

## CONTROL DE LA ASIMILACIÓN SOMERA Y PROFUNDA EN LAS VARIACIONES GEOQUIMICAS DE LOS DEPOSITOS VOLCANICOS: VOLCAN MISTI

Lourdes Cacya<sup>1</sup> y Mirian Mamani<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>INGEMMET Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Av. Canadá 1470, San Borja, Lima - Perú, lcacya@ingemmet.gob.pe

<sup>2</sup>Programa de Retorno para Expertos CIM / Deutsche Gesellschaft fuer Technische Zusammenarbeit (GTZ), Av. Prolongación Arenales 801, Miraflores, Lima-Peru.

### INTRODUCCION

El Misti es un volcán activo y tiene una cartografía al detalle (Thouret et al., 2001; Cacya, 2006, 2009), se encuentra sobre una corteza espesa (65 km) de composición máfica (Mamani et al., 2008). Las rocas emitidas de este volcán son calcoalcalinas y cambiaron de composición desde básica a ácida y luego de ácida a básica desde hace 833 ka (Ruprecht y Wörner, 2007; Kiebalá, 2008; Thouret et al., 2001). El estratovolcán ha sido construido por cuatro etapas eruptivas denominadas: Mi1, Mi2, Mi3 y Mi4 (Cacya & Mamani, 2009; Fig. 1).

La corteza continental al ser infiltrada por los magmas en zonas de subducción modifica química e isotópicamente el fundido de acuerdo a su densidad y espesor. El almacenamiento de los magmas o formación de reservorios que resulta de la modificación química, en profundidad quizás ocurre en dos zonas definidas: (1) a la base de la corteza (Hildreth y Moorbath, 1989), y (2) a niveles someros en sistemas conectados que alimentan volcanes individuales (Annen et al., 2006).

La profundidad y el tiempo transcurrido desde la interacción magma-corteza están reflejados en elementos traza y elementos de tierras raras. Los elementos de tierras raras están fraccionados por granate, el cual es residual durante la asimilación cortical profunda y puede ser un líquido estable durante la cristalización a alta presión (Macpherson et al., 2006); como también pueden estar fraccionados por plagioclasa, el cual es residual durante la asimilación cortical somera y puede ser un líquido estable durante la cristalización a baja presión lo que favorecerá la concentración de H<sub>2</sub>O (Mamani et al., 2009). Se está de acuerdo, que el incremento de elementos de tierras raras se correlaciona con el espesor de la litosfera continental (Hildreth y Moorbath, 1989; Kay et al., 1999; Mantle y Collins, 2008).

Dentro de este contexto los objetivos de este trabajo son: discriminar los efectos de la asimilación profunda y somera de los magmas dentro de una corteza máfica, definir signatures geoquímicas que muestren las diferencias de profundidad de asimilación, determinar si los magmas son húmedos o secos, encontrar la relación entre los tipos de depósitos volcánicos emitidos en base a nuevos análisis de elementos mayores y elementos traza, y datos geoquímicos compilados de publicaciones anteriores (total de muestras 89).

### EFFECTOS DE LA ASIMILACIÓN PROFUNDA Y SOMERA

El evento Mi2-1 tiene composición andesítica, Mi2-2 andesita-dacita, Mi3-1 andesita, Mi3-2 dacita riolita, Mi3 y Mi4 andesita (Fig. 2). Estas variaciones indican los cambios de composición desde magmas básicos a ácidos y ácidos a básicos para los eventos formados desde hace 112 ka.

La concentración de U (0.3 a 0.7) y Th (2 a 5) para los depósitos del volcán Misti son bajos principalmente en las andesitas e incrementa ligeramente en las dacitas y riolitas. Similares concentraciones de U y Th se tienen para el volcán activo Ubinas, el resto de volcanes activos no tienen bajas concentraciones, esta observación es hecha en base a los datos publicados en Mamani et al., (2010). En la figura 2 se muestra también los valores muy bajos de U (0.2) y Th (1 a 1.5) de las rocas de la corteza máfica inferior (gneis Mollendo de 2 Ga) y corteza máfico-félsica superior (gneis Charcani de 1 Ga). La comparación de estas concentraciones de U y Th entre los depósitos volcánicos del volcán Misti y las rocas de la corteza inferior y superior nos indican que debido al 19% de contaminación cortical (Mamani et al., 2010) se modifica la concentración de U y Th de las andesitas. El ligero incremento de U y Th en las dacitas y riolitas se debe al efecto de la asimilación somera y al incremento de la contaminación cortical. Esto explicaría porque muchos magmas ricos en U, como las ignimbritas de composición riolítica de Macusani (8-5 Ma; George-Aniel & Leroy, 1988) ubicados en el trasarco están enriquecidos en U (4 a 137). Las ignimbritas de Macusani son entonces rocas que han sufrido el efecto de asimilación muy somera y alto porcentaje de contaminación cortical (60% según los cálculos de balance de masas, Mamani en preparación) dentro de una corteza de composición félsica. Otro factor importante en la modificación de la composición química de los magmas es la composición de la corteza (Mamani et al., 2008). Una corteza máfica tiene baja concentración de U-Th y

una corteza félsica tiene alta concentración de U-Th según los valores publicados en <http://earthref.org/GERM/>. La corteza contaminante de los magmas por debajo del Misti es una de las cortezas mas antiguas del territorio peruano: 2 Ga (Loewy et al., 2004), mientras que, la corteza contaminante debajo de los volcanes que emitieron las Macusanitas son mas jóvenes: Paleozoico inferior (Mišković, et al., 2009). Por lo tanto, otro factor a considerar para el enriquecimiento de la concentración de U y Th es la edad de la corteza contaminante.

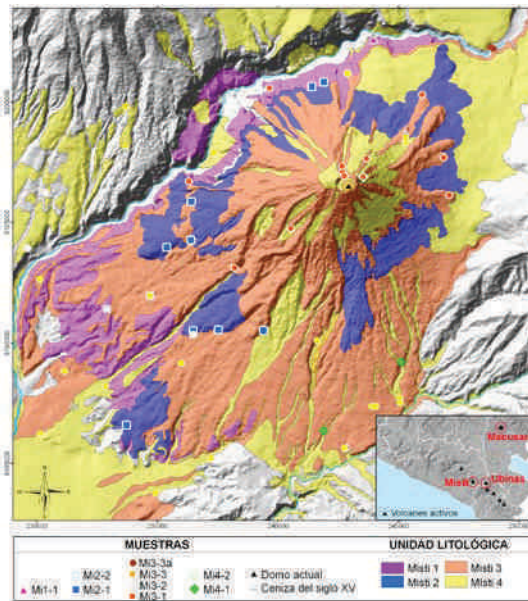


Figura 1. Mapa de ubicación y mapa de las etapas eruptivas de volcán Misti.

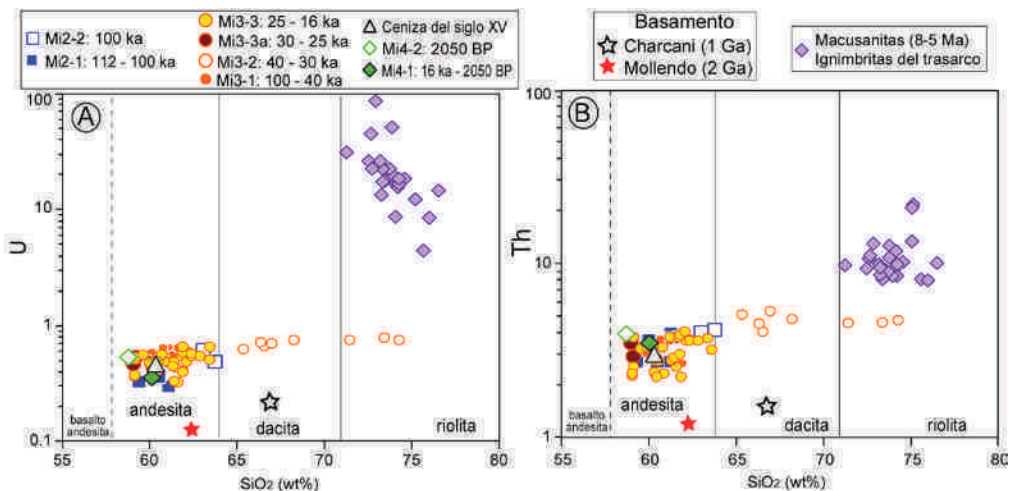


Figura 2. Diagramas de las concentraciones de U y Th versus el contenido de SiO<sub>2</sub> (wt%). Nótese la escala logarítmica en la figura 2A y 2B, ya que permite notar la gran diferencia en el contenido de U y Th entre los magmas del Misti y de Macusani.

### EVOLUCIÓN DEL SISTEMA MAGMÁTICO DEL MISTI

Las razones de elementos de tierras raras como Sr/Y, Sm/Yb y las anomalías de Eu/Eu\* de los depósitos volcánicos del Misti son variables. El Y e Yb están fraccionados por granate, el cual es residual y/o cristaliza durante la asimilación cortical profunda. El Sr y Eu son fraccionados por plagioclasa, el cual es residual y/o cristaliza durante la asimilación cortical somera.

Se ha desarrollado un modelo de evolución temporal de alimentación del sistema magmático durante la edificación del Misti usando las variaciones de las razones de Sr/Y versus Sm/Yb en base a lo propuesto por Mamani et al. (2010). Además, se analizó un modelo que indica la presencia o no de agua en los magmas, usando las razones de las anomalías de Eu/Eu\* según Bachmann y Bergantz (2008), ver figura 3.

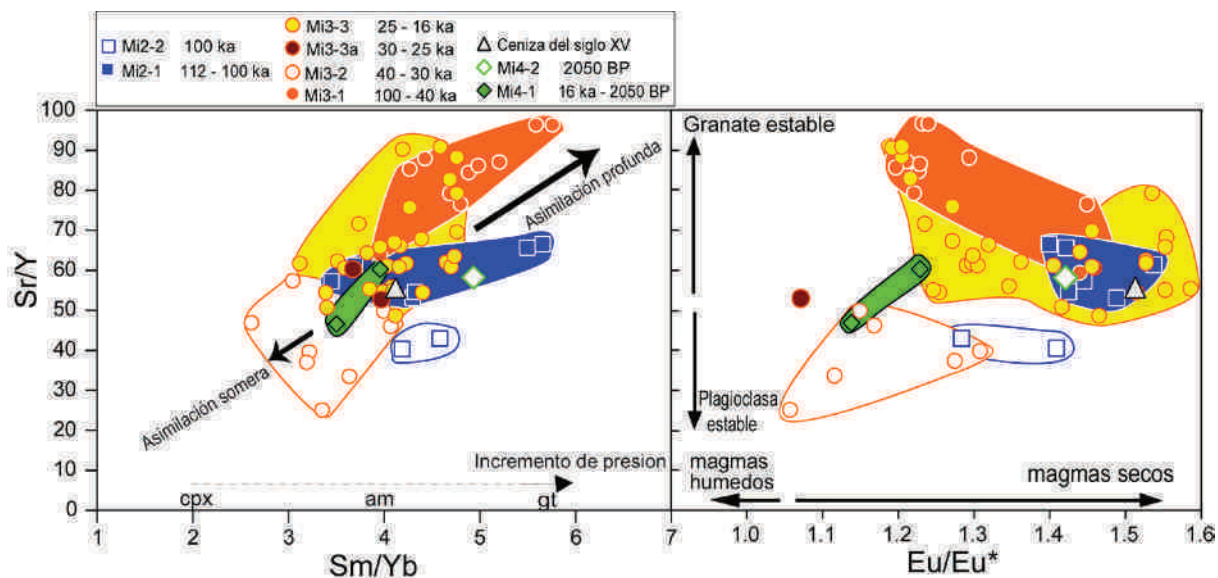


Figura 3. Diagrama de Sr/Y versus Sm/Yb y Eu/Eu\*. Cálculo de los valores de  $Eu/Eu^* = Eu / [(SmN) \cdot (GdN)]^{1/2}$ . En el diagrama de Sr/Y versus Eu/Eu\* se observa claramente como el agua suprime la cristalización de plagioclasa y estabiliza a granate, y además, cuando la plagioclasa es estable, los magmas tienden a ser húmedos.

Entre 112 y 100 ka, evento Mi2-1, las lavas que construyeron el cono inferior del volcán se originan a partir de magmas secos,  $Eu/Eu^* = 1.4$  a  $1.5$ , que provienen de una cámara magmática grande y profunda, la misma que tuvo varias fuentes de alimentación.

Cerca a 100 ka, Mi2-2, es un evento de corta duración que logró emplazar algunos cuerpos extrusivos, cuya procedencia magmática corresponde a una cámara muy pequeña, de poca profundidad y relativamente seca.

Durante el periodo que va de 100 a 40 ka (Mi3-1), se construye el cono superior y por lo tanto crece la estructura volcánica, alcanzando su máxima elevación, esto se debió a la actividad efusiva de lavas calientes procedentes de magmas secos ( $Eu/Eu^* = 1.2$  a  $1.5$ ) que tuvieron una cámara profunda y de tamaño moderado, que a su vez interactúa con otra cámara menor, la misma que se alimenta por más de una fuente.

Entre los 40 y 30 ka, el evento Mi3-2 se caracteriza por una actividad explosiva que depositó tefras al sureste, sur y suroeste del volcán Misti. La cámara fue bastante somera, de tamaño moderado y alimentado por más de dos fuentes. El material de este evento corresponde a los magmas más húmedos que ha emitido el Misti ( $Eu/Eu^* = 1.1$  a  $1.3$ ).

Entre 30 y 16 ka el evento Mi3-3 corresponde a una etapa de actividad explosiva que emplazó flujos piroclásticos y depósitos de caída cubriendo todo el aparato volcánico. La cámara que originó estos eventos fue profunda, seca ( $Eu/Eu^* = 1.3$  a  $1.6$ ) y de gran tamaño. También hubo un aporte de otra cámara menor.

Entre 16 y 2 ka (Mi4-1) se emplazaron más de 14 depósitos de caída de lapilli pómez y flujos piroclásticos. Fue una etapa explosiva con una cámara ligeramente somera que tuvo aporte de otra cámara más profunda. Adicionalmente, hubo dos conductos de alimentación. Según las razones de  $Eu/Eu^* = 1.15$  a  $1.25$ , estos magmas tenían poco agua.

La erupción de 2 ka (Mi4-2) emplazó lapilli pómez, flujos piroclásticos de pómez y ceniza, tuvo una cámara ligeramente profunda y seca ( $Eu/Eu^* = 1.45$ ) alimentada por otra cámara en la parte inferior, la misma que se alimenta por dos canales.

Según los estudios mineralógicos de Ruprecht y Wörner (2007) y los petrogenéticos de Legrende (1999), la profundidad de la cámara magmática actual del Misti se halla a 6 km de profundidad, y la cristalización ocurre entre 950 y 900°C bajo una presión de 2 a 3 kbar con fugacidades de oxígeno  $fO_2$  que varían entre -12.3 y -10.8.

## CONCLUSIONES

Las bajas concentraciones de U y Th de la mayoría de los depósitos del Misti están relacionadas con la interacción de la baja concentración de U y Th en la corteza inferior antigua (basamento de Arequipa). Las concentraciones bajas de U y Th en los eventos Mi2, Mi3 y Mi4 se correlacionan claramente con las razones altas de los elementos de tierras raras pesadas (Sr/Y y Sm/Yb) y los altos valores de anomalías  $Eu/Eu^*$ , lo que sugiere que el fundido se generó en la corteza inferior y corteza media, teniendo al granate y anfíbol

como minerales residuales y la participación de poco contenido de agua (Fig. 3). Las variaciones geoquímicas del volcán Misti están moduladas por transiciones de cámaras compartidas y por la asimilación que se da a diferentes profundidades. El conocimiento de la variación de la composición de los magmas y la profundidad de las cámaras magmáticas es un factor importante para modelar los procesos eruptivos de un volcán, en este caso del Misti, los que sirven para entender sus ciclos eruptivos y por lo tanto, los escenarios para la construcción de los mapas de peligros. Por otro lado, estudios geoquímicos de depósitos volcánicos emitidos por volcanes activos sirven para comparar procesos eruptivos de volcanes antiguos.

## REFERENCIAS

- Annen, C., Blundy, J.D. & Sparks, R.S.J. (2006). The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *J. Petrol.* v, 47, p. 505–539.
- Bachmann, O. & Bergantz, G. (2008). Rhyolites and their mushes across tectonic settings: *Journal of Petrology*, v. 49, p. 2277-2285.
- Cacya, L. (2006). Volcán Misti: Sedimentología, geoquímica y correlación tefro-estratigráfica del depósito de caída de pómez “autopista” ~ 14000 años. (Tesis pre-grado) Universidad Nacional San Agustín de Arequipa, 86 p.
- Cacya, L. (2009). Control de la Corteza Inferior y Superior en la Diferenciación de los magmas del volcán Misti: Herramienta para los estudios de Riesgo: (master tesis), Universidad de Nice Sophia Antipolis, Francia, 45 p.
- Cacya, L. & Mamani, M. (2009). Variaciones geoquímicas de los depósitos del volcán Misti: control de la asimilación somera y profunda. *Bol. Soc. Geol. Perú* 103: 91-107.
- George-Aniel, B; Leroy, J. L. (1988). Uranium behaviour during the experimental leaching of a natural volcanic glass: *International Congress of Geochemistry and Cosmochemistry*. Paris FRA France, *Chemical Geology*, v. 70; 1-2, p. 189.
- Hildreth, W. & Moorbath, S. (1989). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 455-489.
- Kay S.M., Mpodozis C., Coira B. (1999). Neogene magmatism, tectonism and mineral deposits of the Central Andes (22°S to 33°S). In: *Geology of Ore Deposit of the Central Andes: Soc. Econ. Geol. Spec. Pub.* v. 7, p 27-59.
- Legrende, C. (1999). Pétrogenese du volcan “Misti moderne” (Sud-Pérou): essai de caractérisation de l’évolution pétro-géochimique et chronologique: (DEA thesis), Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand. 82 p.
- Loewy, S.L., Connelly, J.N., Dalziel, Ian W.D. (2004). An orphaned basement block: the Arequipa-Antofalla basement of the central Andean margin of South America: *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, n.1-2, p. 171-187.
- Kiebal, A. (2008). Magmatic processes by U-Th disequilibria method. Comparison of two Andean systems: El Misti Volcano (S. Peru) and Taapaca Volcanic Center (N. Chile): (PhD. Tesis), Georg-August Universität Göttingen, Alemania, 83 p.
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T. & Thirlwall, M.F. (2006). Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 243, p. 581–593.
- Mamani, M., Woerner, G. & Sempere, T. (2010). Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *en prensa Geological Society of America Bulletin*, doi: 10.1130/B26538.1.
- Mamani, M., Wörner, G., & Sempere, T. (2009). Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean Orocline (13° to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 122, 162- 182. doi:10.1130/B26538.1.
- Mamani, M., Tassara, A. & Wörner, G. (2008). Composition and structural control of crustal domains in the central Andes. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 9 (3) (Q03006), 13p.
- Mantle, G.W. & Collins, W.J. (2008). Quantifying crustal thickness variations in evolving orogens: Correlation between arc basalt composition and Moho depth: *Geology*, v. 36, p. 87-90.
- Mišković, A., Spikings, R.A., Chew, D.M., Košler, J., Ulianov, A., Schaltegger, U., 2009, Tectonomagmatic evolution of Western Amazonia: Geochemical characterization and zircon U-Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids: *Geological Society of America Bulletin*, v. 121, p. 1298-1324.
- Ruprecht, P. & Wörner, G. (2007). Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andagua monogenetic cones: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 165, p. 142-162.
- Thouret, J-C., Finizola A., Fornari M., Legeley-Padovani A., Suni J., Frechen F. (2001). Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru: *GSA Bull.* v. 113, p. 1593-1610.
- <http://earthref.org/GERM/>: Geochemical Earth Reference Model.