PROCESOS PETROGENÉTICOS Y CONDICIONES FÍSICAS PRE-ERUPTIVAS RESPONSABLES DE LA ERUPCIÓN RECIENTE DEL VOLCÁN TUTUPACA (TACNA)

Nélida Manrique[a], Pablo Samaniego[a], Etienne Médard[a], Jersy Mariño[b],Patricio Valderrama[a,b],Céline Liorzou[c]

[a] Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal, CNRS, IRD, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand cedex, France
[b]OVI, Observatorio Vulcanológico del INGEMMET, Barrio Magistral Nro. 2 B-16/ Umacollo-Arequipa
[c]Laboratoire Domaines Océaniques, Université de Bretagne Occidentale

INTRODUCCIÓN

El volcán Tutupaca (17°01' S, 70°21' O) es considerado como uno de los 7 volcanes históricamente activos del Perú. Está ubicado en la parte sur del arco volcánico peruano, en el extremo norte del departamento de Tacna. En los últimos siglos ha presentado actividad eruptiva, que ha sido descrita en las crónicas de Zamácola y Jauregui (1804), quienes reportaron periodos eruptivos entre 1787 y 1802 AD. Recientes estudios vulcanológicos confirman estas fuentes históricas: el volcán experimentó una importante erupción explosiva, que originó un depósito de avalancha de escombros y una secuencia piroclástica. Este evento ha sido datado en 220 ± 30 años AP (Manrique, 2013; Valderrama et al., 2013).

En este trabajo se ha caracterizado petrológicamente los productos eruptivos recientes de este volcán, describiendo de manera detallada su mineralogía con la finalidad de determinar las condiciones físicas pre-eruptivas (*presión, temperatura, fugacidad del oxígeno, wt.% H_2O*); así como los procesos petrogenéticos responsables de las variaciones geoquímicas observadas. Para constreñir estos parámetros se utilizan diferentes geotermómetros y geobarómetros desarrollados por diferentes autores y que asocian la composición química de los minerales con los parámetros físicos que prevalecieron al momento de su cristalización. Entre los termo-barómetros utilizados podemos citar el termómetro anfibol – plagioclasa (Holland y Blundy, 1994) y el barómetro de *Al-in-amphibole* (Médard et al., 2013).

GEOLOGÍA DEL VOLCÁN TUTUPACA

El complejo volcánico Tutupaca (CVT) reposa sobre secuencias ignimbríticas, datadas entre 14,2 y 21,6 Ma (Tosdal et al., 1981), correspondiente a la formación Huaylillas y al lado Oeste sobre los remanentes del centro volcánico Chuquiananta de 3.23 Ma. El Tutupaca es un complejo volcánico constituido por tres edificios: el "Tutupaca Basal", constituido por flujos de lava y secuencias piroclásticas de composición andesítica y dacítica (58 – 69 wt.% SiO_2). Hacia el NO este edificio está sobreyacido por el edificio Tutupaca Occidental, que comprende domos y secuencias lávicas de composición dacítica (64 - 68 wt.% SiO_2). Finalmente, el edificio Tutupaca Oriental o Reciente (TR), que se encuentra sobreyaciendo a los dos edificios anteriores, se encuentra constituido por al menos 7 domos de composición dacítica (63 – 68 wt.% SiO_2). Muestra un anfiteatro abierto hacia el Nor-Este, el cual fue generado durante el colapso del flanco Noreste.

Los principales depósitos volcanoclásticos asociados a este edificio son: (1) El flujo piroclástico Zuripujo localizado hacia el E del Tutupaca Reciente, es rico en bloques y ceniza, sobreyacido por una oleada piroclástica con estratificación cruzada y laminar (20 cm). El depósito puede llegar a alcanzar 6 m de espesor, y contiene materia orgánica que ha sido datada en 220 ± 30 años AP por el método ^{14}C (Manrique, 2013; Valderrama et al, 2013). (2) La avalancha de escombros "Paipatja" aflora al N y NE del TR y presenta tres facies: a) facie brechosa, cuya proporción bloques/matriz es del orden de 25/75, b) facie constituida por material hidrotermalizado y clastos del domo en proporciones similares y c) facie rica en bloques localizada en la parte proximal. Además el depósito de avalancha se caracteriza por la presencia de estrías que son interpretadas como indicadores de flujo, por depósitos como "*hummocks*" y texturas de brechamiento en "*jigsaw*". (3) El flujo piroclástico "Paipatja" rico en

bombas volcánicas, que en la parte proximal sobreyace a la avalancha de escombros Paipatja. Presenta espesores variables (>2m), es masivo, no consolidado, y está constituido principalmente por bloques densos porfiríticos y bombas con texturas "coliflor" y "corteza de pan" (Manrique, 2013; Valderrama et al, 2013).

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA Y MINERALÓGICA

El análisis de los elementos mayores y traza en roca total ha sido realizado a un grupo de 55 muestras en el Laboratorio *Domaines Océaniques, Université de Bretagne Occidentale*, Brest. Dichos elementos fueron determinados por el ICP-AES (*Inductively coupled plasma atomic emission spectroscopy*). La composición en elementos mayores de los minerales de siete muestras del edificio Tutupaca Reciente, se determinó a partir de la microsonda electrónica CAMECA SX100, en el laboratorio Magmas y Volcanes de Clermont-Ferrand (Francia). Para el funcionamiento, la tensión de aceleración fue de 15 kv, y la intensidad de corriente fue de 15 nA. (8 nA para el vidrio).

El Tutupaca Reciente está constituido por dacitas (2.9 – 3.7 wt.% K_2O y 63.2 – 68.0 wt.% SiO_2). Los diagramas de Harker muestran que con la diferenciación de las dacitas disminuye el contenido de MgO, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, Na_2O, P_2O_5 y CaO, mientras que el K_2O incrementa.
Las rocas de los domos recientes, así como los depósitos de la avalancha Paipatja y los flujos piroclásticos Zuripujo y Paipatja, son dacitas anfibolíticas de color oscuro, porfiríticas (~ 25-30 vol.% fenocristales) y parcialmente vesiculadas. La matriz está compuesta de vidrio con abundantes microlitos.

Las bombas con textura en corteza de pan y coliflor muestran alta vesicularidad. Del conjunto de muestras estudiadas se ha observado una asociación mineral muy parecida comprendida por plagioclasa, anfibol, biotita, clinopiroxeno, esfena, cuarzo, apatito, magnetita e ilmenita.

La plagioclasa es el mineral más abundante (10-20%) y muestra zonación oscilatoria ($An_{32-44-31-55}$) e inversa (An_{27-51}) (*Fig. 1a*), mientras que las plagioclasas de un enclave co-magmático incluido en uno de los domos recientes (domo VII) tienen zonación normal (An_{57-30}). Así mismo se han observado estructuras de desequilibrio como superficies de disolución y textura en tamiz. Después de la plagioclasa el anfibol es el mineral más abundante (5-10%), según la composición química se han observado dos poblaciones bien diferenciadas, la primera constituida por fenocristales pobres en Al_2O_3 (6.0-8.2 wt.%), correspondientes a magnesio-hornblendas y la segunda constituida por fenocristales ricos en Al_2O_3 (9.3-11.8 wt.%), correspondientes a anfíboles tschermakitas según Leake at al. (1997). Algunos anfíboles presentan sobrecrecimiento y zonación (*Fig. 1b*), y por lo general son pobres en Al en el núcleo y rico en Al en el borde. Los anfíboles correspondientes al enclave muestran zonación normal.
Por otro lado los fenocristales de biotita, clinopiroxeno y esfena muestran zonación inversa. De los análisis efectuados el vidrio intersticial tiene esencialmente una composición riolítica.

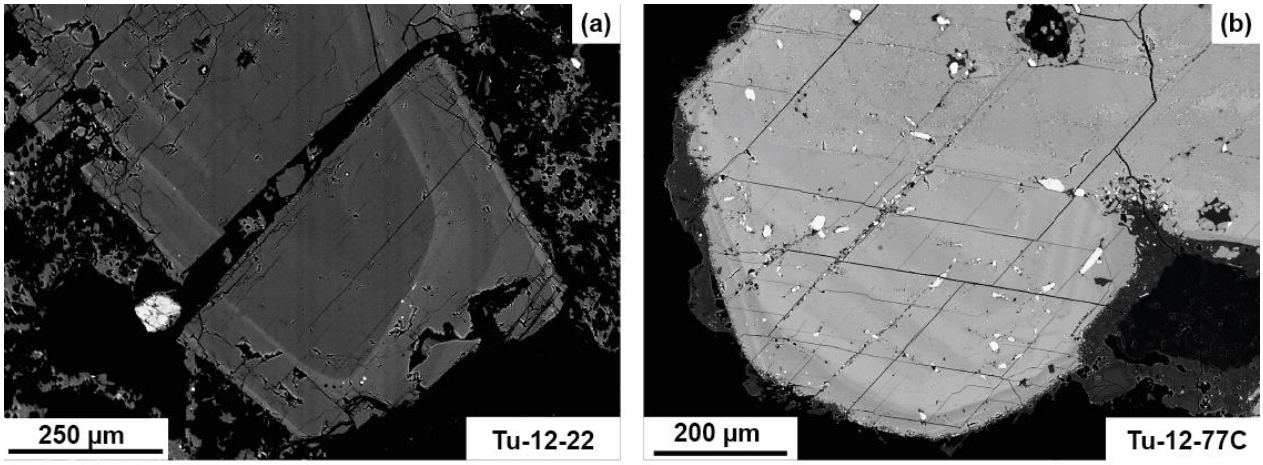

Fig. 1:*a) La plagioclasa con zonación b) El anfibol muestra borde de disolución y zonación*

CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS

Las condiciones pre-eruptivas de P-T-fO_2-XH_2O del magma del Tutupaca Reciente han sido determinadas a partir del termómetro de Holland y Blundy (1994), del barómetro de Médard et al. (2013), del geotermobarómetro de Ghiorso y Evans (2008) y del higrómetro de Lange et al., (2009).
El termómetro de Holland y Blundy (1994) toma en cuenta el siguiente equilibrio:

$$NaCa_2Mg_5Si_4(AlSi_3)O_{22}(OH)_2 + NaAlSi_3O_8 = Na(CaNa)Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + CaAl_2Si_2O_8$$

edenite albite richterite anorthite

La temperatura obtenida a partir de los anfíboles pobres en Al es homogénea (727 ± 10 °C), *(Fig. 2a)*. Mientras que los anfíboles ricos en Al, muestran que los microlitos que forman parte de la matriz, los bordes de algunos fenocristales y los fenocristales de los enclaves co-magmáticos tienen temperaturas más elevadas, que varían entre 792 °C y 911°C *(Fig. 2a)*.

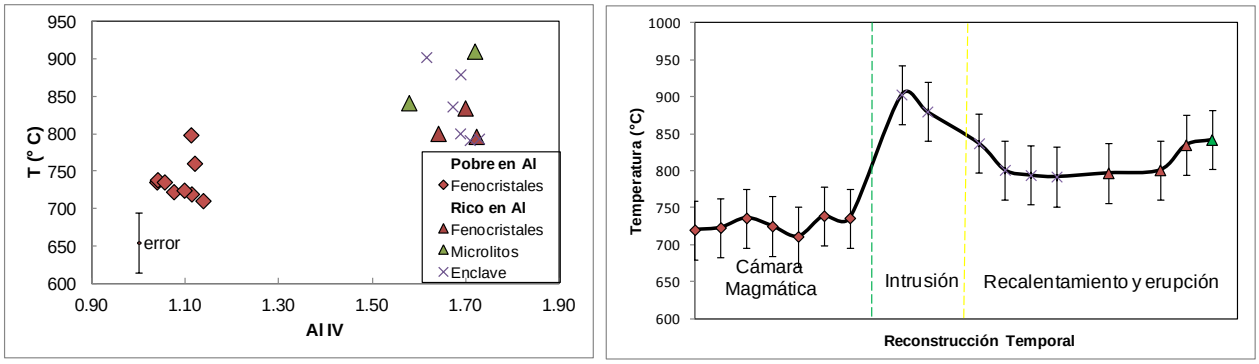

Fig. 2:*a) Diagrama de temperatura versus Al tetraédrico (Al IV) del Tutupaca Reciente y b) Reconstrucción temporal.*

Para el cálculo de la presión se analizaron anfíboles pobres en Al (40), anfíboles ricos en Al (31) de las dacitas, y anfiboles ricos en Al (9) del enclave del domo VII. Para calcular la presión se utilizó el barómetro de Médard et al. (2013), ya que este barómetro está calibrado en función del aluminio octaédrico (VI), el cual es sensible a la presión. Como resultado se obtuvo que la presión es 277 ± 36 MPa, tanto para los anfíboles ricos y pobres en Al. Mientras que los anfíboles del enclave indican una presión de 380 ± 36 MPa. La presión está directamente ligada a la profundidad de la cámara magmática, considerando una densidad promedio para las rocas de la corteza superior de 2700 kg/m^3 (Kono et al., 1989), la profundidad de la cámara magmática correspondería a 11 ± 2 km. Probablemente el enclave co-magmatico cristalizó a una profundidad superior.

A partir de dos pares de ilmenita y magnetita que están en equilibrio se ha determinado que la fugacidad del oxígeno es 1.60 ± 0.12 $\log_{10} fO_2$ (con relación a NNO) a una temperatura de 734 °C, la cual concuerda con las temperaturas determinadas por el termómetro anfibol-plagioclasa para los anfíboles pobres en Al. Finalmente utilizando tres pares de bordes de plagioclasa y vidrio, se ha calculado una concentración del agua de 6 wt.%, esta concentración es normal en magmas formados en zonas de subducción.

Los procesos de desequilibrio causados por la intrusión de un magma más básico, que a su vez generó un aumento de temperatura, podrían estar relacionados a un proceso de mezcla de magmas de composiciones diferentes (*mixing*).Sin embargo la ausencia de bandeamiento y la poca cantidad de enclaves, nos indicaría que podría tratarse de un proceso de recalentamiento de la cámara magmática (*self-mixing*, Couch et al., 2001; Ruprecht y Wörner 2007).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN

La notable homogeneidad petrográfica y geoquímica de los magmas del Tutupaca Reciente sugiere que estos magmas evolucionaron en un reservorio superficial en el cual los procesos de cristalización fraccionada y de asimilación magmática debieron jugar un rol importante. Sin embargo, las texturas de

desequilibrio nos muestran que los procesos de recarga y de mezcla de magmas o recalentamiento (self-mixing) jugaron un rol importante justo antes de la erupción.

Si consideramos que los fenocristales cristalizaron en el reservorio magmático, la aplicación de los termo-barómetros a los fenocristales nos permitirían constreñir la temperatura en el reservorio antes de la erupción 727 ± 10° C (n =7) a una presión de 277 ± 26 MPa, una concentración de agua de 6 wt.%, y una fO_2 de 1.6. A partir de esta presión se calculó que la profundidad de la cámara magmática fue de 11 ± 2 km. Por otro lado, la temperatura obtenida por los microlitos, así como por el equilibrio entre *melt* (matriz vítrea) y los bordes de los fenocristales, nos indicaría las condiciones físicas justo antes de la erupción. Estos datos indican una temperatura de entre 790-800 °C (e idénticos valores de presión). Los valores más elevados de temperatura (obtenidos del enclave 903 y 880 °C) podrían estar asociados a la temperatura de un magma básico intruido en un reservorio más diferenciado *(Fig. 2b)*.
Este proceso de recarga, puesto en evidencia por el estudio mineralógico detallado y por el proceso de recalentamiento calculado para el reservorio se puede asociar con la intrusión de un magma básico más caliente en un reservorio más diferenciado, lo cual fue causante de la erupción reciente y responsable del disparo de la avalancha de escombros y de la secuencia piroclástica que la acompañó.

REFERENCIAS

1. Couch S., Sparks R.S.J. &Carroll, M. (2001). Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. Nature 41: 1037-1039 p.
2. Ghiorso, M. & Evans, B. (2008). Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and revision of the Fe-Ti two –oxide geothermometrer and oxygen-barometer. American Journal of Science, 308, 957-1039.
3. Holland, T. & Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. Contrib. Mineral. Petrol., 116, 433-447 p.
4. Kono, M., Fukao, Y. & Yamamoto, A. (1989). Mountain building in the Central Andes. J. Geophys. Res. 94, 3891–3905.
5. Lange, R., Frey, H. & Hector J. (2009). A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer. American Mineralogist, 94, 494-506 p.
6. Leake, B., Woolley, A., Arps, C., Birch, W., Gilbert, M., Grice, J., Hawthorne, F., Kato, A., Kish, H., Krivovichev, V., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W., Nickel, E., Schumaker, J., Smith, D., Stephenson, N., Ungaretti, L., Whittaker, E., Youzhi, G, (1997). Nomenclature of Amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of theInternational Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names.Mineralogical Magazine 61, 295–321 p.
7. Manrique, N. (2013). Evolución vulcanológica y magmática del edificio Reciente del Complejo Volcánico Tutupaca (Tacna), Tesis de Grado, Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa – Perú, 112 p.
8. Médard, E., Le Pennec. J.L., Francomme,J., Temel, A, Nauret, F. (2013). Reconstructing the magma feeding system of the Cappadocian ignimbrites (Turkey) through amphibole thermobarometry. Goldschmidt conference, Florence, Italy.
9. Ruprecht, P. & Wörner, G. (2007). Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andahua monogenetic cones. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 165, 142-162 p.
10. Tosdal. R., Farrar. E. & Clark. A. (1981). K-Ar geochronology of the late Cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 10, 157-173 p.
11. Valderrama, P., Samaniego, P., Mariño, J., Manrique, N., VanWyk de Vries, B., Fidel, L. (2013). Una gran erupción del volcán Tutupaca (Tacna) hace aproximadamente 200 años AP: Libro de résumenes del foro Internacional Peligros Geológicos, INGEMMET Arequipa, 61-64 p.
12. Zamacola y Jauregui J.D. (1804). Apuntes para la historia de Arequipa. Primer festival del libro arequipeño, Arequipa, Edición 1958, 15 p.