

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DEL MAGMA EMITIDO DURANTE LA ACTIVIDAD ERUPTIVA 2006-2008 DEL VOLCÁN UBINAS

Marco Rivera (1,2,3), Jean-Claude Thouret (1,2), Alain Gourgaud (2), Hervé Martin (2)
Jersy Mariño (1), Jean-Luc Le Pennec (2) & Gerhard Worner (4)

1. INGEMMET, Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico. Av. Canadá 1470, San Borja, Lima-Perú
mrivera@ingemmet.gob.pe

2. IRD, UR 031, Laboratoire Magmas et Volcans, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, Francia.

3. Université Blaise-Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, UMR 6524, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, Francia.

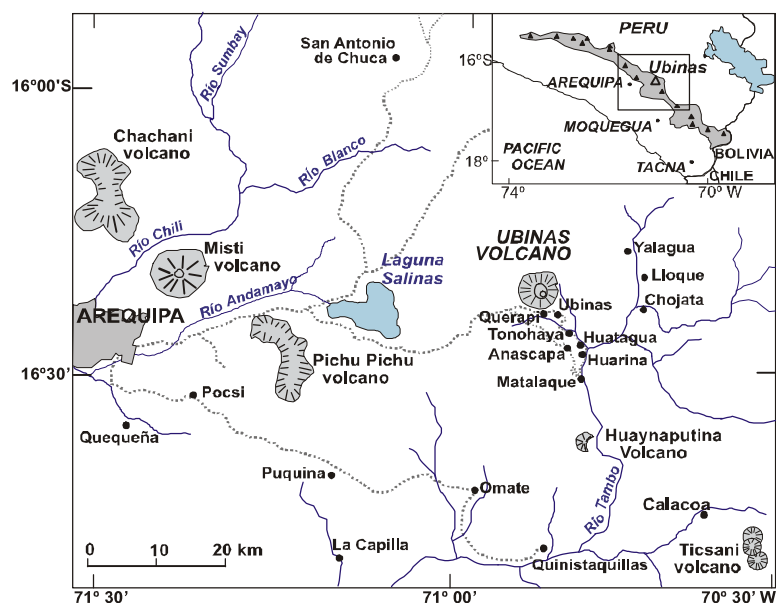
4. GZG, Abt. Geochemie, Universität Göttingen, Goldschmidtstrasse 1, 37077 Göttingen, Alemania.

Palabras claves: Ubinas, erupción vulcaniana, bloques, petrografía, mineralogía, geoquímica

INTRODUCCIÓN

El volcán Ubinas ($16^{\circ} 22' S$, $70^{\circ} 54' O$) está localizado en la cadena volcánica del sur peruano, a ~ 70 km al sureste de la ciudad de Arequipa (Fig. 1). Ubinas es el volcán más activo del sur peruano por haber presentado 24 eventos volcánicos (VEI 1-3) registrados desde el año de 1550 AD hasta la actualidad (Hantke & Parodi, 1966; Simkin & Siebert 1994; Rivera et al. 1998). Estos eventos consistieron en intensas emisiones de gases y cenizas ($< 10 \cdot 10^6 m^3$) generados durante una actividad explosiva principalmente de tipo vulcaniana y freatomagmática (Thouret et al. 2005; Rivera et al. 1998). Estos eventos han causado daños en seis poblados localizados dentro de un radio de 12 km del volcán donde habitan aproximadamente 3,500 habitantes (Fig. 2a). Según archivos históricos desde el año 1930 a 1961, al menos doce personas y numeroso ganado han muerto por ingerir alimentos y agua mezclada con cenizas emitidas por el Ubinas (Rivera et al., 1998).

Fig.1 Mapa de localización del volcán Ubinas, ríos y poblados aledaños. En el cuadro superior derecho se distingue al volcán Ubinas dentro de la cadena volcánica Plio-cuaternaria del sur peruano.



La más reciente actividad eruptiva del volcán Ubinas se inicia el 27 de Marzo de 2006, y se prolonga durante dos años consecutivos con frecuentes eventos explosivos e intensa actividad fumarólica hasta el día de la redacción de este artículo. Basado en los tipos de productos emitidos y las características de la actividad, el episodio eruptivo presenta cuatro etapas: 1) una inicial actividad eruptiva de tipo freática y freatomagmática ocurrida entre el 27 de Marzo y ~ 19 Abril de 2006, durante el cual se produjeron altas columnas de cenizas que alcanzaron hasta 3000 m de altura, siendo posteriormente dispersadas a más de 7 km del cráter; 2) explosiones vulcanianas (~ 20 de Abril - 11 de Junio de 2006)

que generan columnas de 3000 a 4000 m de altura y a la vez emiten bloques balísticos con diámetros superior a 40 cm, y que alcanzan distancias de hasta 2 km del cráter. Dentro de esta fecha el 20 de abril de 2006 se distingue un cuerpo de lava fresca en el fondo del cráter, el cual posteriormente fue destruido durante erupciones ocurridas en los siguientes días; 3) entre mediados de junio 2006 y abril 2007 ocurre una importante actividad fumarólica ligada a procesos de desgasificación, alternado con importantes emisiones de gases y cenizas en forma de plumas volcánicas que ascienden entre 2000 a 3000 m de altura (Fig. 2b). En este periodo se producen al menos 12 eventos explosivos que emiten cenizas que viajan a más de 40 km de distancia; 4) desde Mayo 2007 hasta la actualidad, ocurre una moderada actividad volcánica que generan plumas volcánicas permanentes que alcanzan entre 200 a 800 m de altura, ligados a procesos de desgasificación. Dentro de este periodo ocasionalmente el mes de enero de 2008, y el 15, 16 de abril de 2008 se registra un ligero incremento en las emisiones de gases y cenizas que alcanzan eventualmente hasta 1500 - 2000 m de altura.

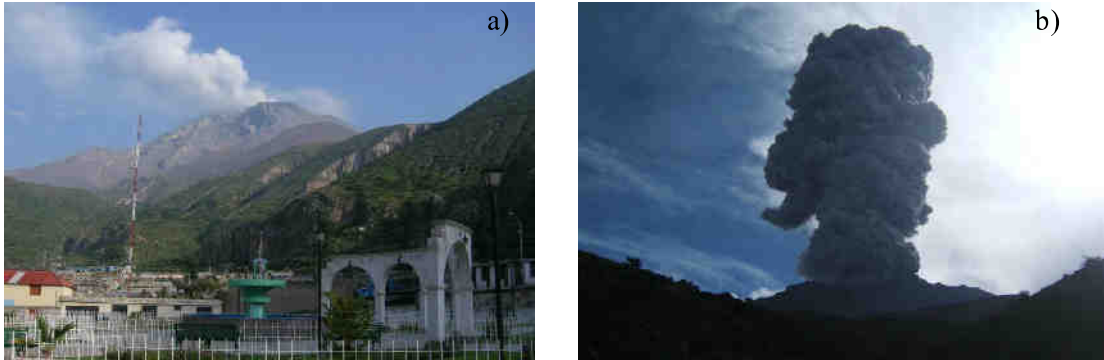


Fig. 2 a) Vista del flanco sureste del volcán Ubinas desde el poblado de Ubinas, en abril del 2006; y b) Columna eruptiva de cenizas y gases generada en abril del 2007, la cual ascendió a más de 2500 m de altura sobre la cima del volcán (vista del flanco este del Ubinas).

Columnas eruptivas poco sostenidas, explosiones frecuentes de corta duración, poca cantidad de material juvenil emitido ($< 10 \cdot 10^6 \text{ m}^3$), y bombas con corteza en forma de pan de composición andesítica sugieren un estilo vulcaniano. Comportamiento similar al presentado durante la primera fase eruptiva del volcán Nevado Sabancaya en 1990-1998 (Gerbe & Thouret, 2004), al volcán Sakurajima, Japon desde 1955 (Morrisey & Mastin, 2000), o al del volcán Ngauruhoe, en Nueva Zelanda entre 1974-1975 (Hobden et al. 2002).

Estudios petrográficos, mineralógicos y geoquímicos de bloques de lavas y escorias juveniles emitidos durante la actividad explosiva ocurrida desde 2006 a 2008, nos permiten comprender mejor el origen y/o mecanismos implicados en el desencadenamiento de la actividad eruptiva. La composición mineralógica de productos juveniles fue obtenida con la microsonda electrónica CAMECA SX-100 en el Laboratorio Magmas y Volcanes (Universidad Blaise Pascal, Francia). Además cuatro muestras de bloques fueron analizadas por el método de XRF, ICP-AES y ICPMS para la determinación de elementos mayores y trazas en el Laboratorio Magma et Volcans en Clermont-Ferrand (Francia).

PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA DE PRODUCTOS EMITIDOS EN EL AÑO 2006

Los bloques juveniles emitidos el 27 de Abril (Ub-04), 7 de Mayo (Ub-13), 24 de Mayo (Ub-14) y 28 de Octubre de 2006 (Ub-18) son principalmente densos y algunos ligeramente vesiculares. Estas rocas presentan textura porfirica (Fig. 3b) y contienen fenocristales que miden entre $250 \mu\text{m}$ - 1.6mm (2-5 % en volumen) y microfenocristales que tienen entre 80 - $250 \mu\text{m}$ (30 a 40 % en volumen). Los fenocristales son plagioclasa (An_{41-68}) de forma subhedral y euhedral, ortopiroxeno, clinopiroxeno y pequeñas proporciones de anfíbol. Los fenocristales de plagioclasa son variablemente zonados. Algunos presentan zonación inversa, con centros que presentan bajos contenidos en An (An_{33-56}) y bordes con alto contenido de An (An_{47-68}). Algunos presentan bordes con textura denominada "dusty-rimmed" (picaduras o empolvadas) conteniendo pequeñas cantidades de inclusiones fluidas (1 - $20 \mu\text{m}$

de tamaño) (Fig. 3a). Otros fenocristales de plagioclasa no presentan estas características, siendo normalmente zonadas, con centros que presentan altos contenidos de An (An_{47-66}) y bordes con An_{41-59} .

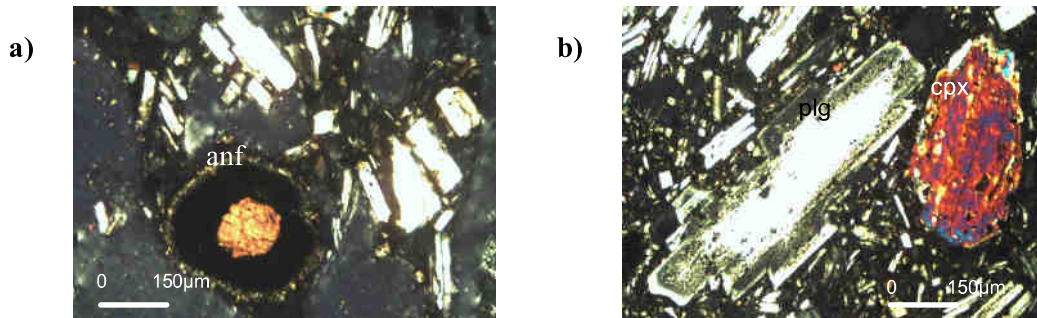


Fig. 3. Microfotografías de secciones delgadas de bloques densos: a) Fenocristales de plagioclasa y anfíbol. Este último presenta gruesos bordes de reacción (opacita). b) Fenocristales de plagioclasa con textura tipo “dusty-rimmed” y fenocristales de clinopiroxeno. Ambas fotos fueron tomadas con nícoles cruzados.

Además, algunas rocas (Ub-04, 13, 14) presentan fenocristales de anfíbol (pargasita) con Mg# 66-70, con formas subhedrales y anhedrales que miden entre 200 y 300 μm . Todos ellos presentan gruesos bordes de reacción (opacita) (20 a 150 μm de ancho) que sugieren procesos de descompresión y pérdida de agua del magma durante su ascenso a la superficie. Cristales de clinopiroxeno (En_{38-45}), están como fenocristales que miden hasta 1.2 mm y microfenocristales que miden entre 100 a 250 μm . Algunos presentan zonación inversa (Mg# 68-74). Fenocristales ortopiroxeno (En_{67-71}) que miden más de 600 μm , a veces presentan zonación inversa (Mg# 71-73). Óxidos de Fe-Ti, menores de 200 μm y de forma euhedral están dispersos en la matriz, y aparecen también como inclusiones en fenocristales de ortopiroxeno, clinopiroxeno, anfíbol, y olivino.

Bloques emitidos durante los meses de abril y mayo 2006 presentan fenocristales subhedrales y anhedrales de olivino (<200 μm y 1-2 % en volumen) con zonación normal (Fo_{72-76} centro y Fo_{63-71} bordes); rodeados frecuentemente por aglomerados de microlitos de plagioclasa. Estas características pueden sugerir que ellos pueden ser xenocristales. Por otro lado, en algunas muestras se distinguen aglomerados de fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, y óxidos de Fe-Ti que están reaccionando entre sí.

La matriz de los bloques consiste de plagioclasa (<80 μm), ortopiroxeno, clinopiroxeno, y vidrio dacítico (67-68 wt% SiO_2). Además, se resalta que el olivino y anfíbol están ausentes en lavas emitidas en Octubre de 2006 comparada a lavas emitidas en la etapa inicial de la actividad, es decir entre Abril y Mayo de 2006. Sin embargo, la composición mineralógica, incluido la composición del vidrio no presenta una variación significativa o una evolución durante el episodio eruptivo.

Por otro lado, temperaturas pre-eruptivas fueron estimadas utilizando diferentes calibraciones de geotermómetro de dos piroxenos que están en equilibrio (ortopiroxeno y clinopiroxeno) (Wood and Banno 1973; Wells 1977). La temperatura pre-eruptiva estimada del magma varía entre 1000 y 1090°C.

GEOQUÍMICA DE PRODUCTOS JUVENILES EMITIDOS

El magma juvenil es representado por bloques de lava y escorias de composición andesítica con altos contenidos de potasio (56.7-57.6% en peso de SiO_2 ; 2.0-2.3% en peso de K_2O ; Fig.4), perteneciente a la serie calco-alcalina. Además los espectros multielementos de estas rocas son caracterizados por presentar elevados tenores en LILE (K, Rb, Ba, Th) y LREE con respecto a HREE (Fig. 5). Por otro lado la anomalía positiva en Ba, Rb, Th y K y anomalía negativa en Nb y Ti es característica de magmas provenientes del manto, ligados a procesos de subducción. La composición química de bloques densos y escorias es similar a la composición intermedia de andesitas emitidas durante los últimos 1500 años (Thouret et al. 2005; Fig. 4). El empobrecimiento en Y y HREE puede ser atribuido a procesos de contaminación y asimilación de magmas cerca de la base de la corteza continental

(localizada a >60 km de profundidad), donde se encuentra granate y/o anfíbol como la fase mineral estable, que retienen el Y y HREE, tal como ha sido sugerido por Thouret et al. (2005).

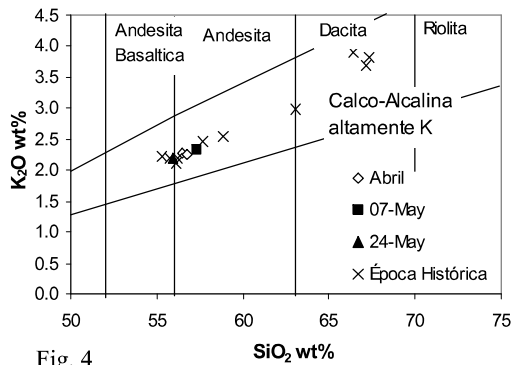


Fig. 4

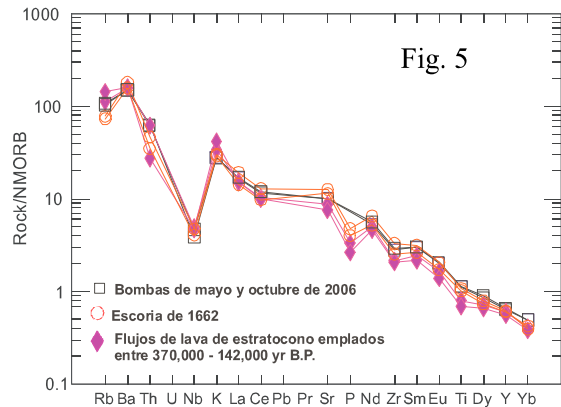


Fig. 4. Diagrama potasio-sílice mostrando que la composición de lavas emitidas en el año 2006 por el volcán Ubinas es homogénea y similar a las muestras más básicas emitidas en la época histórica (últimos 500 años).

Fig. 5. Diagrama multielemento de bloques juveniles emitidos en el 2006 normalizado con respecto a MORB (valores de normalización son de Sun & McDonough, 1989). Estas muestras son comparadas con lavas emitidas por el Ubinas durante toda su historia eruptiva. Sugiriendo que los productos provienen de una misma fuente.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN

Durante los últimos 1500 años, el Ubinas ha emitido magmas que varían desde andesitas basálticas y dacitas, prevaleciendo las andesitas. Características petrológicas y geoquímicas de estos magmas muestran que evolucionaron principalmente por procesos de cristalización fraccionada en un reservorio magmático superficial (Thouret et al. 2005). Asimismo, los magmas sufren procesos de asimilación en varios niveles de la corteza durante su ascenso (Thouret et al. 2005). Por ejemplo, la última erupción pliniana ocurrida hace aproximadamente 980 años (Rivera et al., 1998) produjo un voluminoso depósito de caída de pómez de composición dacítica que fue dispersado a más de 60 km al sureste. El estudio geoquímico y mineralógico efectuados por Thouret et al. (2005) muestra que estos productos evolucionaron principalmente por cristalización fraccionada. Por otro lado, algunos productos piroclásticos emitidos a lo largo de los últimos 1500 años presentan evidencias de mezcla de magmas, que pudieron contribuir en el desencadenamiento de erupciones, como fue el caso por ejemplo de los flujos de escorias y cenizas de composición andesita basáltica, ligados a una erupción de tipo Saint Vincent ocurrida el año de 1677, visibles en el flanco Noroeste del Ubinas (Thouret et al. 2005).

La composición geoquímica del material juvenil emitido por el Ubinas entre Abril y Octubre de 2006 es similar a los productos emitidos durante los últimos 1500 años, sugiriendo que todos los magmas provienen de una misma fuente mantélica. Por otro lado, algunas texturas petrográficas (dusty-rimmed), el zoneamiento inverso de clino y ortopiroxenos, el anfíbol y el olivino con bordes de reacción, presentes en los productos emitidos en el año 2006 sugieren que parte de los componentes minerales no estaban en equilibrio con el líquido antes o durante la actividad eruptiva. Basado en estos tipos de texturas y composición química de las fases minerales, se pueden formular dos hipótesis sobre los mecanismos que desencadenan la reciente actividad eruptiva: 1) recarga de magma más máfico dentro de la cámara magmática superficial, capaz de desencadenar una remobilización por adición de calor y/o volátiles en el magma residente; 2) repetido y continuo ascenso de pequeños volúmenes de un nuevo magma que incorpora "xenocristales" de un magma relativamente antiguo (por ejemplo, magmas emitidos durante la época histórica). Ambos procesos pueden generar sobre presión dentro de la cámara magmática y generar eventos explosivos, tal como lo viene haciendo en la actualidad.

REFERENCIAS

- Gerbe M.-C., Thouret J.-C., 2004. Role of magma mixing in the petrogenesis of lavas erupted through the 1990 - 98 explosive activity of Nevado Sabancaya in southern Peru. *Bulletin of Volcanology*, 66, p. 541-561.
- Hantke G., Parodi I., 1966. The active volcanoes of Peru. Catalogue of the active volcanoes of the world including sofatara fields, part. XIX, Colombia, Ecuador and Peru, *International Association of Volcanology*, Roma; p. 65-73.
- Hobden B.J., Houghton B.F., Nairn I.A., 2002. Growth of a young, frequently active composite cone: Ngauruhoe volcano, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*, 64, p. 392-409.
- Morrissey M.M., Mastin L.G., 2000. Vulcanian eruptions. In; Sigurdsson H (ed) *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, San Diego, p. 463-475.
- Simkim T., Siebert L., 1994. *Volcanoes of the World - A Regional Directory, Gazetteer and chronology of volcanism during the last 10,000 years*. Global Volcanism Program, Smithsonian Institution, Washington DC. p. 348.
- Sun S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean Basin*, Geol. Soc. Sp. Publ., 42, p. 313-345.
- Rivera M., Thouret J.C., Gourgaud A. 1998. Ubinas, el volcán más activo del sur del Perú desde 1550: Geología y Evaluación de las amenazas volcánicas. *Bol. Soc. Geol. Perú* 88 ; p. 53-71.
- Thouret J.C., Rivera M., Worner G., Gerbe M.C., Finizola A., Fornari M., Gonzales K., 2005. Ubinas: the evolution of the historically most active volcano in southern Peru. *Bulletin of Volcanology*; 67: p. 557 - 589.
- Wells P.R.A. 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Cont. Mineral. Petrol.* 62; p. 129-140.
- Wood B.J., Banno S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationship in simple and complex systems. *Cont. Mineral. Petrol.* 42; p. 109-124.