

¿ES EL DESPRENDIMIENTO DE LA LITOSFERA EL RESPONSABLE DEL VOLCANISMO DE LA CUENCA CENTRAL DEL ALTIPLANO ANDINO?

Morgan J. Salisbury¹, Néstor Jiménez², Adam Kent³, Brian Jicha⁴

1. Durham University, Durham, UK

2. Instituto de Investigaciones Geológicas y del Medio Ambiente, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, Bolivia

3. Department of Geosciences, Oregon State University, Corvallis, Oregon, USA

4. Department of Geoscience, University of Wisconsin–Madison, Madison, Wisconsin, USA

Resumen

El vulcanismo de la Serranía Intersalar de la Cuenca del Altiplano Central se inició por lo menos ~ 11 Ma con la erupción de las lavas de Huayrana. El volcán Tunupa hizo erupción en las cercanías entre $1,55 \pm 0,01$ y $1,40 \pm 0,04$ Ma y representa el vulcanismo más oriental y más joven de los centros de compuestos de la Serranía Intersalar. Los análisis de roca total revelan que las lavas de Huayrana y Tunupa están enriquecidos en elementos incompatibles, sobre todo los elementos tipo HFSE (*High Field Strength Elements*), en relación con el vulcanismo simultáneo del arco frontal de la Cordillera Occidental. Los datos espacio-temporales y geoquímicas de Huayrana y Tunupa sugieren una fuente no tipo arco, lo cual es consistente con la hipótesis de desprendimiento de la litosfera en los andes centrales.

Palabras Clave: Tunupa, tras-arc, vulcanismo, desprendimiento

Introducción

Los mecanismos tectono-magmáticos que producen grandes cantidades de actividad volcánica en la región de trasarco del Altiplano Boliviano permanecen sin ser completamente explicados. Este problema es debido en gran parte a la dificultad en la interpretación de la composición química de las lavas que se derivan de fuentes con composiciones variables y sujetas a la diferenciación por procesos también variables en un región geológica complejo y única en el planeta. Los Andes Centrales es la única región en la Tierra donde se presenta tanto una corteza continental engrosada por procesos orogénicos y el vulcanismo asociado con la subducción de una placa oceánica. La presencia del arco volcánico continental (la Cordillera Occidental) se evidencia por una declinación paralela a la fosa, por un predominio de lavas viscosas de andesita y dacita con un enriquecimiento de los elementos LILE (*large ion lithophile elements*) con respecto a los basaltos de dorsal centro-oceánica que se atribuye al flujo de fluido desde la placa oceánica subducida (ej. Davidson et al., 1991). Por otro lado, el vulcanismo en la Cordillera Oriental no presenta una relación simple con la subducción de la placa Nazca, que se encuentra a una profundidad mas de 400 km debajo de las lavas e ignimbritas del complejo Los Frailes (Mioceno a Reciente). El vulcanismo de la Cordillera Oriental está relacionado a una respuesta a la inestabilidad gravitatoria y la pérdida de la litosfera inferior y la corteza inferior litosférica en una región localizada por debajo del complejo volcánico Los Frailes (Myers et al, 1998; Beck y Zandt, 2002). Entre las dos grandes Cordilleras en el Altiplano Boliviano, los mecanismos tectono-magmáticos, siguen siendo insuficientemente explicados. En este trabajo se usa geoquímica y análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para investigar la historia magmática y tectónica del Volcán Tunupa, que está situado en el Altiplano aproximadamente equidistantemente entre las cordilleras occidental y oriental. Nuestro objetivo es comprender mejor los mecanismos responsable de el vulcanismo en esta región y su relación con la construcción de la meseta del Altiplano-Puna.

Contexto Geológico

El volcán Tunupa y las lavas de Huayrana se ubican en la mitad de una sección transversal volcánica este/oeste que se extiende por casi 300 km desde la parte delantera del arco de la

Cordillera Occidental hasta la Cordillera Oriental (Figura 1). Los volcanes del arco se ubican ~100-125 km por encima de la placa de Nazca subductada, Tunupa a ~175 km, mientras que el centro volcánico Los Frailes está ubicado ~275 km por encima de la placa (Cahill y Isacks, 1992). La Serranía Intersalar, la expresión más amplia de vulcanismo compuesto en el Altiplano, se extiende ~110 km de la parte delantera del arco hasta el volcán Tunupa en el centro de la cuenca del Altiplano. El Altiplano oriental contiene lavas monogenéticas máficas con edades entre los ~25 Ma hasta el Pleistoceno (Figura 1b, Davidson and de Silva, 1995; Hoke and Lamb, 2007). Los datos sísmicos recogidos a lo largo de esta sección se interpretan como diferentes profundidades litosféricas y corticales (ej. Myers et al., 1998; Beck y Zandt, 2002; Yuan et al., 2002; McGlashan et al., 2008). Beck y Zandt (2002) sugieren que una litosfera relativamente delgada (~100-150 km) se encuentra debajo de la mayor parte del Altiplano, pero ausente en su mayoría por debajo del límite del Altiplano Oriental y Cordillera Oriental. Los espesores corticales también muestran grandes variaciones; McGlashan et al. (2008) sugieren que la corteza hasta ~57 km de profundidad debajo de la región de la Serranía Intersalar del Altiplano, pero por lo menos a 70 km en todas direcciones alrededor de esta región. Se infiere que la mayor parte de la corteza en la región del Altiplano es félsica en composición, y sin una raíz máfica densa (Beck y Zandt, 2002).

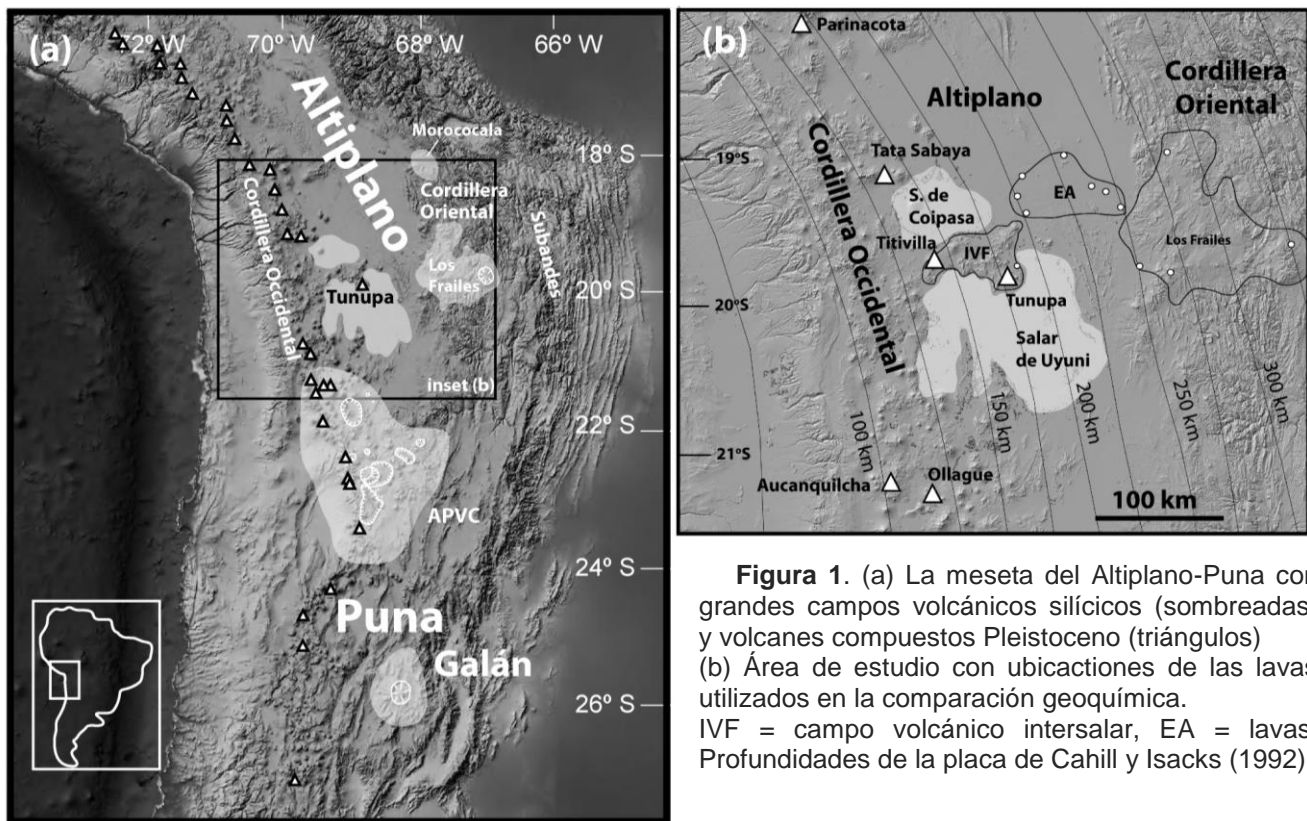


Figura 1. (a) La meseta del Altiplano-Puna con grandes campos volcánicos silíceos (sombreadas) y volcanes compuestos Pleistoceno (triángulos) (b) Área de estudio con ubicaciones de las lavas utilizadas en la comparación geoquímica. IVF = campo volcánico intersalar, EA = lavas. Profundidades de la placa de Cahill y Isacks (1992).

Métodos

El muestreo de las lavas y domos del volcán Tunupa y las lavas cercanas de Huayrana se completó en abril de 2010. Las muestras fueron preparadas para secciones delgadas, geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, y análisis químicos de roca total en Oregon State University, EE.UU. El análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de matriz vítrea se realizó en el University of Wisconsin Rare Gas Geochronology Laboratory. Las edades de meseta promedio (*weighted mean plateau ages*) se prefieren cuando las mesetas individuales están dentro de un nivel de confianza del 95% en al menos tres pasos contiguos y que contengan más de 50% de ^{39}Ar totales liberados. Las

muestras con espectros de edades discordantes y tendencia a la baja, puede indicar ^{39}Ar recoil o alteración heterogénea de K y Ar. En estos casos, preferimos utilizar las edades totales de fusión. Análisis de elementos mayores y trazas en 23 muestras de roca total fueron realizados por fluorescencia de rayos X (XRF) y *inductively coupled plasma–mass spectrometry* (ICP-MS) en GeoAnalytical Laboratories, Washington State University, Pullman, Washington (Salisbury, 2011).

Resultados

Las lavas de Tunupa y Huayrana son porfiríticas (15 a 30 % modal), dominados por plagioclasa, con cantidades menores de clinopiroxeno, anfíbol, biotita, óxidos y minerales accesorios siendo el olivino y ortopiroxeno raros. El análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de las lavas Huayrana dio tendencia a la baja en los espectros de edad y una edad de fusión total de $10,95 \pm 0,02$ Ma (2σ error), la cual se ubica dentro del error de la edad de roca total de Baker y Francis (1978) de $11,1 \pm 0,4$ Ma K-Ar. Preferimos la edad de fusión total de este estudio para las lavas Huayrana debido a la meseta casi concordantes a ~ 11 Ma. Las edades de meseta de las lavas y domos de Tunupa son estratigráficamente coherentes y evidencian que la construcción del edificio tuvo lugar entre $1,55 \pm 0,01$ y $1,40 \pm 0,04$ Ma, más jóvenes que las edades de K-Ar calculadas para Tunupa por Baker y Francis (1978) de los concentrados de plagioclasa ($2,5 \pm 0,5$ Ma) y biotita ($1,8 \pm 0,2$ Ma). Una estimación general del volumen total para el edificio de Tunupa (flujos y domos) fue calculada suponiendo un cono simple con las dimensiones de Tunupa (altura = 1,64 km, diámetro = 14 km), estimando un volumen de 84 km^3 . Una duración de 90-194 ka de actividad volcánica calculada a partir de los datos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ corresponde a tasas de extrusión de entre 0,43 y 0,93 km^3/ka , similar a las tasas calculadas para Parinacota (0,75 a 1,0 km^3/ka) por Hora et al. (2007) y dentro del rango para los estratovolcanes de arco en todo el mundo.

Los flujos de lava del complejo Tunupa definen un rango limitado de sílice entre 60,6 y 63,6 % en peso SiO_2 , mientras que los domos y lavas de Huayrana son más silíceos y de composición restringida a ~ 66 % en peso SiO_2 (Figura 2). Los flujos de Tunupa y los domos son andesíticos a dacíticos y definen una serie calcoalcalina de alto-K mientras que las lavas dacíticas de Huayrana son un poco más enriquecidas en K_2O y son transitoriamente shoshoníticas. Las concentraciones de elementos trazas muestran típicamente poca variación entre los flujos y domos de Tunupa, aunque los domos están moderadamente enriquecidos en Rb, Th, y U y, moderadamente empobrecidos en Sr, Ni, Cr, Sc, y V. A pesar de las diferencias en el contenido de sílice, los flujos y domos de Tunupa muestran concentraciones muy similares en la mayoría de los otros elementos, en particular elementos tipo *HFSE* (*High Field Strength Elements*) como Nb, Ta, Zr y Hf. Las lavas de Huayrana muestran altos valores de Rb, tierras raras y *HFSE*, en relación de las lavas Tunupa.

Conclusiones

Una comparación espacio-temporal de las lavas de Tunupa y Huayrana con la región de Uyuni demuestra que los centros erupcionaron en un ambiente de tras-arco y ambos centros hicieron erupción en el mismo período que las erupciones en la Cordillera Occidental. Una comparación geoquímica también revela diferencias importantes con los volcanes de la Cordillera Occidental. Con el fin de minimizar los efectos de la contaminación y fraccionamiento, la comparación se limita a la serie de Tunupa y Huayrana de $\text{SiO}_2\%$ en peso entre ~ 60 y ~ 67 . Dado que los volcanes de arco utilizados en esta comparación se sitúan en diferentes bloques de la corteza (Mamani et al., 2010), se supone que las diferencias geoquímicas entre el frente del arco y las lavas de la Serranía Intersalar son debidas a distintos mecanismos de fusión y no a composición de corteza. Una observación muy importante en este estudio es el incremento

hacia el este en las concentraciones de los *HFSE* desde la parte frontal del arco a la Cordillera Oriental. Dado que no hay un aumento simultáneo en los elementos *LILE*, se evidencia una disminución en valores *LILE/HFSE* desde la parte frontal del arco hacia el Este (Figura 2). Interpretamos los altos valores *LILE/HFSE* y *La/Ta* de los volcanes del arco como indicativos de una fuente típica de arco (ej. Davidson et al., 1991) y los valores más bajos de Tunupa y Huayrana como sugestivos de procesos no-arco. La leve similitud con el magmatismo típico de arco que se puede observar en las lavas del Tunupa y Huayrana puede explicarse como procesos de deshidratación del bloque hundido o por contaminación cortical generada previamente en una configuración de arco.

Las relaciones espacio-temporales y geoquímicas con el vulcanismo regional son consistentes con los datos geofísicos e indican un desprendimiento litosférico incompleto por debajo de la cuenca del Altiplano de Bolivia en el Mioceno a Pleistoceno (~11 Ma -1.5 Ma). A las profundidades corticales extremas de los Andes centrales (>50 km), es probable que la corteza inferior se someta a eclogitización y cree una inversión de densidad que facilite el desprendimiento. Estudios geofísicos indican el flujo dúctil de la corteza inferior en esta región (ej. Hindle et al., 2005) apoyan nuestra interpretación de una litosfera inferior dinámica capaz de producir desprendimientos localizados. Los datos vulcanológicos muestran su potencial para aportar a los estudios multidisciplinarios necesarios para comprender los detalles del desprendimiento por debajo de los Andes centrales.

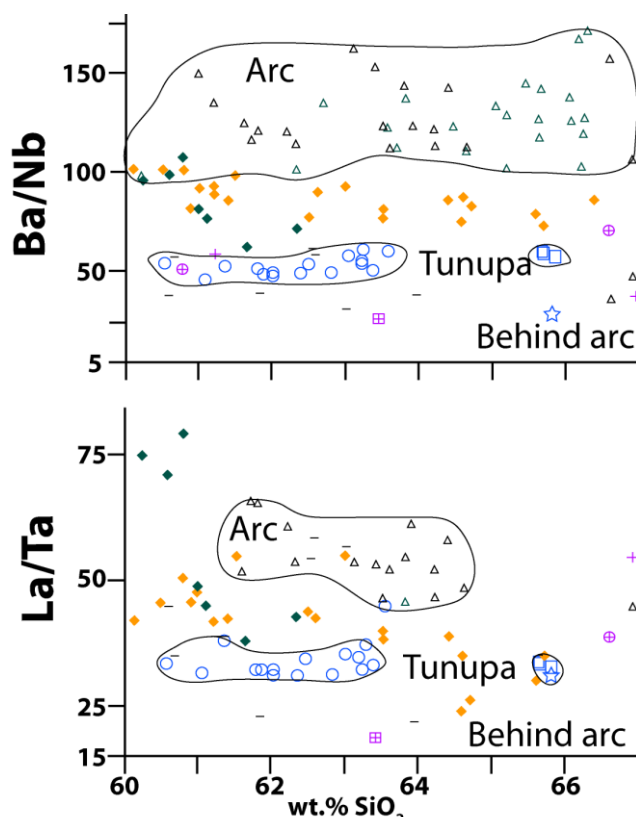


Figura 2. Proporciones relativas de elementos trazas mostrando la influencia relativa de la losa subducida. Tunupa lavas (círculos), y domos (cuadrados), y lava de Huayrana (estrella) presentan leve signatura de subducción en comparación a los volcanes del arco: Auchanquilcha (Walker, 2011) y Parinacota (Hora et al., 2009) y mas semejante a los volcanes de transición del arco y trasarco (diamantes): Tata Sabaya (de Silva et al., 1993) v Ollaqüe (Feelev et al., 1993) v el más trasarco (cruces): Los Frailes (Jiménez v López Velásquez, 2008).

Referencias

- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., and Isacks, B.L., 1997, The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 25, p. 139–174.
- Baker, M.C.W., and Francis, P.W., 1978, Upper Cenozoic volcanism in the Central Andes—Ages and volume: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 41, no. 2, p. 175–187.
- Barnes, J.B., and Ehlers, T.A., 2009, End member models for Andean Plateau uplift: *Earth-Science Reviews*, v. 97, p. 117-144.
- Beck, S. L., Zandt, G., 2002, The nature of orogenic crust in the central Andes: *Journal of Geophysical Research*, v. 107, no. B10.
- Cahill, T., and Isacks, B.L., 1992, Seismicity and shape of the subducted Nazca plate: *Journal of Geophysical Research*, v. 97, no. B12, p. 17,503-17,529.

- Davidson, J.P., Harmon, R.S., and Wörner, G., 1991, The source of Central Andean magmas; some considerations, Geological Society of America Special Paper 265, p. 233–243.
- Davidson, J.P., and de Silva, S.L., 1995, Late Cenozoic magmatism of the Bolivian Altiplano: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 119, p. 387-408.
- de Silva, S.L., Davidson, J.P., Croudace, I.W., and Escobar, A., 1993, Volcanological and petrological evolution of Volcán Tata Sabaya, SW Bolivia, Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 55, p. 305-335.
- Drew, S.T., Ducea, M.N., and Schoenbohm, M. L., 2009, Mafic volcanism on the Puna Plateau, NW Argentina: Implications for lithospheric composition and evolution with and emphasis on lithospheric foundering: Lithosphere, v. 1, no. 5, p. 305-318.
- Feeley, T.C., Davidson, J.P., Armendia, A., 1993, The volcanic and magmatic evolution of Volcán Ollagüe, a high-K late Quaternary stratovolcano in the Andean Central Volcanic Zone, Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 54, p. 221-245.
- Garzzone, C.N., Molnar, P., Libarkin, J.C., and MacFadden, B.C., 2006, Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere: Earth and Planetary Science Letters, v. 241, p. 543–556.
- Hartley, A.J., Sempere, T., Wörner, G., 2007, A comment on “Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere”: Earth and Planetary Science Letters, v. 259, p. 625-629.
- Hindle, D., Kley, J., Oncken, O., Sobolev, S., 2005, Crustal balance and crustal flux from shortening estimates in the Central Andes, Earth and Planetary Science Letters, v. 230, p. 113-124.
- Hoke, L., and Lamb, S., 2007, Cenozoic behind-arc volcanism in the Bolivian Andes, South America: implications for mantle melt generation and lithospheric structure: Journal of the Geological Society, London, v. 164, p. 795-814.
- Hora, J.M., Singer, B.S., and Wörner, G., 2007, Volcano evolution and eruptive flux on the thick crust of the Andean Central Volcanic Zone: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints from Volcán Parinacota, Chile: GSA Bulletin, v. 119, no. 3-4, p. 343-362.
- Jiménez, N., López-Velásquez, S., 2008, Magmatism in the Huarina belt, Bolivia, and its geotectonic implications: Tectonophysics, v. 459, p. 85-106.
- Kay, S.M., and Coira, B.L., 2009, Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna plateau, Geological Society of America Memoir 204, p. 229–259.
- Mamani, M., Wörner, G., and 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, GSA Bulletin, v. 122, no. 1/2, p. 162-182.
- McGlashan, N., Brown, L., and Kay, S., 2008, Crustal thickness in the central Andes from teleseismically recorded depth phase precursors: Geophysical Journal International, v. 175, p. 1013-1022.
- Myers, S.C., Beck, S., Zandt, G., and Wallace, T., 1998, Lithospheric-scale structure across the Bolivian Andes from tomographic images of velocity and attenuation for P and S waves: Journal of Geophysical Research, v. 103, no. B9, p. 21,233-21,252.
- Salisbury, M.J., 2011, Convergent Margin Magmatism in the Central Andes and its Near Antipodes in Western Indonesia: Spatiotemporal and Geochemical Considerations [Ph.D. thesis], Oregon State University, Corvallis, Or, USA, 147 p.
- Walker, B.A., 2011, The Geochemical Evolution of the Aucanquilcha Volcanic Cluster: Prolonged Magmatism and its Crustal Consequences [Ph.D. thesis], Oregon State University, Corvallis, Or, USA, 199 p.
- Yuan, X., Sobolev, S.V., Kind, R., 2002, Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications: Earth and Planetary Science Letters, v. 199, p. 389-408.