

IDENTIFICACION DE LOS PROCESOS DE GENESIS Y DIFERENCIACION MAGMATICA EN LOS ANDES DEL NORTE: EVOLUCION PETROLOGICA DEL COMPLEJO VOLCANICO PICHINCHA (ECUADOR)

Pablo Samaniego^{1,2}, Claude Robin^{1,2}, Gilles Chazot³, Erwan Bourdon⁴ y Joseph Cotten³

¹ Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal, CNRS, IRD, F-63038 Clermont-Ferrand, Francia

² Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ap. 17-01-2759, Quito, Ecuador

³ Université de Brest, CNRS, UMR 6538 Domaines Océaniques; Institut Universitaire Européen de la Mer, Place Copernic, 29280 Plouzané, France.

⁷ BRGM, SGR Guadeloupe, Route de l'Observatoire - Le Houëlmont, 97113 Gourbeyre, Guadeloupe, FWI.

INTRODUCCION

Los componentes incorporados en la cuña del manto por la subducción son el resultado de complejos procesos de deshidratación y/o fusión parcial de la placa subducida. Dichos componentes alteran de forma significativa la composición química del manto (metasomatismo) e inducen su fusión parcial vía la reducción de la temperatura de solidus de la peridotita mantélica. En base a estudios geoquímicos y experimentales se ha podido identificar dos tipos de componentes de subducción: el primero corresponde a fluidos ricos en agua, caracterizados por un enriquecimiento en elementos considerados “móviles” en dicho medio (e.g. B, Rb, Cs, K, Ba, Pb) y que resultan de la deshidratación de la placa subducida (Tatsumi, 1989); el segundo componente corresponde a líquidos silicatados que muestran altas concentraciones en los denominados elementos “inmóviles” (e.g. Nb, Th, La), y son el resultado de procesos de fusión parcial de la placa subducida, en particular de su cobertura sedimentaria (Elliot et al., 1997, Kelemen et al., 2003).

En el presente estudio hemos investigado los procesos de génesis y diferenciación de los magmas de la Zona Volcánica Norte de los Andes, tomando como caso de estudio el Complejo Volcánico Pichincha. Gracias al conocimiento de la cronología eruptiva de este centro de emisión (basado en un trabajo de campo exhaustivo y a 24 nuevas edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y ^{14}C), a una importante base de datos geoquímica (+240 análisis de elementos mayores y trazas, 16 determinaciones de las razones isotópicas de Sr y Nd) y a un estudio mineralógico detallado (30 muestras seleccionadas para estudio a la microsonda electrónica), hemos podido identificar el rol de los procesos de diferenciación crustal, de la contribución procedente de los procesos que ocurren en la placa subducida y en la cuña mantélica. Esto nos ha permitido identificar las características de los componentes de subducción y sus potenciales variaciones durante la historia de este centro eruptivo de los Andes del Norte.

CRONOLOGIA ERUPTIVA DEL PICHINCHA

El arco volcánico ecuatoriano es el resultado de la subducción de la placa oceánica de Nazca (12-20 Ma) bajo la placa continental sudamericana. La parte más importante de este arco se encuentra ubicada en frente de la Cordillera de Carnegie, que se considera como la traza de la actividad del punto caliente de Galápagos sobre la placa Nazca (Sallares y Charvis, 2003). Los centros volcánicos del arco ecuatoriano están distribuidos siguiendo cuatro alineamientos de volcanes (Hall et al., 2008), los cuales están ubicados en la Cordillera Occidental, el Valle Interandino, la Cordillera Real y la zona subandina (Fig. 1).

El Complejo Volcánico Pichincha (CVP) se encuentra ubicado en la Cordillera Occidental de los Andes ecuatorianos, en frente de la zona de subducción de la Cordillera de Carnegie, y donde el arco volcánico alcanza su mayor dimensión (120-150 km). El CVP está constituido por dos volcanes compuestos (Robin et al., 2010): (1) el edificio antiguo, denominado Rucu Pichincha es un edificio bastante erosionado, que comprende tres unidades crono-estratigráficas sucesivas, El Cinto (1100-900 ka), Rucu Inferior (850-650 ka) y Rucu Superior (450-250 ka); y (2) el edificio joven, el Guagua Pichincha, que presenta básicamente tres fases de construcción sucesivas, Guagua basal (60-20 ka), Toaza (11-4 ka) y Cristal (4-0 ka).

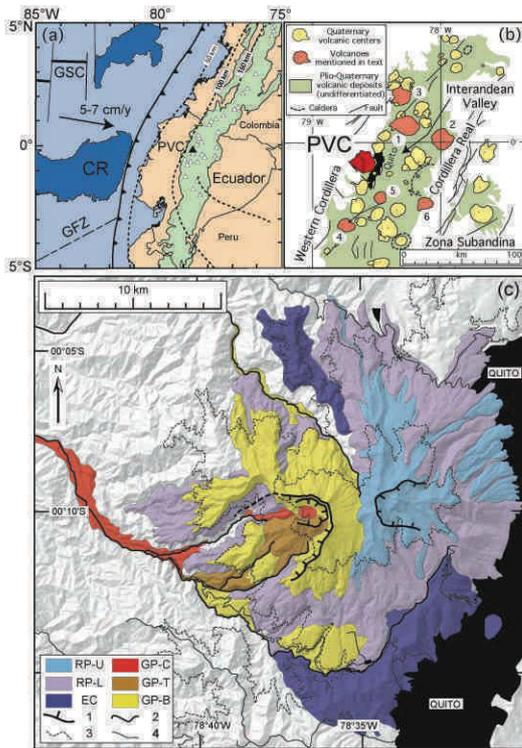


Figure 1. (a) Marco geodinámico de los Andes ecuatorianos. Las líneas punteadas corresponden a la profundidad del slab. PVC, Complejo Volcánico Pichincha; GSC; Dorsal de Galápagos; CR, Ridge de Carnegie; GFZ, Zona de fractura de Grijalva. (b) Ubicación del Pichincha en el arco volcánico ecuatoriano. (c) Mapa geológico simplificado del Complejo Volcánico Pichincha. Principales unidades estratigráficas: EC – El Cinto, RP_L – Rucu Pichincha Inferior (lower), RP_U – Rucu Pichincha Superior (upper). GP-B – Guagua Pichincha basal, GP-T – Guagua Pichincha Toaza, GP-C – Guagua Pichincha (Domes Cristal).

CARACTERIZACIÓN PETROLOGICA

Las rocas del Rucu son básicamente andesitas (55-63 wt.% SiO₂) con una mineralogía compuesta por plagioclasa, orto y clinopiroxeno, óxidos de Fe-Ti y trazas de olivino. Por su lado, las muestras del Guagua son mayoritariamente andesitas y dacitas (58-66 wt.% SiO₂), con plagioclasa, orto y clinopiroxeno, anfíbol y óxidos de Fe-Ti. Globalmente, las muestras del CVP definen una serie magmática moderadamente rica en K (Fig. 2), sin embargo, con respecto a las rocas del Rucu, las muestras del Guagua presentan sistemáticamente concentraciones más altas para la mayoría de elementos incompatibles, tales como los elementos de gran radio iónico (LILE; e.g. K, Rb), las tierras raras ligeras (LREE; e.g. La) y el Th. Por el contrario, las razones isotópicas de Sr y Nd del Rucu y del Guagua muestran una marcada homogeneidad (Fig. 3), comparados con las importantes diferencias existentes para los elementos incompatibles.

PROCESOS DE DIFERENCIACION EN LA CORTEZA

Las relaciones de fase para magmas ricos en sílice similares a las dacitas del Guagua Pichincha, así como las estimaciones termobarométricas establecidas para estas rocas apuntan a un proceso de cristalización en dos etapas: (1) una etapa temprana (>800 MPa, >1000°C) en la corteza media-inferior, caracterizada por el fraccionamiento de anfíbol rico en Al, clinopiroxeno y eventualmente olivino; y (2) una etapa tardía (100-300 MPa, <900°C) caracterizada por la cristalización de abundante plagioclasa, anfíbol pobre en Al, ortopiroxeno, clinopiroxeno y magnetita. La modelización de la cristalización fraccionada (Fig. 4a), tomando en cuenta la asociación mineral típica de presiones bajas, permite explicar la evolución geoquímica observada entre las andesitas y las dacitas del Guagua Pichincha, en particular aquellas de los productos recientes (Cristal). Sin embargo, un modelo de cristalización fraccionada no permite explicar los enriquecimientos importantes en elementos incompatibles de las rocas de Toaza, así como las variaciones en las relaciones de traza entre el Rucu y el Guagua.

Por el contrario, la transición entre las andesitas del Rucu y las dacitas del Guagua se explica predominantemente por un proceso de mezcla de magmas (Schiano et al., 2010) entre un polo máfico, empobrecido en elementos traza, proveniente del manto y que se encuentra representado por las rocas más

primitivas del Rucu; y un polo rico en sílice, enriquecido en elementos incompatibles y que presenta una signatura adakítica (Samaniego et al., 2010), representado por las dacitas de Toaza (Fig. 4b).

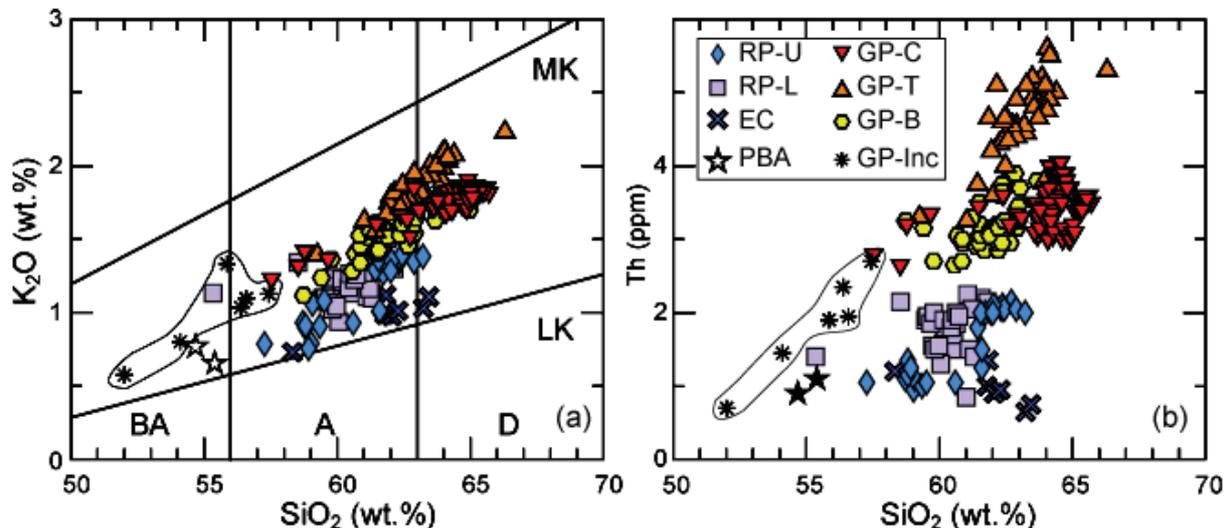


Figure 2. Diagramas de variación para las rocas del CPV, (a) K_2O y (b) Th vs. SiO_2 como índice de diferenciación. BA- andesitas básicas, A – andesitas, D – dacitas; LK – serie pobre en K_2O , MK – sería moderadamente rica en K_2O . Ver leyenda en la Figura 1c.

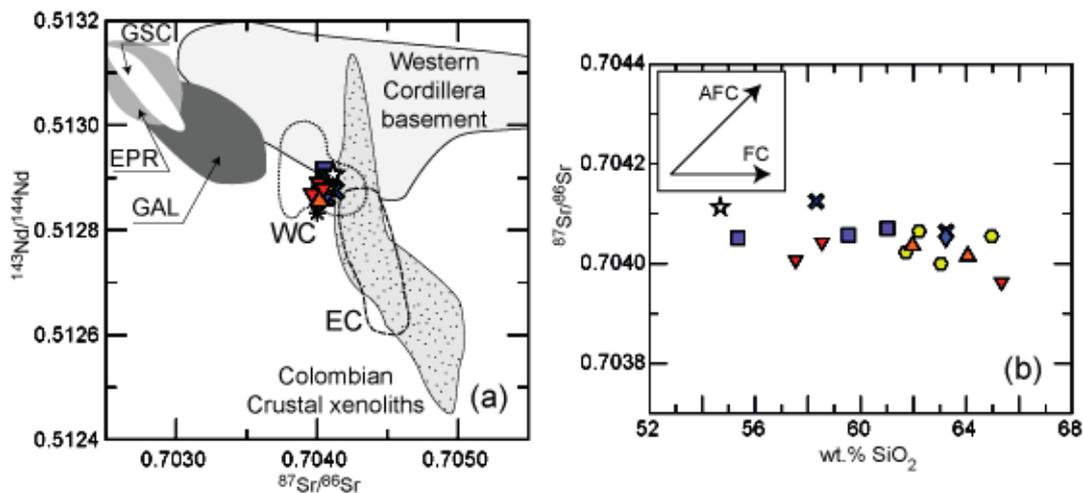


Figure 3. Razones isotópicas de Sr y Nd para las rocas del PVC. (a) Diagrama Sr – Nd mostrando los campos de variación para las diferentes unidades cristalinas. (b) Diagrama $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. SiO_2 mostrando que no existe variación significativa de la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ con la diferenciación. Ver leyenda en la Figura 1c.

CARACTERIZACION DE LA FUENTE MANTELICA

Con el fin de excluir los efectos de los procesos corticales en la composición química de los magmas del Pichincha, se restringió la base de datos a los términos menos diferenciados ($Mg\# > 55$). La figura 4 muestra que para algunas razones de elementos en traza, las muestras del Rucu muestran sistemáticamente valores bajos en razones tales como La/Sm , Sm/Yb , Th/La , La/Nb comparadas con las muestras del Guagua. Por el contrario, el Rucu muestra valores más altos en razones de elementos “móviles” con respecto a elementos “inmóviles” (e.g. Ba/Th). Estas variaciones sistemáticas en las razones de elementos traza permiten constreñir la naturaleza de los componentes de subducción durante la historia del Pichincha (Samaniego et al., 2010). El Rucu probablemente proviene de un manto metasomatizado por fluidos acuosos, mientras que el Guagua provendría de un manto metazomatizado por líquidos silicatados.

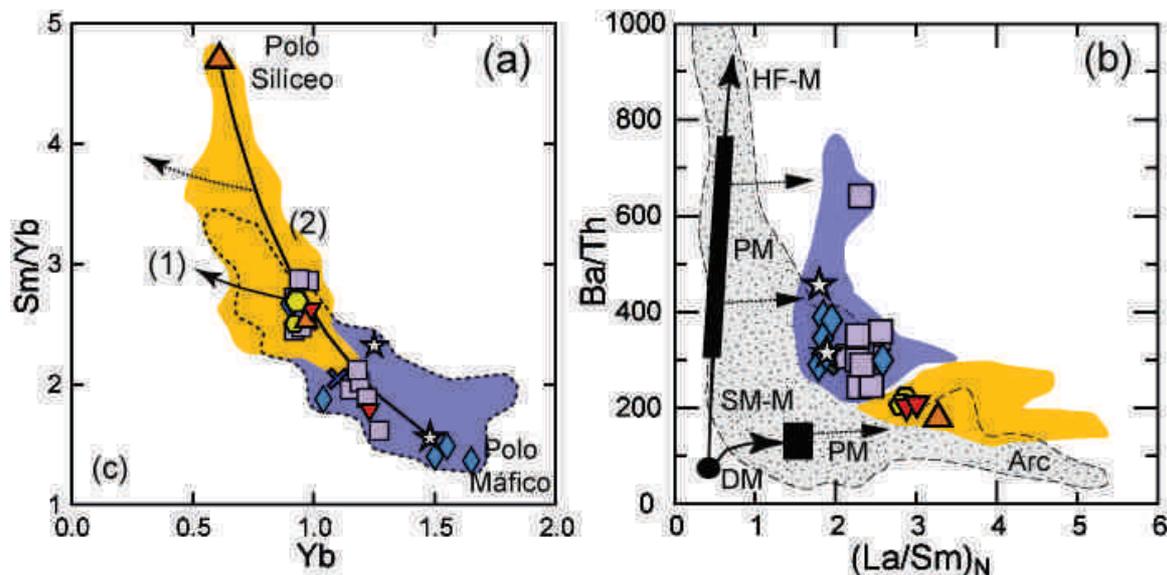


Figure 4. Diagramas de elementos traza mostrando los campos de variación para el Rucu (azul) y Guagua (amarillo), axial como las muestras más primitivas ($Mg\# > 55$) para cada edificio. (a) Diagrama Sm/Yb vs. Yb mostrando un modelo de mezcla (curva 2) entre un polo básico y un polo silíceo, así como un modelo de cristalización fraccionada (curva 1) de un cumulado rico en anfíbol. (b) Diagrama Ba/Th vs. $(La/Sm)_N$ que muestra que los magmas primitivos de cada serie provienen de fuentes en el manto diferentes. Ver leyenda en la Figura 1c.

CONCLUSION

La evolución estructural del Complejo Volcánico Pichincha está acompañada por un cambio sistemático en la composición química de los magmas, en particular por un incremento progresivo en la concentración y en las relaciones de elementos en traza (e.g. La/Yb, Th/Nb), así como por una disminución abrupta (Fig. 4b) de las relaciones entre los llamados elementos “móviles e “inmóviles” (e.g. Ba/Th). Estas diferencias se explican por una variación en el agente metasomático proveniente de la placa subducida, que varía de un fluido acuoso, durante la construcción del Rucu, hacia un líquido silicatado, durante la época del Guagua. Esta evolución está relacionada con la subducción de la Cordillera de Carnegie, que alteraría el gradiente geotérmico en la placa subducida, permitiendo la transición de la deshidratación hacia la fusión parcial de la placa oceánica.

REFERENCIAS

- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B. (1997) Element transport from slab to volcanic front at the Mariana Arc. *J Geophys Res* 102, 14991-15019.
- Hall, M.L., Samaniego, P., Le Pennec, J.L., Johnson, J. (2008). Late Pliocene to present volcanism in the Ecuadorian Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176, 1-6.
- Kelemen, P.B., Hanghøj, K., Greene, A.R. (2003). One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs with an emphasis on primitive andesite and lower crust. In: Rudnick, R.L. (ed). *The Crust*, vol. 3. Holland HD, Turekian KK (eds) *Treatise on Geochemistry*, Elsevier-Pergamon, Oxford, pp 593-659
- 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*, sous presse.
- Sallares, V., Charvis, P. (2003). Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters* 214, 545-559.
- 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). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, DOI 10.1007/s00410-009-0475-5.
- Tatsumi, Y. (1989). Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *J Geophys Res* 94, 4697-4707.