencia. Recuperado de https://www.academia.edu/24135890/Apuntes_de_Teor%C3%ADa_Electromagn%C3%A9tica
- Zozaya, A. (2016). [Synthetic aperture radars: conceptual design procedure](http://servicio.bc.uc.edu.ve/ingenieria/revista/v23n2/art01.pdf). Revista Ingeniería UC, Vol. 23, No. 2, 97-115. Recuperado de <http://servicio.bc.uc.edu.ve/ingenieria/revista/v23n2/art01.pdf>

ESTUDIO DE LA COMPOSICIÓN MINERALÓGICA Y QUÍMICA DE UN METEORITO PÉTREO BRECHIFICADO RECUPERADO EN LA HACIENDA CLEMENTINA EN DAULE-ECUADOR

M. Ramírez (1), P. Reyes (2), R. Cartagena (2), J. Rojas (2), E. Vera (3), W. Villacis (3)

(1) D. Investigación, Instituto Espacial Ecuatoriano, Av. Emperador Carlos V Oe5-61, Quito. ramirez-mr@hotmail.com

(2) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. pedro.reyes@epn.edu.ec; ricardo.cartagena@epn.edu.ec; joselyn.rojas@epn.edu.ec

(3) Dpto. Ciencias Nucleares, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. edison.vera@epn.edu.ec

Mineralogical and chemical composition of a brecciated stony meteorite recovered at Clementina ranch in Daule, Ecuador: The petrographic and microscopic analysis of a 20-cm diameter meteorite, fallen at the Clementina ranch (near Daule, Ecuador), has allowed to determine the brecciated and the stony nature of this solid fragment. The present study, which was made possible thanks to the support of the Ecuadorian Space Institute, the National Polytechnic School and the Aeronautical and Space Museum (FAE), is focused on the determination of mineralogy using petrographic microscope in two thin sections of rocks, complemented by an elemental study on three samples using electron microscope. Macroscopic analysis included determination of density and radioactive properties. The results of this study show a complex mineral texture, brecciated internal structure and a strong silicate composition with minor amounts of Fe-Ni alloy, according with a stony meteorite fragment.

Palabras clave: pétreo, meteorito, radiactividad, Daule

Key words: stony, meteorite, radioactivity, Daule

INTRODUCCIÓN

El 23 de marzo de 2008 a las 09h30, hora local, trabajadores de la hacienda Clementina, cantón Daule-Ecuador, observaron una traza luminosa en el cielo seguida de un fuerte ruido, similar al de un avión, que se manifestó con un temblor en tierra. Los testigos visuales informaron la caída de cuatro fragmentos, de los cuales se logró recuperar un fragmento de 20 cm de diámetro que dejó un cráter de al menos 30 cm de diámetro con un metro de profundidad ("cuatro rocas", 2008). Este fragmento de meteorito recuperado se lo exhibe actualmente en el Museo Aeronáutico y del Espacio de la Fuerza Aérea Ecuatoriana en la ciudad de Quito (Fig. 1).



Fig. 1: Fotografía del meteorito

El objetivo del presente estudio es determinar tanto la mineralogía como la química del meteorito, mediante una descripción macroscópica y microscópica de la muestra, además de análisis físicos no destructivos, a fin de establecer su naturaleza dentro de la nomenclatura clásica.

Los meteoritos son fragmentos de cuerpos celestes que colisionan con la superficie de un planeta, como es el caso de la Tierra (Xamar, 2014). Se estima que aproximadamente unas 30000 toneladas de polvo interplanetario y meteoroides colisionan con nuestro planeta al año (De Vicente, 2013). Estas rocas son muy importantes para el estudio de la formación del sistema solar y del planeta, debido a que son remanentes de la etapa formativa de los mismos (Colorado y Carmelo, 2015). Por lo tanto, el estudio de estos objetos nos ayuda a entender el origen de nuestro planeta dentro del sistema solar y al momento constituyen la única forma de conocer la composición de los objetos interestelares.

Existen varias clasificaciones para este tipo de rocas, sin embargo, para el presente estudio solo se utilizará la clasificación clásica propuesta por Ernst Florens Friedrich Chladni (1756-1827), que divide a los meteoritos en tres clases: rocosos, metalorocosos y metálicos (Llorca, 2010).

Según French et al. (1992), la clasificación clásica hace referencia a la cantidad de metales y silicatos que se encuentran en la muestra, así:

- Meteoritos Pétreos: Mayor contenido de materiales silicatados, aunque pueden contener pequeñas cantidades de metales.
- Meteoritos Metalorocosos: Contiene iguales cantidades de minerales silicatados y metálicos.
- Meteoritos Metálicos: La mayoría tienen diferentes tipos de aleaciones de hierro y níquel.

Los minerales de los meteoritos

La mayoría de minerales que se encuentran en los meteoritos también se los puede encontrar en las rocas de la corteza terrestre e incluyen principalmente silicatos, los cuales son minerales compuestos de sílice y oxígeno junto con otros elementos como calcio, magnesio, aluminio, hierro. Se destacan olivinos, piroxenos y feldespatos (plagioclasas) (Ibídem).

Texturas de los meteoritos

Las variedades de texturas de los meteoritos reflejan las diferentes composiciones e historias de fusión, enfriamiento (rápido o lento) y cristalización. Estas se las puede agrupar en dos procesos: procesos internos como fusión, recristalización y alteración a bajas temperaturas que toman lugar dentro de un solo asteroide y; procesos externos que actúan sobre un asteroide desde afuera, usualmente a través de la colisión contra otros asteroides (Ibídem).

Una estructura muy distintiva de los meteoritos son los cóndrulos, es decir, cuerpos redondeados de algunos milímetros de longitud. Componen la mayoría de meteoritos pétreos (condritas), y se originan como pequeñas gotas fundidas, que pueden haber constituido cuerpos individuales en la nebulosa solar original. Observaciones microscópicas muestran que los cóndrulos fueron enfriados y solidificados antes de que constituyeran los meteoritos. Contienen varios minerales de alta temperatura como olivinos, piroxenos y metales Ni-Fe, mientras que algunos contienen vidrio.

Existen varios tipos, así (Ibídem):

- Condritos barrados: consisten de finos cristales largos paralelos (usualmente olivino) separados por vidrio.
- Cóndrulos porfiríticos: contienen grandes cristales euhedrales, sobre vidrio o una matriz de grano fino.
- Cóndrulos radiales: contienen finos cristales largos (generalmente piroxeno) que radian desde un pequeño punto en el centro o cerca del borde del cóndrulo.

Entre las texturas también se resaltan:

- Microcristalina: pequeños cristales en un arreglo irregular o aleatorio.
- Granular: grandes cristales en un arreglo irregular o aleatorio.
- Herringbone: múltiples zonas de radiación de un cristal en el mismo cóndrulo.
- Bordeada: cóndrulos rodeados por una fina capa de un material diferente que se ha formado después y que incluso pudo haberse formado de una manera distinta al cóndrulo.
- Rota o Brechificada: pueden ser reconocidos por la geometría de sus bordes y sus formas parcialmente redondeadas, pero con las mismas texturas cristalinas que los cóndrulos completos. Su presencia indica períodos de ruptura, probablemente como resultado del impacto de un meteorito, antes de que los cóndrulos se acumularan para formar el meteorito.
- Matriz: los espacios entre los fragmentos son llenados con un material muy fino el cual es indistinto bajo el microscopio. La mayoría de este material es probablemente parte de un material roto en fragmentos más pequeños, menor que 0,01mm de cóndrulos, fragmentos de rocas, cristal y metal.

METODOLOGÍA-RESULTADOS

La obtención de un fragmento del meteorito del Museo Aeronáutico y del Espacio fue autorizada por la Fuerza Aérea Ecuatoriana (FAE). Inicialmente, el meteorito presentaba dos caras resultantes de cortes anteriores, de los cuales no se pudo obtener información debido a la pérdida de estas muestras (Fig. 2). Se programó un solo corte pulido para eliminar la evidencia de los anteriores y así mejorar la estética del meteorito.



Fig. 2: (a) meteorito con caras previamente cortadas, (b) proceso de corte y (c) chips para estudio

Este fragmento fue cortado en los laboratorios del Departamento de Geología de la Escuela Politécnica Nacional (DG-EPN). Posteriormente, se realizó un análisis macroscópico sobre el fragmento y se determinó la densidad relativa del mismo en las instalaciones del Instituto Geofísico de la EPN. En el laboratorio del Departamento Ciencias Nucleares de la EPN, en cambio se realizó un estudio sobre el nivel de radioactividad natural del fragmento de meteorito (Fig. 3).

El fragmento inicial fue nuevamente segmentado a fin de obtener los chips necesarios para la elaboración de secciones delgadas de roca que posteriormente se analizaron con los microscópicos petrológicos del DG-EPN. Complementariamente, se realizaron ensayos sobre los chips utilizando un microscopio electrónico de la Facultad de Mecánica de la EPN.

La densidad relativa del meteorito determinada en el Instituto Geofísico fue estimada con una balanza OHAUS dando un valor de $3,687 \text{ gr/cm}^3$. El fragmento analizado por el Departamento de Ciencias Nucleares, fue sometido a tres tipos de análisis específicos para determinar la presencia de radioactividad:

1. Determinación de radiación gamma y rayos x en el área superficial del cuerpo, utilizando un detector marca SEI Inspector Radiation Alert, que utiliza el principio de ionización con tubo de Geiger-Müller (G-M).
2. Detección de radiación alfa y beta sobre el área superficial del cuerpo, utilizando un detector Multipropósito marca Thermo Scientific Read Eye AB100, que utiliza el principio de ionización con tubo de Geiger-Müller (G-M).
3. Determinación de la presencia de isotopos emisores de radioactividad gamma, mediante la utilización de un equipo multicanal de espectrometría gamma marca Canberra-LYNX con detector de germanio, que utiliza el principio de centelleo por excitación de semiconductores.



Fig. 3: (1) detector SEI, (2) detector Thermo Scientific Read Eye AB100, (3) equipo Canberra-LYNX y (4) resultados espectrales del background y la muestra de meteorito

Con base en los resultados obtenidos mediante la medición de radioactividad realizados por el Departamento de Ciencias Nucleares de la EPN, se concluye que el fragmento de meteorito no emite actualmente radiación alfa, beta, gamma o rayos X, y además no reporta la presencia de ningún isotopo radioactivo que produzca radiación de tipo gamma, los cual se evidencia en los espectros del background y la muestra que no reportan anomalías significativas (Fig. 3).

Macroscópicamente el fragmento de meteorito se presenta como una roca de color gris claro cubierta parcialmente por una costra superficial de color negro, la cual se sugiere estar asociada a fusión parcial durante la fricción ocurrida al atravesar la atmósfera terrestre. Este incremento de temperatura también provocaría la fusión del metal superficial dando origen a grietas rellenas de metal (Fig. 4). Parte de la corteza externa del meteorito presenta una zona de espesor centimétrico de coloración gris oscura que protege el cuerpo central del meteorito caracterizado por una tonalidad gris clara. La prueba del lápiz magnético presenta diversos niveles de respuesta, siendo la parte central aquella que manifiesta un mayor grado de magnetismo.



Fig. 4: Zonificación por color del meteorito

La estructura general es masiva con cierta evidencia de brechificación, mientras que la textura es porfirítica (Fig. 5). Los cóndrulos observados tienen diámetros que fluctúan entre un milímetro y cuatro milímetros. Están constituidos por minerales de estructura silíceo (silicatos), junto a cóndrulos de composición metálica. Los minerales silicáticos

corresponden alrededor del 90% al 95% del total de la roca, mientras que el resto corresponde a los metálicos, los cuales se encuentran diseminados en toda la roca y forman parte de la matriz, así como el relleno de fracturas.



Fig. 5: Muestra de mano del meteorito (a) y ampliado a 10x (b)

Descripción Microscópica

Para realizar la descripción microscópica a nivel mineralógico (Fig. 6) se utilizó los microscopios OLYMPUS BX31 del DG-EPN. Este análisis consistió en el estudio de dos secciones de roca delgadas bajo el microscopio donde se pudo determinar que la roca presenta en su matriz una gran cantidad de minerales opacos, de origen metálico. Posee un considerable contenido de minerales silicatados (piroxenos y/o olivinos), que presentan estructuras radiales a manera de cóndrulos. Los metálicos alcanzan un porcentaje cercano a 10% en algunos sectores, mientras que en otros alcanzan un máximo del 5%.

A continuación, se presentan varias fotografías de los minerales encontrados durante la revisión de las secciones delgadas:

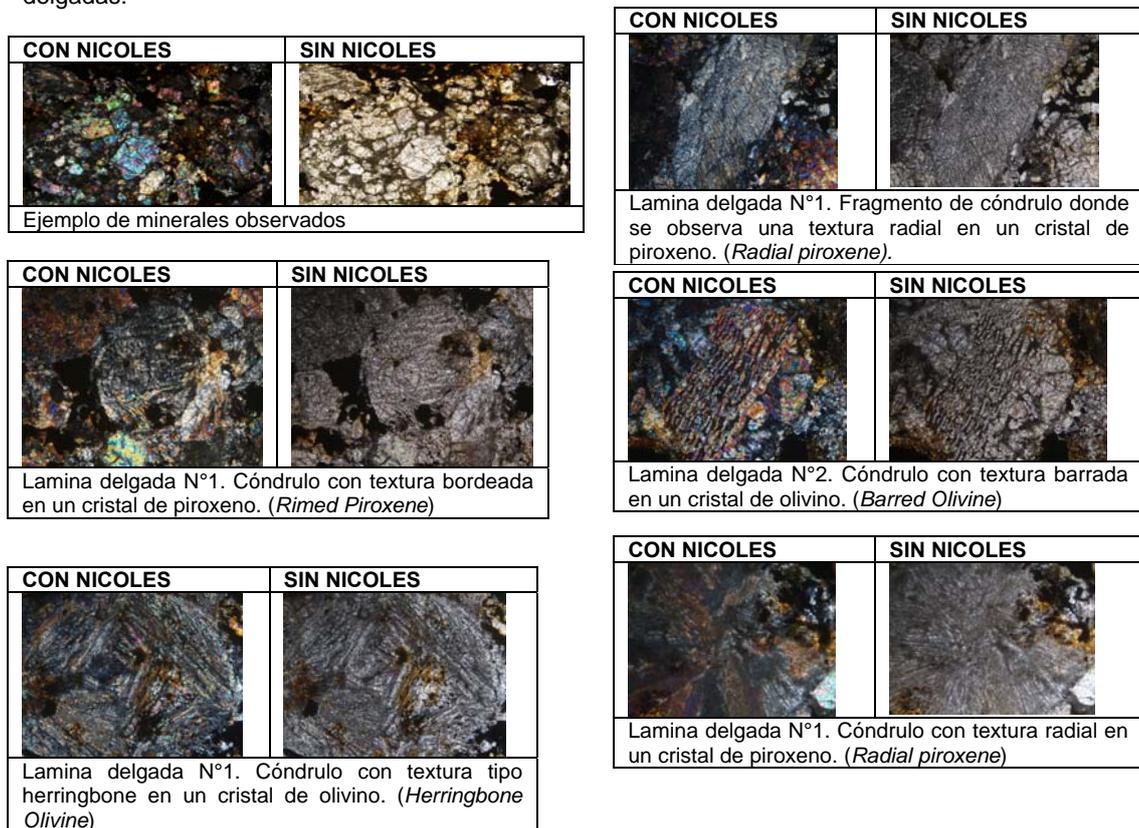


Fig. 6: Fotografías de minerales del meteorito

La composición química y elemental de los diferentes materiales del meteorito se realizó utilizando un microscopio electrónico ASPEX, el cual permitió determinar los principales elementos constitutivos de la muestra del meteorito. Se determinó una aleación importante de hierro-níquel (Fig. 7) en la zona de opacos de la muestra y otras formadas únicamente por hierro al 100%. La parte cristalina arrojó la composición de un piroxeno cuyos elementos constitutivos permitieron inferir que se trata del clinopiroxeno enstatita. A continuación, se presentan algunos ejemplos del estudio.

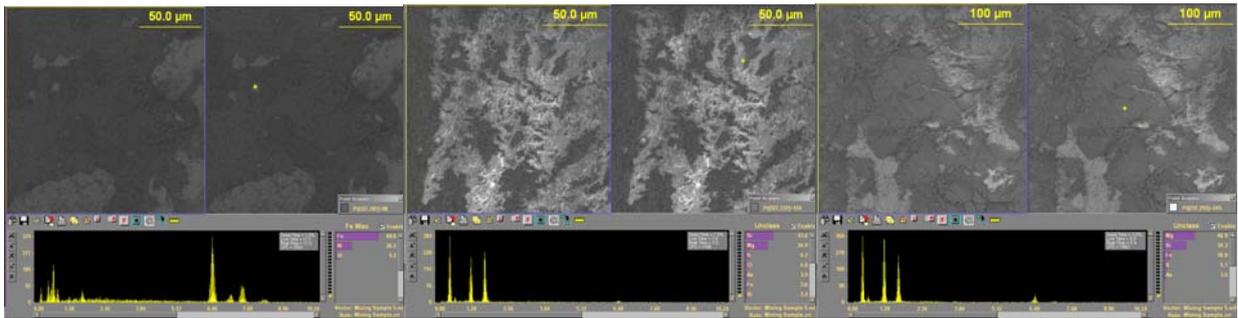


Fig. 7: Imágenes del análisis con microscopio electrónico

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN

Las características superficiales del meteorito permiten observar el desarrollo de una costra de fusión formada por efecto de la fricción que sufrió el bólido al atravesar la atmósfera terrestre, ya que al tratarse de un cuerpo muy denso ($3,687 \text{ gr/cm}^3$) y magnético es capaz de alcanzar altas velocidades antes de colisionar con la superficie del planeta. Su textura porfírica con evidencia de brechificación y ruptura frágil, sugiere que el meteorito sufrió episodios de colisión durante su traslado afectando la mineralogía de corteza superficial del mismo, lo que se manifiesta por la presencia de grietas rellenas de aleación metálica Fe-Ni y otras simplemente por Fe. La matriz contiene minerales silicáticos y metálicos.

La mineralogía y química observadas bajo microscopio indican la naturaleza de un meteorito pétreo posiblemente desprendido de la corteza de un meteorito diferenciado de mayor tamaño con un máximo de aleación hierro-níquel del 10% en zonas puramente metálicas y compuesto por cóndrulos con tamaños de hasta 4 milímetros, principalmente de minerales silicáticos del grupo de los clinopiroxenos (enstatita) y como segundo mineral más abundante el olivino.

CONCLUSIONES

El análisis macroscópico del fragmento muestra un meteorito de estructura masiva cubierta por una costra de fusión. La textura es porfírica donde resalta minerales que forman cóndrulos radiales zonados, una matriz fina y fracturas rellenas con metálicos.

El análisis microscópico indica la presencia de minerales del grupo de los piroxenos, con un alto contenido de clinopiroxenos de tipo enstatita. El segundo mineral con mayor porcentaje lo constituyen los olivinos. Los minerales opacos son principalmente una aleación hierro-níquel, donde la proporción níquel varía entre el 5% y el 34%.

En síntesis, la composición mayormente silicatada y la textura porfírica con evidencia de brechificación local indican que se trata de un meteorito del tipo pétreo con una abundancia menor de metálicos entre el 5 y 10%.

Agradecimientos: Gracias al Departamento de Geología de la Escuela Politécnica Nacional por permitir la utilización de los microscopios OLYMPUS BX31, al Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional por la utilización de su laboratorio para medir la densidad del meteorito, al Departamento de Ciencias Nucleares por la utilización de su laboratorio para el análisis de la radioactividad del meteorito, a la Facultad de Mecánica de la Escuela Politécnica Nacional por la utilización de su microscopio electrónico para el estudio de los chips, al Museo Aeronáutico y del Espacio de la Fuerza Aérea Ecuatoriana (FAE) por autorizar y permitir la toma de una muestra del meteorito para su análisis y al Instituto Espacial Ecuatoriano por permitir realizar el presente estudio.

Referencias bibliográficas

- "Cuatro rocas envueltas en llamas cayeron en Daule". (2008). El Universo, 25 de marzo. Recuperado de <http://www.eluniverso.com/2008/03/25/0001/12/F98413E601054F3B90C2DE63F49A96F2.html>
- De Vicente, P. (2013). Impactos sobre la Tierra. Anuario Astronómico del Observatorio de Madrid. 403-432. Recuperado de <http://www.fomento.es/NR/rdonlyres/06F2E577-43D1-4BAF-ACFE-109EA6F7B6C0/122384/pablo2013.pdf>
- French, B., MacPherson, G. & Clarke R. (1990). Antarctic Meteorite Teaching. Education Meteorite Thin Sections. 3-38 pp. Recuperado de <https://curator.jsc.nasa.gov/education/documents/educationmeteorite.pdf>
- Llorca, J. (2010). Meteoritos. Química e historia, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, Real Sociedad Española de Química, An Quim. 2011, 117(2), págs. 167-174. Recuperado de <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=367455>
- Colorado, P., & Carmelo, A. 2015. Origen y evolución de la Tierra. Recuperado de <http://mudarra.cpd.uva.es/goya/Intranet/pages/programas/Complementos/2014-2015/CG3-4.pdf>
- Xammar, J. (2014). Grandes catástrofes naturales. Ciencia e Investigación: Revista No4. Tomo 64, Argentina: 6-11. Recuperado de <http://www.aargentiniapciencias.org/2/images/RevistasCel/tomo64-4/Rev-cei64-4.pdf>>. Consultado: 27 de marzo de 2016

DISASTER RISK REDUCTION AND DEVELOPMENT

L Bowman (1)

(1) Yachay Tech University, Department of Geological Sciences and Engineering, Urcuqui. lbowman@yachaytech.edu.ec

Abstract (Disaster Risk Reduction and Development): Scientists from a variety of disciplines have made major advancements in the geophysical and social aspects of hazard science. Despite these advancements, economic losses and the number of people affected by disasters continue to rise. The field of disaster risk reduction (DRR) attempts to counter this rising trend of disaster losses by integrating a variety of disciplines to holistically solve complex problems related to risk and vulnerability while at the same time addressing issues of sustainable development, as outlined in the UNISDR Sendai Framework. Frequent disasters in El Salvador provide insight into the evolution of DRR and its application during and after two hydrometeorological disasters in the department of San Vicente in 2009 and 2011. The interdisciplinary nature of this research is an attempt to holistically address the pressing concern of recurrent natural hazards for the Latin American region and the close relationship to sustainable development.

Palabras clave: Reducción de Riesgo de Desastres, Desarrollo, Sostenibilidad, Amenazas Naturales

Key words: Disaster Risk Reduction, Development, Sustainability, Natural Hazards

INTRODUCTION

Scientists from a variety of disciplines have made major advancements in the geophysical and social aspects of hazard science. Determining hazard magnitudes, distribution, probabilities, recurrence intervals, and even forecasting have all improved over the last several decades. Similarly, an improved understanding of the dimensions of risk and vulnerability have triggered new strategies to reduce disaster risk by transitioning focus from the geophysical factors that trigger a hazard event to the social-structural causes that perpetuate and institutionalize human vulnerability.

Despite these technological and scientific advancements, economic losses and the number of people affected by disasters continue to rise (Keen et al. 2003). Global population growth and increased development are contributing factors in these trends; however, the changing demographic and socioeconomic characteristics of highly urbanized communities located in hazardous regions, along with increased extreme weather events, are mostly responsible for the documented increase in disaster losses (Donner and Rodriguez 2011; Public Safety Canada). The frequency of recorded disasters have risen from about “100 per decade during the period 1900 – 1940; 650 per decade in the 1960s; 2000 per decade in the 1980s; and reaching almost 4800 per decade in the 1990s to more than 7200 in the 2000s” (IRDR 2013). Part of this increase in frequency and magnitude of disasters can be attributed to human-induced climate change—particularly weather-related events like storms and floods (IPCC 2007; Bouwer et al. 2007). Though the number of people killed by disasters has begun to decrease due to better forecasting and warning, there are rising numbers of destroyed livelihoods and adverse economic impacts. “Since 1997, there has been a several-fold increase in weather-related economic losses” (ICSU 2008: 9).

This talk draws from recent disasters in El Salvador to show that insufficiently addressing the underlying, root causes of vulnerability perpetuates high risk levels for Salvadorans, which exacerbates disaster losses. Despite many scientific, technological, and development efforts, rural Salvadorans continue to be threatened by natural hazards.

In 2010, El Salvador was ranked as the country the most vulnerable to natural hazards in the world (UNDAC 2010). Their colonial history, geography, socioeconomic marginalization of the poor, and a statewide shift toward neoliberal development policies has created a state that shifts development and disaster risk reduction responsibilities to non-governmental organizations, while at the same time reaping the benefits from continued foreign disaster aid for reconstruction after disasters that is not adequately invested in disaster reduction or preparedness (Anderson and Woodrow 1989 from Tellman 2011; Schipper and Pelling 2006; Wisner 2001).

The research is framed around two disasters at San Vicente Volcano in 2009 and 2011 and provides insight into how disaster risk reduction and research has evolved in the region. The design and implementation of a relocation scheme highlights dimensions of the underlying causes of social and physical vulnerability as they relate to volcanic and hydrometeorological hazards. A multi-institutional effort to better understand the geophysical triggers of shallow landslides and debris-flows (lahars) was undertaken to improve slope stability monitoring and hazard preparedness for the region. These efforts relied on close collaboration with members from affected communities.

Lessons learned from this case study through the application of “social geology” methodologies are currently being applied to hazard considerations at Cayambe Volcano, Ecuador. Preliminary results from ongoing field work in the Cayambe region will be discussed.

Referencias bibliográficas

- Bouwer, L. M., Crompton, R. P., Faust, E., Höpfe, P., and Pielke Jr, R. A. (2007). Confronting disaster losses. *Science*. New York then Washington, 318 (5851), 753.
- Donner, W., and H., Rodríguez. (2011). Disaster risk and vulnerability: The role and impact of population and society. Population Reference Bureau.
- ICSU. (2008). A Science Plan for Integrated Research on Disaster Risk: Addressing the challenge of natural and human-induced environmental hazards. ICSU.
- IPCC. (2012). Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation.
- Keen, M. M., Freeman, M. P. K., and Mani, M. M. (2003). Dealing with increased risk of natural disasters: challenges and options (No. 3-197). International Monetary Fund.
- Pelling, M., Maskrey, A., Ruiz, P., Hall, L., Peduzzi, P., Dao, Q., Mouton, F., Herold, C., and Kluser, S. (2004). Reducing disaster risk: a challenge for development.
- Public Safety Canada (2012). 2011-2012 Evaluation of the Emergency Prevention/Mitigation and Preparedness Initiative: Final Report.
- Schipper, L. and M. Pelling (2006). Disaster risk, climate change and international development: scope for, and challenges to, integration. *Disasters*, 30 (1): 19-38.
- Tellman, E. (2010). Community Resilience and Hurricane Ida: How Marginalized Salvadorans Lacking NGO and Governmental Support Cope with Climate Shock. *Climate Change and Migration: Rethinking Policies for Adaptation and Disaster Risk Reduction*, 34.
- UNDAC. (2010). Evaluación de la Capacidad Regional para la Respuesta a Emergencia. 19-30 April, El Salvador.
- Wisner, B. (2004). *At risk: natural hazards, people's vulnerability and disasters*: Routledge.

IMPORTANCIA DEL FORTALECIMIENTO DE LA MEMORIA COLECTIVA RESPECTO A LA OCURRENCIA DE FENÓMENOS GEOLÓGICOS: CASO SISMOS Y ERUPCIONES VOLCÁNICAS

F. Naranjo (1), P. Ramón (1) y G. Pino (1)

(1) Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. fnaranjo@igepon.edu.ec

Abstract (Importance of strengthen the collective memory associated to geological phenomena: Earthquakes and volcanic eruptions): Collective memory is a transcendental tool to acquire and to strengthen a volcanic and seismic prevention culture. It is important to recognize the institutional ability to foment best practices to make them trustworthy for society. We have developed this study at Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional as the principal source of volcanic and seismic knowledge in Ecuador. The employees at IGEPN have interacted with permanent crisis management and it has been reflected the impact of some events occurred since 1998 with the Bahía de Caráquez earthquake, three eruptions of Tungurahua (1999, 2006 and 2014), the biggest eruption of the century of El Reventador volcano (2002), the Cotopaxi eruption (2015) and the Pedernales earthquake in 2016. All of these events evidenced the strengths and weaknesses of Ecuadorian society's perception and its impacts.

Palabras clave: memoria colectiva, crisis volcánica y sísmica, cultura de prevención, medios de comunicación

Key words: Collective memory, volcanic and seismic crisis, prevention culture, media

INTRODUCCIÓN

El fortalecimiento de la memoria colectiva radica en destacar la importancia que esta tiene en el desarrollo de una sociedad y su evolución ante una mejor capacidad de responder ante la ocurrencia de cualquier fenómeno natural ante la experiencia y el conocimiento previo.

En este caso, la referencia será Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IGEPN). Instituto ecuatoriano encargado de la evaluación de la amenaza sísmica y volcánica en el Ecuador. Así como otros centros de investigación en el mundo, la vulcanología actual tuvo su antes y después desde la década de los 80's, tras los efectos devastadores dejado tras las erupciones volcánicas del Monte Santa Elena en 1980 y la del Nevado del Ruiz (Colombia) en 1985. La comunidad internacional adquirió el compromiso de trabajar por una mejor preparación ante la ocurrencia de estos fenómenos, aprendiendo las lecciones dejadas tras la tragedia de Armero (Voight, 1990).

METODOLOGÍA

Para este análisis hemos planteado que nuestro objetivo será medir y evaluar la memoria colectiva del grupo humano que constituye a una institución de investigación como lo es el IGEPN. Para esto hemos planteado los siguientes parámetros dentro de este análisis estadístico descriptivo a través (Hernández et., al, 2006) del método de muestreo aleatorio simple representando las condiciones de cálculo de la población a analizar, representada en (1) junto a los parámetros generales considerados dentro del análisis, presentado en la Tabla 1:

$$n = \frac{n_o}{1 + \frac{n_o}{N}} \quad (1), \text{ donde}$$

n = Tamaño de muestra
 n_o = Tamaño de muestra aproximada
 N = Tamaño de la población de estudio

Los valores asociados al estudio de proporciones, así como el error de estimación y el nivel de confianza son presentados en la ecuación (2):

$$n_o = \frac{Z_\alpha^2 \sigma}{E^2} \quad (2), \text{ donde}$$

Z_α = Valores correspondientes a nivel de Significancia
 E = Error de tolerancia de la estimación
 α = Nivel de significancia
 σ^2 = Varianza de la variable

La principal característica de la población de muestreo tiene la condición principal de que al menos haya permanecido en el país, al menos durante 5 años.

Estos valores fueron calculados directamente a través del software STATS™ 2.0, y los valores correspondientes se muestran en la Tabla 1:

Método	Muestreo aleatorio simple (MAS)	
Población	Grupo humano del IGEPN = 85	
Parámetros de calculo	MODELO	
	En progreso...	Completo
Muestra	13	70
Tamaño de la muestra analizada	Estudiada 15 % al momento	100%
Estudio de proporción	20% u 80%	50 %
Porcentaje máximo de error aceptable	17 %	5%
Nivel de confianza deseado	90 %	95%

Tabla 1. Parámetros utilizados para el cálculo de la estadística desarrollada para el análisis de la memoria colectiva del grupo humano del IGEPN.

Se diseña la encuesta en la cual se determinan las variables a analizar, como se explica a continuación:

Sección A) *Vida institucional del funcionario*, a través de información referente a lo que conoce de su trabajo: experiencia, ambiente de trabajo y formación académica (5 preguntas).

Sección B) *Conocimiento sobre el alcance del trabajo de la institución*, a través de identificar los eventos más representativos relacionados con la ocurrencia de erupciones volcánicas y sismos que hayan afectado a un grupo poblacional importante durante las dos últimas décadas (10 preguntas). Detalle presentado en la Fig. 1.

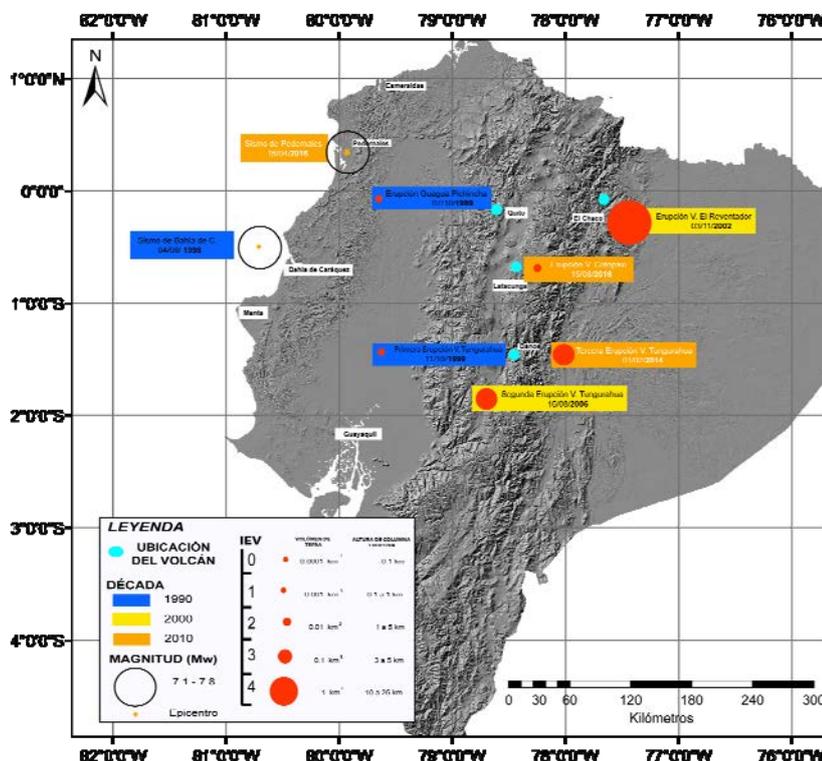


Fig. 1: Mapa con los eventos eruptivos y sísmicos más representativos desde 1990 a 2016, representados de manera cronológica y a escala regional, respecto a los que se plantea evaluar la memoria colectiva institucional en el IGEPN.

Sección C) *Desarrollo de proactividad del individuo dentro de la institución y de la sociedad en general*, mediante el reconocimiento de aspectos que evidencian las acciones llevadas a cabo por la institución, y la asociación que los funcionarios pueden hacer al correlacionar información externa adicional; esto a través de 25 preguntas relacionadas con los aspectos generales asociadas al manejo de crisis, difusión de la información, efectos y medidas de prevención y mitigación para los eventos propuestos.

RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

Del análisis las encuestas realizadas, se destaca la siguiente información correspondiente a cada sección evaluada (preliminarmente):

Sección A.

Los grupos analizados se diferencian en dos grandes grupos: los de mayor experiencia (más de 12 años) corresponde al 24% del grupo, mientras que el restante 66 % corresponde a aquellos de menor experiencia (menos a 12 años). Estos porcentajes permiten diferenciar la tendencia cuando se trata de evaluar su conocimiento respecto a la evolución institucional (el crecimiento y los cambios) presente a lo largo del tiempo. El grupo con mayor experiencia tiene obviamente menor dependencia de la tecnología respecto al de menor experiencia, pues la formación académica es principalmente relacionada con el enfoque institucional para el estudio del fenómeno volcánico y sísmico.

Sección B.

La perspectiva general respecto al impacto causado por un fenómeno natural (erupción volcánica o un sismo), trasciende más allá de la formación académica, y tiende a fortalecerse de manera independiente a través de la curiosidad propia del individuo (preguntas 1 a 8). Pero, existen ocasiones en las que la parte más crítica y esencial está a cargo del grupo científico a través del consenso. Esta constituye una de los más importantes aportes ante la evaluación de la situación (Jolly y De la Cruz, 2016) o sísmica (Oliviera et al., 2008).

Lógicamente, los resultados generados por el grupo de mayor experiencia también inciden directamente cuando se evalúa el ámbito del conocimiento y entendimiento de los fenómenos naturales de interés en la Sección B. El tener claros los conceptos relacionados a la naturaleza del fenómeno, incentiva a ser críticos y capaces de identificar las falencias que se pueden presentar durante ciertas etapas a lo largo del desarrollo de las actividades investigativas y de monitorización (60,3 %).

Al momento de evaluar nuestra contribución (pregunta 8), se pueden considerar tres posturas: la primera (35,1%), cuando se considera que se hace lo mejor y se cumple la tarea encomendada a lo largo de la permanente labor; es decir, se refieren al proceso en las etapas del antes, durante y después; mientras que casi el 32,9%, considera que se está haciendo lo mejor y cumpliendo a cabalidad la tarea encomendada durante el momento más crítico, es decir, en el durante. Por último, el grupo restante (21,0 %) considera que lo que hacemos después de ocurrido el fenómeno es en lo que más nos destacamos, es decir en la etapa del después.

De las preguntas 9 y 10 se identifica un aspecto sumamente crítico y vital dentro del análisis y la evaluación del fenómeno natural ocurrido. El consenso debe generar necesariamente un mensaje adecuado, en lo posible, lo más claro y fácil de explicar, pues de esto depende que se genere un buen mensaje que pueda ser transmitido correctamente hacia la comunidad. No existe una tendencia que defina claramente cuál fenómeno fue más y menos consensado, pero los mencionados fueron el Sismo de Bahía (1998) y les siguen las crisis de las erupciones de los volcanes Tungurahua (2006) y Cotopaxi (2015).

Sección C.

Dentro de lo que se valora en esta sección, consta la asociación entre cada evento y sus consecuencias en relación a los eventos sísmicos y eruptivos propuestos:

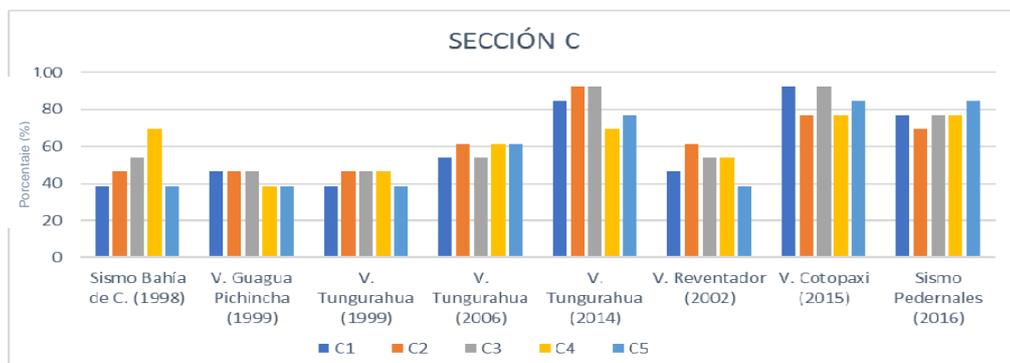


Fig. 2: Clasificación de eventos y sus consecuencias, representadas a través de actividades de autoevaluación (C1), co-evaluación (C2), colaboración comunicacional (C3), Comunicación inter-institucional (C4) e Integración social (C5), analizadas durante la ocurrencia de los 8 eventos propuestos para actividad eruptiva y sísmica.

En esta sección, se destaca que los eventos que cuentan con mayor reconocimiento de las labores propias del IGEPN son mejor valoradas dentro del episodio eruptivo del volcán Cotopaxi en 2015, seguido de la erupción del volcán Tungurahua en 2014. Seguido, se consideran las labores realizadas en 2016, con la ocurrencia del sismo de Pedernales. En tanto que el evento en el que menos se ha valorado el trabajo del IGEPN fue en la actividad eruptiva del volcán Tungurahua en 1999.

En lo referente al reconocimiento de memoria colectiva sobre un evento similar, esta característica ha sido identificada para la actividad eruptiva de los volcanes Tungurahua en 2014, y Cotopaxi en 2015. El menos valorado con esa característica en cambio, fue nuevamente la actividad eruptiva del volcán Tungurahua en 1999.

Finalmente, tras conocer sobre otras instituciones que han colaborado y que han dado respuesta ante la ocurrencia de estos fenómenos, se destacan durante la actividad eruptiva de Cotopaxi en 2015, y la del sismo de Pedernales en 2016.

DISCUSIÓN

Dentro de los resultados generales obtenidos dentro del marco de las encuestas, la totalidad de la población institucional ha experimentado al menos uno de los eventos sísmicos mencionados y de igual manera, al menos uno de los eventos volcánicos mencionados; sin embargo, esto está relacionado con la ocurrencia más reciente. Los eventos que han ocurrido desde hace dos décadas atrás, no están en la memoria de la mayoría de la población analizada, pues otros eventos de impacto local, nacional e internacional han atenuado el efecto que los fenómenos sísmicos y volcánicos tuvieron en la sociedad.

No obstante, la principal diferencia que aparece entre las décadas anteriores y la actual, es la gran relevancia de la comunicación digital de la actualidad. Como lo menciona Lu & Brelford (2014), durante la última década, se ha vuelto aún más evidente que la influencia de la interacción social a través de redes globales ha tenido gran incidencia en el comportamiento de las sociedades, como lo observado a nivel global tras la ocurrencia del Gran sismo de Japón en marzo de 2011.

Como lo menciona Peterson, D. (1986), los científicos asumimos la responsabilidad ética de transmitir eficazmente sus conocimientos para beneficiar a toda la sociedad; utilizado nuestro mismo ingenio y creatividad en el trato con la información para el público que utilizan para resolver problemas científicos. Cuando esto no ocurre, incluso excelentes resultados científicos pueden ser anulados.

Ante el planteamiento de que todos tenemos responsabilidad, y que en realidad todos los actores debemos aportar dentro del lado que nos compete, sin evadir responsabilidad ni esperando a que sean otros quienes solucionen los problemas, presento el siguiente esquema (Fig. 3) en el que se necesita de una base (relación) más estable entre quienes pueden y deben fomentar la cooperación mutua para el bien de la sociedad: los comunicadores.

El esquema propuesto (Fig. 3) es un tetraedro en el que se representa la estabilidad obtenida a través de una interacción equilibrada que constituye la base en la que los principales interventores (al momento de la ocurrencia de cualquier fenómeno volcánico, sísmico o de cualquier otra índole geológica) hayan fortalecido el mensaje que será transmitido y que complementa la información y consigo, la futura memoria de la colectividad.



Fig. 3: Esquema tetraédrico propuesto para ejemplificar que el trabajo multidisciplinario conjunto (una base fuerte y estable) permitirá sostener de manera adecuada y oportuna a nuestra sociedad (Modificado de Okada, 2014).

Uno de las diferencias que se destaca en esta relación, es el rol crítico desempeñado por los medios de comunicación, de toda índole (interinstitucionales, prensa escrita, radial y televisiva, documentales, periodismo de investigación, etc) que, desde su perspectiva, pueden colaborar a una generación y fortalecimiento de cultura de prevención asociada a fenómenos naturales.

CONCLUSIONES

El IGEPN, como organismo geo-científico, están encargadas de la evaluación de la amenaza sísmica y volcánica a nivel nacional, y está consiente que desde este núcleo se ha procurado establecer una información adecuada y oportuna respecto a la ocurrencia de estos fenómenos para el beneficio de la sociedad en general.

Toda información asociada a la ocurrencia del fenómeno sísmico o volcánico (cualquiera de índole geológica) debe ser capaz de ser comprendida por el lector, siendo este grupo muy variado, pero siendo el ciudadano común la primera audiencia que recibe el mensaje, por lo que se vuelve esencial la calidad del mensaje emitido.

Desde el grupo humano del IG, la memoria colectiva está presente y ha evolucionado dentro del actual marco de comunicación global a través de las nuevas tecnologías de la información. Dentro de este contexto, es necesario incentivar a la participación e integración dinámica entre todas las áreas que conforman el IGEPN, de modo que sea esta una metodología que pueda replicarse hacia la comunidad a través de una adaptación de la información científica-técnica a un mensaje simple y correcto de la importancia de entender los fenómenos que forman parte de nuestro ambiente.

En esta evaluación inicial sobre el mensaje enviado hacia la comunidad y lo que ella ha recibido, en primera instancia, la comprensión del fenómeno en el grupo de individuos que integran la institución principalmente debe constituir la comprensión de la incertidumbre propia del fenómeno, especialmente para quienes no necesariamente tienen formación académica afín a la rama científica. De esta manera, se estaría proyectando una mejor comprensión del fenómeno, y subsecuentemente, una mejor preparación y respuesta ante la ocurrencia del siguiente evento.

Agradecimientos: Al Instituto Geofísico y a la Agencia Internacional de Cooperación Japonesa (JICA), por permitirme compartir y aprender sobre la Prevención y manejo de crisis volcánicas para países Latinoamericanos y del Caribe dentro de las técnicas de manejo de crisis en la cultura japonesa. A Patricio Ramón, Patricia Mothes, Mario Ruiz, Alexandra Alvarado, Silvana Hidalgo y en especial a los maestros Hiromu Okada y Tahade Ui por la confianza y el apoyo brindado ante las iniciativas generadas para contribuir en el fortalecimiento de una cultura de prevención ante la ocurrencia de erupciones volcánicas en Ecuador.

Referencias bibliográficas

- Hernández, R., Fernández, C., y Baptista, P., (2006). Metodología de la investigación. Cuarta edición, McGraw-Hill _ Interamericana. México. 839pp.
- Jolly, G. & De la Cruz, S. (2016) Volcanic Crisis Management. The Encyclopedia of volcanoes, Chapter 68. Press, 1187 – 1202.
- Peterson, D. 1986; Volcanoes: Tectonic setting and impact on society. Active Volcanoes, National Academic Press, 231-246
- Lu X. & Brelford, C., (2014). Network Structure and Community Evolution on Twitter: Human Behavior Change in Response to the 2011 Japanese Earthquake and Tsunami. Scientific Reports 4, Article number: 6773. doi: 10.1038/srep06773
- Oliviera, C., Roca, A., Goula X., (2008) Assessing and managing earthquake risk. Book An introduction. Assessing and managing earthquake risk Geo-scientific and Engineering Knowledge for Earthquake Risk Mitigation: developments, tools, techniques. Published by Springer, 2008. Press. 543.
- Okada, H. (2014). Crisis Management in Japan Lecture. Prevention and Volcanic Crisis Management for Latin America and Caribbean countries course. Hokkaido, Japan.
- Voight, B., (1990). The 1985 Nevado del Ruiz volcano catastrophe: anatomy and retrospection. J. Volcanol. Geotherm. Res., 44: 349 - 386.

INICIATIVA EUROPE AID VOLUNTEERS IN HUMANITARIAN ACTION EN ECUADOR PREVENCIÓN Y SENSIBILIZACIÓN PARA LA MITIGACIÓN DE LOS IMPACTOS NEGATIVOS POR RIESGOS NATURALES

R. Pestana (1), N. Garcia (2), P. Pinza (3), R. Poutignat (4), A.Boada (5), P. Gaudeul (6), A. Fontaine (7)

- (1) Europe Aid Volunteers, Fundación Plan Ecuasol, Casilla 1704 - 10766 La Roldos, Quito. r.pestana@ecuasol.org
- (2) Europe Aid Volunteers, Fundación Plan Ecuasol, Casilla 1704 - 10766 La Roldos, Quito. n.garcia@ecuasol.org
- (3) Fundación Plan Ecuasol, Casilla 1704 - 10766 La Roldos, Quito. paopinza@hotmail.com
- (4) Europe Aid Volunteers, Fundación Plan Ecuasol, Casilla 1704 - 10766 La Roldos, Quito. r.poutignat@ecuasol.org
- (5) Europe Aid Volunteers, Fundación Plan Ecuasol, Casilla 1704 - 10766 La Roldos, Quito. a.boada@ecuasol.org
- (6) Europe Aid Volunteers, Fundación Plan Ecuasol, Casilla 1704 - 10766 La Roldos, Quito. pauline.gaudeul@ecuasol.org
- (7) Europe Aid Volunteers, Fundación Plan Ecuasol, Casilla 1704 - 10766 La Roldos, Quito. a.fontaine@ecuasol.org

Abstract (The Europe Aid Volunteers Humanitarian Action Initiative in Ecuador – Prevention and Awareness for the Mitigation of the Negative Impacts due to Natural Risks): *In a natural disaster-prone country such as Ecuador, capacity building and the improvement of communication and coordination between different local actors is essential to reinforce resilience, thus reducing risk and the potential negative impacts of disasters. The current project aims to increase resilience at a local level, by collaborating with local and national entities (from authorities to organisations and academia) and by bridging the different types of knowledge – scientific and local – and the actions on the prevention of natural disasters. On the scope of this 2-year project that started in February of 2017, a context analysis and a needs assessment are already being made. Priorities regarding activities and the beneficiary population are going to be defined. Awareness and educational activities will be put in place in collaboration with local partners.*

Palabras clave: Ciencia y Sociedad, Educación en Reducción de Riesgos, Resiliencia, Fortalecimiento de Capacidades
Key words: Science and Society, Education for Risk Reduction, Resilience, Capacity Building

INTRODUCCION

La Fundación Plan Ecuasol es una fundación franco-ecuatoriana, sin fines de lucro, apolítica, ubicada en el norte de Quito. Ecuasol se dedica a apoyar a los niños y jóvenes de los barrios de Pisuli, La Roldos y Tiwinza brindando un apoyo en los temas de educación, salud y alimentación, entre otros, desde 2002.

Con el inicio de la erupción del volcán Cotopaxi en Pichincha en agosto de 2015 y, más tarde, con el terremoto de 16 de abril de 2016 en la costa ecuatoriana surgió la necesidad de incorporar temáticas de prevención de riesgos naturales, y de educación en reducción de riesgos en las actividades de la fundación.

Así, Ecuasol juntó a la organización europea La Guilde obtuvo la certificación de la Iniciativa Europe Aid Volunteers in Humanitarian Action, promoviendo un proyecto del sector Acción Humanitaria, cuyos objetivos principales son la prevención temprana, la sensibilización, la educación en reducción de riesgos, el fortalecimiento de capacidades y, consecuentemente, el aumento de la resiliencia en temáticas de desastres naturales en Ecuador. La intención es escuchar y entender los conocimientos de los diferentes actores en Ecuador (autoridades, organizaciones, instituciones de investigación, protección civil, escuelas, comunidades, etc.), hacer un puente entre las diferentes entidades y los diferentes tipos de conocimiento, colaborando con los diferentes actores en educación, sensibilización, comunicación, prevención del impacto producido por fenómenos naturales, aumentando la resiliencia al nivel local.

El proyecto tendrá la duración de dos años y contará en total con la presencia de 26 voluntarios expertos en diferentes campos de conocimiento, incluyendo desastres naturales, manejo de proyectos, desarrollo comunitario, comunicación, metodologías participativas y educación. La primera fase empezó en Febrero de 2017 con la llegada en Quito de los primeros 6 expertos. Este equipo tiene como objetivos principales hacer un análisis de contexto, un levantamiento de necesidades, y la formulación del proyecto junto a las actividades. Además, definirá las prioridades de acción en términos de desastres naturales, y la población beneficiaria, en colaboración con los actores locales. Su trabajo consiste igualmente en definir las tareas de los restantes voluntarios y su ubicación en las diferentes regiones de Ecuador.

ENCUADRAMIENTO TEÓRICO

Resiliencia es “la capacidad de un sistema, comunidad o sociedad expuestos a una amenaza para resistir, absorber, adaptarse y recuperarse de sus efectos de manera oportuna y eficaz, lo que incluye la preservación y la restauración de sus estructuras y funciones básicas” (UNISDR, 2009, p. 28).

El fortalecimiento de las capacidades, con la finalidad de reforzar la resiliencia, en un país sujeto a una grande diversidad de amenazas geofísicas y hidrometeorológicas como Ecuador, es fundamental. Este incluye el fortalecimiento de las capacidades de las diferentes instituciones que tratan de estas amenazas, desde las entidades que estudian los fenómenos, las vulnerabilidades y los riesgos, hasta las entidades responsables por la coordinación y la respuesta in situ cuando un desastre ocurre (UNISDR, 2015; UNISDR, 2015b).

Así como es esencial el fortalecimiento de las capacidades de la población (UNISDR, 2015), a través de la sensibilización, educación y de la aplicación de dinámicas participativas adecuadas al entorno y a la población objetivo, transmitiendo y traduciendo el conocimiento científico sobre los fenómenos naturales.

El desarrollo de la capacidad es el proceso mediante el cual los individuos, grupos, organizaciones, instituciones y sociedades incrementan sus habilidades para realizar funciones esenciales, resolver problemas, definir y lograr objetivos y entender y responder a sus necesidades de desarrollo en un contexto amplio y de manera sostenible" (PNUD, 2008).

En el contexto de esta herramienta, el desarrollo generalmente tiene como meta y como participantes los siguientes tipos de personas y organizaciones:

- los empleados de empresas de servicios básicos, incluyendo los administradores;
- el personal del municipio y del gobierno local y los que toman decisiones;
- las organizaciones comunitarias, los consumidores y los clientes;
- las ONGs;
- los operadores y proveedores del sector privado; y
- los investigadores.

En este contexto, la comunicación entre los diferentes actores es fundamental, así como la integración de lo conocimiento (científico y local) con las acciones y las políticas (Gaillard y Mercer, 2015). Un fortalecimiento de los mecanismos de comunicación, cooperación y coordinación en materia de reducción de riesgos de desastres debe ocurrir (UNISDR, 2015b).

METODOLOGÍA

Metodología para análisis de contexto, levantamiento de necesidades, y formulación del proyecto:

Se emplean técnicas cualitativas y cuantitativas: cuestionarios abiertos y cerrados, bases de datos, comparación de estadísticas, entrevistas, bibliografía, comprobación del terreno mediante fotografías y acompañamientos. Para formular el proyecto tras haber estudiado toda la información precedente, se seguirá la metodología del Enfoque del Marco Lógico y el Ciclo de Proyectos, así como el proceso del Manual de Gestión de Proyectos del PMP (Siles y Mondelo, 2015).

Dentro de ambos, se requiere de la participación del pensamiento científico dentro de la fase en la que se encuentra el proyecto, a través de la participación en intercambios de conocimiento, de entrevistas, y de facilitación de datos para convertirlos y/o traducirlos a un lenguaje más cercano a la población con la que vamos a trabajar.

Metodología para sensibilización y educación en reducción de riesgos:

Este proyecto trabaja empleando dinámicas participativas (Pretty *et al*, 1995). En términos de eficacia se hace necesario conocer el conocimiento científico y determinar que conocimientos clave y en qué medida se tienen que hacer llegar a la población. Para ello, se sigue la siguiente estructura:

- conocimiento del contexto y de la población beneficiaria clave;
- recolección del conocimiento científico y selección de los datos necesarios e importantes para reproducir en las dinámicas. Por ello nos encontramos en la necesidad de colaborar estrechamente con los científicos y técnicos que trabajan con riesgos naturales;
- diseño de las dinámicas y de los materiales en base a los datos obtenidos de los anteriores puntos.

Para ello se combinan dos herramientas imprescindibles para este contexto: educación en emergencias y educación en desastres naturales. Brindar una educación en situaciones de emergencia y desastres debe ser una primera respuesta enérgica y rápida en cuanto a la facilitación del acceso a la educación para los niños, niñas, adolescentes afectados por conflictos armados y desastres. La promoción de la educación debe movilizar todo tipo de agencias, organizaciones e instituciones (COMISIÓN EUROPEA, CECC/SICA, PLAN y UNICEF, 2016)

CONCLUSION

La propuesta de esta comunicación es dar a conocer el presente proyecto, la Fundación Ecuasol y la iniciativa Europe Aid Volunteers in Humanitarian Action.

En resumen, este proyecto tiene como finalidad contribuir en la mitigación/prevención temprana del impacto negativo producido por desastres naturales en Ecuador, a través de la sensibilización, la educación en reducción de riesgos, el fortalecimiento de capacidades de los actores locales y, consecuentemente, el aumento de la resiliencia. El enfoque del proyecto es, igualmente, el fortalecimiento del diálogo y de la colaboración con, y entre los diferentes actores locales, contribuyendo en la integración entre los diferentes tipos de conocimientos, especialmente el conocimiento científico y la población.

Hasta el momento, se ha iniciado el análisis de contexto y el levantamiento de necesidades, se han confirmado los primeros contactos con diferentes entidades locales, así como acuerdos de colaboración puntual, llegando incluso a la colaboración en terreno con entidades en la provincia de Pichincha.

Agradecimientos: Este proyecto es financiado por la Comisión Europea bajo el mandato de ECHO, siendo gestionado por la agencia ejecutiva en el Ámbito Educativo, Audiovisual y Cultural (EACEA).

Referencias bibliográficas

- COMISIÓN EUROPEA, CECC/SICA, PLAN & UNICEF. (2016) *Educación en situaciones de emergencia y desastres: guía de preparativos para el sector educación*. COMISIÓN EUROPEA, CECC/SICA, PLAN, & UNICEF, 166 pp.
- Gaillard, J.C, & Mercer, J. (2012) From knowledge to action: bridging gaps in disaster risk reduction. *Progress in Human Geography*, 37 (1), 93–114.
- PNUD. (2008) *Capacity Development: practice note*. UNDP, New York (Estados Unidos de América), 30 pp.
- Pretty N. *et al.* (1995) *A Trainer's Guide for Participatory Learning and Action*, SAP international Institute for Environmental and Development, Londres (Reino Unido), 284 pp.
- Silles, R. & Mondelo, E. (2015) *Gestión de Proyectos de Desarrollo. Certificación PMP 2015*. BID, PMI, INDES & PM4^R Washington DC (Estados Unidos de América), 134 pp.
- UNISDR. (2009) *Terminología sobre reducción del riesgo de desastres*. UNISDR, Ginebra (Suiza), 38 pp.
- UNISDR. (2015) *Marco de Sendai para la Reducción del Riesgo de Desastres 2015-2030*. UNISDR, Ginebra (Suiza), 37 pp.
- UNISDR. (2015b) *Informe de Evaluación Global sobre la Reducción del Riesgo de Desastres*. UNISDR, Ginebra (Suiza), 299 pp.

REDUCCIÓN DEL RIESGO EN BARRIOS EN SITUACIÓN DE EMERGENCIA EN EL DISTRITO METROPOLITANO DE QUITO

E. Jiménez, D. Cárdenas, C. Zapata (1)

(1) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. eliana.jimenez@epn.edu.ec

Abstract (Reduction of risk in quarters which are in an emergency situation all around The Metropolitan District of Quito City): The Metropolitan District of Quito City is geographically located on a territory where several natural menaces such as tremors, volcanic eruptions, landslides, flooding, forest fires or arson among others come together. The accelerated and disarranged growth of Quito City—since the middle of the 20th century—has generated an increase of risk due to exposure and sensibility of elements located on territory. This fact has created vulnerabilities for population. To understand in an integral way the causes of risk through joint work among population, local government, academy, and international organizations let us to build a resident city. In function of data provided by The Metropolitan Direction of risk management of Municipality, it is known—in The Metropolitan District of Quito City—there are 1237 quarters of which 90 are located on susceptible zones to mass movements and 53 to flood into consolidated urban zones.

Palabras clave: riesgo, movimientos en masa, amenaza, vulnerabilidad.

Key words: risk, mass movement-landslide, menace, vulnerability

INTRODUCCIÓN

El Distrito Metropolitano de Quito, se encuentra atravesado por cuatro fallas geológicas y rodeado de al menos veinte volcanes, que han generado diversos eventos sísmicos, como los ocurridos en los dos últimos años y erupciones volcánicas con afectaciones importantes para la ciudad como la del Volcán Pichincha en 1999, Volcán Reventador 2002 y Volcán Cotopaxi en el año 2015.

Según el Instituto Nacional de Estadísticas y Censos (INEC), el crecimiento demográfico de Quito, en la última década ha sido de 2.2 % (Fig. 1), ocupando de forma extensiva y sin control, zonas de laderas pronunciadas, quebradas rellenas, taludes de ríos y zonas planas de antiguos depósitos lacustres. Por tal motivo el riesgo de colapso y daño a estos asentamientos no planificados es alto, especialmente en épocas lluviosas y aún más con la ocurrencia de un evento sísmico.

Con el objetivo de abordar esta problemática de forma integral, se está impulsando un Programa de Vinculación con la Colectividad entre la Escuela Politécnica Nacional, Departamento de Geología, así como otras instancias académicas y la Dirección Metropolitana de Gestión de Riesgo del Municipio de Quito, para comprender y evaluar la amenaza y la vulnerabilidad estructural que determinan un nivel de riesgo en cada zona y desde allí proponer medidas de prevención y mitigación que integran la participación de la comunidad. Desde el año 2015 se han realizado estudios en cinco barrios en situación de emergencia.

METODOLOGÍA-RESULTADOS

Los estudios de riesgo realizados en los cinco barrios, tienen como base la evaluación de la amenaza por fenómenos de remoción en masa y subsidencia en función de las características intrínsecas de cada zona, así como la evaluación de la vulnerabilidad estructural de la población expuesta, en función del fenómeno geológico caracterizado en cada zona. Estos dos aspectos determinan niveles de riesgo que permiten delinear medidas de adaptación y lineamientos para estudios geotécnicos posteriores que reduzcan el riesgo y sirvan como herramienta de gestión para Municipio de Quito.

La evaluación de la amenaza se realiza a través del análisis de la información técnica existente proporcionada por la Dirección Metropolitana de Gestión de Riesgo, DMGR, ensayos geotécnicos que muestren las características del subsuelo de estudios existentes, levantamiento de datos en campo, mapeo geológico, inventario de deslizamientos. Además se ha empleado el uso de drones para el levantamiento de topografía, la utilización de Georadar para detectar cavidades y cambios morfológicos en el subsuelo; todo esto para lograr una mejor comprensión del medio físico que permita encontrar las soluciones más efectivas y viables.

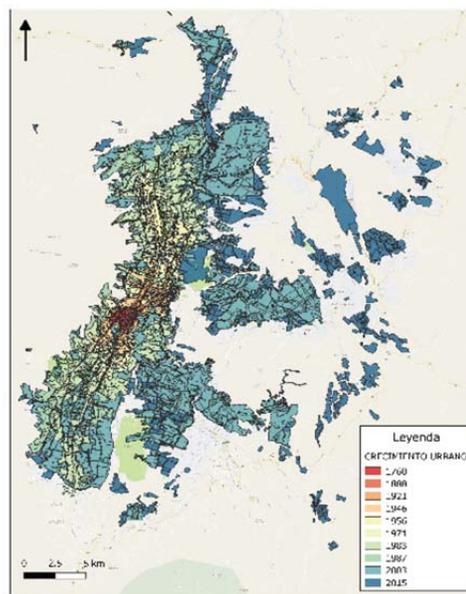
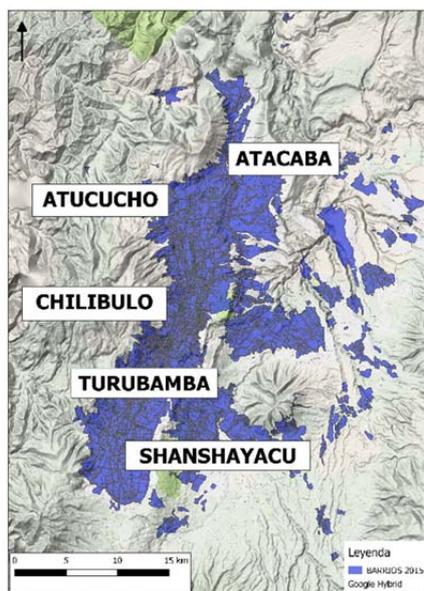


Fig. 1: Mapa del Crecimiento Urbano del Distrito Metropolitano de Quito. Período 1760 hasta 2015. Fuente: Secretaría de Territorio del DMQ 2016.

La evaluación de la vulnerabilidad estructural se realiza a través de guías de evaluación desarrolladas en diversos programas y utilizadas a nivel cantonal y local, que se basan en la calificación de las condiciones del sistema estructural que presenta cada edificación y adaptadas para evaluar en campo, las debilidades o inestabilidad ante FRM y subsidencia para determinar el nivel de vulnerabilidad de cada vivienda.

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN



San Jacinto de Atucucho

El Barrio San Jacinto de Atucucho se encuentra al Sureste de la Quebrada Rumihurco, en las laderas occidentales del Complejo Volcánico Pichincha. San Jacinto es un asentamiento de grupos humanos y campesinos de bajos recursos que carecen de vivienda propia, ocupando terrenos públicos marginales de la Franja de Protección de la ciudad. Esta zona muestra una topografía accidentada con pendientes mayores a 30°, presencia de un sistema de quebradas, condiciones que se ven agravadas por la acción antrópica como: construcciones sin planificación y en mal estado, deforestación, actividades agrícolas y de pastoreo sin control hídrico, y la carencia generalizada de servicios básicos que erosionan y saturan los taludes.

Fig. 2: Ubicación de los cinco barrios en situación de emergencia, estudios técnicos desde 2015 a 2017.

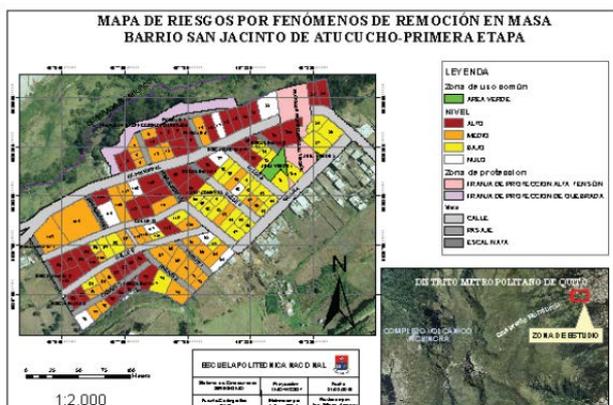


Fig. 3: Mapa de Riesgo por movimientos en masa a nivel de lote en el Barrio San Jacinto de Atucucho y fotografías de las zona de estudio tomadas en levantamiento de campo junio 2015.

ESTUDIOS REALIZADOS: Análisis y evaluación del Riesgo por Fenómenos de Remoción en Masa, mediante el análisis de susceptibilidad por el Método de Suárez (2009), combinando con la vulnerabilidad física estructural evaluada con la metodología implementada por la Secretaría Nacional de Gestión de Riesgos para la evaluación de la vulnerabilidad a nivel cantonal, DIPECHO, 2012. Los resultados de la evaluación de la susceptibilidad fueron calibrados con el cálculo del Factor de Seguridad con el Software Slide v. 5.0. (Rocsience), mostrando una correlatividad coherente entre los dos aspectos de la evaluación de la amenaza.

PRODUCTOS ENTREGADOS: Informe Técnico y ayuda memoria para la población, Mapa de Riesgo por FRM con niveles de riesgo por lote, tabla explicativa de la amenaza y vulnerabilidad por predio. Estos productos fueron socializados a través de una Asamblea General con los moradores del barrio, realizada en el mes de junio del 2015. Proyecto de Titulación: Tatiana Elizabeth Pillajo Criollo, 2016.

Barrio Turubamba Alto

Esta zona de estudio se ubica al sur del Distrito Metropolitano de Quito, es parte de la Parroquia Solanda, y corresponde al Barrio Turubamba Alto, comprende más de 15 hectáreas consolidadas en la zona urbana. Turubamba se asienta sobre la cuenca sur de la Ciudad de Quito se encuentra constituida por dos formaciones geológicas: Formación Machángara del Pleistoceno Tardío y Formación Cangahua del Holoceno (Villagómez,

2003). El Miembro Quito parte de la Formación Machángara está formado por la Unidad Fluvio Lacustre El Pintado y la Unidad Volcano Sedimentaria Guamaní, que forman una franja alargada de 11 x 2 km, orientada longitudinalmente en sentido sur – norte, la cual presenta pendientes muy suaves (Avilés, 2013).

En el año 1986, con el financiamiento del Banco Ecuatoriano de la Vivienda, empieza el proceso de urbanización en esta zona. Lo que antes solo constituían las haciendas Turubamba Alto y Bajo (Terán, 2010) hoy representan un espacio heterogéneo que conjuga una zona residencial y comercial densamente poblada y consolidada. Sin embargo, dentro de este proceso de desarrollo urbano, no se tomó en cuenta que el sector se encuentra emplazado en un lugar que históricamente ha mantenido características de humedal, cuyo drenaje natural, ahora relleno, era destinado en el pasado principalmente para la agricultura, más no como un espacio destinado para la expansión urbana de la ciudad. Esto ha ocasionado varios problemas relacionados con asentamientos diferenciales del terreno, fisuramiento de las construcciones existentes, daños en mampostería, etc. Los primeros casos reportados relacionados a esta problemática se dieron en el año 2005 y se agravaron en el 2011, a la presente fecha, aún persisten.



Fig. 4: Fotografías de las zona de estudio y Mapa de Riesgo por Subsistencia Barrio Turubamba Alto

ESTUDIOS REALIZADOS: Análisis y la evaluación del riesgo geotécnico por subsidencia, mediante la interpretación de la información geotécnica de subsuelo (perforaciones y tomografías), trabajo de campo y reconstrucción del sistema de drenaje antiguo y que corresponde en la actualidad a quebradas rellenas. La evaluación de la vulnerabilidad física de las viviendas se realizó a través de la Guía para Implementar el Análisis de Vulnerabilidades a Nivel Municipal, publicada por la Secretaría General de Gestión de Riesgos (SNGR) (2012) y la vulnerabilidad socioeconómica de la población para 557 lotes existentes en el sector de Turubamba, a través de encuestas que consideran los aspectos de vulnerabilidad, EIRD, 2009, Informe mundial sobre iniciativas para la reducción de desastres, cap.2.

PRODUCTOS ENTREGADOS: Informe de análisis y evaluación del Riesgo por Subsistencia con líneas macro de gestión de riesgos, donde se proponen medidas de mitigación estructurales y no estructurales enfocadas en la reducción de la vulnerabilidad de la población y sus viviendas, Mapa de Riesgo por subsidencia, con niveles de riesgo por lote. Estos productos fueron socializados a la comunidad a través de varias reuniones, en conjunto con la DMGR y la Consultora ICA. Estos estudios permitieron la relocalización de 5 de 11 familias en situación de riesgo no mitigable. Proyecto de Titulación: María Isabel Cupuerán, 2016.

Quebrada Shanshayacu

Los Barrio Terranova-Alpallacta y Ciudadela El Ejército se ubican al borde de la Quebrada Shanshayacu, en un tramo de 1600m, al Sur de Quito. Históricamente, la Quebrada Shanshayacu era fuente de aprovisionamiento de agua de la zona y se utilizaba como espacio recreativo de la comunidad asentada en sus alrededores. Con el paso del tiempo, ha devenido en un importante canal de evacuación de agua contaminada que genera un deterioro ambiental de la zona. El aumento en el caudal natural de la quebrada ha generado un incremento de la tasa de erosión, especialmente al pie de los taludes del cauce provocando una serie de zonas inestables y colapso de los rellenos antitécnicos. Los deslizamientos han afectado varias infraestructuras cercanas al borde y han incrementado su número con los períodos de lluvias y la ocurrencia de los eventos sísmicos recientes que han afectado la ciudad.

ESTUDIOS REALIZADOS: Análisis del peligro por Fenómenos de Remoción en Masa a través de la recopilación y análisis de los informes técnicos de la Administración Quitumbe, Inventario de deslizamientos a lo largo del tramo de la Quebrada Shanshayacu, 1600 metros, caracterización de las zonas inestables y levantamiento de la litología a detalle. Muestreo de los niveles de perfiles de suelo para realizar ensayos geotécnicos: corte directo y SUCS. Levantamiento topográfico a detalle mediante la utilización de Dron y cálculo del Factor de Seguridad (Slide 5.0).

PRODUCTOS ENTREGADOS: Informe de evaluación del peligro por FRM, donde se proponen medidas de mitigación en función de las causas de inestabilidad. Proyecto de titulación: Sophia Carrera Aguilar y Felipe Carlosama Morejón, abril 2017.

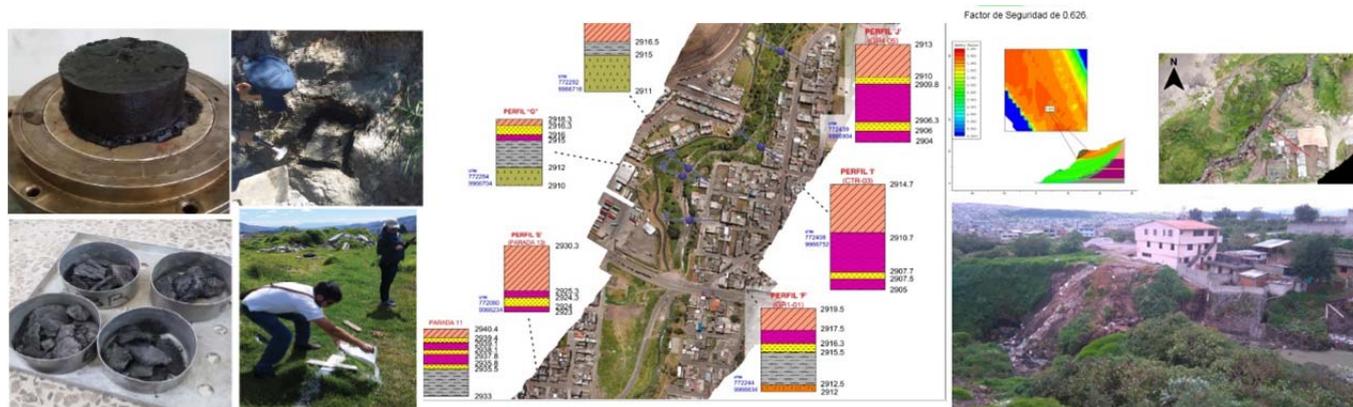


Fig. 5: Fotografías del trabajo de campo, muestreo y levantamiento topográfico con Dron. Al centro mapa resultado del levantamiento litológico a lo largo de la Quebrada Shanshayacu. Cálculo del Factor de Seguridad residual en zona inestable.

San José de Chilibulo

San José de Chilibulo es un barrio ubicado al Suroccidente de la Ciudad de Quito, al pie del Cerro Ungüi, estribación meridional del Rucu Pichincha, parte del Complejo Volcánico Pichincha. Chilibulo “Lugar o sitio del Señor”, es un asentamiento aborigen del periodo de integración, el núcleo originario es una comunidad indígena que pertenecía a un contingente de población campesina que trabajaba en las haciendas de los alrededores.

El progresivo crecimiento del barrio, dio lugar al relleno de quebradas y a los posteriores asentamientos sobre éstas, en el sector también se presentan varias galerías subterráneas, excavadas en un depósito cuaternario de ceniza del Volcán Pichincha y que fue utilizado como material de construcción. Las continuas infiltraciones han generado el colapso de algunas galerías y afectación de los rellenos, generando un fenómeno de subsidencia que ha afectado varias viviendas y calles del barrio.

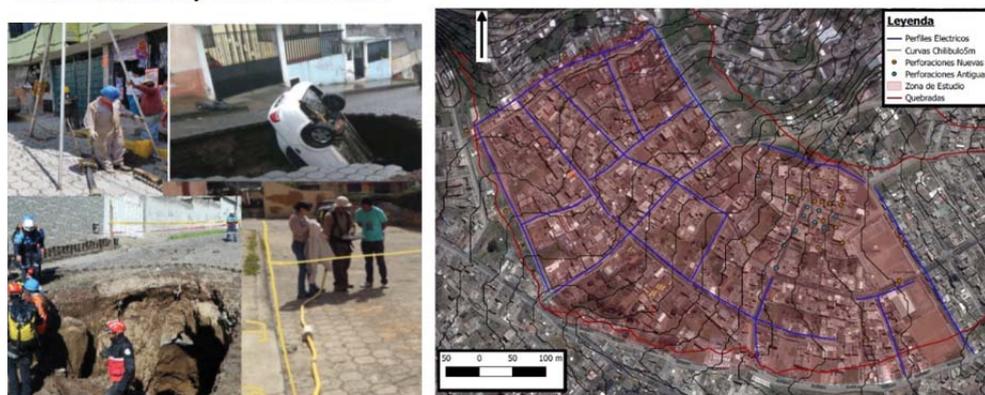


Fig. 6: Fotografías de los impactos de la subsidencia y mapa de ubicación de los ensayos geotécnicos realizados por varias consultorías y la Empresa Pública Metropolitana de Logística para la seguridad y la Convivencia Ciudadana, junio 2016..

ESTUDIOS REALIZADOS: Interpretación de la información geotécnica (45 perforaciones y 23 sondajes eléctricos verticales de distintos estudios técnicos), mapeo geológico y levantamiento de datos para caracterización litológica y estratigráfica del estrato de ceniza donde se realizaron las galerías, levantamiento de perfiles-radiogramas a través del uso de un Georadar para la identificación de galerías en el subsuelo. La integración de todos estos estudios genera una zonificación del peligro por subsidencia para aportar en el plan de reubicación de familias en zonas de alta amenaza. Proyecto de Titulación: Diego Albán Campaña, 2017.

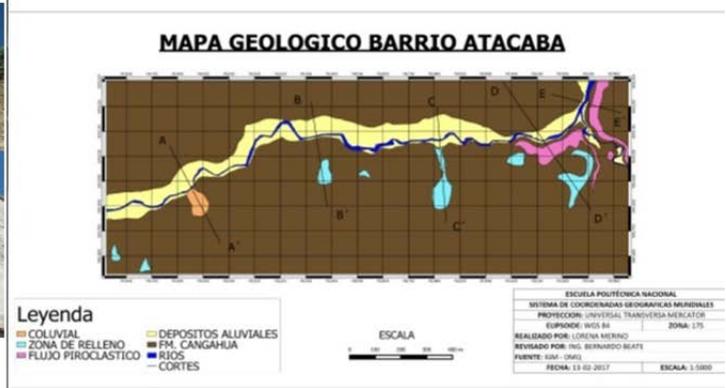
Atacaba-Carcelén Bajo

El Barrio Atacaba se encuentra ubicado en la ex-hacienda Tajamar al oeste de la Quebrada Almeida, Parroquia de Carcelén al noreste de la ciudad de Quito. El Barrio Atacaba es un asentamiento de grupos humanos campesinos de diferentes provincias que migraron hace más de 30 años a la ciudad de Quito en busca de mejor su calidad de vida. A pesar de que el barrio cuenta con todos los servicios básicos su actual problema radica en que las viviendas se encuentran construidas sin una adecuada planificación y en una zona con topografía accidentada,

sobre algunas quebradas rellenas, taludes con pendientes fuertes y cerca del Río Pusuquí, además la acción antrópica no ha sido favorable ya que la deforestación, la actividad agrícola y de pastoreo sin control hídrico erosionan y generan inestabilidad en los taludes. En este barrio se realizará un estudio de susceptibilidad a Fenómenos de Remoción en Masa a través del Método Geoestadístico Univariado para aportar a la planificación del territorio y reubicación de las familias.



Fig. 7: Fotografías del Barrio Atacaba y Mapa Geológico escala 1:5000 levantado en la zona.



ESTUDIOS REALIZADOS: Inventario de deslizamientos y mapeo geológico escala 1:5000 con columnas estratigráficas detalladas y descripción petrográfica a detalle de las principales capas muestreadas en afloramientos estables. Proyecto de Titulación: William Ormaza Nieto, 2017; Lorena Merino Chamorro, 2018.

CONCLUSIONES

A través del Programa de Vinculación con la Colectividad, en un período de dos años 2015-2017, se han realizado cinco estudios técnicos, tres están concluidos y dos en fase de estudio. El objetivo de este trabajo es aportar a la comprensión y reducción del riesgo en cada zona a través de una línea base que guíe la contratación y realización de estudios específicos posteriores y la toma de decisiones en el territorio por parte de los diversos actores: municipio, técnicos, población. Es así, como los datos generados en el programa han aportado en el plan de relocalización de diez familias en la zona de Turubamba y el Barrio San José de Chilibulo.

Los estudios de riesgo realizados corresponden a un análisis determinístico de las condiciones de amenaza y vulnerabilidad. Este análisis permite conocer los niveles de riesgos existentes y delinear medidas de mitigación para reducirlo, sin embargo es indispensable realizar un análisis probabilístico del riesgo, integrando sistemas de monitoreo técnico-comunitario que introduzcan en el estudio, las variaciones de las condiciones de amenaza y vulnerabilidad en el tiempo-espacio, para incrementar la capacidad de adaptación en el territorio.

En las cinco zonas de estudio se ha realizado una combinación de métodos tanto para la evaluación de la amenaza por movimientos en masa, así como para la evaluación de la subsidencia a través de los datos de subsuelo, lo que permite una mejor comprensión del medio físico. Los métodos de evaluación de la vulnerabilidad estructural han sido modificados para evaluar el impacto de movimientos en masa o subsidencia en las viviendas, sin embargo es necesario introducir métodos de evaluación específicos para estas amenazas.

El trabajo interinstitucional entre la universidad, las instancias del gobierno local, nacional y la comunidad, se ha constituido en una fortaleza para aportar en la resolución efectiva de la problemática de los diversos barrios. Con el objetivo de potenciar este trabajo, es necesario generar una mayor capacidad local para que la evaluación del riesgo sea más efectiva en el tiempo, considerando que son más de 90 barrios en situación de emergencia.

Agradecimientos: Dirección Metropolitana de Gestión del Riesgo del Municipio del Distrito Metropolitano de Quito (Msc. Jorge Ordóñez, Msc. Luis Albán, Msc. Gabriela Arellano, Msc. Victoria Prijodko). Departamento de Geología de la EPN (Ing. Bernardo Beate, PhD. Carolina Bernal). Instituto Espacial Ecuatoriano (Msc. Milton Ramírez, Msc. Judith Zapata), Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental de la Escuela Politécnica Nacional (Msc. Jenry Córdova, Msc. Patricio Placencia, Msc. Oswaldo Proaño), Ingenieros Consultores Asociados, ICA.

Referencias bibliográficas

- Carrera S. Carlosama F. (2017). *Análisis del Peligro por Fenómenos de Remoción en los taludes de un tramo de la Quebrada Shanshayacu, Zona Quitumbe, Distrito Metropolitano de Quito*. Proyecto de Titulación, Carrera de Geología. EPN Quito, Ecuador.
- Cupuerán, M. I. (2016). *Evaluación del riesgo por subsidencia en la zona de Turubamba, Sur de Quito, como aporte al diseño de un plan integral de gestión de riesgos del Distrito Metropolitano de Quito*. Proyecto de Titulación. Carrera de Geología. EPN Quito, Ecuador.
- Pillajo, T. (2016). *Análisis y Evaluación del Riesgo por Fenómenos de Remoción en Masa en el Barrio San Jacinto de Atacucho, Noroccidente de Quito*. Proyecto de Titulación, Carrera de Geología. EPN Quito, Ecuador.
- Proyectos Geológicos (2017). *Informes técnicos y apuntes de los trabajos de campo realizados en los Barrios Chilibulo-Suroccidente de Quito y Atacaba-Noroccidente de Quito*. Proyectos de Titulación, Carrera de Geología (Albán D. Merino L. Ormaza W). EPN Quito, Ecuador.



WORKSHOP

*Perspectivas y retos del manejo
sostenible de sedimentos en represas
Estrategias de manejo y mitigación de
impactos*



SEDIMENTACIÓN EN LOS EMBALSES DEL PROYECTO PAUTE

Luis Jerves (1)

(1) Especialista en Sedimentación. Jorge Washington N64-130 Dto. 431, Quito, Ecuador. luisjerves@yahoo.com

Abstract SEDIMENTATION IN THE RESERVOIRS OF PAUTE PROJECT

This work presents the evolution of the sedimentation in the system of cascading reservoirs of the Paute project which is still under construction. It is explained the importance of Mazar reservoir in retaining the sediments of the Paute river basin. Besides, it is addressed the consequences of not having built in a timely manner and according to the design the recommended sequence that advised to build first the most productive plant (Amaluzza Molino) and after that, without delay to build Mazar reservoir and the power station. Instead of that, there was a time span of 27 years between the two constructions. Finally, it is discussed the way in which the sediment accumulation at the foot of Amaluzza dam has been managed in order to prevent the blocking of the water intake and the bottom outlet to allow the normal operation of Molino power plant despite the sedimentation threat.

Palabras clave: embalses, sedimentación,

Key words: reservoirs, sedimentation

INTRODUCCIÓN

El proyecto Paute Integral, ubicado al sur oriente del país ha sido planificado en la actualidad con cuatro aprovechamientos en cascada con el fin de poder explotar en la mejor forma el potencial hidroeléctrico del río Paute que se produce por la migración hacia el oriente de las aguas que colecta su cuenca hidrográfica. Se espera al final de la construcción de sus cuatro aprovechamiento contar con 2352 MW instalados con lo cual este esquema será uno de los de mayor producción eléctrica del país.

En dicha cuenca de 5000 km² hasta la presa Daniel Palacios, se asientan numerosos centros urbanos con altas demografías entre los cuales está la ciudad de Cuenca, la tercera ciudad del país en número de habitantes. Además los suelos de la cuenca en gran porcentaje son utilizados intensivamente para la explotación agrícola y ganadera.

Si bien es cierto que estas prácticas son necesarias para la subsistencia de sus habitantes y su desarrollo, también implican necesariamente la remoción de la cobertura vegetal original para reemplazarla por cultivos y pastos que al no ser elementos apropiados para su protección contra la dinámica de las gotas de lluvia que suelta las capas superiores del terreno (Molina et al., 2008; Molina et al., 2012) y contra los derrumbes de las laderas que colapsan sin las debidas defensas naturales (Vanacker, 2002; Guns, 2013) tienden a hacer que la cuenca produzca sedimentos en cantidades que han afectado el funcionamiento de los embalses del sistema Paute Integral y su maquinaria hidromecánica, elementos de producción en estos aprovechamientos hidroeléctricos.

Para manejar la problemática de la sedimentación, que ya se conocía desde el nacimiento del proyecto, los diseños originales contemplaron un gran embalse de cabecera que como primer elemento aguas arriba de este aprovechamiento en cascada, junto con la regulación de caudales líquidos y con la producción de energía, cumpliría con la función de retener la sedimentación acarreada por las aguas del río Paute.

En la actualidad este embalse de cabecera, Mazar con sus generadores y turbinas a pie de presa cumplen desde el 2010, con las tres funciones que le asignaron los diseños originales.

El esquema de construcción recomendado indicaba que primero debería de hacerse la presa Daniel Palacios con el embalse Amaluzza pues la central Molino que recibe las aguas del embalse Amaluzza es el corazón energético del proyecto que en la actualidad tiene una capacidad instalada de 1100 MW. La construcción de estos proyectos se inició a mediados de la década de los 70's y para el año 1984 ya estaba en funcionamiento de esta primera etapa del proyecto Paute Integral. Inmediatamente después se tenía que haber iniciado la construcción de la presa Mazar que debería haber funcionado a partir del año 1990.

La presa Mazar comenzó a funcionar en el año 2010, es decir 20 años después de lo planificado. Recién, a partir de ese año la función de retención de sedimentos y por tanto su función como defensa de todo el proyecto Paute Integral, se ha hecho realidad.

En este ensayo se tratará de explicar el efecto que se ha tenido en el embalse Amaluzza en cuanto a la acumulación de volúmenes de sedimentación que no se contemplaron en los diseños, las medidas que se tuvieron que adoptar para impedir que esta sedimentación afecte la operatividad de la Central Molino y se explicará cuantitativamente el resultado en el embalse Amaluzza de la retención de sedimentos en Mazar una vez que comenzó a operar. Finalmente quedará claro que de ser posible es mejor hacer las cosas conforme se planifican.

EMBALSE MAZAR



Fig. 1. Presa Mazar. Paramento aguas arriba y toma de carga

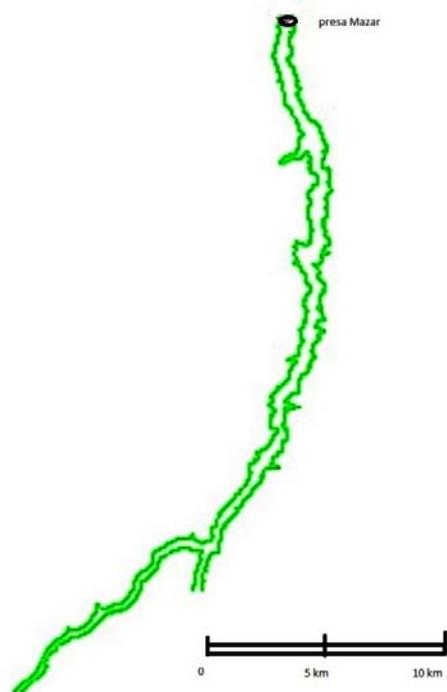


Fig. 2. Planta embalse Mazar

El embalse Mazar se forma con la entrada en funcionamiento de la presa Mazar, una presa de enrocado de 166 metros de altura y 330 metros de corona. Está catalogada como una de las presas más importantes del mundo en su clase (Fig. 1). El embalse Mazar, al igual que todos los embalse ubicados en este tipo de orografías es alargado con una longitud de 30 kilómetros y alcanza en las zonas cercanas a la presa anchos de 300 metros. En su cota máxima presenta la configuración que se ilustra en el Fig. 2. La cola del embalse finaliza cerca de la población de Paute. En general el embalse mantiene una orientación Suroeste a Noreste. El máximo nivel del embalse está en la cota 2153 metros sobre el nivel del mar (msnm), el mínimo nivel útil está en la cota 2098 msnm La capacidad inicial total de embalsamiento es 394,11 millones de metros cúbicos (MM3) y la capacidad útil para generación y regulación es 302,61MM3 (CELEC EP, 2010). Estos son los volúmenes que permitirán que el sedimento que produce la cuenca del río Paute se retengan para que el agua que sea utilizada para generación tenga bajas concentraciones de sólidos en suspensión, no cause daño en la maquinaria hidromecánica y para que no permita que se reduzcan con mucha velocidad los volúmenes útiles de los embalsamientos del sistema Paute Integral.

EMBALSE AMALUZA



Fig. 3 Presa Daniel Palacios y embalse Amaluza

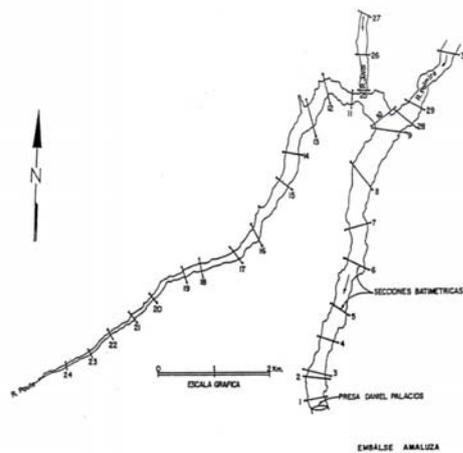


Fig. 4 Planta embalse Amaluza

La presa Daniel Palacios que permite la formación del embalse, es una presa de arco gravedad de 170 metros de altura y 400 metros de corona (Fig. 3). El máximo nivel del embalse está en la cota 1991 metros sobre el nivel del mar (msnm), el mínimo nivel útil está en la cota 1935 msnm, la toma de carga tiene su solera en la cota 1920 msnm y el eje del desagüe de fondo está en la cota 1890 msnm.

El embalse Amaluz que inició operaciones en el año 1984 está ubicado en el accidente geográfico llamado Cola de San Pablo (Fig. 4), lo que le permite que presente una morfología muy particular en su alineación longitudinal que tiene una curvatura de cerca de 180°. Inicialmente el embalse tuvo una capacidad de 120 MM³ y un volumen útil para generación de 101,5 MM³ (INECEL, 1983). Como puede observarse el embalse Mazar tiene 3 veces más capacidad en su volumen de regulación que el volumen útil del embalse Amaluz en su inicio. Hay que puntualizar que en la actualidad, con el aporte de sedimentos de 27 años durante los cuales Amaluz ha trabajado sin Mazar, la capacidad del embalse Amaluz se ha reducido en un 36,67%. Por tanto el embalse Mazar tiene en la actualidad una capacidad útil 4,67 veces mayor que la de Amaluz.

UBICACIÓN DE LOS DOS EMBALSES

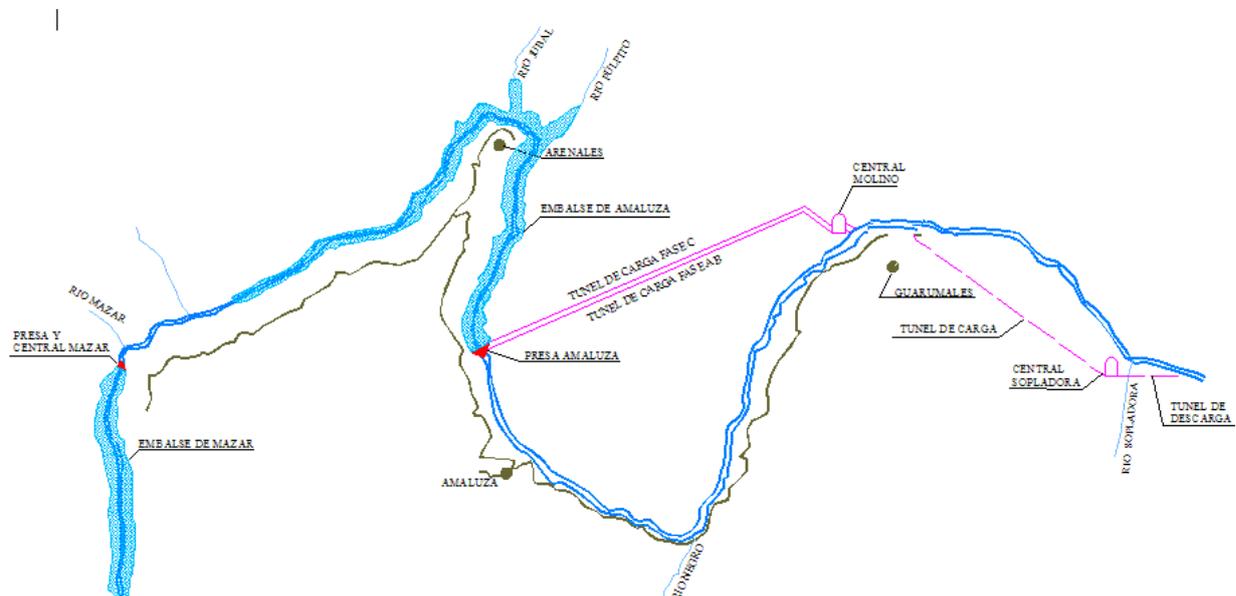


Fig. 5 Embalses Mazar y Amaluz

La cola del embalse Amaluz está a poca distancia del emplazamiento de la presa Mazar y a una distancia suficiente para permitir la restitución de las aguas que pasaron por las turbinas Francis de Mazar hacia el cauce del río Paute. La presa Mazar está ubicada inmediatamente aguas arriba de la desembocadura del río Mazar en el cauce del río Paute por lo que al no ingresar en el embalse Mazar, vierte aguas y sedimentos directamente en el embalse Amaluz junto con el río Llavircay. Esta ubicación relativa de los dos embalses se representa en la Fig. 5.

VOLUMENES DE SEDIMENTACIÓN EN EL EMBALSE AMALUZ

Conforme se manifestó antes, durante los 20 años en que el embalse Amaluz estuvo trabajando sin Mazar la sedimentación ingresó directamente a Amaluz y redujo su capacidad en forma significativa.

Hasta diciembre de 2013 el sedimento había tomado 50,53 MM³ del embalse original de 120 MM³.

Pero el problema no se ha limitado solamente a la reducción de los volúmenes de agua. Otro de los problemas ha sido la distribución de esta sedimentación en el perfil longitudinal del embalse.

Desde el inicio del trabajo del embalse Amaluz se detectó una sedimentación temprana a pie de la presa Daniel Palacios y por tanto se vio que este patrón de sedimentación representaba una amenaza para la seguridad de la operación de la central Molino. En la época del ex INECEL se hicieron los primeros estudios sobre el efecto de la sedimentación en la operación de la central Molino y se determinó que se debería implementar alguna medida para manejar la sedimentación a pie de presa y garantizar la operatividad de la central Molino evitando que se tapen con el sedimento las estructuras que permiten el ingreso de los caudales de agua a los túneles de carga para utilizarse en la generación hidroeléctrica.

DRAGADO DEL EMBALSE

Al estudiar varias alternativas se determinó que el dragado del embalse era la alternativa más práctica para manejar la sedimentación a pie de presa. El ex INECEL realizó un concurso internacional y el proveedor elegido resultó ser la empresa japonesa Kurimoto. La draga eléctrica diseñada para que alcance 110 metros de profundidad a pie de la presa Daniel Palacios fue entregada en el año 1990. Es de tipo succión con cortador hidráulico por medio de chorros y está trabajando hasta la actualidad. Su utilización es lo que ha permitido mantener despejadas las obras de toma y por tanto ha permitido una generación hidroeléctrica sin problemas en la central Molino. La draga ha logrado excluir del embalse desde el inicio de operaciones en el año 1991 un total de 8,054 MM3 (Jerves, 2013) de una sedimentación que podría haber ocasionado serias limitaciones en la generación hidroeléctrica de la central Molino en el caso de no haberse tomado la decisión del manejo oportuno de la sedimentación del embalse.

ESTADO DE LOS VOLUMENES DEL EMBALSE AMALUZA

La secuela dejada en el embalse Amaluzza por la falta de Mazar en los 27 años de trabajo ha sido la ocupación por el sedimento del volumen útil de Amaluzza de 36,65 MM3.

La función reguladora de caudales líquidos del embalse Mazar deberá compensar esta reducción de la capacidad de almacenar agua en Amaluzza con una adecuada administración de este recurso.

CONTROL DE LA SEDIMENTACIÓN POR EL EMBALSE MAZAR

Una vez que el embalse Mazar entró en funcionamiento, comenzó su tarea de retener la sedimentación que entrega la cuenca del río Paute evitando en esta forma que estos volúmenes de sólidos continúen reduciendo la capacidad del embalse Amaluzza.

Tanto el ex INECEL en su turno como en la actualidad CELEC EP UNIDAD DE NEGOCIO HIDROPAUTE han venido vigilando periódicamente la sedimentación del embalse Amaluzza desde el inicio de su funcionamiento a partir de lo cual se cuenta con el registro de la medición de volúmenes depositados en función del tiempo. Con esta información que se ha venido publicando en cada informe de batimetría (Jerves, 2013) se ha elaborado la Fig. 6 en la que es posible visualizar la forma en que se ha ido perdiendo la capacidad de agua en el embalse Amaluzza por la entrada de la sedimentación.

Es importante señalar que el estudio sobre la sedimentación acarreada por los caudales líquidos del río Paute hasta el sitio de la presa Amaluzza dieron como resultado 2,49 MM3/año (INECEL, 1982). Esta estimación se realizó con una serie de caudales líquidos y sólidos generadas con registros medidos anteriores al año 1982 cuando probablemente las condiciones de cobertura vegetal de la cuenca del río Paute eran diferentes a las de los años recientes.

Con la información de los registros batimétricos se ha estimado un promedio de los volúmenes de sedimentación para cada década desde el año 1983, año de inicio del embalse Amaluzza. Para la década de los años 80's el promedio de ingreso medido fue 2,74 MM3/año, cifra mayor que lo estimado en los estudios. Este promedio es lo que se depositó en el embalse, valor que en el cálculo del diseño, debió ser menor que lo que ingresó realmente porque el índice de retención que se puede calcular con métodos disponibles como la curva de Brune (Brune, 1953) da para las características iniciales del embalse Amaluzza valores menores al 100%.

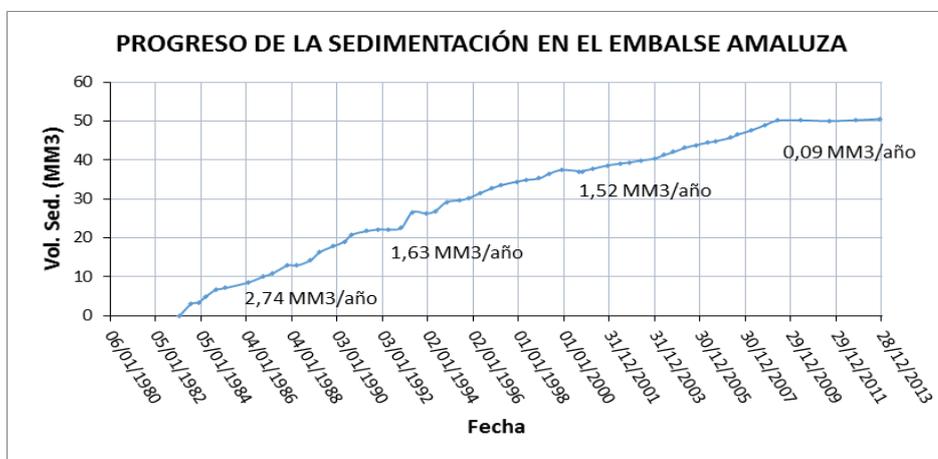


Fig. 6 Retención de la sedimentación en el embalse Amaluzza

En la década de los 90's la retención se redujo a 1,63 MM³/año debido a que el embalse ya había perdido su capacidad inicial de retención y para la década de los años 2000 el promedio de sedimentación es de 1,52 MM³/año lo que significa que gran parte de la sedimentación que ingresó al embalse Amaluzá logró transitar hacia aguas abajo por la reducción aún mayor de su índice de retención.

Finalmente a partir del año 2009, cuando se produce la entrada de Mazar la cuota de sedimentación al embalse Amaluzá se reduce drásticamente y alcanza una media para los últimos 4 años de 0,09 MM³/año.

Esto es positivo para el funcionamiento del embalse Amaluzá, que en esta forma retoma las condiciones que debió haber tenido desde hace 20 años, de acuerdo con el diseño original.

CONCLUSIONES

Una vez que se ha recuperado la condición de diseño, se ha partido de condiciones de los embalses que no fueron consideradas durante el diseño original y que es importante puntualizar para este nuevo escenario inicial.

- 1.- El embalse Mazar empieza con un volumen de almacenamiento total de 394,11 MM³. El embalse Amaluzá comienza con 69,47 MM³. Es decir, la poca capacidad de regulación que poseía inicialmente Amaluzá se ha reducido sustancialmente.
- 2.- Paradójicamente, el volumen sedimentado en Amaluzá de 50,53 MM³ que por retraso de la entrada de Mazar no se depositó en este embalse representa probablemente un par de décadas más de vida para Mazar
- 3.- Lo anterior es importante porque al cabo de la vida útil de Mazar que estará dada por la reducción de su capacidad de almacenamiento de la sedimentación, la posibilidad de hacer un dragado para recuperación de volúmenes se verá limitada por la existencia de los aprovechamientos en cascada ubicados hacia aguas abajo del cauce del río Paute.

RECOMENDACIONES

El embalse Mazar como primer elemento del proyecto Paute Integral, además de su aporte en la generación de energía, es vital como regulador de caudales y como retenedor de sedimentos. Las tasas de sedimentación en las cuencas hidrográficas suelen ser dinámicas y están en función tanto de factores naturales como humanos y las actuales y futuras tasas de aporte de sólidos de la cuenca del río Paute serán factores que determinen cual será la vida útil del sistema que protege como escudo a este desarrollo hidroeléctrico frente al embate de la sedimentación.

Conforme a los estudios realizados por científicos belgas en la cuenca del río Paute (Molina, 2007; Vanacker et al., 2007) se ha determinado que existe una fuerte influencia antrópica en la producción de sedimentos de la cuenca.

Esto lleva a recomendar que como parte del desarrollo de la cuenca del río Paute se implementen las mejores prácticas de usos de suelo y recursos hídricos que puedan llevar a la reducción de las tasa de erosión con metodologías existentes (Hudson, 1982; Vanacker et al., 2007) o que puedan investigarse en el futuro. Si es posible conseguir una reducción de las tasa de pérdida de suelos en la cuenca con el esfuerzo y disciplina de sus habitantes, las generaciones ecuatorianas futuras podrán contar durante muchos años con este gran recurso energético que nos ha regalado la naturaleza.

BIBLIOGRAFÍA

- Jerves, L. Informe sobre la Sedimentación del Embalse Amaluzá. Batimetría 57. CELEC EP, UNIDAD DE NEGOCIO HIDROPAUTE. Diciembre 2013.
- Guns, Marie, 2013. Sediment Dynamics in Tropical Mountain Regions. Ph.D. thesis, Katholieke Universiteit Leuven
- Molina, A., Vanacker, V., Balthazar, V., Mora, D., Govers, G., 2012. Complex land cover change, water and sediment yield in a degraded Andean environment. *Journal of Hydrology* 472-473, 25-35.
- CELEC EP. Manual de Operación de la Central Mazar, 2010.
- Molina, Armando, 2007. Land Use Change, Runoff and Erosion in a Degraded Catchment in the Andes, Ph.D. thesis, Katholieke Universiteit Leuven
- Molina, A., Govers, G., Poesen, J., Van Hemelryck, H., De Bièvre, B., Vanacker, V., 2008. Environmental factors controlling spatial variation in sediment yield in a central Andean mountain area. *Geomorphology* 98, 176-186.
- Vanacker, V., von Blanckenburg, F., Govers, G., Molina, A., Poesen, J., Deckers, J., Kubik, P., 2007. Restoring dense vegetation can slow mountain erosion to near natural benchmark levels. *Geology* 35, 303-306.
- Vanacker, Veerle, 2002. Geomorphic Response to Human-Induced Environmental Change in Tropical Mountain Areas, Ph.D. thesis, Katholieke Universiteit Leuven
- INECEL, División de Estudios, Departamento de Hidrología. Pronóstico de Niveles en el embalse, 1983.
- INECEL- Consultores Mazar. Informe sobre sedimentología, 1982.
- Hudson, Norman. Conservación del Suelo, Editora Reverté, 1982.
- Brune, G. M., 1953. "Trap Efficiency of Reservoirs," *Trans. Am. Geophysical Union*

SUSTAINABLE RESERVOIR SEDIMENT MANAGEMENT. AN OVERVIEW FROM WHERE WE ARE TO WHERE WE ARE HEADING

Vicente Tinoco

PhD student. Department of Landscape Architecture and Environmental Planning, University of California, Berkeley, USA.
vicente.tinoco@berkeley.edu

Humans have been building dams since centuries, as early as 7000 BC, when Jawa Dam, a 5 m high and 80 m long diversion dam, was built in Jordan. (Fahlbusch, 2009). Beavers have building dams, likely, since earlier times than humans. Ancient techniques for dam building that humans have applied for water supply, irrigation, flood control and navigation, is still relevant nowadays. Improvements in innovation, management and planning are required for building sustainable projects. Since 1880, hydropower has been the most important purpose for developing dams, or larger dams (Sternberg, 2008). A boom of dam building happened in the United States between 1930 and 1940. Currently, there are 58,519 dams worldwide, from which 36% of the dams are for irrigation purposes, 17% for hydropower, 15% for water supply, 13% for flood control, 8% for recreation, and the remaining part is for navigation, fish farming, among other usages. (ICOLD, 2016; Morris, 2015).

Concerns about the environmental have started to gain space since the 1970's. The ecological impacts, mainly related to fish barriers issues have taken a main importance effect since then. Kondolf (1997) stated that every dam trap sediments, which disrupt the river longitudinal profile. All sediment bedload and part of the suspended load is deposited upstream the dam. It reduces the reservoir capacity, and likely will impair the reservoir. The clean water, hungry water (Kondolf, 1997), released from the dam, cause the common effects downstream in the profile: channel incision, bed coarsening, loss of freshwater gravels which are good for fish spawning, encroachment of riparian vegetation and fine sediment accumulation which causes channel narrowing (Williams and Wolman, 1984), and coastal erosion. Kondolf et al., 2014 mentioned that deltas, worldwide, are shrinking for lack of sediments. In Mekong River Basin, South-East Asia, are planned 140 dams, if all them will be build, just 4% of the natural sediment load will reach the delta (Kondolf et al., 2014).

Fish migration have gained importance in specific project design and dam regulations, as well as to lower fish mortality in hydropower projects. For example, in Columbia River, USA, Cada (2001) provided an assessment to hydroelectric turbines that allow fish passage. In the process of fishes passing the turbines, they get disoriented, being more vulnerable to predation, which was one of his finding of fish mortality. In addition, in the process itself of passing the turbines, there is a portion of fishes that are injured or die. However, it is remarkable to have this kind of analysis, looking for solutions on operation and design.

A major problem is that current reservoirs are decreasing their capacity because of sediment accumulation, by an annual loss rate between 0.5 and 1% (George et al., 2016). In many cases, it is because there are not clear policy regulations in nations worldwide that include reservoir sediment management for dam planning and operation. Performing cost-benefit analysis (CBA) has been a common practice for designing dams, where usually planners has given life spans from 50 to 100 years to the projects. However, those CBA techniques are proving to be unsustainable, because several aspects such as: (i) dam removal costs, which are high, are not considered in these CBA, (ii) even if dam removal might be an option, dams are a kind of infrastructure that cannot be rebuild in the same place, because of the sediment accumulation that already have occurred, (iii) currently, many dam projects, particularly, hydropower projects, have contracts of a type Build-operate-transfer (BOT), which consists in that a developer builds and operates the project for a period during the initial decades. During this time, the developers aims to get the returns to their investment. If that modality is performed without a sustainable sediment management, it is unlikely that a project produces further benefits, when it turns to the contract entity, such as national electric companies. (Morris, 2016; George et al., 2016; Morris, 1995).

Although, there are successful sediment management cases on regulated rivers, and in reservoirs in series, still these insights are not successfully spread to designers and planners, and dam projects are commonly designed for water, without proper approaches on sediments and fish habitat. Kondolf et al. (2014) described sediment management strategies applied successfully on selected projects in the five continents, such as (i) bypass sediment channel applied n projects in Japan and Switzerland, (ii) sediment sluicing and turbidity current venting applied in projects in Yellow River, China, (iii) integrated flushing sediment for dam series applied on 19 dams in the Rhone River from the Alps in Switzerland and France, to the delta in the Mediterranean Sea in the latter country, among additional techniques. In addition, Kondolf et al. (2014) provided recommendations for successful sediment management, which are key aspects in planning process: (i) dam location, (ii) correct estimation of sediment production and design structures and plans for sediment management, (iii) it is important to consider the project as part of a basin, and integrate the operation with other uses, even if the basin is a transboundary river.

Global hydropower generation is expected to increase by a 70% by 2035 (Black, M., 2016). Countries with emergent economies, mainly in Asia, Africa, and Latin America, are building dams for that purpose. 151 new hydroelectric dams larger than 2MW are planned in Andean tributaries of the Amazon over the next 20 years, in Colombia, Bolivia, Ecuador and Peru, increasing hydropower capacity in the area by 300%, without including dams

in the Brazilian lowlands (Finer and Jenkins, 2012). The Andes Mountains, which run the length of South America, provide the countries with rivers with steep slopes and high discharges, resulting in many potential hydropower generation sites, but high sediment loads of these steep Andean tributaries make sediment problems likely. The earlier the start on implement sustainable sediment management on dam planning and regulations, the better and most cost effective are the solutions, also aiming to keep projects operative for longer terms.

References

- Cada, G. (2001) The Development of Advanced Hydroelectric Turbines to Improve Fish Passage Survival, *Fisheries*, 26:9, 14-23
- George, M.W., Hotchkiss, R.H. and Huffaker, R. (2016) Reservoir Sustainability and Sediment Management. *Journal of Water Resources Planning and Management*.
- Fahlbusch, H. (2009) Early dams. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers - Engineering History and Heritage* 162:1, 13-18
- Finer M, and Jenkins CN. (2012). Proliferation of Hydroelectric Dams in the Andean Amazon and Implications for Andes-Amazon Connectivity. *PLoS ONE* 7(4):e35126
- ICOLD. (2016) Register of Dams. International Commission on Large Dams (ICOLD) http://www.icold-cigb.org/GB/world_register/general_synthesis.asp
- Kondolf, G. M., Gao, Y., Annandale, G., Morris, G., Jiang, E., Zhang, J., Cao, Y., Carling, P., Fu, K., Guo, Q., Hotchkiss, R., Peteuil, C., Sumi, T., Wang, H.-W., Wang, Z., Wei, Z., Wu, B., Wu, C., Yang, C. T. (2014). Sustainable sediment management in reservoirs and regulated rivers: Experiences from five continents. *Earth's Future* 2 (5), 256–280.
- Kondolf, G.M. (1997) PROFILE: Hungry Water: Effects of Dams and Gravel Mining on River Channels. *Environmental management*, 21(4), pp.533-551.
- Morris, G.L., (2016) Reservoir Sustainability Best Practices Guidance. Extending the Life of Reservoirs. Chapter 9, 149-161.
- Morris, G.L., (1995) Reservoirs and the Sustainable Development of Water Resources. *Sediment Management and Erosion Control on Water Resources Projects*, pp.15-19.
- Sternberg, R., 2008. Hydropower: Dimensions of social and environmental coexistence. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 12(6), pp.1588-1621.
- Williams, G. P., and M. G. Wolman. (1984) Downstream effects of dams on alluvial rivers. *US Geological Survey Professional Paper* 1286.
- Zarfl, C., Lumsdon, A., Berlekamp, J., Tydecks, L., and Tockner K. (2015). A global boom in hydropower dam construction. *Aquatic Sciences* 77 (1), 161–170.

RESPUESTA HIDROGEOMORFOLÓGICA DE LA CUENCA DEL RÍO GUAPO (ESTADO MIRANDA, VENEZUELA) ANTE LAS LLUVIAS EXTRAORDINARIAS DE DICIEMBRE DE 1999 Y EL COLAPSO DE LA PRESA EL GUAMITO

W. Méndez

Departamento de Construcciones Civiles, Universidad Técnica de Manabí, Av. J. M. Urbina EC130105, Portoviejo, Manabí, Ecuador. williamsmendez@gmail.com

Abstract (Hydrogeomorphological response of the Guapo river basin (Miranda state, Venezuela) to the extraordinary rains of December 1999 and the collapse of the El Guamito dam): *The infrastructure of the original Guapo river dam project at El Guamito site (Miranda state, Venezuela), built and commissioning during the 1975-1977 period, collapsed in December 1999 as a result of the extraordinary rains observed at that time, which generated maximum discharges with magnitudes higher than the design discharge of the work. Therefore, it is necessary to analyze the relationship between the hydrogeomorphological response of the Guapo river basin generated by this extraordinary rains event, the characteristics of the physical and biological media, and the conditions that these determined for the collapse of the dam. Variables of the physical and biological media, in particular climatic and hydrological aspects, were characterized. Morphometric parameters of the basin and its drainage network were measured and calculated. Topographic and geomorphological features were described with the construction of profiles. The physical and biological elements (geology, relief, geomorphology, topography, soil, vegetation, climate, drainage and hydrology) that coexist in the area of the basin have an important influence on the hydrogeomorphological responses of the system (floods, sediment production and haulage and mass movements). The morphometric characteristics of the basin indicate a high correspondence between these aspects and the collapse of the spillway, since they favoured the high discharges that were estimated at the dam site during the occurrence of this adverse event.*

Palabras clave: cuenca de drenaje, respuesta hidrogeomorfológica, lluvias extraordinarias, infraestructura hidráulica

Key words: drainage basin, hydrogeomorphological response, extraordinary rains, hydraulic infrastructure

INTRODUCCIÓN

El represamiento del río Guapo en el sector conocido como sitio de presa “El Guamito” (estado Miranda, Venezuela), representa uno de los principales elementos del sistema costanero de almacenamiento y abastecimiento hídrico de la sub-región de Barlovento (Comisión ad-honorem, 1980), construida principalmente para el suministro de agua potable, control de crecientes, y riego para las actividades agrícolas.

Esta estructura hidráulica (presa original construida y puesta en operación en el período 1975-1977) se vio vulnerada en Diciembre de 1999, manifestado en el colapso del aliviadero principal, como consecuencia de las lluvias extraordinarias registradas para esa fecha, y gastos máximos ($310 \text{ m}^3/\text{s}$) observados en el sitio de presa muy por encima del caudal máximo de diseño ($101,8 \text{ m}^3/\text{s}$) (Liendo, 2000). En cuarenta minutos, aproximadamente, se liberó un volumen de agua por el orden de los 120 hm^3 , lo cual produjo una onda de crecida, cuyo pico fue estimado entre 7 y 12 metros según Suárez (Córdova & González, 2006).

El colapso de esta estructura generó en la región cuantiosos daños y pérdidas humanas en varios centros poblados, así como materiales, expresados en los sectores vivienda, salud, educación, vialidad, agua potable, líneas de servicios y agrícola. El puente de la carretera nacional que une a la región barloventeña con el oriente del país, fue destruido por la onda de crecida. Centros poblados principales de la región como Río Chico y San José de Río Chico, quedaron totalmente inundados y sin servicio de agua potable.

Uno de los aspectos principales que contribuyó con el colapso de la estructura de manera indirecta, tuvo que ver con un dimensionamiento y diseño inadecuado de la presa, como consecuencia de deficiencias en el diseño y las estimaciones hidrológicas consideradas para la obra, específicamente relacionadas con la subestimación de la magnitud (caudal pico) de la crecida milenaria, el no considerarse la ocurrencia de crecidas complejas (influyen de manera importante en el volumen de agua descargado), entre otros (Córdova & González, 2006).

La reconstrucción de la presa El Guamito, además de las mejoras en el diseño estructural, hidrológico e ingenieril de la obra, requiere de la reconsideración de algunos elementos de los medios físico y biológico que intervienen y determinan en gran medida el comportamiento y la dinámica hidrogeomorfológica de la cuenca del río Guapo, y que también influyeron de manera indirecta en el colapso de la infraestructura.

Estas consideraciones determinan como propósito fundamental de este trabajo, analizar la relación entre la respuesta hidrogeomorfológica de la cuenca del río Guapo generada por las lluvias extraordinarias de diciembre de 1999, las características de los medios físico y biológico, y las condiciones que determinaron el colapso de la presa El Guamito.

ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca del río Guapo tiene ubicación geográfica en la región centro norte del territorio venezolano, específicamente en la parte oriental del estado Miranda, en la denominada sub-región de Barlovento. La localización de la cuenca está definida por las coordenadas geoastrómicas: 65°50' – 66°09' de latitud norte y 09°56' – 10°22' de longitud oeste (Figura 1). Forma parte de la jurisdicción del municipio Páez del estado Miranda. Desde el punto de vista fisiográfico, se ubica en la provincia orográfica Cordillera de la Costa (Sistema Montañoso del Caribe) en su tramo central, emplazándose en el sector oriental de la vertiente norte de la serranía del Interior.

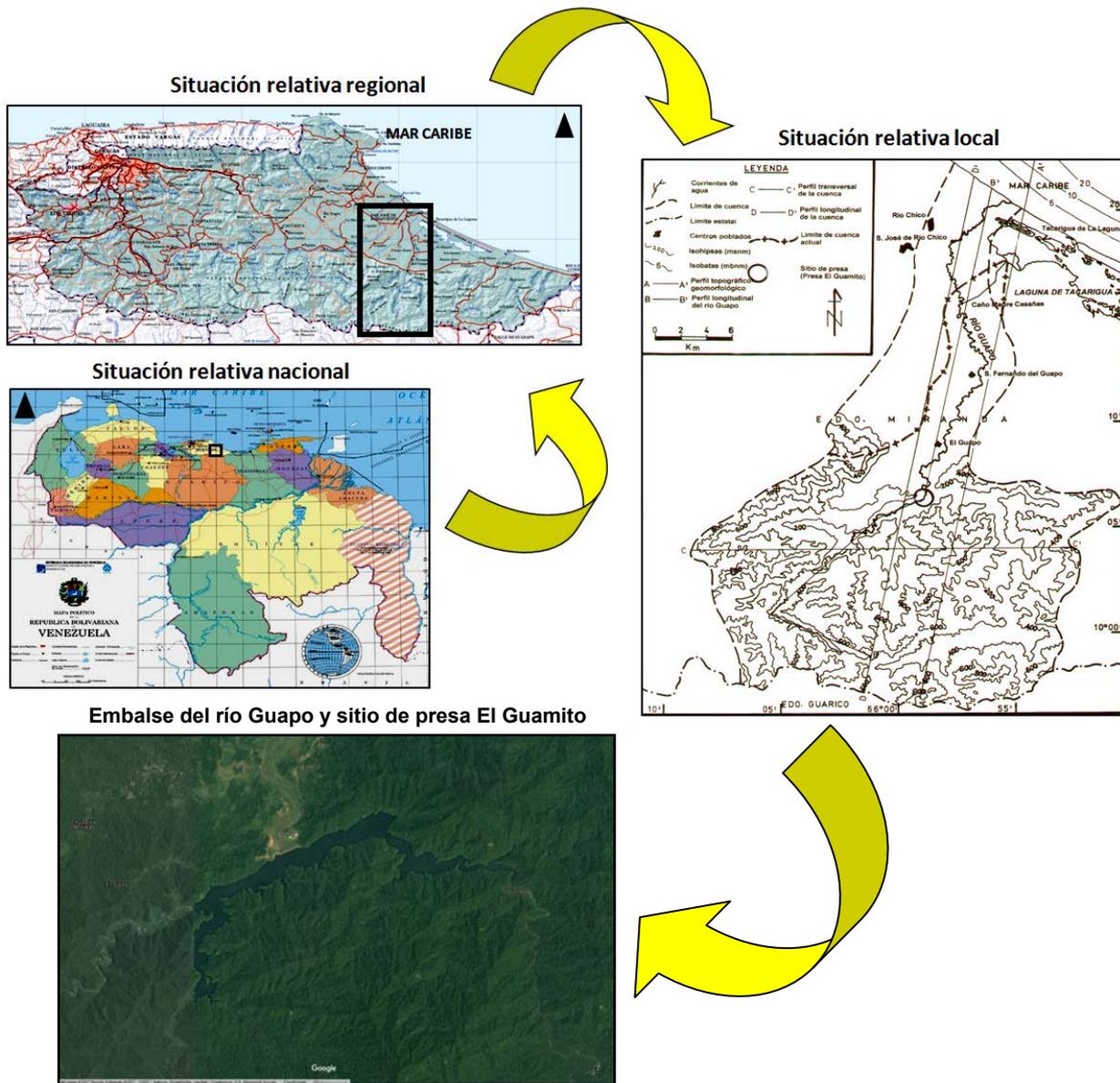


Fig. 1: Localización de la cuenca del río Guapo, embalse del río Guapo y sitio de presa El Guamito, estado Vargas, Venezuela.

La geología está constituida por afloramientos de rocas metavolcánicas del litodemo Las Hermanas (Grupo Villa de Cura) (Urbani, 1997) y, en mayor proporción, por rocas sedimentarias pertenecientes a las unidades litológicas San Antonio (Furrer & Castro, 1997), Guárico (Yoris & Kiser, 1997) y su Miembro Los Cajones (Yoris, 1997), Naricual (Kiser, 1997), Quebradón (Macsoy, 1997), El Guapo y aluviones (Ministerio de Minas e Hidrocarburos [MMH], 1976; Hackley et al., 2006). El relieve en la parte alta del área (sector montañoso) se distingue principalmente por la presencia de unidades geomorfológicas correspondientes a valles fluviales, filas montañosas y vertientes; y en la parte baja por valles mucho más amplios y planicies aluviales o de inundación, entre las que destaca la del río Guapo (Carrero et al., 1983).

Los tipos climáticos predominantes en la parte alta de la cuenca son de selva tropical (Am) y de selva tropical monzónico (Af), con un promedio pluviométrico anual que supera los 2.000 mm; mientras que en la parte baja del

sector, el tipo climático es tropical lluvioso de sabana (Aw), con promedios pluviométricos anuales que no superan los 1.500 mm (Foghin, 2002); las temperatura media anual es de 26,5 °C (régimen isotérmico) y la evaporación de 1.823,3 mm (Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales, Dirección de Hidrología y Meteorología [MARN-DHM], 1993). Las formaciones vegetales que coexisten en un gradiente altitudinal, desde la línea de costa hasta la parte más alta del área (fila Maestra), están representadas por manglares, espinares, matorrales y bosques (Carrero et al., 1983).

Las características de los suelos los definen dentro de los órdenes entisoles, inceptisoles, alfisoles y ultisoles (Marín et al., 1981). El uso actual de la tierra está determinado por actividades agrícolas, ganaderas, urbanas, recreacionales y vacacionales (Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables [MARNR], 1980; Maraven, 1988).

METODOLOGÍA

Se delimitó y sectorizó a la cuenca del río Guapo en alta, media y baja, con base en criterios geomorfológicos, topográficos e hipsométricos, a partir de la compilación, ensamblaje y construcción del mapa base del área de estudio, empleando cartas topográficas a escala 1:100.000 obtenidas en la Dirección de Cartografía Nacional del Ministerio de Obras Públicas [MOP-DCN] (1970).

Los elementos y/o factores de los medios físico y biológico (geología, geomorfología, topografía, suelos, vegetación, drenaje e hidrología) que determinan las condiciones hidrogeomorfológicas en la cuenca del río Guapo, se caracterizaron a partir de la recopilación y análisis de información bibliográfica y técnica sobre el área de interés, así como de la cartografía temática existente.

La caracterización climática se realizó a partir del análisis de datos (promedios y totales mensuales y anuales) de parámetros climatológicos (precipitación, temperatura y evaporación) correspondientes a las estaciones pluviográficas El Guapo y San José de Río Chico y a la climatológica Tacarigua de Mamporal, para el período 1964-1978, suministrados por el MARN-DHM (1993).

Se realizaron mediciones y cálculos de los principales parámetros morfométricos de la cuenca (área, perímetro, longitud, diámetro, relieve máximo, tasa de relieve y altitudes) y su red de drenaje (densidad de drenaje, textura de la red, tipo de red, órdenes de los cauces, número de cauces por orden, relación de bifurcación, longitudes de los cauces por orden, relación de longitud, pendiente de los cauces por orden y relación de pendiente), a partir de las cartas topográficas a escala 1:100.000.

Se describieron los rasgos y elementos topográficos de la cuenca, con base en el análisis e interpretación del mapa base del área de estudio, y en el levantamiento de perfiles geomorfológico (longitudinal) y topográficos (longitudinal y transversal) de la cuenca, y del cauce principal (perfil topográfico longitudinal) del río Guapo. El ordenamiento y la jerarquización de la red de drenaje, se realizó siguiendo los criterios de Horton (1945) y Strahler (1964).

La caracterización del comportamiento y régimen hidrológico del río Guapo, se realizó a partir del análisis e interpretación de datos de precipitación, caudales y coeficientes de escurrimiento (promedios mensuales) en el sitio de presa El Guamito, para el período 1967-1996 (CGR Ingeniería, 2000).

ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

El Evento Hidrometeorológico de Diciembre de 1999 y el Colapso del Aliviadero de la Presa El Guamito: Causas, Consecuencias y Correctivos

Una situación meteorológica tropical atípica a escala sinóptica, fue el escenario que determinó el evento de lluvias extraordinarias ocurridas en Diciembre de 1999, las cuales afectaron principalmente a la región centro norte de Venezuela, incluyendo al sector en el que se localiza la cuenca del río Guapo. Las intensas y prolongadas precipitaciones que se concentraron mayoritariamente durante los días 14, 15 y 16, estuvieron relacionadas con una perturbación atmosférica definida como una vaguada en altura combinada con restos de frente frío, que se estacionó frente a las costas del Litoral Central venezolano, posiblemente bloqueada por la presencia de un cinturón de alta presión hacia el este, persistiendo su presencia durante casi todo el mes, la cual se prolongó con consecuencias menos graves hasta principios del 2000 (Andressen & Pulwarty, 2001; Foghin, 2001).

Este evento de lluvias extraordinarias de Diciembre de 1999, determinó las condiciones hidrológicas que condujeron al colapso del aliviadero de la presa El Guamito en cuarenta minutos aproximadamente, liberando un volumen de agua del orden de los 120 hm³ (120.000.000 m³) que produjo una onda de crecida, cuyo pico fue estimado entre 7 y 12 metros (Córdova & González, 2006). Aproximadamente 150.000.000 m³ de agua inundaron toda la planicie de desborde del río Guapo, aguas abajo del sitio de presa. La falla del aliviadero se produjo al ser sobrepasada su capacidad de descarga (101,8 m³/s) por caudales máximos observados en el sitio del orden de los 310 m³/s (Liendo, 2000), formándose una brecha en el contacto de la presa con el estribo izquierdo ("flyphsch" de

alternancia de lutitas con areniscas de la Formación Guárico, intensamente diaclasada) (Spilimer, S. A. & Vialpa Camargo y Correa, s. f.). El exceso de agua que circulaba por el aliviadero se desbordó por los laterales del mismo, socavando los materiales de la pantalla de la presa de cara aguas abajo, sobre los cuales se soportaba. El boquete de la ruptura alcanzó 60 m de ancho en su base (Grases et al., 2000) (Figura 2).



Fig. 2: Imágenes del colapso del aliviadero de la presa El Guamito en su estribo izquierdo: (a) desborde lateral del exceso de agua que circulaba por el canal del aliviadero y socavación del talud sobre el que se asentaba; (b) momento en el que el aliviadero se destruye por completo e inicia la salida de la onda de crecida; (c) vaciado del embalse a través del boquete originado por la erosión del agua posterior al colapso del aliviadero, e inundación aguas abajo del sitio de presa; y (d) boquete en el estribo izquierdo de la presa, a través del cual se observa el área del embalse vaciada en su totalidad. Fotografías de HIDROVEN.

Entre los daños y pérdidas causados por el colapso de la presa en la sub-región de Barlovento, Grases et al. (2000) reportaron afectaciones en los sectores población (7.375 personas afectadas, 5.236 damnificados y 300 muertos (estimado)), centros poblados (7 desaparecidos y un total de 13 afectados), vivienda (790 destruidas, 1.500 afectadas y pérdidas en general de 4 millardos), salud (1 hospital y 100 ambulatorios inundados), educación (30 centros educativos con daños menores hasta daños graves), vialidad (destrucción de 2,5 Km de la carretera nacional hacia oriente y 3 puentes, y pérdidas generales de 6 millardos en vías de comunicación), agua potable (afectación de 9 Km de conducción de agua potable, la presa suministraba el 70% del agua potable para la sub-región de Barlovento), eléctrico (desplome de 9 torres de la línea de 230 Kw y caída de postes) y agrícola (60% de las siembras de Barlovento quedaron bajo las aguas, pérdidas por 11 millardos en cultivos).

Una de las principales causas indirectas que influyeron en el colapso de la presa El Guamito, es atribuida por González & Córdova (2006) a deficiencias en el diseño hidrológico del proyecto original, y en particular con la subestimación del hidrograma de la crecida milenaria seleccionada para el diseño del aliviadero, lo cual estuvo determinado por errores metodológicos como: (a) suponer que los caudales extremos siguen una distribución de Eventos Extremos Tipo I o Gumbel; (b) sobreestimar las pérdidas o abstracciones, con la consiguiente subestimación de los hietogramas efectivos asociados a diferentes períodos de retorno; (c) falta de calibración del modelo de crecidas; y (d) no considerar la ocurrencia de crecidas complejas, donde el volumen de la misma pasa a ser tan importante como el caudal máximo del hidrograma asociado.

En el nuevo diseño hidrológico desarrollado por González & Córdova (2006) para la nueva infraestructura hidráulica (aliviadero), se consideraron los siguientes aspectos metodológicos: (a) se calibraron los modelos hidrológicos en la cuenca vecina del río Cuira, cuyas características morfométricas, de vegetación y uso de la tierra son muy similares; (b) se estimaron los hidrogramas de caudales de las crecidas extremas, utilizando modelos de crecidas similares a los descritos en el programa HEC-HMS desarrollado por el U. S. Army Corps of Engineers [USACE] (2000); (c) los modelos calibrados se aplicaron en la cuenca del río Guapo hasta el sitio de presa El Guamito, lo cual permitió la estimación de sus hidrogramas de crecidas desde 5 hasta 1000 años de períodos de retorno, además de la precipitación máxima probable y el hidrograma de la crecida máxima probable; y (d) se realizó un análisis probabilístico de la ocurrencia de secuencias de tormentas para varios días de agregación, de gran utilidad en la definición de los volúmenes que tiene el embalse antes de la llegada de la crecida de diseño. La principal limitación en este nuevo diseño fue la ausencia de información hidrométrica de la cuenca del río Guapo.

La nueva obra hidráulica iniciada en el 2003, contempló un tipo de presa de tierras zonificada y concreto compactado con rodillo en la brecha producida por la falla del aliviadero anterior, con un volumen del terraplén de 2.570.000 m³. Se diseñó un aliviadero de túnel en el estribo izquierdo y de canal en el lado izquierdo de la presa, el primero con sección de herradura, y el segundo del tipo frontal recto de descarga libre, para una descarga máxima de 2.700 m³/s. Se diseñó también una obra de toma en el estribo derecho de la presa del tipo selectiva inclinada para un caudal máximo de 6 m³/s (Spilimerg, S. A. & Vialpa Camargo y Correa, s. f.) (Figura 3).



Fig. 3: Las dos imágenes superiores muestran los trabajos inherentes a la construcción y desarrollo de la nueva infraestructura hidráulica (aliviadero), iniciados en el 2003. En las imágenes inferiores, a manera de comparación, se observan (a) el nuevo aliviadero (imagen izquierda) redimensionado y (b) el aliviadero de la obra original (imagen derecha) del represamiento del río Guapo. Fotografías de HIDROVEN.

Los Medios Físico y Biológico como Condicionantes de las Respuestas Hidrogeomorfológicas de la Cuenca del Río Guapo

Uno de los elementos de mayor peso en la susceptibilidad del medio físico frente a los procesos de meteorización y erosión, y que por ende define los niveles de erodabilidad del substrato, profundidad de los perfiles o mantos de alteración, y la producción y el acarreo de sedimentos, lo constituye la litología, determinados por la naturaleza de las rocas que afloran en superficie, su estructura, textura, mineralogía, propiedades físicas y químicas. En el caso de la cuenca del río Guapo, afloran una unidad de rocas metavolcánicas (Litodemo Las Hermanas del Grupo Villa de Cura de edad Cretácico Medio) constituida por aglomerados, metatobas y metalavas volcánicas (Urbani, 1997); seis unidades de rocas sedimentarias conformadas por las formaciones San Antonio (calizas, lutitas y areniscas de edad Cretácico Tardío) (Furrer & Castro, 1997), Guárico ("flysch" de alternancias de lutitas con areniscas de edad Cretácico - Paleoceno-Eoceno) (Yoris & Kiser, 1997), Miembro Los Cajones de la Formación Guárico ("flysch salvaje" dentro de una asociación turbidítica análoga a las facies "flysch" de la Formación Guárico de edad

Cretácico tardío – Paleoceno-Eoceno Temprano) (Yoris, 1997), Naricual (lutitas, areniscas, limolitas, lignitos y ftanitas de edad Oligoceno Tardío – Mioceno Temprano) (Kiser, 1997), Quebradón (lutitas, lignitos, areniscas y conglomerados de edad Oligoceno Tardío – Mioceno Medio) (Macsoy, 1997) y El Guapo (conglomerados, gravas, arenas, limos y arcillas de edad Pleistoceno); y finalmente, por depósitos de aluviones (cantos rodados, gravas, arenas, limos y arcillas de edad Holoceno) que ocupan los fondos de valle y llanuras de los ríos principales (MMH, 1976; Hackley et al., 2006).

De todas las unidades litológicas expuestas en la cuenca de recepción del río Guapo, la de mayor importancia por su alto nivel de erodabilidad y aporte en la producción de sedimentos, es la Formación Guárico (alternancia de lutitas y areniscas), cuya superficie de afloramiento representa más del 62% del área total de la cuenca hasta el sitio de presa. Otras de sus características resaltantes que condicionan su alta sensibilidad a los procesos erosivos, es que está intensamente fracturada (patrones de diaclasas) (RGR Ingeniería C. A. & MARN, 2000), cuyos planos estructurales aunados a los planos de estratificación de la unidad, representan superficies de debilidades ante la acción mecánica de agua; y por otro lado, en su composición mineralógica (cuarzo, feldespatos, clorita, muscovita, pirita, epidoto, circón, rutilo, apatito, prehnita, microclino, biotita, turmalina, magnetita y leucoxeno) (Yoris & Kiser, 1997) dominan algunos tipos de minerales con altos grados de alteración química por acción de las aguas meteóricas, entre los que destacan los feldespatos y las micas.

La geomorfología en las cuencas media y alta o cuenca de recepción (hasta el sitio de presa), se distingue por la presencia de unidades de filas montañosas, vertientes y valles fluviales (Carrero et al., 1983), típicos de un paisaje montañoso de alta energía y avanzado estadio denudacional, en el que el entalle o disección vertical de la red de drenaje ha jugado un papel importante en su evolución. En este sector montañoso, la morfodinámica está determinada por la presencia de pendientes fuertes y muy fuertes ($> 45^\circ$), alta susceptibilidad a los procesos erosivos y de remoción en masa, suelos muy superficiales, poco profundos y excesivamente húmedos y frecuentes crecidas e inundaciones (Strebin, 1989).

En atención a los parámetros morfométricos del sistema, y en específico a los referidos a su geometría, la cuenca del río Guapo ocupa una superficie total de 594,4 Km² hasta la desembocadura del río en el mar Caribe, al oeste de la laguna de Tacarigua y del centro poblado Tacarigua de la Laguna, y de 477,9 Km² (80% del total de la superficie de la cuenca) hasta el sitio de presa El Guamito en el sector montañoso. Además, tiene un perímetro de 142 Km, una longitud de 39,4 Km y un diámetro de 33 Km, dimensiones que la clasifican como una cuenca de tamaño intermedio con un área de recepción importante, en lo que ha captación de precipitaciones se refiere, y a los consecuentes caudales de crecidas que se generan. Las altitudes presentan un rango que va desde 0 msnm (línea de costa) hasta 1000 msnm (fila Maestra), lo que determina un relieve o desnivel máximo hasta la desembocadura del río de 1000 m, y hasta el sitio de presa de 930 m, y tasas de relieve de 25,38 m/Km (0,025) y 48,95 m/Km (0,049) respectivamente. Las pendientes topográficas en el sector montañoso de la cuenca presentan valores entre 10% y 100%, determinando importantes gradientes sobre el terreno; y en el caso del cauce principal del río Guapo, los valores están en un rango de 5% desde la naciente hasta 0,52% en su tramo final (desembocadura). Estas características definen para el área montañoso de la cuenca un relieve accidentado con vertientes de considerables inclinaciones, rasgos que propician con gran peso, procesos de escurrimiento, erosión, de remoción en masa y arrastre de sedimentos.

La cuenca del río Guapo está conformada por cinco subcuencas principales correspondientes a los ríos Guapo, Guayas, Chiquito, Batatal y Aragua, tributarias todas con sus caudales al sitio de presa El Guamito. El río principal del sistema es El Guapo, cuya naciente se encuentra cercana a la fila Maestra. La red de drenaje es de tipo dendrítica, lo cual es un reflejo del control litológico predominante en la cuenca de recepción, con un espaciamiento o distribución que determinan una textura y densidad de drenaje alta, aunque el valor estimado (0,95 Km/Km²) sobre cartas topográficas a escala 1:100.000, no permite apreciarlo como mejor aproximación. El río Guapo exhibe un trazado sinuoso a lo largo de la mayor parte de su recorrido, encajado en su propio valle que ha modelado, y aunque no es un patrón de canal típico de ambientes montañosos, probablemente sea una respuesta frente a su represamiento y a la erodabilidad de la litología sobre la que discurre, que lo han forzado a definir un nuevo perfil de equilibrio aguas arriba del sitio de presa (nivel de base local). La red de drenaje presenta un orden máximo de 5 con una magnitud de 152 (cauces de orden 1) que la definen como un sistema de importante torrencialidad y considerable extensión, una longitud total de cauces de 567,1 Km, relaciones de bifurcación entre 2 y 4,5, relaciones de longitud entre 1,3 y 3,5 y relaciones de pendientes entre 0,13 y 0,48. Estas características son indicadoras de un drenaje bastante efectivo, tanto de caudales líquidos como de caudales sólidos, tributario al área de embalse del río Guapo.

El régimen pluviométrico anual en el área se caracteriza por ser de tipo bimodal, tanto en el sector de la planicie fluvio-marina de Barlovento, como en el sector montañoso (cuenca de recepción), con montos promedios mensuales que superan los 35 mm en todos los meses. En el caso del sector bajo del área (estaciones San José de Río Chico y Tacarigua de Mamporal), se presentan dos picos de máximas precipitaciones, uno mayor en el mes de Noviembre con promedios mensuales entre 242,2 mm y 255,1 mm, y otro de menores montos en el mes de Julio con valores entre 148,2 mm y 158,1 mm; y dos picos de mínimas, el primero en el mes de Marzo con montos entre 37,3 mm y 53,9 mm, y el segundo entre los meses de Agosto y Septiembre con montos de 142,5 mm y 129,6 mm respectivamente. La distribución temporal de los picos de máximas y mínimas precipitaciones en el sector

montañoso del área de estudio (estación El Guapo), sigue el mismo patrón que en el sector bajo, pero con montos de lluvias significativamente superiores en todos los meses, dos picos de máximas de 296,9 mm (Julio) y 280,6 mm (Noviembre) y dos picos de mínimas de 69,9 mm (Marzo) y 196,6 mm (Septiembre). Los montos de máximas precipitaciones que se observan en el mes de Julio en toda la región, están asociados al emplazamiento e influencia de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) sobre el territorio venezolano para esa época del año (verano en el hemisferio norte); mientras que los que se observan en el mes de Noviembre, están determinados por el paso de perturbaciones e inestabilidades atmosféricas, o por la influencia de situaciones meteorológicas extratropicales que se desplazan hacia el margen costero venezolano a finales de año (se aproxima el solsticio de invierno para el hemisferio norte). Los promedios anuales en el sector bajo están entre 1.474,7 mm y 1.551,5 mm, y de 2.286,2 mm para el sector montañoso, lo que denota un gradiente pluviométrico ascendente marcado por la interposición de la orografía (serranía del Interior), que obliga a ascender de manera forzada a las masas de aire cargadas de humedad (vientos Alisios del NE), y que se quedan represadas en la cuña montañosa (bordes orográficos occidental y meridional de la planicie fluvio-marina de Barlovento) que forman las estribaciones orientales de las serranías del Litoral y del Interior en su tramo central. El 80% de las precipitaciones que caen en el área a lo largo del año, se concentran mayoritariamente en el segundo semestre del año (Junio-Diciembre), por lo que es en este lapso de tiempo donde existen las mayores probabilidades de ocurrencia de eventos de precipitaciones extraordinarios, que pueden originar crecidas e inundaciones.

El río Guapo tiene un régimen hidrológico o fluviométrico anual de comportamiento bimodal, muy similar en sus variaciones y distribución temporal al del régimen pluviométrico, lo cual es un resultado de las relaciones directas entre los procesos hidrológicos de lluvia y escorrentía. Los caudales promedios mensuales simulados para el período 1967-1996 hasta el sitio de presa El Guamito, en general son todos de bajas magnitudes, ubicados en un rango comprendido entre 3,41 m³/s y 12,17 m³/s, y los coeficientes de escorrentía entre 0,46 y 1,64. Los dos picos de máximos caudales promedios mensuales se observan para los meses de Agosto (11,22 m³/s) y Diciembre (12,17 m³/s) con coeficientes de escorrentía de 1,52 y 1,64 respectivamente; y los dos picos de mínimos se presentan en los meses de Marzo (3,41 m³/s) y Octubre (8,56 m³/s) con correspondientes coeficientes de escorrentía de 0,46 y 1,16. El caudal promedio anual es de 7,40 m³/s. Los valores de otros parámetros hidrológicos de interés del río Guapo en el sitio de presa El Guamito, consideran un volumen escurrido medio anual de 195.600.000 m³, un caudal medio aguas abajo del sitio de presa de 2,2 m³/s, y un volumen de sedimentos retenidos en la presa de 24.000 m³/año (Isava, 1975).

La vegetación predominante en el área montañosa de la cuenca corresponden todas al bioma bosque, en específico existen las formaciones vegetales bosque tropical siempreverde de cobertura densa, bosque tropical semidecídulo de cobertura media, bosque transicional premontano – montano bajo siempreverde de cobertura densa (Carrero et al., 1983), siendo la primera formación la que ocupa mayor superficie. Al tratarse de suelos superficiales o de poca profundidad, el bosque presenta severas limitaciones en la zona radicular, es decir, la profundidad de penetración de las raíces arbóreas en el substrato es poca, que aunado a las altas pendientes del terreno, dificultan su función fijadora o de estabilizadora relativa del suelo frente a los excesos de humedad. Ello determina una alta probabilidad de ocurrencia de procesos erosivos o de remoción en masa en presencia de eventos extremos de precipitación, y en consecuencia de arrastre de sedimentos y de la misma cobertura vegetal.

CONCLUSIONES

La cuenca del río Guapo posee un área total de 594,4 Km², de los cuales 477,9 Km² (80%) son controlados por la presa (cuencas alta y media), para unas características hidrológicas de diseño con un gasto de 6,2 m³/s y precipitación total anual de 2.174 mm.

Los elementos de los medios físico y biológico (geología, relieve, geomorfología, topografía, suelos, vegetación, clima, drenaje e hidrología) que coexisten en el área de la cuenca de recepción, tienen un peso importante como condicionantes de las respuestas hidrogeomorfológicas del sistema (crecidas, producción y arrastre de sedimentos y procesos de remoción en masa).

Las pendientes del cauce del río Guapo hasta el sitio de presa disminuyen progresivamente desde 4,76% hasta 0,52%, pero las pendientes de las vertientes de los promontorios y filas topográficas están en el rango de 10% a 100%, sugiriendo un volumen importante en la escorrentía de las aguas que precipitan sobre el área de la cuenca de recepción.

Aunado a ello, el río Guapo en el sitio de presa ya posee un orden 5, con una longitud total de cauces hasta ese punto de 400 Km aproximadamente, con pendientes promedios de los cauces entre 0,83% y 50%.

Las características morfométricas de la cuenca indican una alta correspondencia entre estos aspectos y el colapso del aliviadero de la presa en Diciembre de 1999, ya que las mismas favorecieron los elevados montos de caudales (respuesta hidrológica) que se estimaron para el sitio de presa, durante la ocurrencia de este evento adverso.

La crecida del río Guapo en el sitio de presa El Guamito, observada en diciembre de 1999, denotó una subestimación del comportamiento hidrológico de este río (eventos extremos), expresada en los cálculos de los caudales de diseño, utilizados en la construcción del aliviadero que colapsó.

Se recomienda el monitoreo hidrológico y de ocurrencia de procesos de remoción en masa mediante el empleo de herramientas de sensores remotos, así como la instrumentación de la cuenca, a fin de disponer de información hidrométrica sistemática y en tiempo real. Es vital, como garantía del tiempo de vida útil para el que fue construida la nueva infraestructura hidráulica, así como de su capacidad y volumen de diseño, el desazolve del embalse en el sitio de presa.

Referencias bibliográficas

- Andressen, R., & Pulwarty, R. (2001). Análisis de las lluvias excepcionales causantes de la tragedia del estado Vargas, Venezuela, en Diciembre de 1999. En *Taller sobre Cambios Climáticos, Recursos Hídrico, Geo-Riesgos y Desastres Naturales: IV Simposio Internacional de Desarrollo Sustentable* (pp. 3-148 – 3-167). Mérida, Venezuela: Universidad de Los Andes.
- Carrero, O., Barrios, D., Bonduki, Y., Marín, E., & Márquez, J. (1983). *Mapa de la vegetación actual de Venezuela* (Proyecto VEN / 79 / 001 / Sistemas Ambientales Venezolanos) [Mapa a escala 1:500 000]. Caracas, Venezuela: Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables.
- CGR Ingeniería. (2000). *Estudio hidrológico de la cuenca del río Guapo*, edo. Miranda. Caracas, Venezuela: Dirección de Estudios y Proyectos, Dirección General de Estudios Ambientales, Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales.
- Comisión ad-honorem. (1980). *Alternativas de utilización de las aguas de la cuenca del Orinoco para el abastecimiento del norte del país, Decreto Presidencial N° 268 de fecha 06-09-1979* (Serie de Informes Técnicos DGM/IT/87). Caracas, Venezuela: Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables, Instituto Nacional de Obras Sanitarias.
- Córdova, J., & González, M. (2006). Estimación de hidrogramas de crecidas extremas. En J. Grases (Ed.), *Ingeniería forense y estudios de sitio: Guía para la prevención de gestión de riesgos* (Cap. III, pp. 1-22). Caracas, Venezuela: Seguros Banesco.
- Foghin, S. (2001). Algunas consideraciones meteorológicas acerca de la catástrofe del Estado Vargas en Diciembre de 1999. *Aula y Ambiente*, 1, 93-98.
- Foghin, S. (2002). *Tiempo y clima en Venezuela: Aproximación a una geografía climática del territorio venezolano* (Colección Clase Magistral). Universidad Pedagógica Experimental Libertador, Instituto Pedagógico de Miranda José Manuel Siso Martínez, Subdirección de Investigación y Postgrado.
- Furrer, M., & Castro, M. (1997). San Antonio, Formación. En W. Scherer (Ed.), *Léxico estratigráfico electrónico de Venezuela* [Libro en línea]. Petróleos de Venezuela, S. A., Instituto Tecnológico Venezolano del Petróleo. Disponible: <http://www.pdv.com/léxico> [Consulta: 2017, Abril 18]
- Grases, J., Amundaray, J., Malaver, A., Feliziani, P., Franceschi, L., & Rodríguez, J. (2000). Emergencia 99: Efectos de las lluvias caídas en Venezuela en diciembre de 1999. Caracas, Venezuela: Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo, Corporación Andina de Fomento.
- Hackley, P., Urbani, F., Karlsen, A., & Garrity, Ch. (2006). *Mapa Geológico de Venezuela* [Mapa a escala 1:750.000]. Virginia, USA: United States Geological Survey / Universidad Central de Venezuela – Escuela de Geología, Minas y Geofísica / Fundación de Investigaciones Sismológicas.
- Horton, R. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: Hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, 56, 275-370.
- Isava, M. (1975). Proyecto embalse El Guapo (estado Miranda) [Informe y Planos]. Caracas, Venezuela: Instituto Nacional de Obras Sanitarias, Dirección General de Proyectos.
- Kiser, G. (1997). Naricual, Formación. En W. Scherer (Ed.), *Léxico estratigráfico electrónico de Venezuela* [Libro en línea]. Petróleos de Venezuela, S. A., Instituto Tecnológico Venezolano del Petróleo. Disponible: <http://www.pdv.com/léxico> [Consulta: 2017, Abril 18]
- Liendo, L. (2000). El Guapo: ¿Por qué falló?. *Vertientes: La Revista de Hidrocapital*, 3, p. 13-16.
- Macsoy, O. (1997). Quebradón, Formación. En W. Scherer (Ed.), *Léxico estratigráfico electrónico de Venezuela* [Libro en línea]. Petróleos de Venezuela, S. A., Instituto Tecnológico Venezolano del Petróleo. Disponible: <http://www.pdv.com/léxico> [Consulta: 2017, Abril 18]
- Maraven. (1988). Región capital y central: Distrito Federal, estados Miranda, Aragua y Carabobo (Serie Estudios Regionales, Sistemas Ambientales Venezolanos N° 1). Caracas, Venezuela: Autor.
- Marín, F., Durán, H., Fernández, O., González, A., & Zerpa, O. (1981). Estudio semidetallado de suelos en los valles de los ríos Guapo, Río Chico y San José – edo. Miranda (Serie de Informes Técnicos, Zona 13/IT/01). Caracas, Venezuela: Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables.
- Ministerio de Minas e Hidrocarburos. (1976). *Mapa geológico estructural de Venezuela* [Mapa a escala 1:500.000]. Caracas, Venezuela: Foninves.
- Ministerio de Obras Públicas, Dirección de Cartografía Nacional. (1970). *Hoja 6945 Altagracia de Orituco; hoja 6946 Cauagua; hoja 6947 Higuero; hoja 7045 San José de Guaribe; hoja 7046 Río Chico; y hoja 7047 Paparo* [Cartas topográficas a escala 1:100.000]. Caracas, Venezuela: Autor.
- Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales, Dirección de Hidrología y Meteorología. (1993). [Datos climatológicos: Estaciones El Guapo, San José de Río Chico y Tacarigua de Mamporal, período 1964-1978] datos no publicados.
- Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables. (1980). *Esquema de ordenamiento del litoral Barlovento: Diagnóstico* (Serie de Informes Técnicos, DGSPOA, IT, 73). Caracas, Venezuela: Autor.
- RGR Ingeniería C. A. / Ministerio del Ambiente y Recursos Naturales. (2000). *Estudio geológico – geotécnico para la reconstrucción de la presa El Guapo*, edo. Miranda: 1ra. etapa, análisis información existente, geología de superficie. Caracas, Venezuela: Autores.
- Spilmerg, S. A. / Vialpa y Camargo Correa. (s. f.). *Ficha técnica de la nueva presa del río Guapo*. Caracas, Venezuela: Autores.
- Strahler, A. (1964). Quantitative geology of drainage basins and channel networks. En: V. Chow (Comp.), *Handbook of applied hydrology* (4, pp. 39-76). New York, USA: McGraw-Hill Book Co.

- Strebin, S. (1989). *Atlas de capacidad de uso de las tierras de los estados centrales y centro-occidentales* [mapa a escala 1:250.000]. Caracas, Venezuela: Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables, Dirección General de Información e Investigación del Ambiente, Dirección de Suelos, Vegetación y Fauna.
- U. S. Army Corps of Engineers. (2000). *HEC-HMS: Hydrologic Modeling System. Hydraulic Reference Manual*. Hydrologic Engineering Center, USA: Davis, C. A.
- Urbani, F. (1997). Las Hermanas, Formación. En W. Scherer (Ed.), *Léxico estratigráfico electrónico de Venezuela* [Libro en línea]. Petróleos de Venezuela, S. A., Instituto Tecnológico Venezolano del Petróleo. Disponible: <http://www.pdv.com/léxico> [Consulta: 2017, Abril 18]
- Yoris, F. (1997). Los Cajones, Miembro. En W. Scherer (Ed.), *Léxico estratigráfico electrónico de Venezuela* [Libro en línea]. Petróleos de Venezuela, S. A., Instituto Tecnológico Venezolano del Petróleo. Disponible: <http://www.pdv.com/léxico> [Consulta: 2017, Abril 18]
- Yoris, F., & Kiser, G. (1997). Guárico, Formación. En W. Scherer (Ed.), *Léxico estratigráfico electrónico de Venezuela* [Libro en línea]. Petróleos de Venezuela, S. A., Instituto Tecnológico Venezolano del Petróleo. Disponible: <http://www.pdv.com/léxico> [Consulta: 2017, Abril 18]

RESPUESTA HIDROLÓGICA Y EROSIÓN HÍDRICA LAMINAR EN SUELOS DEGRADADOS DE PÁRAMO

E. Quinteros (1), K. Vaca (2), Paola Fuentes (3)

(1) Programa de Recuperación de la Cobertura Vegetal del FONAG, Mariana de Jesús y Martín de Utreras, Quito.

enrique.quinteros@fonag.org.ec.

(2) Docente de la carrera de Ingeniería Ambiental, FICA-EPN. Ladrón de Guevara E11-253, Quito. katherine.vaca@epn.edu.ec

(3) Programa de Recuperación de la Cobertura Vegetal del FONAG, Mariana de Jesús y Martín de Utreras, Quito.

paola.fuentes@fonag.org.ec

Resumen: En un arenal de 21 ha de superficie, ubicado en el páramo del nevado Antisana, se estudia los procesos erosivos y su relación con las características hidrofísicas de los suelos, usando parcelas de cuantificación de pérdida de suelo y escorrentía, localizadas en diferentes estados de degradación de cobertura vegetal y pendientes representativas. El análisis se hizo en febrero-noviembre de 2016 y contó con las propiedades hidrofísicas, conductividad hidráulica del suelo, e intensidades de precipitación.

Se concluye que los suelos han perdido las características típicas de páramo, presentan ahora texturas arenosas, densidades aparentes altas, MO (materia orgánica) casi inexistente, entre otras; lo que genera suelos con pobre retención de humedad (velocidad de infiltración hasta 900 mm/h). Todo indica que la erosión hídrica laminar no es la principal causante de pérdida de suelo a pesar de la degradación.

Abstract: Erosive processes and their relation with hydrophysical properties of soil were studied in a 21 ha sandy area, product of intensive grazing, in the Antisana páramo. Plots equipped for soil erosion and runoff quantification were localized in zones with different slopes and states of vegetation degradation. The hydrophysical properties and hydraulic conductivity of the soil along with precipitation intensity were measured between February and November 2016.

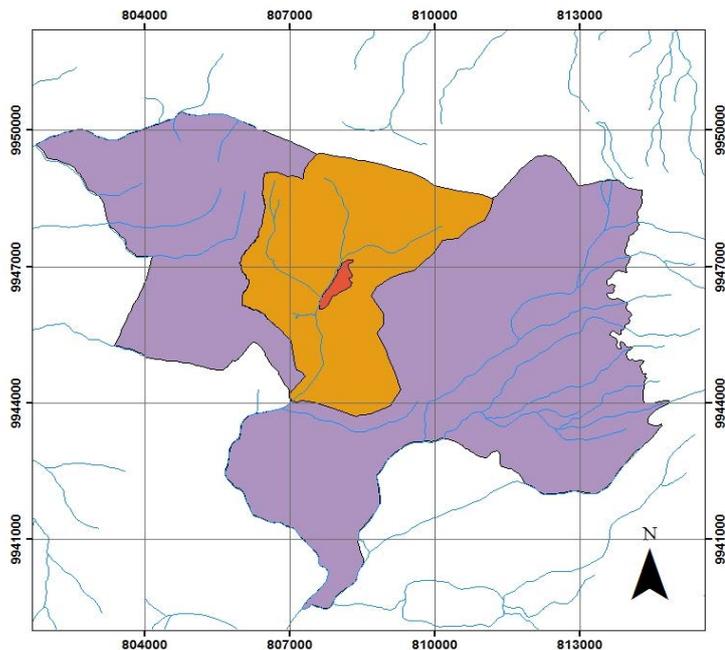
The study shows the loss of typical páramo soil characteristics: the sampled soil has sandy texture, high bulk density, almost no organic matter, resulting in poor water retention properties (infiltration rate up to 900 mm/h). Water sheet erosion did not appear to be a main cause of soil loss despite the high state of vegetation cover degradation.

Palabras clave: Degradado, arenal, erosión, escorrentía.

Key words: Degraded land, sandy area, erosion, runoff.

INTRODUCCIÓN

El páramo es considerado un ecosistema de notable importancia socio-ecológica (Hofstede y Mena, s.f.), pues en él se conservan los recursos hídricos y naturales (Buytaert et al., 2013), prestando servicios ecosistémicos esenciales como el secuestro de carbono y la regulación hídrica (Sevink et al., 2013), además de que ciudades del norte de los Andes como Cuenca, Quito, Bogotá y Cali, se benefician del agua que proviene de las zonas paramunas para uso doméstico, riego, industrial, generación de energía hidroeléctrica, entre otros (Crespo et al., 2013).



Leyenda
ARENAL
UNIDAD HIDROGRÁFICA JATUNHUAYCU
ÁREA DE CONSERVACIÓN HÍDRICA ANTISANA

Fig. 1: Ubicación geográfica de la zona de estudio (FONAG, 2016).

El cambio de la cobertura vegetal y el uso de la tierra tienen efectos en las propiedades físicas y químicas de los suelos parameros, de modo tal que los servicios y funciones que brindan se ven directamente o indirectamente afectados (Quichimbo et al., 2012). En la Unidad Hidrográfica Jatunhuaycu (UHJ), ubicada dentro del Área de Conservación Hídrica Antisana (ACHA), área de influencia de la Reserva Ecológica Antisana (REA), el pastoreo especialmente con ovejas durante un tiempo prolongado (más de 100 años) y de manera intensiva (más de 10000 ovejas), destinaba lugares para corrales, con lo que se produjo la formación de un arenal (Fig. 1), en él existen varios niveles de degeneración de la cobertura vegetal y del suelo (CONDESAN, 2013), sobre los cuales la influencia de factores abióticos como el agua y el viento generan aportes de sedimentos al río Jatunhuaycu.

Este trabajo técnico-experimental como objetivo central plantea identificar el comportamiento hidrológico de los suelos de páramo bajo diferentes niveles de degradación, sin embargo se hará especial mención sobre la erosión hídrica laminar y su relación con las propiedades hidrofísicas del suelo.

METODOLOGÍA-RESULTADOS

La representatividad de los niveles de degradación fue definida por la caracterización de los grados de alteración, mediante la estimación del espacio que ocupaba la vegetación (porcentaje de cobertura vegetal) en cada escenario reconocido, conjugándose con pendientes entre los 20° y 30°, además de que el acceso a los lugares sea relativamente sencillo y estén cercanos unos a otros para optimizar en tiempo de monitoreo (Fig. 2).

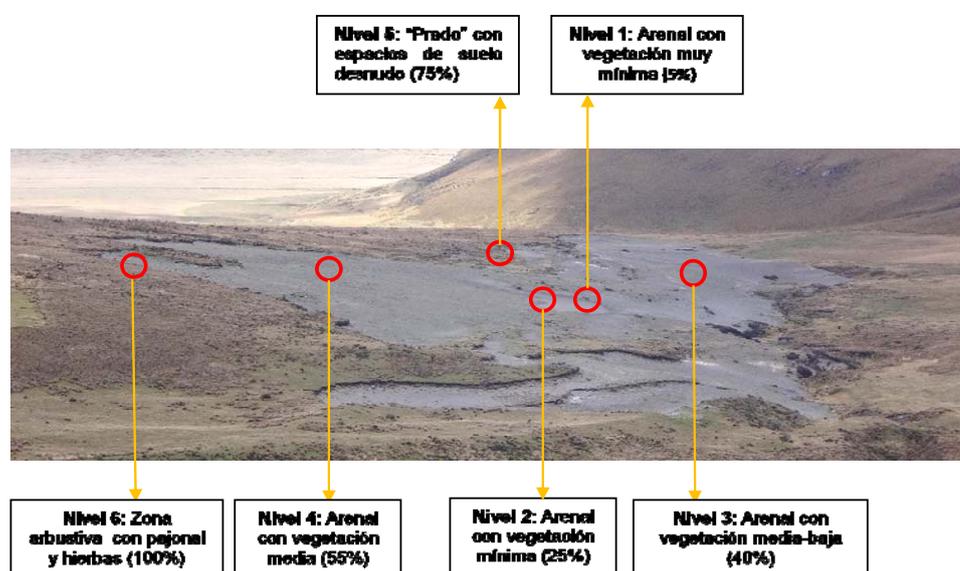


Fig. 2: Niveles de degradación en la zona de estudio. Descripción del nivel y porcentaje de vegetación en paréntesis (FONAG, 2016).

Para evaluar la pérdida de suelo y la escorrentía (coeficiente de escurrimiento), se instalaron cinco parcelas de 20 m² (10 largo x 2 ancho), ubicadas en los niveles previamente definidos. Adicionalmente y con fines comparativos, se instaló como testigo una parcela más, la cual fue ubicada en una zona mejor conservada. El monitoreo de las parcelas se realizó en intervalos de tiempo (generalmente una vez por semana), de los cuales se obtenía los aportes de las lluvias suscitadas para esos periodos de monitoreo.

Las propiedades hidrofísicas de los pedones fueron evaluadas en todos los niveles de degradación en los horizontes superficiales mediante campañas de muestreo y el patrón escogido fue un recorrido sobre el terreno en forma de "zigzag" tomando las muestras al azar. Se determinaron parámetros como densidad aparente (DA), porosidad, densidad real (DR) y concentración de materia orgánica (MO); además de evaluar la conductividad hidráulica saturada (Ksat) de los suelos por el método del pozo invertido, el cual da una perspectiva de la infiltración en los suelos. En este sentido, se realizó una descripción de los horizontes que conforman los perfiles de suelo en cada nivel, para un mejor entendimiento de sus posibles reacciones en cuanto al flujo del agua.

Se caracterizó la precipitación del área de estudio mediante la instalación de un pluviómetro de cuña de resolución de 0.1 mm. Se consideró un evento de lluvia aquel que por lo menos registrase en el sensor 0.6 mm en cualquier momento y con intervalos entre precipitaciones de por lo menos una hora (Fuentes y Tapia, 2011). Se calculó las intensidades máximas para periodos de duración iguales a 5, 15 y 30 minutos (Imáx5, Imáx15 e Imáx30), con lo que se pudo relacionar a las precipitaciones con la erosión del suelo para cada periodo de monitoreo de las parcelas.

	Nivel 1	Nivel 2	Nivel 3	Nivel 4	Nivel 5	Nivel 6
Erosión (gr/parcela)	5455,7	3029,7	2318,6	14,1	7,1	2,6
Coefficiente Escurrimiento	0,004	0,003	0,004	0,012	0,005	0,002

Tabla 1: Erosión hídrica laminar total en cada parcela instalada en los niveles de degradación y coeficiente de escurrimiento promedio (Quinteros, 2016).

Nivel de degradación	MO (%)	DA (g/cm ³)	DR (g/cm ³)	Porosidad (%)	Ksat (cm/h)	Textura
1	0,1	1,51	2,32	35,13	89,78	Areno franco
2	0,3	1,49	2,31	35,5	77,98	Areno franco
3	0,4	1,42	2,28	37,58	7,2	Areno franco
4	0,6	1,42	2,3	38,39	4,18	Franco arenoso
5	3	1,24	2,31	46,12	2,05	Franco arenoso
6	7,7	1,13	2,19	48,4	0,69	Franco arcillo arenoso

Tabla 2: Resultados de los parámetros hidro-físicos en los niveles de degradación. MO: materia orgánica, DA: densidad aparente, DR: densidad Real, Ksat: conductividad hidráulica saturada (Quinteros, 2016).

	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sep.	Octubre	Noviembre
Precipitación total	26,4	47,9	151,1	31,1	75,3	49,6	18,4	80,9	65,2	38,4
Imáx5	9,6	7,2	15,6	10,8	12	7,2	7,2	-	4,80	32,4
Imáx15	3,6	5,6	12,8	8,4	8,4	5,6	6,4	-	4,00	24
Imáx30	2,6	4,4	9,4	8,2	6,4	5,2	5,8	-	3,20	21

Tabla 3: Precipitación mensual y máximas intensidades máximas mensuales para periodos de duración de 5, 15 y 30 minutos (Quinteros, 2016).

Se muestran en las Tablas 1, 2 y 3 los resultados de la erosión hídrica laminar y el coeficiente de escurrimiento, las propiedades hidrofísicas y para la pluviometría, respectivamente.

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN

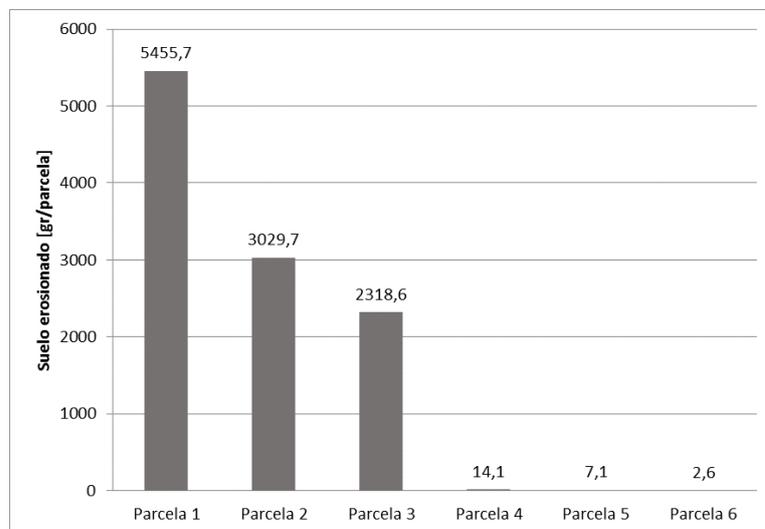


Fig. 3: Erosión total cuantificada en las parcelas de escurrimiento para el periodo Febrero-Noviembre del 2016 (Quinteros, 2016).

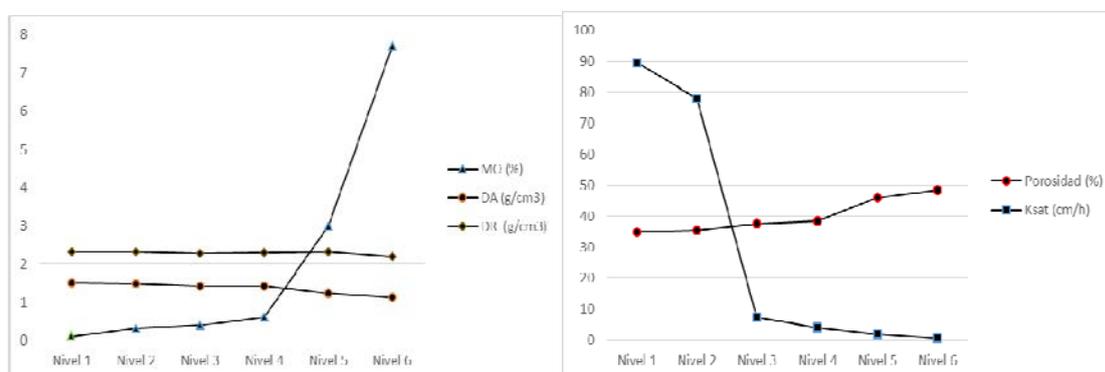


Fig. 4: Influencia del nivel de degradación en las propiedades hidro-físicas de los suelos en horizontes superficiales (Quinteros, 2016).

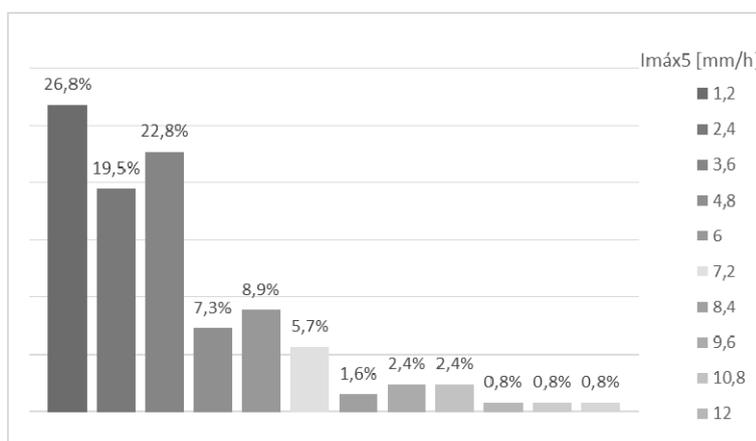


Fig. 4: Distribución porcentual de la Imáx5 para el periodo Febrero-Noviembre (Quinteros, 2016).

En cuanto a la erosión del suelo en las parcelas de cada nivel de degradación (uno-seis), en la Fig.3 se observa para la fase de monitoreo (febrero-noviembre 2016), que el suelo perdido responde a la degradación del nivel, dicho de otro modo, mayor erosión del suelo en los niveles con menor densidad de cobertura vegetal, evidenciándose también como el estado de las propiedades del suelo (MO, DA, textura, porosidad, Ksat, etc.) y su vegetación juegan un rol importante como amortiguadoras de los procesos erosivos de los factores lluvia y viento. Para el escurrimiento superficial mediante el coeficiente de escurrimiento (C_e) se puede tener una idea de la relación entre lo que llueve y lo que escurre, de lo cual se observa que los valores para este coeficiente son bastante bajos, indicando que la escorrentía superficial es mínima. Hubo casos en los cuales no se produjo escorrentía superficial ($C_e=0$), a pesar de ello existía sedimento en los recolectores de las parcelas de los niveles con mayor signo de degradación (uno, dos y tres), lo que evidenció que el viento también ejerce un efecto erosivo que no pudo ser cuantificado.

En la Fig. 4 que las concentraciones de MO en los niveles de degradación: muy alto (1), alto (2), medianamente alto (3) y medio (4) son extremadamente pequeñas ($0.1 \leq MO \leq 0.6$), esto debido a la intensidad del disturbio generado por el ganado ovino, ya que con sus pesuñas arrancan de raíz las plantas, incrementando la superficie de suelo desnudo (Podwojewski y Poulénard, 2011) y una vez eliminada la capa protectora del suelo (vegetación), la temperatura aumenta y consigo la actividad microbiana también lo hace, lo que favorece la descomposición de la MO, es decir, su mineralización (Borja, 2012), además de que exponen al suelo a fenómenos erosivos como el viento y la escorrentía superficial (CONDESAN, 2013). Se distingue para la DA el grado de compactación que han sufrido los suelos en los niveles disturbados (del uno al cinco), a consecuencia de un régimen intensivo de pastoreo, en ese aspecto, la comparación entre escenarios degradados con aquel mejor conservado (nivel seis), revela una variación relativamente baja. Con respecto a la porosidad, se observa una relación inversa, es decir, a mayor DA menor espacio poroso posee el suelo, así que para los escenarios con mayores signos de degradación (del uno al cuatro) la porosidad es similar, mientras que para los escenarios donde la cobertura vegetal tiene de cierta manera influencia, por el aporte de MO, la porosidad es más alta, demostrando la relación entre MO, DA y porosidad. La Ksat presenta valores bastante altos para los niveles con mayor disturbio (uno y dos), esto a causa de las concentraciones demasiado bajas de MO en estos suelos, dicho de otro modo, al estar ausente el

componente orgánico las partículas minerales no tienen con qué anexarse, por lo tanto no existen agregados y la retención del agua se ha perdido. En contraste con los niveles cinco y seis la Ksat tienen valores bastante bajos, lo cual es lógico si se considera la cantidad de materia orgánica que poseen y por ende su porosidad es mayor, además de que posean una estructura (bloques angulares y sub-angulares), también de que su DA presentan montos más bajos que la de los niveles anteriores y su textura franco arcillo arenosa da un indicio del tamaño de poros dominantes (meso y microporos), razones que resaltan ese resultado.

En la Fig. 4 se muestra para la Imáx5, que del 100 % de los eventos registrados (123 precipitaciones), un 69 % de las lluvias (85 lluvias; las tres barras más altas) tienen intensidades por debajo de los 4 mm/h y sus duraciones son generalmente largas (mayores a dos horas), un 22 % (27 eventos) tienen intensidades entre 4 y 8 mm/h con duraciones que fluctúan entre minutos y horas, y un 9 % (11 eventos) supera los 8 mm/hr en los cuales el tiempo de duración de los eventos varía entre tres y cuatro horas; con lo que claramente se puede aducir que la mayoría de los eventos posee intensidades poco relevantes.

CONCLUSIONES

La erosión hídrica laminar es prácticamente nula, pues los Ce presentan valores demasiado bajos, siendo poco relevante su efecto erosivo.

El viento, a pesar de desconocer su aporte erosivo, tiene una influencia notoria, pues en los casos en los que no se presentó escorrentía superficial, este aportó cantidades aceptables de sedimentos a las áreas recolectoras de suelo perdido de las parcelas.

Se evidencia un deterioro en las propiedades hidrofísicas como la escaza MO, ausencia de estructura, aumento en la densidad aparente, baja porosidad y textura arenosa.

La tasa de infiltración (Ksat) en promedio es 45 veces más rápida que la del suelo en sitio testigo (nivel seis), reduciendo drásticamente la escorrentía y al mismo tiempo los episodios de lluvia mayoritariamente tiene intensidades máximas (para 5 minutos) por debajo de los 4 mm/h (69 % de los eventos registrados) por lo que la velocidad de aporte del agua no supera la capacidad de infiltración del suelo. Se contradice con lo comúnmente encontrado en zonas degradadas de páramo, donde debido a la compactación del suelo (reflejado en la baja porosidad y aumento de la DA) el tamaño del espacio poroso del mismo se reduce y por ende la movilidad del agua en la matriz del suelo es baja (bajos valores de Ksat), por lo que para estos suelos degradados la situación de la erosión tiene una dinámica excepcionalmente diferente a lo comúnmente encontrado en sitios degradados de páramo por el mismo factor tensionante (pastoreo intensivo).

Agradecimientos: De manera especial dar las gracias a todas aquellas personas que extendieron su mano para de una u otra forma ayudar en la consecución de este proyecto de pre-grado (familia, amigos, compañeros técnicos y guardapáramos). De igual manera mis más sinceros agradecimientos a la EPN por los conocimientos impartidos y al FONAG por la oportunidad brindada y por ser escuela práctica en la que se materializa día a día todo lo aprendido, además de que mantiene un constante aprendizaje.

Referencias bibliográficas

- Borja, P. (2012). Los suelos del páramo. En: L. Llambí, A. Soto-W, R. Cellerí, B. De Bièvre, B. Ochoa, P. Borja (Eds.), Ecología, hidrología y suelos de páramo (pp. 140, 144, 248, 251). Quito, Ecuador: ISBN.
- Buytaert, W., Céleri, R., De Bièvre, B., y Cisneros, F. (2010). Hidrología del páramo andino: propiedades, importancia y vulnerabilidad. Descargado de ftp://ftp.ciat.cgiar.org/HIDROLOGIA_DEL_PARAMO.
- Buytaert W, Cuesta-Camacho F, Tobon C. (2011). Potential impacts of climate change on the environmental services of humid tropical alpine regions. *Global Ecology and Biogeography* 20:19-33.
- Consortio para el Desarrollo Sostenible de la Ecorregión Andina (CONDESAN). (2013). "Restauración de Áreas Degradadas de Páramo a Pequeña Escala y diseño de un Plan Piloto de Manejo Adaptativo para zonas de Amortiguamiento dentro de las Microcuencas Antisana y Pita en áreas de aporte a los Sistemas de Agua Potable del Distrito Metropolitano de Quito". (PP SBC 001-2012-PRAA-SGCAN). Base de datos FONAG. Quito, Ecuador.
- Crespo, P., Céleri, R., Buytaert, W., Ochoa, B., Cárdenas, I., Iñiguez, V., Borja, P. y De Bièvre, B. (2013). Impactos del cambio de uso de la tierra sobre la hidrología de los páramos húmedos andinos. En: F. Cuesta, J. Sevink, L. Llambí, B. De Bièvre, J. Posner (Eds.), Avances en investigación para la conservación de los páramos andinos (pp. 290). CONDESAN.
- Fuentes, P. y Tapia, C. (2011). Estudio del impacto de la cobertura vegetal sobre la disponibilidad del recurso hídrico en los suelos de un área de páramo en la parroquia Pintag, cantón Quito (Tesis de Pregrado). Universidad Central del Ecuador. Quito, Ecuador.
- Hofstede, R. y Mena, P. (s.f.). Los beneficios escondidos del páramo: Servicios ecológicos e impacto humano. Proyecto Páramo (EcoCiencia, Instituto de Montaña, Universidad de Amsterdam). Quito, Ecuador.
- Sevink, J., Tonneijck, F., Kalbitz, K y Cammeraat, E. (2013). Dinámica del carbono en los ecosistemas de páramo de los Andes neotropicales: Revisión de literatura sobre modelos y parámetros relevantes. En: F. Cuesta, J. Sevink, L. Llambí, B. De Bièvre, J. Posner (Eds.), Avances en investigación para la conservación de los páramos andinos (pp. 552). CONDESAN.
- Podwojewski, P., y Poulénard, P. (2011). Los Suelos de Páramo en Ecuador. En: P. Mena Vásquez, J. Campaña, A. Castillo, S. Flores, R. Hofstede, C. Josse, S. Lasso, G. Medina, N. Ochoa, y D. Ortiz (Eds.), Páramo. Paisaje estudiado, habitado, manejado e institucionalizado. Quito, Ecuador: Abya Yala.
- Quichimbo, P., Tenorio, G., Borja, P., Cárdenas, I., Crespo, P., & Céleri, R. (2012). Efectos sobre las propiedades físicas y químicas de los suelos por el cambio de la cobertura vegetal y uso del suelo: Páramo de Quimsacocha al Sur del Ecuador. *Sociedad Colombiana de la Ciencia del Suelo*, 2(42), 138-153. UNESCO, 2010.
- UNESCO, 2010. Procesos de erosión – sedimentación en cauces y cuencas. Brea, D. y Balocchi, F. (Eds.). Documentos Técnicos del PHI-LAC, N° 22.

EVALUATION OF SEDIMENT YIELD ESTIMATION METHODS IN AN AMAZON HEAD CATCHMENT WITH SCARCE DATA: CASE STUDY COCA RIVER BASIN

Páez-Bimos Sebastián (1), Tamayo-García Guido (1), Narváez Manuel (1), Horna Natalia (1), López-Fabara Carmen (1), Bernal Carolina (2)

- (1) Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental, Facultad de Ingeniería Civil y Ambiental, Escuela Politécnica Nacional
(2) Departamento de Geología, Facultad de Geología y Petroleos, Escuela Politécnica Nacional

Actualmente el Gobierno Nacional está construyendo algunos proyectos hidroeléctricos y entre los más emblemáticos está la Central Hidroeléctrico Coca Codo Sinclair (CHCCS) que fuera inaugurada el 18 de noviembre del 2016, ubicada al Nor-Oriente del Ecuador en la cuenca hidrográfica del Río Coca (área de 5283.74km²) la cual a su vez forma parte de la cuenca alta del Río Napo y geológicamente se halla situada en el levantamiento Napo, en una zona de transición entre Sierra y Oriente.

Estudios recientes (Laraque et al., 2009) han demostrado que, en la cuenca hidrográfica del Río Napo, coexisten diversos procesos geodinámicos (vulcanismo, sismicidad y fenómenos en remoción de masa) comunes en la región en la que se ubica el área de estudio, los cuales condicionan la producción y a

The Amazon basin discharges sediments to the Atlantic Ocean, most of them are produced in the Andes and its origin has been attributable to steep slopes, climate and tectonics. Napo river basin has been identified as a one of major sources of sediments provided to the Amazon basin, although it covers only a small fraction of its total area. In the last decade, the Coca river basin, located in the upper part of the Napo river, has received special attention from many stakeholders due to the construction and operation of the biggest hydroelectric power plant in Ecuador (Coca Codo Sincalir, 1500MW)

Despite the relevance of the Coca river basin in terms of not only hydroelectric generation but also in the provision of ecosystem services, this basin does not have an adequate hydro-meteorological monitoring network. Moreover, the Coca basin is natural well conserved catchment, heavily influenced by the Andes mountains in terms of elevation, temperature, precipitation as well as geodynamic activity such as volcanic events and landslides.

We collected and validated hydro-meteorological and biophysical data since 1970's until present in order to estimate the sediment production and yield in the Coca basin, being the first task to address the lack of continuous spatial and temporal data. We applied two methods in order to estimate the sediment production and yield in the Coca basin. First, we configured a SWAT hydrological model, monthly calibrated and validated in the period of 1979-1986; then on this basis of daily simulated discharges, we applied MUSLE equation and a channel degradation method. In the second case, we used the same daily simulated discharges to estimate sediment production and yield based on sediment rating curves, elaborated based on the available site concentration measurements.

The results showed that the sediment estimation based on MUSLE equations under-estimates the sediment production and yield when compared with the sediment estimation based on the discharge rating curve method. These results indicate that MUSLE equation is not adequate to represent sediment production and yield in the Coca river basin. However, sediment estimation based on discharge rating curve could not be validated due to the lack of data. Further research should focus on the influence of geodynamic processes and extreme climatic events on sediment generation for this basin.

ANÁLISIS HIDROSEDIMENTOLÓGICO Y MORFODINÁMICO EN EL RÍO COCA. CASO DE ESTUDIO: IMPACTOS FLUVIALES DEL PROYECTO COCA CODO SINCLAIR – PHCCS

C. Bernal (1), A. Molina (1), S. Páez (2), G. Tamayo (2), N. Horna (2), L. Andrade (1), D. Maldonado (3),

- (1) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. isabel.bernal@epn.edu.ec
(2) Dpto. Civil, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito. carlos.paez@epn.edu.ec
(3) GeoPlaDes Cía. Ltda. diegojaldonado@hotmail.com

Abstract (title of contribution):

The construction of the Coca Codo Sinclair Hydroelectric Power Plant (CHCCS) in the Coca River Basin has impacted control variables such as solid flow and has caused variations in river morphology. In this context, the presence of the CHCCS provokes important challenges in the management of the basin in order to preserve the project's structure and other infrastructure present in the adjacent river sections. The goal of this study was to evaluate the presence of these works in the morphology of the channels due to the temporal change in the hydrosedimentology of the affected rivers, with special emphasis on the CHCCS. This evaluation was performed through the analysis and interpretation of: a) morphological and hydrosedimentological data, b) aerial photographs and satellite images of the area; and c) simulation mathematical models of the solid and liquid flows.

1 Palabras clave: Cuenca Hidrográfica, Geodinámica, Actividad Antrópica, hidrosedimentología

Key words: Watershed, Geodynamic, Anthropic Activity, hydrosedimentology

INTRODUCCION

Actualmente el Gobierno Nacional está construyendo algunos proyectos hidroeléctricos y entre los más emblemáticos está la Central Hidroeléctrica Coca Codo Sinclair (CHCCS) que fuera inaugurada el 18 de noviembre del 2016, ubicada al Nor-Oriente del Ecuador en la cuenca hidrográfica del Río Coca (área de 5283.74km²) la cual a su vez forma parte de la cuenca alta del Río Napo y geológicamente se halla situada en el levantamiento Napo, en una zona de transición entre Sierra y Oriente.

Estudios recientes (Laraque et al., 2009) han demostrado que, en la cuenca hidrográfica del Río Napo, coexisten diversos procesos geodinámicos (vulcanismo, sismicidad y fenómenos en remoción de masa) comunes en la región en la que se ubica el área de estudio, los cuales condicionan la producción y acarreo de importantes volúmenes de sedimentos, lo que ha ocurrido no solamente en el presente, sino también en el pasado reciente. En este contexto y considerando que los embalses y represas representan una de las formas más radicales de intervención en los sistemas fluviales, debido a que los diques obstruyen la trayectoria natural de los ríos y representan barreras que afectan el flujo normal de estos, es necesario analizar con detalle la morfodinámica y la alteración del flujo de sedimentos dentro de Cuenca del Río Coca, a fin de realizar una adecuada gestión de la cuenca hidrográfica del Río Coca, que preserve la integridad tanto de las obras de la Central Hidroeléctrica como de otras ubicadas en los tramos del río adyacentes.

METODOLOGÍA-RESULTADOS

Para entender el comportamiento del río Coca, se utilizó una metodología fundamentada en el análisis geomorfológico e hidrológico de dicho río. La hidrología fue estudiada a través de los datos aportados por las estaciones hidrológicas y climatológicas presentes en la cuenca hidrográfica del Río Coca (CHRC) y que fueron obtenidos de diferentes instituciones (CHCCS, INAMHI, EMAAP). Las Figura 1 y 2 muestra la ubicación de las estaciones meteorológicas e hidrológicas utilizadas, cuyos datos debieron ser procesados a fin de que se puedan constituir en insumos para la modelación hidrológica que se realizó gracias a la aplicación del modelo SWAT. Este estudio hidrológico permitió obtener una caracterización hidrológica de la Cuenca del Río Coca y se obtuvo la distribución espacial

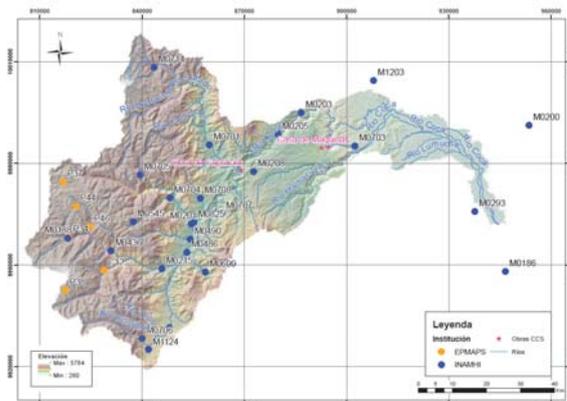


Fig. 1: Estaciones meteorológicas dentro de la Cuenca del Río Coca, Horna, 2016

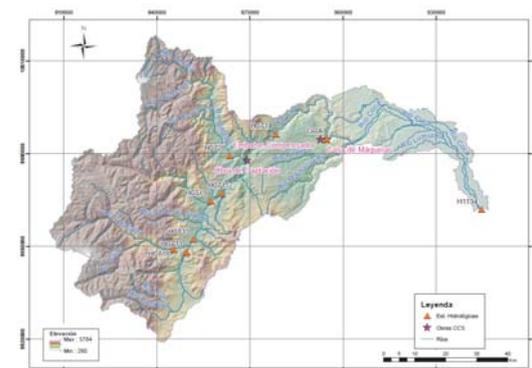


Fig. 2: Estaciones hidrológicas dentro de la Cuenca del Río Coca, Horna, 2016

tanto de los caudales líquidos como sólidos de la Cuenca:

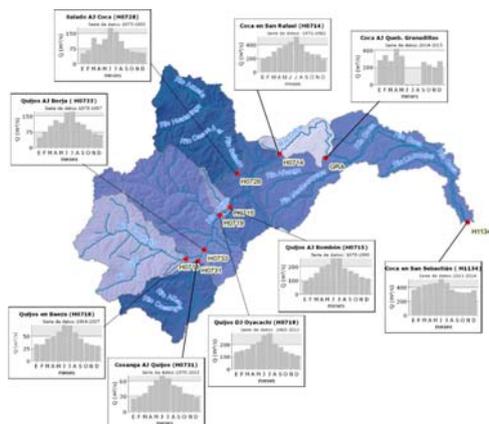


Fig. 3: Caudales líquidos en la Cuenca del Río Coca, Horna, 2016



Fig. 4: Caudales sólidos en la Cuenca del Río Coca, Horna, 2016

El estudio geomorfológico fue realizado gracias al análisis temporal de imágenes satelitales y fotografías aéreas por un período de 47 años, a fin de poner en relevancia la influencia de los eventos geodinámicos y los eventos antrópicos, en parámetros del cauce como son el espejo de agua y el número de canales en la zona adyacente a las obras de captación de la CHCCS.

Esto permitió obtener, entre otras cosas, la variación del espejo de agua, Figura 5, en un sector previamente seleccionado luego de la confluencia de los ríos Salado y Quijos, y su relación temporal con eventos importantes, Figura 6, tanto geodinámicos como antrópicos.

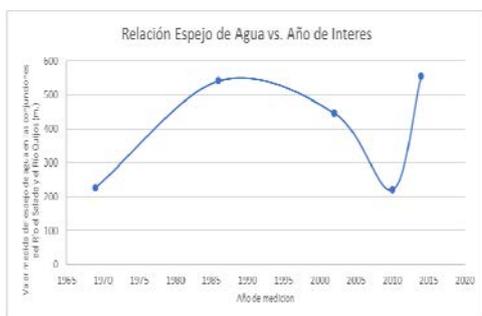


Fig. 5: Variación temporal del espejo de agua en el Río Coca, Maldonado 2017

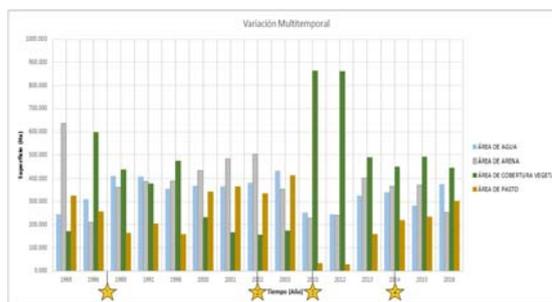
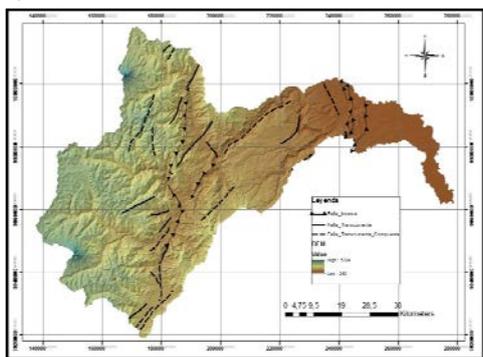


Fig. 5: Variación temporal del porcentaje de Agua, arena, cobertura vegetal en la confluencia entre ríos Salado y Quijos, en relación con eventos geodinámicos y antrópicos relevantes en la CHRC, Maldonado 2017

Cabe destacar que para realizar esto, fue necesario un paso básico inicial como es el de caracterizar geológicamente la CHRC a partir del conocimiento de las formaciones litológicas que afloran en el área y la influencia de la actividad sísmica y volcánica en ella, Figura 6.

a)



b)

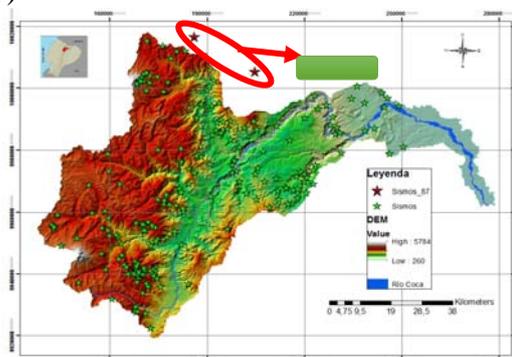


Fig. 6: a) Mapa de Fallas, y b) Mapa de localización de sismos en la CHRC, Andrade 2016

INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN

Horna, 2016, en su caracterización hidrológica de la CHRC, muestra que caudales medios anuales están entre los $44 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, en la parte alta, y de hasta $516 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en la parte baja, donde la subcuenca del río Salado posee el mayor caudal líquido específico con $114.06 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. En cuanto a la producción de sedimentos, se observa que la subcuenca del río Salado es también la más dinámica en producción de sedimentos con $1\,078.15 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{año}^{-1}$, comparado con las $949 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{año}^{-1}$ que produciría la subcuenca del río Quijos.

Andrade (2016) muestra una actividad geodinámica de gran relevancia la cual se refleja en la densa red de fallas activas, la presencia de tres volcanes activos (Cayambe, Antisana y Reventador) en su cabecera y en una morfología accidentada con pendientes abruptas y ríos con curvas hipsométricas y perfiles que muestran el control estructural al que están sometidos y su alto potencial erosivo, sobre todo hacia la subcuenca del río Salado.

En este contexto ha sido construida la Hidroeléctrica Coca Codo Sinclair, lo que ha implicado la alteración del equilibrio dinámico del Río Coca, ya que la variable del control *Caudal Sólido* ha sido modificada al retirar el sedimento del río en la captación de la CHCCS a fin de que éstos no alteren la generación de energía eléctrica. Ante esta alteración el río busca recuperar el equilibrio perdido ajustando las variables de respuesta, en este caso la pendiente, dando como resultado un aumento del espejo de agua y una disminución del tirante de agua. Esto se aprecia en la Figura 5, donde el Río Coca ha sufrido un aumento del espejo de agua en el sector justo después de la confluencia entre los ríos de Quijos y Salado luego de la implementación del PHCCS a una velocidad impresionante en referencia a la alteración que sufrió este parámetro con fenómenos geodinámicos significativos como el sismo del '87 o la erupción del Reventador en el '99.

CONCLUSIONES

Del análisis hidrológico en la CHRC, se aprecia un régimen unimodal con máximos en junio-julio y mínimos en diciembre.

El análisis de la distribución espacial de la precipitación anual en la CHRC muestra que la subcuenca del Río Salado presenta la mayor precipitación media en la zona alta.

La subcuenca hidrográfica del Río Salado se caracteriza por su alta tasa de producción de sedimentos, dada por caudal específico ($1\,078.15 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{año}^{-1}$) y un caudal líquido específico ($114.06 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) que llegan a las obras de captación de la CHCCS. De hecho, Horna (2016) y Andrade (2016) en sendos estudios demuestran que la subcuenca hidrográfica del Río Salado, perteneciente a la cuenca hidrográfica del Río Coca, es la subcuenca más activa en producción de sedimentos y caudales específicos.

La influencia determinante de la geodinámica en la producción de sedimentos se ve reflejada en la evaluación de la variación de los caudales sólidos y líquidos para periodos de tiempo antes y después de 1987, donde se observa que la dinámica de los sedimentos ha variado tanto a escala temporal como espacial como efecto del sismo del '87 (Horna, 2016).

Debido a la implementación del PHCCS las variables de control del río han sufrido alteraciones, que han desembocado en cambios fluviomorfológicos del río (Maldonado, 2017).

Una vez analizado el cambio de la morfología de los canales en un plazo relativamente corto (de 1969 al 2016), siendo los tributarios el Río Quijos y el Río Salado cuyas desembocaduras forman el Río Coca se ha podido evidenciar claramente que los fenómenos geodinámicos y antropogénicos generan variaciones significativas en el cauce, citando como ejemplos muy puntuales el sismo del año 1987, el inicio de la construcción del embalse del Coca Coco – Sinclair y finalmente la apertura de la ataguía en el año de 2014, presenta variaciones significativas en las áreas de agua y sedimentos

Agradecimientos: Este proyecto PIMI14-09 se realizó gracias al auspicio de la EPN y con la colaboración la Hidroeléctrica Coca Codo Sinclair, así como diversas instituciones que colaboraron con información como: EMAAP, INAMHI, Instituto Geográfico Militar, Instituto Espacial Ecuatoriano, SIGTIERRAS.

Referencias bibliográficas

- Andrade, L. (2016) Análisis de la Influencia de la Geodinámica y los Impactos Antrópicos en la Geomorfología Fluvial del Río Coca. Caso de Estudio: Impactos Fluviales del Proyecto Coca Codo Sinclair – PHCCS. Tesis de Pregrado, EPN, Quito (Ecuador).
- Horna, N. (2017) Evaluación Hidrometeorológica y de sedimentos en la Cuenca del Río Coca en la Zona de Influencia del Proyecto Coca Codo Sinclair. Tesis de Pregrado, EPN, Quito (Ecuador).
- Laraque, A., Bernal, I.C., Guyot, J. L., Armijos, E. & Bourrel, L. (2009). Sediment budget of the Napo river (Amazon basin, Ecuador and Peru). Hydrological Processes
- Maldonado, D. (2017) Análisis de la Geomorfología Fluvial en el Río Coca en el Periodo 1969 - 2016: Influencia de Eventos Geodinámicos y Antrópicos. Tesis de Maestría, EPN, Quito (Ecuador).
- Tamayo, G. (2017) Evaluación de los Caudales Líquidos y de Producción de Sedimentos Estimados con el Modelo Soil Water Assessment Tool (Swat) y su Relación con los Caudales Líquidos y Sólidos Observados. Tesis de Maestría, EPN, Quito (Ecuador).

LA ESTACIÓN CIENTÍFICA AGUA Y PÁRAMOS: REUNIENDO ACTORES Y CONOCIMIENTO PARA PROMOVER LA INVESTIGACIÓN Y LA GESTIÓN INTEGRADA DEL PÁRAMO.

J. Delerue (1), T. Calle (1), B. De Bievre (1), R. Osorio (2), T. Muñoz (2), H. Castanier (3), X. Riofrio (3)

- (1) Fondo para la Protección del Agua, Av. Mariana de Jesús y Martín de Utreras, Quito. estacion.cientifica@fonag.org.ec
(2) Departamento de Gestión de Recursos Hídricos, Empresa Metropolitana de Agua potable y Saneamiento, Quito
(3) Departamento de Gestión Ambiental Empresarial, Empresa Metropolitana de Agua potable y Saneamiento, Quito

Abstract: The Research Station “Agua y Páramos”: gathering water stakeholders and knowledge to optimize research effort. In order to ensure Quito’s water supply in quantity and quality, the public water utility, EPMAPS, together with Quito’s Water Fund, FONAG, own some 20.000 hectares of land, within páramo, for conservation and recovery of environmental services, specifically the hydrological ones. Nonetheless, efficient management of these water source areas additionally requires the filling of important knowledge gaps with scientific research. With this purpose, EPMAPS and FONAG, have jointly fomented the creation of a Research Station: a structure that will gather stakeholders, both academic and from concerned public agencies, in order to create a multidisciplinary group and optimize research efforts in these areas. The research will inform practical decision making on watershed management in a context of challenges such as climate change and anthropic pressures.

Palabras clave: Servicios ecosistémicos, Páramo, Investigación, Gestión del Agua
Key words: Environmental Services, Páramo, Research, Water Management

INTRODUCCIÓN

El agua que alimenta al Distrito Metropolitano de Quito proviene de ecosistemas de páramo. Históricamente, éstos han sido utilizados como tierras de pastoreo, sufriendo una degradación de su flora, sus suelos, y su fauna, que indujo cambios importantes en el funcionamiento de sus ecosistemas terrestres y acuáticos, y reduciendo sus funciones hidrológicas.

Con el fin de asegurar la cantidad y la calidad de agua suficiente para abastecer a la población creciente del DMQ, la EPMAPS y el FONAG adquirieron aproximadamente 20.000 hectáreas de páramo para la conservación y la recuperación de los servicios ecosistémicos que proveen, y en particular sus servicios hidrológicos.

Para optimizar las actividades de recuperación y restauración en estos predios, y para evidenciar su impacto, es necesario el respaldo de indicadores y estudios adecuados. El proyecto de la Estación Científica propone responder a esta necesidad, invitando a investigadores a realizar estudios y experimentar en los predios e instalaciones de la EPMAPS y el FONAG para entender mejor su funcionamiento y los aportes del manejo realizado.

El área abarcada por la Estación Científica corresponde a los predios propios de la EPMAPS y del FONAG: las áreas de conservación hídrica de Antisana, Paluguiño, y Alto Pita (Fig. 1)

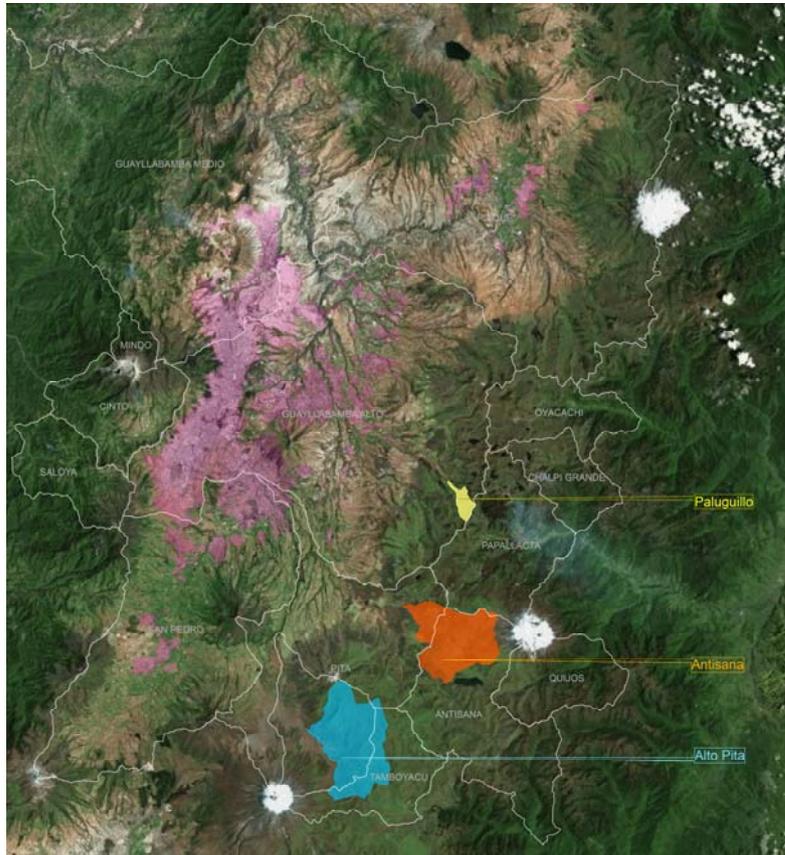


Fig. 1: Predios de la Estación Científica Agua y Páramos

OBJETIVOS DE LA ESTACION CIENTIFICA AGUA Y PARAMOS

El objetivo general de la Estación científica Agua y Páramo, es coordinar el desarrollo de proyectos de investigación y la generación de conocimientos sobre los ecosistemas de páramo y el agua, promoviendo su aplicación en la toma de decisiones para la gestión integrada de los recursos hídricos.

Objetivos específicos

- Conocer mejor el estado actual de los servicios ecosistémicos del páramo y de las cuencas hidrográficas
- Responder a la necesidad del FONAG y la EPMAPS de disponer de información científica dentro de las líneas de investigación establecidas
- Mejorar la eficiencia de la investigación, facilitando el acceso a la información y conocimiento disponibles
- Promover la efectiva aplicación de los resultados de las investigaciones en la gestión integrada del agua y el páramo

LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN

En función de la problemática identificada en relación al manejo y conservación de las áreas en donde se encuentran las fuentes que abastecen de agua al DMQ, se han planteado varias líneas de investigación (Fig. 2) con el fin de enfocar los esfuerzos de investigación en conocer más a profundidad la problemática identificada y aportar a encontrar medidas de manejo más adecuadas.

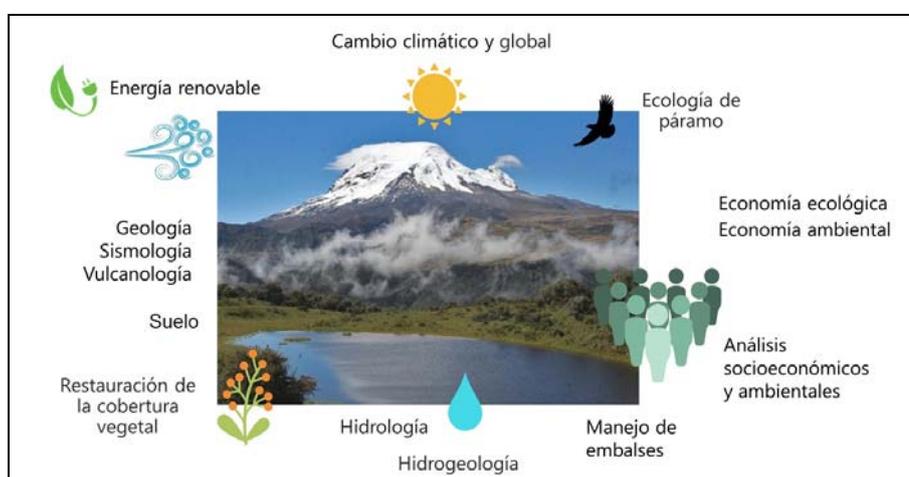


Fig. 2: Líneas de investigación de la Estación Científica Agua y Páramos

De acuerdo a intereses conjuntos para la generación de nuevas evidencias científicas y herramientas de gestión, la Estación Agua y Páramo pone a disposición sus predios e instalaciones a modo de laboratorios a escala real para las investigaciones que coincidan con las líneas de investigación

INSTALACIONES Y SERVICIOS DE LA ESTACIÓN CIENTÍFICA

Para facilitar el trabajo de campo de los investigadores en el marco de la Estación Científica, éstos tienen acceso a las instalaciones de hospedaje que se encuentran en los respectivos predios.

No obstante, la Estación Científica no se limita a infraestructura física, sino que tiene la finalidad de ser un espacio de intercambio académico y científico para los investigadores. Con este fin, se creó una base de datos bibliográficos específicos a los predios y los temas de las líneas de investigación. La intención es, por un lado, facilitar el intercambio directo de información entre investigadores de diferentes Instituciones, y, por otro lado, sistematizar los resultados existentes para optimizar la formulación de nuevos proyectos.

Participando de esa voluntad de compartir información para que sea aprovechada en investigaciones, la EPMAPS y el FONAG ponen a disposición sus propias series de datos, resultado de varios años de monitoreo en las áreas: datos hidrológicos, meteorológicos, calidad de agua, cartografía digital temática, entre otros.

VINCULACION CON LA ESTACION CIENTIFICA

La elaboración de nuevos proyectos de investigación dentro del marco de la Estación Científica responderá a las necesidades de todas las instituciones participantes y hará valer la experticia de cada una de ellas.

Para agendar un primer encuentro: estacion.cientifica@fonag.org.ec



Excursión



GEOTRAVESÍA QUITO – PAPALLACTA

B. Beate (1), M. Hall (2), F. Villares (1)

- (1) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11·253, Quito
- (2) Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11·253, Quito

INTRODUCCIÓN

La excursión de campo entre la ciudad de Quito y el poblado Papallacta tiene como objetivo mostrar algunos aspectos de la evolución geodinámica de los Andes del norte del Ecuador, enfocado en el Callejón Interandino y parte de la Cordillera Real.

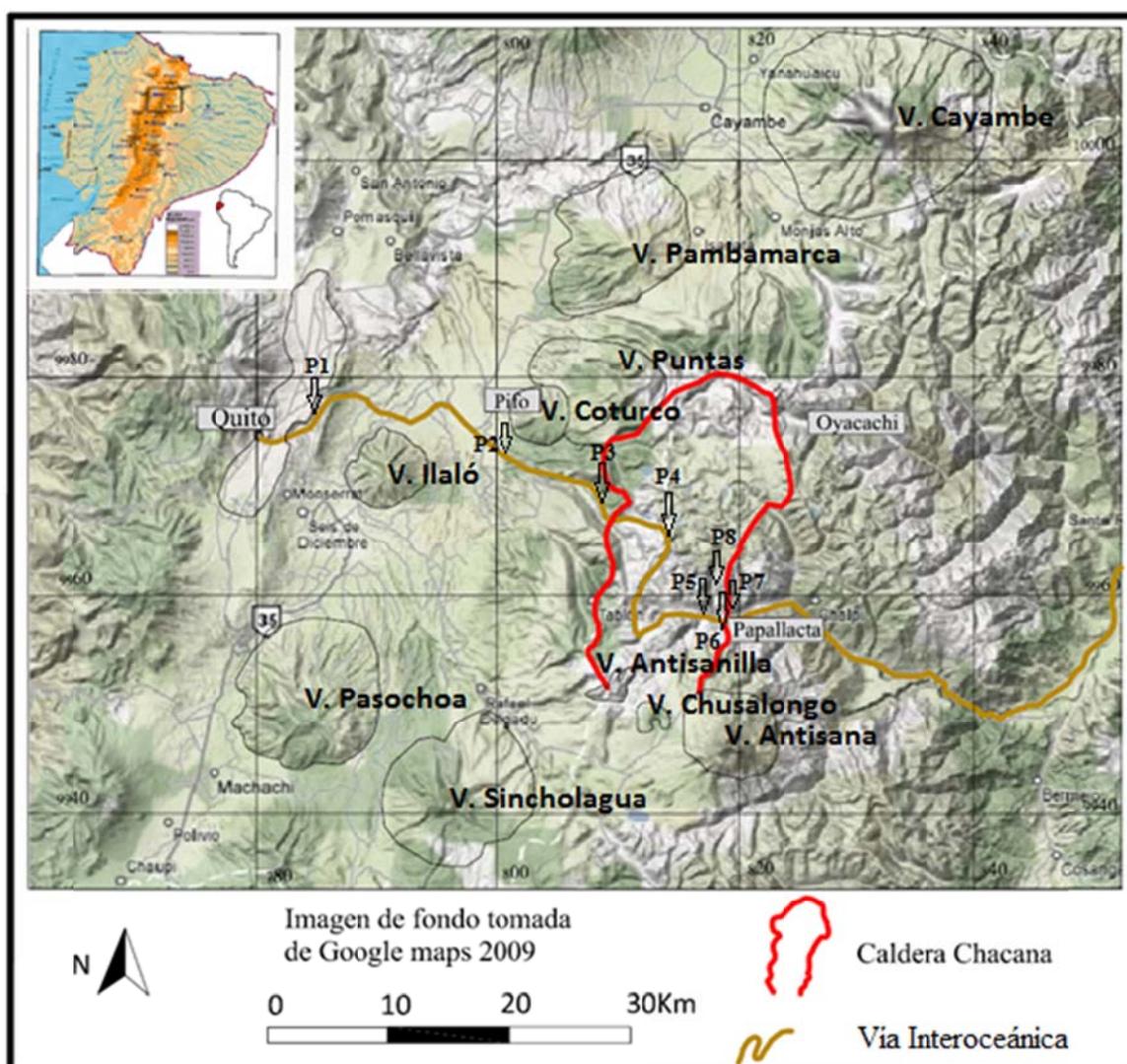


Figura 1. Mapa de Ubicación de la Geotravésia Quito – Papallacta.

Se observarán algunos rasgos morfológicos y estructurales que limitan las Cordilleras Occidental y Real con el Callejón Interandino. Posteriormente se observarán los productos de la Caldera Chacana.

La Caldera Chacana forma parte del complejo riolítico propuesto por Hall & Mothes (2008), se encuentra ubicada entre las provincias de Napo y Pichincha a 40 km al SE de la ciudad de Quito, hacia la cresta de la Cordillera Real entre los volcanes Antisana y Cayambe, en cotas que fluctúan entre 2400 y 4500 msnm. Su estructura basal (Complejo Chacana) tiene dimensiones de 65 km (NS) x 25 km (EO), mientras que, el borde topográfico de la caldera presenta una forma irregular alargada de 32 km (NS) x 18-24 km (EO) (Hall & Mothes, 2001).

Sus flancos representan extensas zonas tabulares llamadas "Tablones" cuyos productos finales tienen edades de aproximadamente 0.8 Ma. Presenta materiales de rellenos tanto sedimentarios como volcánicos. El borde estructural de la caldera es ahora casi irreconocible en el terreno. En las partes N y S de la caldera el borde topográfico es todavía reconocible (cotas 4000 – 4300 m); el resto es un gran conjunto de lomas, ríos, montes y valles, lagunas y pantanos, la mayoría a una altura entre 3300 y 4200 msnm. En los márgenes de la caldera se han construido varios volcanes que representan los puntos más altos de la zona como son Chusalongo (4840m) y Plaza de Armas o Antisanilla (4620m) al S y el estratovolcán Antisana (5756 m), en el margen SE (Villares y Beate, 2011). En el interior de la caldera Chacana se encuentran varios centros de emisión de magmas altamente diferenciados, mayormente dacitas y riolitas y en menor número andesitas intermedias a ácidas con edades menores a 450 ka, con domos, domo-coladas, diques y flujos de lava (Hall & Mothes, 2008; Villares, 2011); la última erupción ocurrió hace aproximadamente 240 años.

Al interior de la caldera es común la presencia de manantiales de agua caliente y zonas de alteración hidrotermal. Además, fallas regionales activas de rumbos NE a NNE cruzan la estructura caldérica, favoreciendo la existencia de permeabilidad que permite la recarga hídrica natural y la circulación de fluidos hidrotermales profundos actuales (Beate et al., 2010).

El basamento de la caldera corresponde a rocas metamórficas de la Cordillera Real, las cuales afloran al este del borde estructural en el pueblo de Papallacta.

ITINERARIO (12 DE MAYO 2017).

Parada 1.

Mirador Av. Simón Bolívar.

- Descripción del ambiente geodinámico del Ecuador.
- Choque entre las placas Nazca y Sudamericana.
- Régimen tectónico compresivo.
- Contexto geológico regional.
- Geomorfología.
- Litoestratigrafía.
- Estructuras.
- Falla de Quito.

Parada 2.

Paluguillo

UTM: 801581, 997145, 2986 msnm.

- Serie Tablones (Sucesión volcánica que forma el flanco exterior del edificio Chacana).

Corresponde a un potente paquete de secuencias volcánicas que formaron el flanco exterior de la Caldera Chacana. Está ampliamente distribuida en las zonas norte y oeste de la caldera. En el oeste se prolonga hasta el límite con el Callejón Interandino, en donde, es cortada por fallas normales. Hacia el norte y noroeste chocan contra los volcanes Pambamarca, Puntas y Cotourco (Beate et al., 2009). En el este las secuencias volcánicas están depositadas directamente sobre rocas metamórficas. En el sur esta unidad está parcialmente cubierta por volcánicos recientes. Hacia el suroeste se prolonga hasta el lineamiento Antisana, en donde choca contra la Fm. Pisayambo y los volcánicos del Sincholagua (Beate et al., 2009).



Figura 1. Ignimbrita bandeada con esferulitas rojas y clastos de obsidiana negra.

Según Carrasco (1987), esta serie consta de tres períodos evolutivos con secuencias de andesitas, dacitas y riolitas cada una. Se asume como edad tentativa de 2.7 – 0.8 Ma para la serie, cuando la emisión de grandes volúmenes de vitrófiros e ignimbritas dieron origen a la caldera y formaron la superficie inclinada conocida como El Tablón (Hall & Mothes, 2008).

Parada 3.

Flujo de lava Yuyos

UTM: 807100, 9966807, 3690 msnm.

- Morfología glaciar.
- Morrenas laterales.
- Flujo intracaldera.
- Interacción lava – hielo.
- Composición sanuquítica.

El flujo de lava Yuyos se ubica en el borde estructural de la caldera y es caracterizado como un flujo dacítico con una edad de 31 ka (Hall & Mothes, 2008).

Parada 4.

La Virgen

UTM: 811720, 9963584, 4065 msnm.

- Morfología glaciar.
- Divisoria intercontinental de aguas.
- Relleno sedimentario de la caldera Chacana.
- Brecha freatomagmática.

Corresponde al sitio más alto a lo largo del recorrido con una altura próxima a los 4000 msnm. Representa la línea divisoria intercontinental de aguas, hacia el oeste al océano Pacífico y al este el océano Atlántico.

Desde este punto se observan rocas sedimentarias estratificadas. Su disposición es estrato y grano creciente, desde lutitas y areniscas finas hasta conglomerados. Las facies con tamaños menores a arenas son las dominantes. Están constituidas únicamente por aportes volcánicos de andesitas y dacitas negras, dacitas gris claras, en menor cantidad

riolitas y cristales de plagioclasa, cuarzo y máficos. Todo esto en una matriz fina constituida por los mismos materiales. Los conglomerados son de color café y gris verdoso, presentan aportes únicamente volcánicos. Las rocas presentan buen sorteo y clara presencia de laminación en los sedimentos finos. Estas rocas son interpretadas como sedimentos lacustres depositados en el fondo de la caldera y posteriormente levantados hasta su posición actual.

Hacia el norte afloran brechas de color gris claro con tonalidad verdosa; es una brecha matriz-soportado con mal sorteo. Contiene clastos angulares y sub angulares. La matriz está conformada por materiales de tamaño de limo, arena y grava de la misma composición lítica. La brecha en general presenta vetillas de ópalo y de calcita (Villares, 2010). Gran parte de los líticos están alterados, con una asociación de epidota, calcita, clorita y pirita. Algunos líticos presentan los bordes reabsorbidos.

Parada 5.

Laguna Papallacta.

UTM: 816737, 9958103, 3358 msnm.

- Domos resurgentes.
- Flujos de lava intracaldera.
- Origen de la laguna.
- Flujos de lava históricos.
- Manantiales de agua termal.

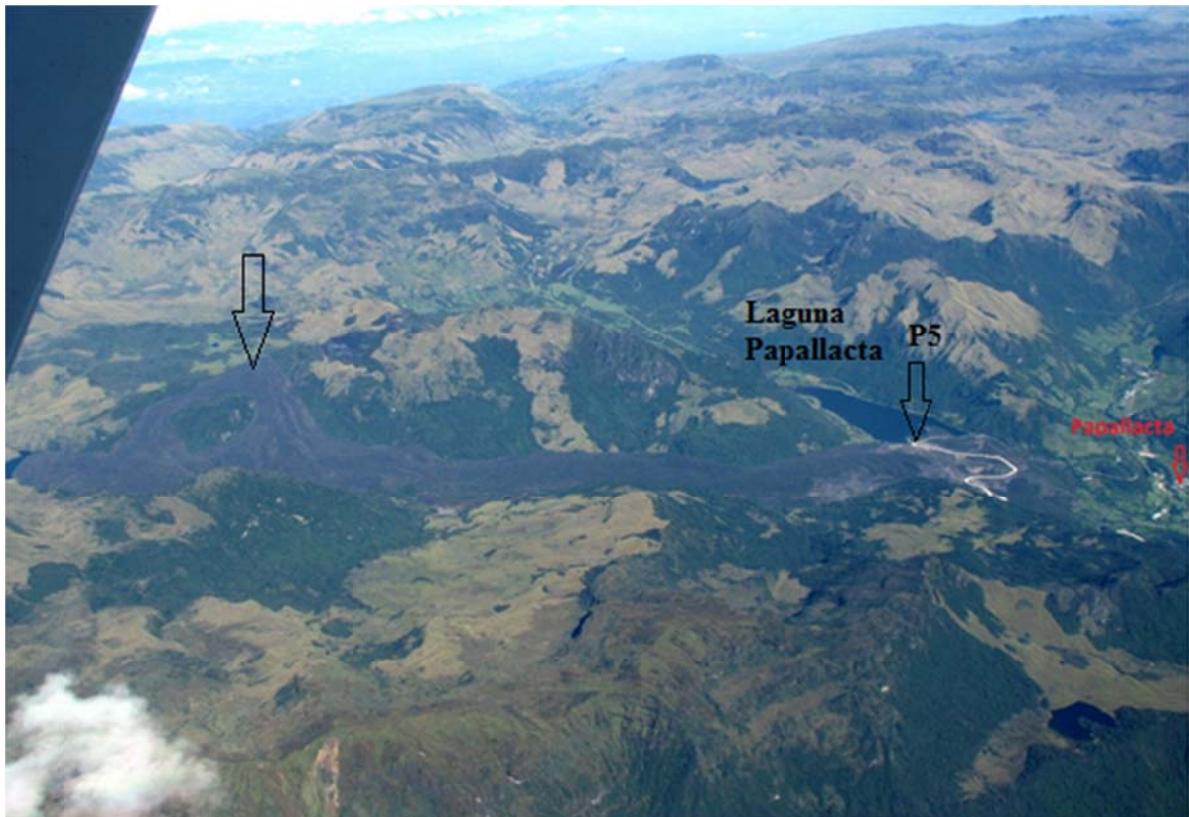


Foto 1. Vista panorámica del interior de la Caldera Chacana (Foto: S. Vallejo, IGEPN). Se muestra el viento intracaldera del flujo de lava Papallacta.

Hacia el norte y noreste de la laguna Papallacta se observan un grupo de domos dacíticos-riolíticos ubicados a lo largo del valle El Tambo. Las rocas son masivas, con pocas diaclasas verticales. Tienen una cubierta poco potente de brechas clasto-soportadas. Las partes bajas de los domos presentan alteración propilítica, hay vetillas entre 1 – 2 cm de sílice (ópalo) de color azul oscuro.

En la caldera Chacana se ha registrado dos erupciones de lava en los últimos 300 años. Uno de ellos se encuentra en el flanco exterior SW de la caldera (Flujo Pinantura) y el otro en el interior (Flujo Papallacta). El Flujo de lava Papallacta se formó en 1773 DC. (Hall y Mothes, 1991). Desciende por el valle del Río Tumiguina entre la Serie Tablones y el Cerro Cosango, en este último se encuentra su centro de emisión, en una roca caja de andesitas y dacitas negras. Represa a los ríos Tumiguina y Tambo formando las lagunas Tumiguina y Papallacta, respectivamente. El flujo de lava presenta una potente cubierta de autobrechas. Se trata de un flujo constituido por bloques de rocas de coloración gris oscura y rojiza, tienen una textura porfírica algo vesicular. Se observa como fenocristales solamente plagioclasas, biotita y cuarzo reabsorbido. La matriz es afanítica. En las cercanías al centro de emisión las rocas son vesiculares y existe biotita a la vista, mientras que al final del flujo las rocas no son vesiculares y es casi nula la presencia de biotita y fenocristales. Corresponde a una andesita ácida.

Existen más de dos docenas de fuentes termales a lo largo del cauce y las márgenes del Río Tambo y al pie del domo de la Loma Baños. Las temperaturas varían entre 47.2 - 65,4 °C con una conductividad eléctrica entre 2170 – 7280 microSiemens/cm. Las fuentes termales se encuentran tanto en el cauce como en las márgenes del río y presentan caudales menores a 4 l/s. El pH varía entre 6,56 – 7,28. Algunas fuentes termales presentan gases burbujeantes.

Parada 6.

Papallacta (Río Tumiguina)

UTM: 18568, 9958111, 3189msnm.

- Evidencias sobre el borde estructural de la caldera Chacana.
- Flujos de lava intracaldera.

En este punto afloran diques anulares andesíticos. Se caracterizan por tener disposiciones verticales e inclinadas. Sus espesores varían entre metros y decenas de metros. Tienen un denso diaclasamiento con inclinación hacia el oeste. Las rocas son de color gris y gris verdoso, tienen ligera alteración propilítica y presentan localmente vetillas de calcita. Existen xenolitos de rocas basálticas afaníticas de color gris oscuro con tamaños menores a 3 cm. Los diques representarían el borde estructural de la caldera.

Afloran también brechas, son de color rojizo, gris y café. En algunos sectores la brecha se desintegra fácilmente y en otros está bien consolidada. Tiene un pésimo sorteo con clastos de varios metros y soporte de matriz. Está afectada por fallamiento evidenciada por estrías y por ligera alteración en los bordes de la falla. Existe un denso diaclasamiento en variadas direcciones cruzadas entre sí. La brecha está constituida por clastos angulares y subangulares de rocas volcánicas andesíticas afaníticas y porfíricas, dacitas, riolitas, tobas y líticos metamórficos. La matriz es lítica compuesta por materiales de los mismos clastos. Representarían brechas originadas por colapso de materiales del borde de la caldera.

Sobreponen a las litologías anteriores al menos dos flujos de lava andesíticos. Los flujos están altamente diaclasados y lajados. La roca es de color gris oscuro, porfírica con matriz microcristalina, y tiene como fenocristales plagioclasa y piroxeno.

Parada 7.

Papallacta

UTM: 818097, 9958389, 3168 msnm.

Memorias

VIII Jornadas en Ciencias de la Tierra



Con el apoyo de:

