

## Restricciones y un Posible Modelo Para la Génesis de los Magmas del Volcán Pululahua (Ecuador)

Andrade D.\*; Martin H.\*\*; Monzier M.\*\*\*

\*Escuela Politécnica Nacional, Instituto Geofísico  
Quito, Ecuador ( e-mail: dandrade@igepn.edu.ec)

\*\* Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans

Clermont-Ferrand - France (e-mail: h.martin@opgc.univ-bpclermont.fr)

\*\*\* Institut de Recherche pour le Développement, Laboratoire Magmas et Volcans  
Clermont-Ferrand – France

---

**Resumen:** Las composiciones químicas de unas rocas de los volcanes Pululahua y Casitahua, se han utilizado para probar una metodología que permite modelar las posibles fuentes y procesos de formación de los magmas. La metodología requiere hacer un balance de masas entre los óxidos mayores de una roca “madre” y una “hija”, cuyos resultados deben ser validados luego mediante el modelaje del comportamiento de los elementos en traza. La aplicación de este método sugiere que los magmas del Pululahua no se formarían mediante ninguno de los modelos petrogenéticos simples, sino que se requeriría un modelo complejo que incluiría: 1) La fusión parcial de la corteza subducida con la producción de un magma adakítico; 2) El metasomatismo de la cuña del manto por el magma adakítico; 3) La fusión parcial de la cuña del manto metasomatizada. Este proceso permite también explicar las composiciones químicas, así como las variaciones espaciales y temporales, de los magmas de los volcanes Mojanda-FuyaFuya, Cayambe y Reventador.

**Palabras clave:** Pululahua, magmas, subducción, petrogénesis, fusión parcial.

**Abstract:** The chemical compositions of samples from Pululahua and Casitahua volcanoes have been used to test a methodology for modeling the possible magma-sources and the formation processes. This methodology requires a major-oxides mass-balance between a “mother” and a “daughter” compositions, whose results must be validated through the modeling of trace element behavior. The application of such methodology suggests that the magmas from Pululahua are not formed under any of the simple petrogenetic models, but instead it requires a more complex process including: 1) The partial melting of the subducted oceanic crust with adakitic magma production; 2) Metasomatism of the mantle-wedge by the adakitic magma; 3) Partial melting of the metasomatized mantle-wedge. This process also explains the chemical compositions, as well as the temporal and spatial variations, of the magmas from Mojanda-FuyaFuya, Cayambe and Reventador.

**Keywords:** Pululahua, magmas, subduction, petrogenesis, partial melting.

---

### 1. INTRODUCCION

Las zonas de subducción son regiones de la Tierra donde una corteza oceánica se introduce en el manto terrestre luego de pasar por debajo de otra corteza oceánica o de una corteza continental [31], [32]. Las zonas de subducción se caracterizan por su fuerte actividad sísmica y por su frecuente actividad volcánica [31], [32].

Los procesos de formación de los magmas de las zonas de subducción han sido estudiados de forma cuantitativa durante las últimas cuatro décadas. Todos los modelos propuestos invocan la fusión parcial de rocas pre-existentes, si bien el lugar y las condiciones bajo las cuales dicha fusión ocurre son variadas. Así, el modelo estándar de Tatsumi [28] indica que: las peridotitas de la cuña del manto (Fig. 1a), al entrar en

contacto con fluidos acuosos originados por deshidratación de la corteza oceánica subducida, estarían en condiciones físicas y químicas propicias para fundirse parcialmente y formar magmas basálticos [28], [26].

Otros modelos simples pero menos convencionales indican que, bajo condiciones especiales, los magmas podrían formarse por fusión parcial de: a) la propia corteza oceánica subducida [5], [16]; y, b) la litósfera sub-continental profunda de composición basáltica [2], [25] (Fig. 1a). En estos dos últimos casos, sin embargo, los magmas formados serán de composición andesítica o dacítica.

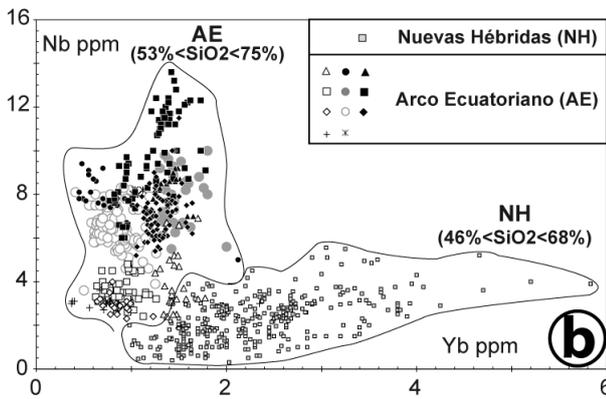
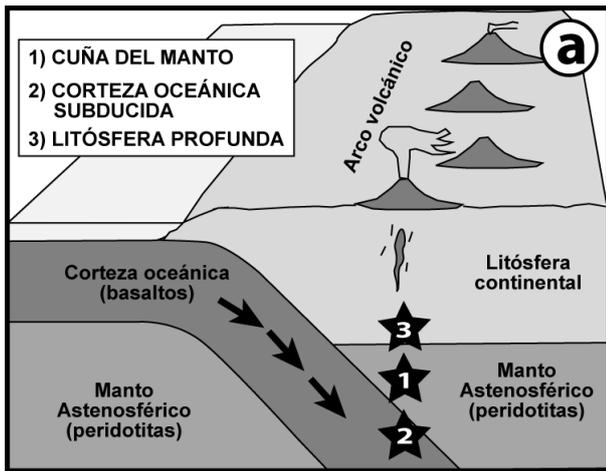


Figura 1. a) Esquema de una zona de subducción (Fuente: elaboración propia); b) Comparación geoquímica entre los arcos de las Nuevas Hébridas y del Ecuador (Fuente: [23])

El volcanismo observado en el Ecuador continental corresponde al de una zona de subducción (Fig. 1b), pero varios trabajos recientes sugieren que un modelo estándar simple no sería suficiente para explicar las características químicas observadas en los magmas del arco volcánico Ecuatoriano [10], [23], [11].

En el presente trabajo, se toma el ejemplo del volcán Pululahua para probar modelos de génesis de magmas en arcos volcánicos. El objetivo es determinar de forma cuantitativa los procesos que permitan explicar las características químicas observadas en las rocas del volcán Pululahua y luego probarlos en otros volcanes del Ecuador.

## 2. EL VOLCÁN PULULAHUA

### 2.1 Posición geodinámica

La subducción en el Ecuador está compuesta por la placa oceánica de Nazca y la placa continental Sudamericana (Fig. 2a). El segmento de la placa de Nazca que se subduce bajo el Ecuador tiene una edad de entre 22 y 12 Ma y se caracteriza además por contener a la cordillera asísmica de Carnegie, que ha sido emplazada por la actividad del punto caliente de las Galápagos dando lugar a una gran prominencia topográfica en el fondo oceánico (Fig. 2a) [14], [20].

Medidas de GPS han mostrado que la placa Nazca se desplaza en dirección N100° a una velocidad de ~57 mm/año con respecto al Bloque Nor-Andino [6], [29]. Además, varios

análisis de la sismicidad en el Ecuador muestran que la placa Nazca se subduce con un ángulo de entre 25° y 30° [9], por lo que se encontraría a una profundidad de entre 100 y 130 km por debajo de la zona donde se desarrolla actualmente el Arco Volcánico Ecuatoriano (Fig. 2a).

El inventario más reciente del Arco Volcánico Ecuatoriano indica que se contabilizan 84 edificios [4]. En base de su posición y de las características químicas de sus magmas, los volcanes del Arco Ecuatoriano han sido subdivididos en tres filas paralelas [17]: 1) el Frente Volcánico, 2) el Arco Principal, y 3) el Tras-Arco. El volcán Pululahua forma parte del Frente Volcánico. A su misma latitud, se encuentran los complejos volcánicos de Mojanda-FuyaFuya y Cayambe en el Arco Principal, y el Reventador en el Tras-Arco (Fig. 2b).

### 2.2 Geología y estructura

El volcán Pululahua se encuentra compuesto por cuatro unidades estratigráficas y estructurales mayores: 1) Los domos de lava y brechas pre-caldera antiguos; 2) Los domos de lava y brechas pre-caldera jóvenes; 3) Los depósitos syn-caldera; 4) los domos de lava y brechas post-caldera (Fig. 3).

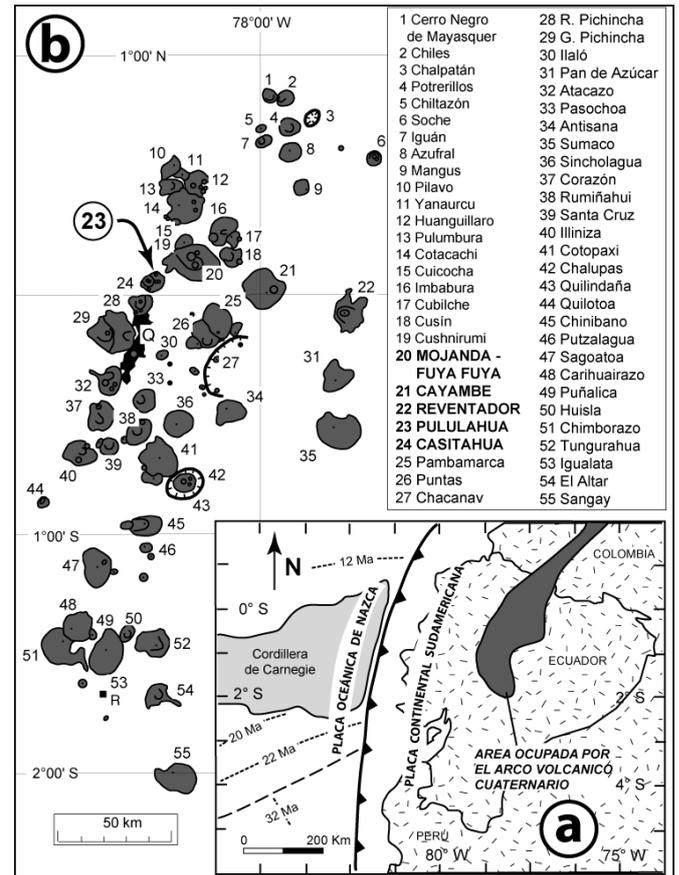


Figura 2. a) Esquema de la subducción en Ecuador; b) Distribución de los volcanes cuaternarios del arco Ecuatoriano. Fuente: elaboración propia.

Estudios precedentes [1] han mostrado que ambas unidades pre-caldera fueron emplazadas en el Pleistoceno tardío, entre ~160 y ~12 ka AP, mientras que las unidades syn- y post-caldera, fueron emplazadas entre 2500 y 2200 aAP.

Antes de la existencia del Pululahua, el único vestigio de volcanismo en la zona está representado por el edificio del volcán Casitahua. Se desconoce el periodo de tiempo durante el cual el Casitahua estuvo activo, pero es sin duda más antiguo que el Pululahua [1] (Fig. 3). Debido a su cercanía, se puede considerar al Casitahua como un antecesor del Pululahua, formando ambos un solo complejo volcánico.

Muestras de roca correspondientes al Casitahua y a las cuatro unidades estratigráficas del Pululahua han sido analizadas químicamente y se han obtenido sus contenidos en óxidos mayores (% peso) y en varios elementos en traza (ppm), incluyendo elementos de tierras raras ligeros (LREE, por sus siglas en inglés), elementos de tierras raras pesados (HREE), elementos litófilos de radio iónico grande (LILE) y elementos de alta fuerza de campo (HFSE) (Tabla 1). Según el esquema de clasificación de roca volcánicas de Peccerillo y Taylor [19], todas las rocas caen dentro del rango de las Andesitas y las Dacitas, con rangos de variación de SiO<sub>2</sub> bastante restringidos (61% <SiO<sub>2</sub> < 65%).

2

### 3. MODELOS PETROGENETICOS

#### 3.1 Metodología del modelaje

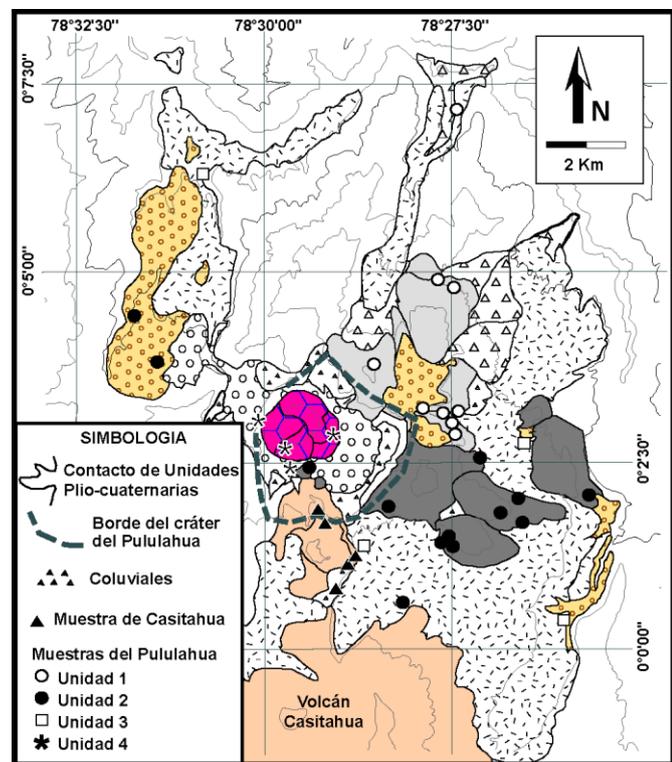


Figura 3. Mapa geológico simplificado del volcán Pululahua, con los sitios donde se han tomado muestras de roca para el presente estudio.

Fuente: elaboración propia.

Los modelos petrogenéticos tienen por objetivo determinar los procesos necesarios para obtener la composición química de las rocas diferenciadas observadas en superficie. Dos de los procesos más comunes son la *fusión parcial* y la *mezcla de magmas*, los cuales son modelados de formas distintas.

La fusión parcial se modela, en primer lugar, mediante un balance de masas entre una “roca madre” (hipotética) y una “roca hija” (observada), tomando en cuenta únicamente los óxidos mayores y usando un ajuste por mínimos cuadrados [31]. Esto permite obtener la composición mineralógica de un “residuo de fusión”, así como la “tasa de fusión” necesarios para que el balance de masa sea lo menos erróneo posible.

Debido a la cantidad de variables involucradas, casi siempre se encuentran varias soluciones para el balance de masas, pero generalmente solo unas pocas son geológicamente realistas. Si el balance entre roca madre e hija produce un residuo y una tasa de fusión realistas, se considera a esa roca madre como potencial candidata para el modelo petrogenético.

En segundo lugar, se prueba la validez de los resultados obtenidos con los óxidos mayores mediante el modelaje del comportamiento característico que tienen los diferentes tipos de elementos en traza (LREE, HREE LILE o HFSE) durante la fusión parcial [31]. Para esto se utilizan los resultados obtenidos en el balance de masas (residuo y tasa de fusión) y las composiciones químicas y mineralógicas de las respectivas rocas madre (hipotéticas).

Tabla 1. Resumen de las composiciones químicas de las rocas estudiadas.

Fuente: elaboración propia

	Casitahua (N=5)			Pululahua (N=50)		
	Máx.	Mín.	Prom.	Máx.	Mín.	Prom.
SiO <sub>2</sub>	63,96	61,23	62,31	64,93	61,89	63,13
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,50	0,54	0,59	0,4	0,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,32	15,81	16,07	17,36	16,28	16,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,78	5,37	6,15	6,26	4,62	5,7
MnO	0,11	0,09	0,10	0,09	0,07	0,08
MgO	4,37	2,85	3,72	3,42	1,59	2,66
CaO	6,02	5,19	5,72	5,97	4,87	5,53
Na <sub>2</sub> O	4,38	3,91	4,13	4,77	4,09	4,39
K <sub>2</sub> O	1,21	1,07	1,13	1,1	0,9	1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,13	0,13	0,18	0,12	0,14
LOI	0,25	0,02	0,14	2,11	-0,08	0,54
Sc	18,5	13,2	16,5	15	8	12,85
V	150	110	129,6	143	88	125,2
Cr	210	86	146	111	5	52,63
Co	23	16	20	20	10	15,33
Ni	55	29	45,2	38	5	19,9
Rb	20	17	18,7	19	13	15,7
Sr	408	380	395,6	500	433	464,9
Y	14	12	13	11,5	8,7	10,6
Zr	105	88	99,6	87	37	77,2
Nb	3,4	2,6	3,1	3,3	2,3	2,88
Ba	590	520	542,4	545	446	490,9
La	10,5	8	8,9	8,2	7	7,6
Ce	20	15,5	17,6	17,5	15	15,7
Nd	12	9,5	10,5	11,5	9	10
Sm	2,55	2,20	2,3	2,7	1,95	2,28
Eu	0,81	0,65	0,73	0,77	0,63	0,71
Gd	2,70	2,30	2,5	2,8	1,85	2,34
Dy	2,40	2,05	2,21	2	1,6	1,83
Er	1,40	1,20	1,27	1,15	0,8	1
Yb	1,35	1,15	1,24	1,03	0,67	0,94
Th	1,75	1,50	1,59	1,35	0,9	1,13

Con estos datos se calcula el contenido químico teórico en elementos en traza que tendría una roca hija obtenida bajo las condiciones de fusión parcial (residuo y tasa de fusión) de la roca madre.

Estos cálculos se hacen individualmente para cada elemento en traza, dado que su comportamiento durante la fusión parcial está gobernado por su coeficiente de distribución global

$$D = \sum_{(i=1,n)}(x_i * K_D) \quad (1)$$

donde  $x_i$  es la fracción del mineral "i" en el residuo de fusión y  $K_D$  es el coeficiente de partición entre el líquido producto de la fusión (roca hija observada) y el mineral "i" [15]. El contenido CL en un elemento traza cualquiera de la roca hija hipotética se calcula mediante la expresión

$$CL = (Co/F) * (1 - (1 - F)^{(1/D)}) \quad (2)$$

que representa el proceso de fusión parcial, donde Co es el contenido del elemento en la roca madre y F es la tasa de fusión parcial. Si a partir de una roca madre hipotética se pueden producir composiciones químicas calculadas que sean similares a las observadas en la naturaleza, entonces se la puede considerar como parte del modelo petrogenético.

La mezcla de magmas es un proceso que se modela de manera más simple. Solamente es necesario conocer las composiciones químicas (óxidos mayores y trazas) y los porcentajes de cada magma en la mezcla final. Luego se hace simplemente una adición de los componentes respectivos tomando en cuenta su porcentaje correspondiente.

Tabla 2. Resumen de las composiciones químicas de las rocas madres escogidas para el modelo petrogenético simple. Fuente: [12], [30].

	KLB 1	BPC	EC 1014	PUL 6B
SiO <sub>2</sub>	44,4	50,20	51,91	61,93
TiO <sub>2</sub>	0,2	1,20	1,44	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,6	15,20	15,36	16,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,9	11,50	8,46	6,07
MnO	0,1	0,00	0,12	0,09
MgO	39,1	7,50	6,22	3,18
CaO	3,4	11,30	10,91	5,79
Na <sub>2</sub> O	0,3	2,70	5,06	4,34
K <sub>2</sub> O	0	0,20	0,29	0,94
P <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0,10	0,23	0,18
Total	100	99,90	100,00	100,00
V	86	298,77		133
Cr	3083	344,24	257	84
Co	104	47,68	28	17
Ni	1866	100,09		26
Rb	0,1	10,18	9,4	15,4
Ba	4,1	132,44	60	446
Nb	0,15	5,52	9	2,7
Sr	11,5	172,29	194	488
Zr	6,3	60,43	118	80
Y	4,7	23,79	24,1	11
La	0,06	3,71	7,7	7,2
Ce	0,41	9,15	18,4	15,5
Nd	0,8	7,26	12,6	9,5
Eu	0,15	0,92	1,24	0,7
Dy	0,86	3,88		1,85
Er	0,62	2,46		1
Yb	0,62	2,29	0,19	1,01

### 3.2 Utilización de un modelo petrogenético simple

En vista del entorno geodinámico del Pululahua, es decir una zona de subducción, tres rocas pueden ser probadas inicialmente como "madres" de sus magmas: 1) una peridotita fértil de la cuña mantélica [28]; 2) un basalto de la placa Nazca subducida [5]; y, 3) una composición máfica de la corteza continental inferior [2].

Para realizar los cálculos de fusión parcial de estas rocas madres, se ha seleccionado, respectivamente (Tabla 2): 1) la composición química de la peridotita KLB-1 [12]; 2) la composición química promedio BPC, de 8 muestras de basalto de la Cordillera de Carnegie; y, 3) la composición química del basalto EC-1014, perteneciente al basamento de la Cordillera Occidental sobre el cual se asienta el Pululahua y que representa la corteza continental profunda [30]. Como roca hija se ha seleccionado a la muestra PUL-6B, dado que es la menos rica en SiO<sub>2</sub> de toda la suite del Pululahua y por lo tanto la que menos ha sido modificada durante el transporte desde la zona de génesis. Finalmente, la composición química usada para los minerales que formarían los diferentes residuos de fusión ha sido obtenida de diversos trabajos experimentales [13], [27].

Los resultados obtenidos mediante el balance de masa de los óxidos mayores indican que la peridotita del manto (KLB-1) y el basalto de la Cordillera de Carnegie (BPC) serían potencialmente candidatos para generar los magmas del Pululahua, dado que los respectivos balances de masas tienen un buen coeficiente de regresión ( $r^2 < 1$ ) y los resultados son geológicamente justificables (Tabla 3). Los casos en que la roca madre BPC produce un residuo de fusión que contiene anfíbol, y en que la roca madre EC-1014 requiere una tasa de fusión  $F=46,5\%$ , son geológicamente irrealistas y deben ser descartados del modelo genético.

Tabla 3. Resultados del balance de masas con óxidos mayores en los casos de modelos simples de fusión parcial. Están resaltados los dos casos que pueden representar rocas madres coherentes. Ol= Olivino, Opx= Ortopiroxeno, Cpx= Clinopiroxeno, Anf= Anfíbol, Grt= Granate, Rt= Rutilo, r<sup>2</sup>= coeficiente de regresión, F= tasa de fusión. Fuente: elaboración propia.

		Roca Madre			
		KLB 1	BPC	BPC	EC 1014
Residuos de fusión	Ol (%)	63,82	---	---	---
	Opx (%)	14,97	---	---	---
	Cpx (%)	13,73	52,47	59,33	70,25
	Anf (%)	---	12,52	---	---
	Grt (%)	7,47	34,55	40,13	27,59
	Rt (%)	---	0,46	0,55	2,16
	r <sup>2</sup> (%)	0,42	0,3	0,4	8,21
	F (%)	3,15	32,65	32,36	46,5

Mediante los parámetros definidos por el balance de masas se procedió a hacer el modelaje del comportamiento de los elementos en traza, durante la fusión parcial de la peridotita KLB 1 y del basalto BPC. El resultado de los cálculos indica que ninguno de los dos casos puede justificar los contenidos en elementos en traza observados en la roca hija PUL-6B (Fig. 4). La fusión parcial de la peridotita KLB-1 da como resultado un líquido muy empobrecido en la mayoría de elementos en traza, mientras la roca BPC da un líquido algo enriquecido en LILE, HFSE y HREE, pero empobrecido en LREE como Er e Yb (Fig. 4), con respecto a PUL-6B.

Resultados similares serían obtenidos al utilizar cualquier otra roca del Pululahua como composición de roca hija en los cálculos. En conclusión, ninguna de las rocas madres propuestas puede justificar la composición química de las rocas observadas en el Pululahua bajo las condiciones calculadas para un modelo petrogenético simple.

### 3.3 Utilización de un modelo petrogenético complejo

Trabajos precedentes realizados en volcanes como el Cayambe [23] o el Iliniza [11] llegan a la misma conclusión obtenida arriba. En ambos casos, se muestra que es necesario

recurrir a modelos petrogenéticos más complejos con el fin de explicar las características químicas de los magmas más recientemente erupcionados en el Ecuador.

Según lo expuesto en [23], los magmas del Cayambe resultan de un proceso en el cual, en primer lugar, la corteza basáltica de la Placa de Nazca subducida se funde parcialmente. Luego, los magmas formados de esta forma van a entrar en contacto y metasomatizar las peridotitas de la cuña del manto. Finalmente, estas peridotitas metasomatizadas se funden parcialmente, dando lugar a magmas similares a los observados en el Cayambe.

Por otra parte, en [11] se propone que tanto la Placa de Nazca subducida, como la cuña del manto se funden parcialmente, por separado, dando lugar cada una a la formación de un tipo de magma. Estos magmas se mezclarían durante su ascenso a la superficie y formarían rocas similares a las del Iliniza.

Si bien el modelo de Hidalgo et al. [11] es matemáticamente correcto, sus implicaciones geológicas son difícilmente sostenibles. Por ejemplo, es muy poco probable que un magma derivado de la placa subducida atraviese la cuña del manto sin sufrir ningún cambio importante y que solamente durante el ascenso a la superficie se mezcle con otro magma proveniente de la cuña del manto. El proceso propuesto por Samaniego et al. [23] es más coherente desde el punto de vista geológico y además ha sido observado en otras zonas de subducción [13], [24]. Por eso, será probado a continuación para el caso del Pululahua.

En primer lugar se obtendrá la composición química de un magma hipotético llamado APE, formado por la fusión parcial de la corteza oceánica subducida BPC [5], [16]. Para hacer el balance de masas por óxidos mayores, en este caso se utilizó como roca hija la composición química observada en la naturaleza de magmas provenientes de la fusión de una corteza oceánica subducida [24]; y en el caso del basalto BPC, la misma composición detallada en la Tabla 2. El balance de masas indica que dos residuos de fusión son posibles (Tabla 4). Sin embargo, aquel que contiene anfíbol no será tomado en cuenta, ya que ese mineral no es estable a las profundidades donde se espera que ocurra la fusión parcial (~100-120 km) [9].

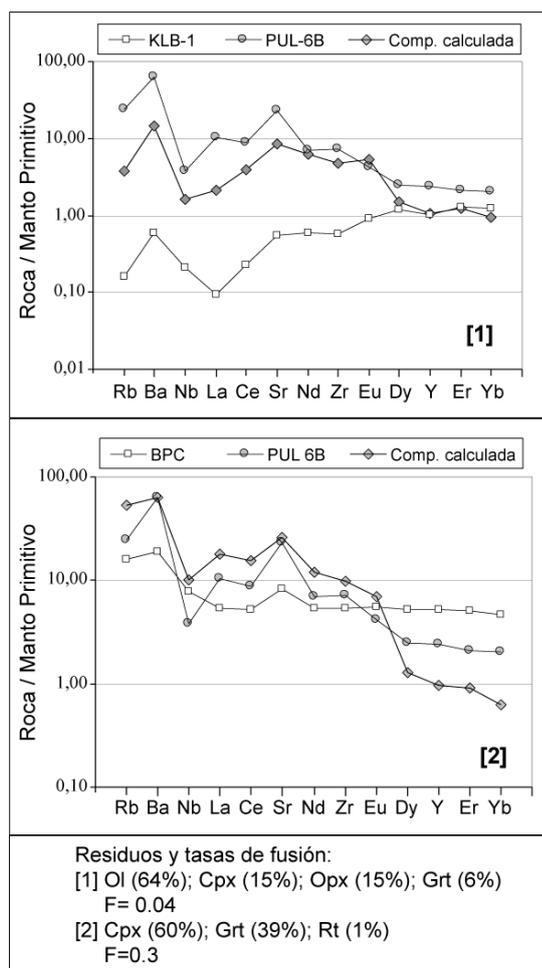


Figura 4. Comparación de los contenidos en elementos traza de las rocas madre: 1) la peridotita KLB 1; y, 2) el basalto BPC, y de las rocas hija calculadas y la observada (PUL-6B). Fuente: elaboración propia.

Tabla 4. Resultados del balance de masas con óxidos mayores en el caso de modelos simples de fusión parcial para el basalto BPC. Está resaltado el caso que puede representar una roca madre coherente. Ver la leyenda en la

Tabla 5. Fuente: elaboración propia.

		Roca Madre	
		BPC	BPC
Residuos de fusión	Cpx (%)	46,18	61,3
	Hbl (%)	27,51	---
	Grt (%)	26,1	38,31
	Rt (%)	0,2	0,39
	r (%)	1,08	1,72
	F (%)	26,8	26,02

El residuo que no contiene anfíbol, y su tasa de fusión respectiva, fueron utilizados para calcular el contenido en elementos en traza del magma APE, a pesar de que el coeficiente de correlación no es óptimo en el balance de masas (Tabla 4). Así, se obtuvo la composición química del magma hipotético APE (Tabla 5).

El segundo paso del modelo genético complejo consiste en el metasomatismo de la peridotita KLB-1 por parte del magma APE. Esto fue modelado por una simple mezcla de dichas composiciones en proporciones de 90% y 10% respectivamente. De esta manera se obtiene la composición teórica MMA-1, que representa una peridotita metasomatizada por un magma de carácter adakítico (Tabla 5), la cual será sometida a un nuevo modelaje de fusión parcial.

El balance de masas entre la roca madre hipotética MMA-1 y la roca hija PUL-6B indica que el mejor residuo posible  $r = 0.75$  estaría compuesto de Olivino (67%), Clinopiroxeno (14%), Ortopiroxeno (14%) y Granate (5%) mediante una tasa de fusión parcial de 16% de MMA-1.

Tabla 5. Resumen de las composiciones químicas de las rocas madres utilizadas para el modelo petrogenético complejo de fusión parcial.  
Fuente: [12] y elaboración propia.

	KLB 1	APE	MMA1
SiO <sub>2</sub>	44,4	64,13	46,37
TiO <sub>2</sub>	0,2	0,2	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,6	19,12	5,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,9	3,13	8,32
MnO	0,1	0,1	0,10
MgO	39,1	0,86	35,28
CaO	3,4	4,36	3,50
Na <sub>2</sub> O	0,3	4,49	0,72
K <sub>2</sub> O	0	3,17	0,32
P <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0,43	0,04
Total	100	100	100
V	86	148,9	92,29
Cr	3083	38,98	2778,6
Co	104	20,94	95,7
Ni	1866	32,3	1682,6
Rb	0,1	40,7	4,16
Ba	4,1	529,4	56,63
Nb	0,15	7,19	0,85
Sr	11,5	615,32	71,9
Zr	6,3	115,64	17,23
Y	4,7	4,50	4,68
La	0,06	14,47	1,51
Ce	0,41	30,91	3,46
Nd	0,8	17,15	2,43
Sm	0,38	3,16	0,66
Eu	0,15	1,19	0,26
Gd	0,66	1,87	0,78
Dy	0,86	0,96	0,87
Er	0,62	0,44	0,6
Yb	0,62	0,31	0,59

Finalmente, con el fin de probar la validez del balance de masas se procedió al modelaje del comportamiento de los elementos en traza utilizando los mismos parámetros obtenidos con los óxidos mayores (residuo y tasa de fusión). El resultado produce una roca hija teórica de características similares a la muestra PUL-6B (Fig. 5a) aunque ligeramente empobrecida en Y y en elementos de tierras raras pesadas como Yb y Er, y levemente enriquecida en elementos de tierras raras livianas como La y Ce.

En este modelaje, los contenidos de Y, Yb y Er son controlados fuertemente por la presencia de granate en el residuo de fusión, mientras La y Ce son fuertemente controlados por el valor de la tasa de fusión. Es así que haciendo pequeñas modificaciones en el contenido de granate del residuo de fusión (p.e. de 5% a 3%) y en la tasa de fusión (p.e. de 16% a 19%), se pueden obtener composiciones de rocas hijas teóricas casi equivalentes a la muestra PUL-6B (Fig. 5b). Igualmente, con pequeñas modificaciones del modelo de fusión parcial de la peridotita teórica MMA-1 se puede explicar otras composiciones observadas en el Pululahua (p.e. PUL-33B) y en el Casitahua (p.e. MPL-1) (Fig. 6).

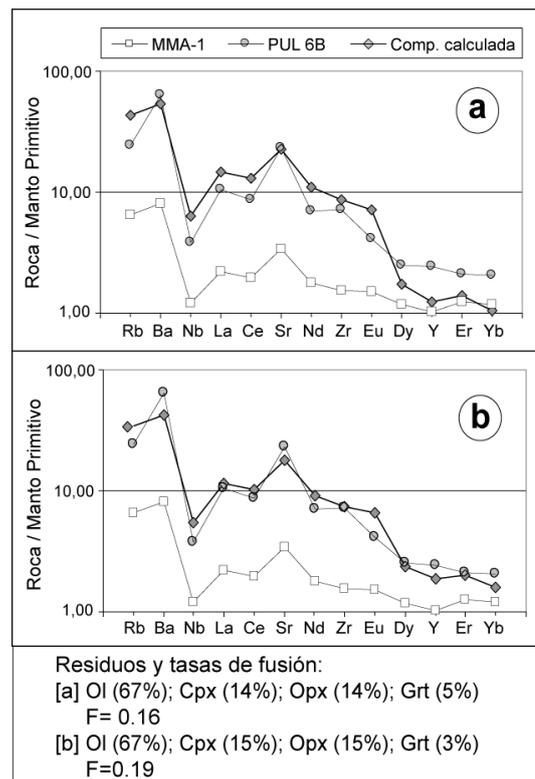


Figura 5. Comparación de los contenidos en elementos traza de la roca madre MMA-1 con las rocas hija calculada y la observada (PUL-6B). a) Con los parámetros de fusión parcial obtenidos en el balance de masas; b) Con ligeras variaciones en los parámetros de fusión parcial.  
Fuente: elaboración propia.

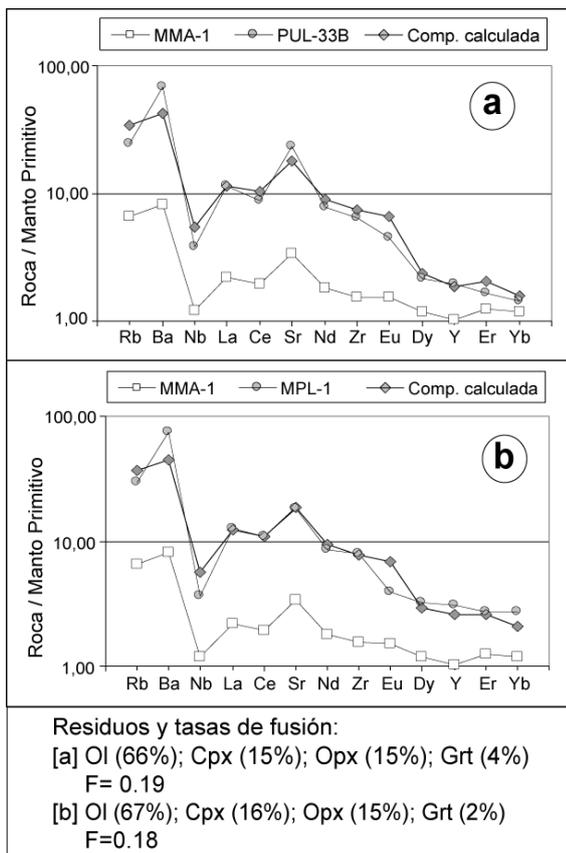


Figura 6. Comparación de los contenidos en elementos traza de la roca madre MMA-1 con las rocas hijas observadas: a) PUL-33B (Pululahua); y b) MPL-1 (Casitahua). En ambos casos se utilizan ligeras variaciones en los parámetros de fusión parcial. Fuente: elaboración propia.

En realidad, casi cualquiera de las composiciones químicas observadas en el Pululahua o Casitahua se pueden explicar con ligeras variaciones de los parámetros de fusión parcial (residuo y tasa de fusión) de la peridotita MMA-1. En la Fig. 7 se puede observar el comportamiento de algunos elementos representativos (Yb, La, Sr e Y) en modelos de fusión parcial de la peridotita MMA-1 que tienen diferentes porcentajes de granate en el residuo de fusión (1% a 4%). Las tasas de fusión necesarias para producir composiciones como las observadas en el Pululahua y Casitahua están siempre entre 15% y 20%, las cuales son geológicamente plausibles.

### 3.4 Extensión del modelo a otros volcanes del Ecuador: un transecto del Arco Volcánico Ecuatoriano

El modelo genético descrito y probado arriba podría ser extendido a otros volcanes vecinos que forman un transecto del Arco Ecuatoriano junto con los volcanes Pululahua y Casitahua. Dichos volcanes son el Mojanda-FuyaFuya [21], el Cayambe [23] y el Reventador [22], cuyas características geoquímicas ya han sido determinadas.

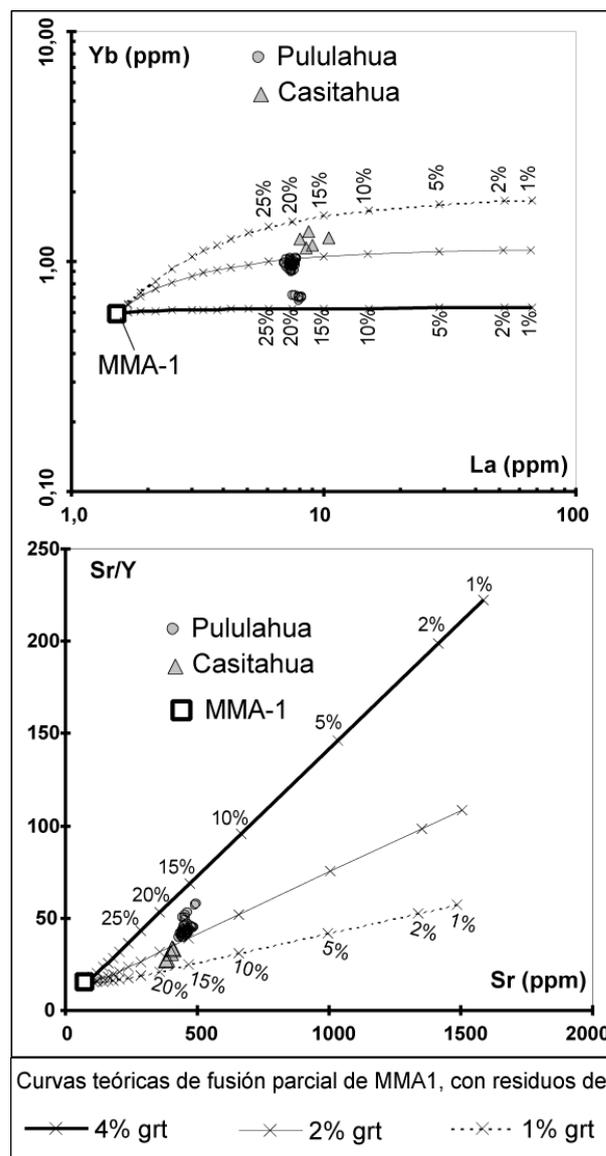


Figura 7. Diagramas con las curvas de fusión parcial teóricas de la peridotita MMA-1 para residuos de fusión con diferentes contenidos de granate. Se incluyen los datos obtenidos en las rocas del Pululahua y del Casitahua.

Fuente: elaboración propia.

La variabilidad geoquímica de dichos volcanes es en parte debida a procesos de cristalización fraccionada [23], [21]. Por eso, para probar nuestro modelo de fusión parcial, se ha procedido a hacer una selección de las muestras de esos volcanes cuyos contenidos en SiO<sub>2</sub> sean inferiores a 63%, es decir las que menos han sido afectadas por procesos posteriores a su formación. Así, para el Mojanda-FuyaFuya se cuenta con un grupo de 36 muestras; para el Cayambe 72 muestras y para el Reventador 29 muestras.

Además, los volcanes del transecto comparten una característica común importante: todos están compuestos por un edificio pleistocénico antiguo (> 200 Ka) y por un edificio más reciente, del Pleistoceno-Holoceno (< 100 Ka). Los edificios antiguos son: Casitahua, Mojanda y Viejo Cayambe; mientras que los edificios más recientes son: Pululahua, FuyaFuya y Nevado Cayambe. Las respectivas muestras de los edificios antiguos y más recientes serán

representadas por separado. El Reventador también está compuesto por un edificio antiguo y uno reciente, pero las muestras disponibles pertenecen todas al edificio más reciente.

Cuando se presenta todo el set de datos disponible mediante diagramas de elementos representativos (Fig. 8) se observa varias características interesantes de los volcanes y del modelo de génesis. En primer lugar, se nota que los contenidos de elementos en traza en los magmas ecuatorianos están controlados por dos factores simultáneamente: hay un claro control temporal ya que los edificios antiguos están enriquecidos en HREE (p.e. Yb) y empobrecidos en LREE (p.e. La) y LILE (p.e. Sr), con respecto a los edificios más recientes (Fig. 8); y hay simultáneamente un control geodinámico ya que los contenidos en LREE (p.e. La) y LILE (p.e. Sr) aumentan con la distancia del edificio a la fosa.

Por otra parte, los modelos de fusión parcial de la peridotita metasomatisada MMA-1 indican que los contenidos en elementos en traza de todos los volcanes del transecto estudiado pueden ser explicados mediante dos procesos separados. Primero, a medida que el volcán se aleja de la fosa, la tasa de fusión parcial necesaria disminuye de forma sistemática desde ~20% a ~3%. Segundo, a medida que ha transcurrido el tiempo, el residuo de la fusión parcial se ha hecho cada vez más rico en granate pasando desde ~1% a ~4% (Fig. 8). Estas variaciones permiten explicar prácticamente todo el set de datos usados.

#### 4. DISCUSION

##### 4.1 Los modelos petrogenéticos

Se ha conseguido encontrar un modelo petrogenético que permite reproducir las composiciones químicas de los magmas observados en el Pululahua y en otros volcanes del Ecuador. El modelo aquí descrito, sin embargo, debe ser considerado como altamente teórico al estar basado en varias suposiciones y aproximaciones. Por ejemplo, para reproducir las composiciones en elementos en traza de los magmas del Pululahua ha sido necesario hacer ligeras modificaciones en el cálculo del residuo y la tasa de fusión obtenidos mediante el balance de masas por óxidos mayores, utilizando valores de 1% a 4% de granate en lugar de los 5% calculados.

Un análisis más detallado de los efectos que tienen estos cambios en la coherencia del balance de masas debería ser hecho con el fin de asimilar los posibles errores, pero esto está fuera del objetivo del presente estudio. Simplemente se asume que ese tipo de ajustes no producirían errores significativos en el balance por óxidos mayores, en vista de

2

que el factor  $r < 1$ .

Igualmente, se ha omitido aquí el balance de masas por óxidos mayores para el caso de las muestras de los volcanes Cayambe, Mojanda-FuyaFuya y Reventador. Solo hemos presentado los resultados que provee el modelo de fusión parcial para el caso algunos elementos en traza representativos (Fig. 8). Los balances de masas para las muestras de Cayambe y Mojanda-FuyaFuya han sido hechos por otros autores [23], [21], utilizando parámetros similares a los presentados aquí, quienes han obtenido composiciones de los residuos y tasas de fusión también similares a las utilizadas para el caso del Pululahua. La verificación del

balance de masas para el caso del Reventador todavía está pendiente.

Una de las mejoras respecto a modelos precedentes [23], [11], ha sido el uso de composiciones químicas reales (observadas) para las rocas que forman la corteza oceánica subducida (BPC) de la cual se deriva el magma hipotético APE. También las composiciones en óxidos mayores del magma APE corresponden a datos observados, si bien en zonas de subducción ajenas a la ecuatoriana [24].

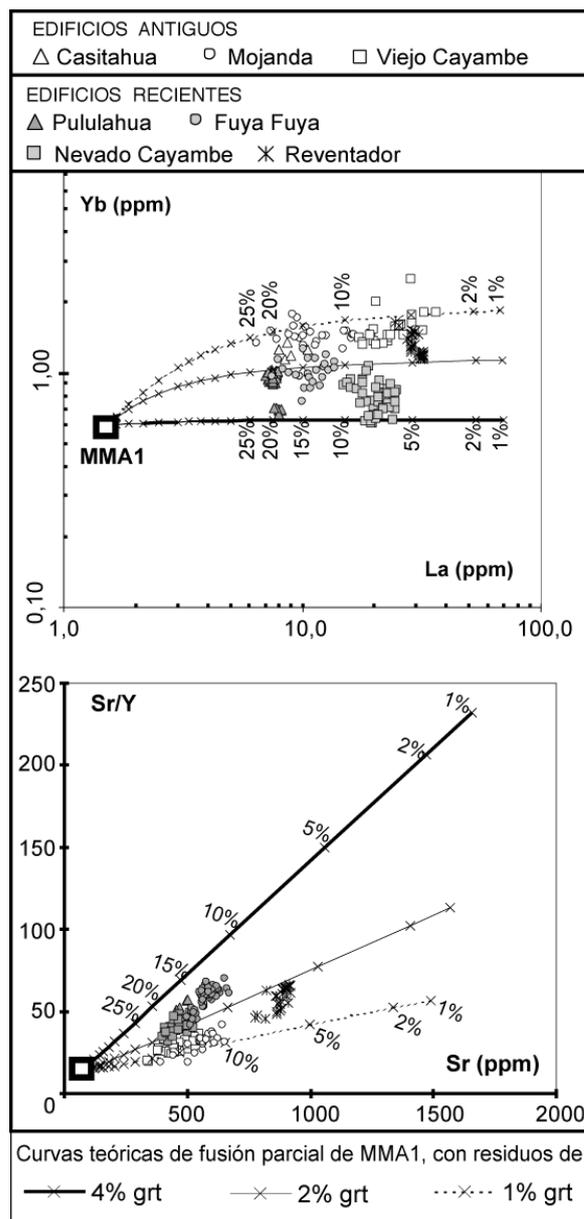


Figura 8. Diagramas con las curvas de fusión parcial teóricas de la peridotita MMA-1 para diferentes residuos de fusión. Además de los datos del Pululahua y del Casitahua, se incluyen el Mojanda-FuyaFuya, el Cayambe y el Reventador. Fuente: elaboración propia.

#### 4.2 Las implicaciones del modelo petrogenético

El modelo petrogenético presentado aquí, que permitiría explicar las características geoquímicas de los magmas del Pululahua, tiene implicaciones geodinámicas que vale la pena discutir. En primer lugar, el modelo requiere que en el caso de la subducción ecuatoriana ocurra la fusión parcial de la corteza oceánica de la placa Nazca subducida. Este tipo de proceso es poco común en las condiciones térmicas actuales de la Tierra [16]. Sin embargo, ha sido observado en otras zonas de subducción actuales [5], [24]. Esto, en contraste al modelo estándar más comúnmente aceptado para las zonas de subducción actuales, donde el aporte desde la placa subducida a la cuña del manto se limita a compuestos volátiles [28], [26].

Para el caso de la subducción ecuatoriana, se ha sugerido que el hecho de que la corteza de la placa de Nazca (incluida la cordillera de Carnegie) sea relativamente joven, podría argumentar en favor de la posibilidad de que se funda parcialmente y aporte magmas a la cuña del manto [10] según el modelo expuesto en [5]. Sin embargo, la tesis de la fusión parcial de la placa subducida ha sido un tema que ha dado lugar a controversias y debates [8], [7].

En todo caso, los modelos alternativos para la génesis de los magmas del arco ecuatoriano [7], [18] recurren sobre todo a la fusión parcial de la litósfera continental profunda, compuesta de rocas basálticas, para explicar las características geoquímicas de los magmas de algunos volcanes del Ecuador. Estos modelos se sustentan también en composiciones de rocas madres, residuos y tasas de fusión que son altamente hipotéticos. Igualmente generan problemas geodinámicos y sobre todo son solo aplicables a casos particulares, al contrario del modelo presentado aquí que es aplicable a un segmento amplio del arco volcánico Ecuatoriano.

Las variaciones sistemáticas que muestran los elementos en traza en función de la posición geodinámica de los volcanes (Fig. 8) ya habían sido determinadas en el Ecuador con anterioridad, pero utilizando el transecto definido por los volcanes Atacazo-Antisana-Sumaco [3]. Al igual que en el presente trabajo, Barragán et al. [3] consideran que dichas variaciones son debidas a una disminución progresiva de la tasa de fusión a medida que aumenta la distancia a la fosa.

Igualmente, trabajos precedentes [23], [21] habían mostrado, para casos particulares, que existe una evolución temporal de la química de sus magmas (Fig. 8). El estudio realizado en el Pululahua y Casitahua ha permitido apreciar que dicha evolución temporal es de carácter regional y que, según el modelo genético, esta variación estaría controlada por un cambio progresivo en el residuo de fusión parcial, el cual se enriquecería en granate a medida que pasa el tiempo. No está dentro de la perspectiva del presente trabajo explicar los procesos que podrían explicar dicha evolución en los residuos de la fusión parcial. Sin embargo, llama mucho la atención observar que las rocas del Reventador no entran dentro del esquema temporal mostrado por el resto de volcanes del transecto (Fig. 8), lo que sugiere que el factor que controla estos cambios temporales no existe, o aún no se ha desarrollado, en la zona de este volcán.

#### 5. CONCLUSIONES

El estudio geoquímico de las rocas pertenecientes a los volcanes Pululahua y Casitahua ha permitido determinar que:

- a) Las composiciones químicas en óxidos mayores y elementos en traza de las rocas de los volcanes Pululahua y Casitahua muestran poca variabilidad, situándose todas en el campo de las Andesitas ácidas y las Dacitas (61% - 65% SiO<sub>2</sub>).
- b) La aplicación de un método de balance de masas entre composiciones de óxidos mayores, validado mediante el comportamiento de los elementos en traza, indica que las composiciones químicas de las rocas del Pululahua no pueden ser explicadas mediante ninguno de los tres modelos estándar simples de generación de magmas en zonas de subducción (fusión parcial de la cuña del manto, de la corteza subducida o de la litósfera continental profunda).
- c) La aplicación del mismo método permite explicar las características químicas de las rocas del Pululahua si se utiliza un modelo genético complejo que incluye: i) la fusión parcial de la corteza subducida con generación de un magma adakítico, ii) el metasomatismo de la cuña del manto por parte de ese magma adakítico, y iii) la fusión parcial de la cuña del manto metasomatizada.
- d) Las composiciones químicas de los volcanes del transecto Pululahua-Casitahua, Mojanda-FuyaFuya, Cayambe y Reventador están muestran cambios sistemáticos asociados a la edad y a la posición geodinámica de cada volcán.
- d) Los resultados del modelo genético complejo permiten también explicar la variabilidad química de las rocas de volcanes vecinos al Pululahua como Casitahua, Mojanda-FuyaFuya, Cayambe y Reventador.

#### AGRADECIMIENTOS

El presente estudio fue posible gracias al apoyo del Institut de Recherchepour le Développement (Francia) y a la Embajada de Francia en Ecuador, quienes financiaron los estudios de DA. Los análisis químicos de las rocas del Pululahua y Casitahua fueron realizados por J. Cotten de la Université de BretagneOccidentale – Francia. Las observaciones y recomendaciones de los revisores y del editor fueron de gran valor y ayudaron a mejorar el presente trabajo.

#### REFERENCIAS

- [1] D. Andrade. "Estudio geovolcanológico del volcán Pululahua". Tesis de Ingeniería, Carrera de Ingeniería Geológica, Escuela Politécnica Nacional, Quito-Ecuador, 2002.
- [2] M. Atherton, N. Petford. "Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust", *Nature* 362:144-146, 1993.
- [3] R. Barragán, D. Geist, M. Hall, P. Larson, M. Kurz (1998) "Subduction controls on the composition of lavas from the Ecuadorian Andes". *Earth and Planetary Science Letters* 154; p. 153 – 166.
- [4] B. Bernard, D. Andrade. "Inventario de los volcanes ecuatorianos del Ecuador". Poster; Instituto Geofísico-EPN, Institut de Recherche pour le Développement, 2011.
- [5] M. Defant, M. Drummond. "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere", *Nature* 347, pp. 662-665, 1990.
- [6] F. Ego, M. Sébrier, A. Lavenu, H. Yepes, A. Egüez. "Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend

- model for the Ecuadorian Andes". *Tectonophysics* 259, pp. 101-116, 1996.
- [7] J. Garrison, J. Davidson. "Dubious case for slab-melting in the Northern Volcanic Zone of the Andes". *Geology* 31(6), pp. 565-568, 2003.
- [8] J. Garrison, J. Davidson, P. Mothes, M. Hall. "An alternative to slab melting in the NVZ: Amphibolite melting at Cotopaxi volcano, Ecuador", in *AGU Fall Meeting Proc.* 81(48), pp. 1309, 2000.
- [9] B. Guillier, J-L Chatelain, E. Jaillard, H. Yepes, G. Poupinet, J-P. Fels. "Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central-Northern Ecuador (South America)". *Geophys. Res. Lett.* 28 (19), pp. 3749 – 3752, 2001.
- [10] M-A. Gutscher, R. Maury, J-P Eissen, E. Bourdon "Can slab melting be caused by flat subduction?" *Geology* 28 (6), pp. 535-538, 2000.
- [11] S. Hidalgo, M. Monzier, H. Martin, G. Chazot, J-P Eissen, J. Cotten. "Adakitic magmas in the Ecuadorian Volcanic Front: Petrogenesis of the Iliniza Volcanic Complex (Ecuador)". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 159, pp. 366-392, 2007.
- [12] K. Hirose. "Melting experiments on lherzolite KLB-1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesitic melts". *Geology* 25, pp. 42-44, 1997.
- [13] P. Kepezhinskas, M. Defant, M. Drummond. "Na Metasomatism in the Island-Arc Mantle by Slab Melt-Peridotite Interaction: Evidence from Mantle Xenoliths in the North Kamchatka Arc". *J. Petrol.* 36 (6), pp. 1505-1527, 1995.
- [14] P. Lonsdale, K. Klitgord. "Structure and tectonic history of the eastern Panama basin". *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, pp. 1-9, 1978.
- [15] H. Martin. "Petrogenesis of Archeantrondhjemites, tonalites and granodiorites from Eastern Finland: major and trace element geochemistry". *J. Petrol.* 28, pp. 921-953, 1987.
- [16] H. Martin. "Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids", *Lithos* 46, pp. 411-429, 1999.
- [17] M. Monzier, C. Robin, M.L. Hall, J. Cotten, P. Samaniego. "Geochemistry and Tectonics at the southern termination of the Northern Volcanic Zone (Riobamba Volcanoes, Ecuador): Preliminary Results", in *Proc. Fourth ISAG, Gottingen - Allemagne*, p. 516-518, 1999.
- [18] M. Monzier, C. Robin, P. Samaniego, M. Hall, J. Cotten, P. Mothes, N. Arnaud. "Sangay volcano, Ecuador: structural development, present activity and petrology". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 90, pp. 49-79, 1999.
- [19] P. Peccerillo, S. Taylor. "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey". *Contr. Miner. Petrol.* 58, pp. 63-81, 1976.
- [20] W.D. Pennington. "Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America". *J. Geophys. Res.* 86, pp. 10753-10770, 1981.
- [21] C. Robin, J-P. Eissen, P. Samaniego, H. Martin, M. Hall, J. Cotten. "Evolution of the late Pleistocene Mojanda-FuyaFuya volcanic complex (Ecuador), by progressive adakitic involvement in mantle magma sources". *Bull. Volcanol.*, doi 10.1007/s00445-008-021-9, 2008.
- [22] P. Samaniego, J-P. Eissen, J-L. Le Pennec, C. Robin, M. Hall, P. Mothes, D. Chavrit, J. Cotten. "Pre-eruptive physical conditions of El Reventador volcano (Ecuador) inferred from the petrology of the 2002 and 2004-05 eruptions". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.03.004, 2008.
- [23] P. Samaniego, H. Martin, C. Robin, M. Monzier. "Transition from calc-alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: Insights into slab melts and mantle wedge interactions", *Geology* 30 (11), pp. 967-970, 2002.
- [24] P. Schiano, R. Clocchiatti, N. Shimizu, R. Maury, K. Jochum, A. Hofmann. "Hydrous, silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationship with erupted arc lavas". *Nature* 377, pp. 595-600, 1995.
- [25] P. Schiano, J. Eiler, I. Hutcheon, M. Stolper. "Primitive Ca-rich, silica undersaturated melts in island arcs: Evidence for the involvement of clinopyroxene-rich lithologies in the petrogenesis of arc magmas" *Geoch. Geophys. Geosyst.* (1), (2000).
- [26] M. Schmidt, S. Poli. "Experimentally based water budget for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation", *Earth Planet. Sci. Lett.*, 163, pp. 361-379, 1998.
- [27] C. Sen, T. Dunn. "Experimental modal metasomatism of a spinel lherzolite and the production of amphibole bearing peridotite". *Contr. Miner. Petrol.* 119, pp. 422-432, 1994.
- [28] Y. Tatsumi. "Migration of fluid phases and genesis of basaltic magmas in subduction zones", *J. Geophys. Res.* 94, pp. 4697-4707, 1989.
- [29] R. Trenkamp, J.N. Kellogg, J.T. Freymueller, H.P. Mora. "Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations". *J. South Am. EarthSci.* 15, pp. 157-171, 2002.
- [30] F. van Thournot, J. Hertogen, L. Quevedo. "Allochthonous terranes in northwestern Ecuador". *Tectonophysics* 205, pp. 205-221, 1992.
- [31] M. Wilson. *Igneous Petrogenesis – A global tectonic approach*. Springer, 2007, pp. 151-225.
- [32] J. Winter. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*, Prentice Hall, 2010.