

LA EVOLUCIÓN DEL VOLCÁN LASCAR Y SU RELACIÓN CON EL CLIMA DEL PLEISTOCENO SUPERIOR-Holoceno DE LOS ANDES CENTRALES

Moyra Gardeweg P.* , R. Steve J. Sparks**, Steve J. Matthews**

INTRODUCCIÓN

El volcán Lascar, ubicado en el Altiplano de Antofagasta ($23^{\circ}22'S/67^{\circ}44'W$; 5,590 m; Fig.1) es el volcán más activo de la Zona Volcánica Central de Los Andes. Su evolución puede relacionarse con los cambios climáticos regionales del Cuaternario registrados en los sedimentos de lagos aledaños (1).

En el presente trabajo se resume la geología y estratigrafía del Lascar basado en un detallado mapeo de terreno a escala 1:50.000 (2) y en nuevos datos geológicos y geocronológicos que evidencian el inicio de la evolución de este centro volcánico previo al último máximo glacial.

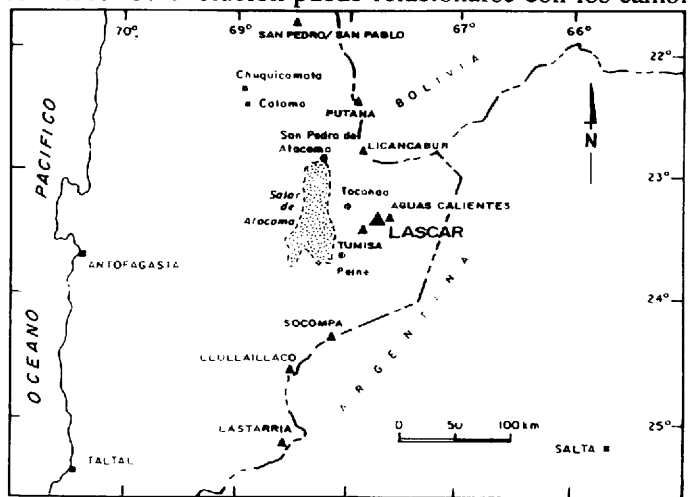


Figura 1. Mapa de Ubicación del Volcán Lascar.

GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA

El Vn. Lascar es un volcán compuesto y mixto constituido por dos conos irregulares, truncados, orientados en dirección ESE-WNW, en cuya cumbre se alinean, en la misma dirección, 5 cráteres anidados, el central de los cuales está activo. La distribución de sus productos está controlada por la morfología de este sector del Altiplano, en particular por las profundas quebradas que disectan las ignimbritas del Mioceno superior-Plioceno que constituyen el plateau y cuya formación estaría relacionada a eventos erosivos de períodos glaciales del último Ma. Estudios regionales de morrenas en el Altiplano de Antofagasta indican que estas se formaron en el último máximo glacial global o Glacial tardío (21-17 ka) y sugieren que el Lascar habría sido lo suficientemente alto como para sostener pequeños glaciares durante este período (3).

El Vn. Lascar alcanza 800 m de altura promedio sobre su base y aprox. 54 km² de superficie. Sus productos, sin incluir los depósitos de caída, alcanzan una superficie de 185 km² con un volumen estimado de 15 km³. Durante su evolución el centro de emisión del Lascar ha migrado a lo largo de un lineamiento ESE-WNW, dando origen al sistema de cráteres anidados. La litología predominante corresponde a andesitas y dacitas porfídicas a débilmente porfídicas, con plagioclasa dominante y, olivino y clinopiroxeno en los términos más máficos y dos piroxenos, hornblenda y ocasionalmente biotita en los términos más silíceos, todas ellas con evidencias de mezcla de magmas (4).

Basados en criterios morfoestructurales y estratigráficos la sucesión de unidades volcánicas del Lascar ha sido dividida en cuatro etapas: Lascar I, II, III y IV (Fig 2) (2).

* Servicio Nacional de Geología y Minería, Avda. Sta. María 0104, Santiago, Chile.

** Dept. of Geology, Univ. of Bristol, Will Memorial Building, Queens Roud, Bristol BS8 1RJ, UK

67° 45'

Figura 2.-

Geología simplificada del volcán Lascar, previo a la erupción de Abril de 1993, basada en Gardeweg *et al.* (1994⁽²⁾).



Vn. Lascar

23° 20'

Vn. Simbo o
Aguas Calientes

Laguna
Lejía

Talabre Nueva

VOLCÁN LASCAR

Estepa IV

- Depósitos de caída vulcanianos, recientes
- Lava de Talabre
- Depósito de bloques y ceniza
- Aglutinado Mánquez cubierto por bloques vulcanianos

Estepa III

- Depósito de escoria de Tumbres
- a) Depósito de caída pliniano
- b) Depósito de flujo piroclástico
- c) Aglutinado Mánquez
- Lavas en bloque andesíticas y dacíticas

Estepa II

- Depósito Soncor
- a) Depósito de caída pliniano
- b) Ignimbrita
- Depósito de Piedras Grandes

Estepa I

- Depósito de escoria de Chaile
- Depósito de bombas y escoria de Salter
- Lavas en bloque andesíticas

- Depósitos sedimentarios no consolidados, Cuaternario

BASAMENTO PRE-LASCAR

- Lavas, depósitos piroclásticos y de detritos de volcanes aledaños
- Ignimbritas soldadas, Plioceno
- Domos dacíticos, Mioceno superior-Plioceno
- Cerro Corona, Cuaternario
- a) Domo y lava
- b) Depósito de caída líflico
- Sucesiones volcánicas y plutones, Pérmico-Triásico

Etapa I

Incluye extensas coladas de andesitas de piroxeno en bloque de hasta 16 km de longitud, escaso espesor (< 50 m) y superficie redondeada que rellenan las quebradas del flanco occidental. Esta etapa culminó con la erupción de al menos tres flujos piroclásticos de escoria andesítica (Depósitos de Saltar y Chaile Inferior y Superior). **Saltar** se reconoce al NE, NW y N del complejo, forma mayoritariamente el cono oriental, alcanza 3,7 km de extensión con espesores de hasta 35 m cuando rellena paleovalles, donde muestra evidencias de erosión glacial con profundas estrías y surcos. Está constituido por depósitos de flujos piroclásticos gruesos de color rojo ladrillo, compuestos por bombas de "coliflor" (hasta 1 m) clasto-soportadas, fuertemente soldado a no consolidado. Los clastos son semivesiculares ($d=1,1-2 \text{ gr/cm}^3$), porfídicos con plagioclasa y augita verde y ocasionales megacristales de piroxeno. En el flanco SW del volcán (qda. Chaile) se reconocen dos flujos (hasta 30 m de espesor) en una posición estratigráfica similar a Saltar. El **Depósito Inferior de Chaile** está constituido por grandes bombas "coliflor" (1-2 m) densas ($1,2-1,6 \text{ gr/cm}^3$), clasto-soportadas, en tanto en afloramientos proximales abundan megaclastos de lava clastogénica soldada y bombas de salpicaduras aglutinadas. El **Depósito Superior de Chaile** rellena depresiones en Chaile Inferior y está constituido por bloques de escoria de < 1 m, clastosoportados y se distingue por la presencia de xenolitos blancos con biotita con distintos grados de asimilación.

Etapa II

Durante este período se produce la migración de la actividad hacia el oeste y un cambio de la composición hacia andesitas silíceas y dacitas. El **Depósito de Piedras Grandes**, el primer producto de esta fase, se distribuye en una angosta franja de 2 km de ancho en el flanco occidental del edificio. Su origen estaría relacionado a la extrusión de uno o más domos bajo una cubierta de hielo durante la última glaciación, probablemente emplazados en un cráter abierto al oeste. Incluye un depósito de bloques y ceniza con bloques de dacitas con escasas pequeñas inclusiones básicas. Los bloques alcanzan 4 m de diámetro, son redondeados y ocasionalmente con diaclasamiento prismático. Por otra parte, una importante porción del flanco occidental del Lascar está cubierto por un depósito de megabloques dispersos de Piedras Grandes (hasta 15 m de diámetro), localmente incluidos en un depósito detrítico no consolidado que se interpreta como un abanico de inundación repentina y violenta, comparable a los producidos por derretimiento rápido de glaciares en Islandia ("jökulhlaups") y que comúnmente son gatilladas por erupciones subglaciales. Cubriendo Piedras Grandes se observa el depósito más importante de la historia del volcán Lascar: la **Unidad Soncor** (26.450 AP \pm 600 años). Consiste en un depósito inicial de caída, pliniano cubierto por abanicos de ignimbrita pumícea que rellenan las quebradas que rodean al Lascar y se extienden 10 km al NE, 15 hacia el SE y 27 km hacia el W, con un volumen total cercano a 15 km^3 (8 km^3 dre). El depósito de caída pliniano ocurre hacia el E y SE del edificio volcánico (18 m máximo), en la misma posición que se ha depositado el material de caída de erupciones recientes (5 y 6). Está formado por fragmentos de pómez blanquecina, de baja densidad ($0,3-0,7 \text{ gr/c m}^3$), bien seleccionadas ocasionalmente de hasta 35 cm de diámetro. Inmediatamente después del depósito pliniano se emplazó la **Ignimbrita Soncor** constituida por tres facies: brechas de arrastre ricas en líticos, ignimbrita normal rica en líticos y facies ricas en pómez. Localmente se reconoce también depósitos de ceniza co-ignimbrita. Este depósito es en general no soldado, excepto en Tumbres donde actividad fumarólica, resultado del paso del flujo por zonas húmedas, ha inducido su litificación. Las brechas de arrastre ocurren principalmente en zonas proximales, en un radio de 8 km del centro de emisión y corresponden a típicas brechas de arrastre co-ignimbritas (7). La facie normal de la ignimbrita corresponde a un depósito de flujo masivo no soldado, de pómez blanca, típicamente entre 3-15 cm, rico en líticos (30-50% del volumen) y formado por múltiples unidades de flujo. Aparece rellorando quebradas, donde alcanza espesores de hasta 100 m, sobre el plateau de ignimbritas como un delgado manto y en afloramientos distales con espesores mayores. La Ignimbrita de Soncor es composicionalmente heterogénea y zonada. Consiste predominantemente en pómez dacítica, blanca vesicular a moderadamente vesicular ($d: 0,7-1,3 \text{ gr/cm}^3$), además de pómez bandeada, escoria gris (andesitas silíceas a basaltos) y cúmulos vesiculados en los niveles superiores, zonación que también se observa en el depósito pliniano. Los líticos incluyen fragmentos ejetados del conducto volcánico ($3-4 \text{ km}^3$) y clastos accidentales. Su centro de emisión

correspondería a un profundo cráter que no habría superado los 2 km de diámetro, como lo sugiere la dimensión actual del cono occidental que lo cubre. Cubriendo a la Ignimbrita Soncor en el flanco occidental del volcán se reconoce un depósito de avalancha de detritos fría y gravas aluviales y laháricas que forman extensos abanicos, formados entre los 22,3 y 19,2 ka.

Etapa III

Período de formación del cono **Occidental**, cono mixto de 5-6 km³ compuesto principalmente por potentes (20-60 m) y cortas (3-6 km) coladas de andesita silíceas a dacitas, comúnmente con inclusiones máficas, que muestran buen desarrollo de canales y levées. Se formó entre los 19,2 y 9,2 ka aunque sus características químicas más afines con la unidad Soncor sugieren una edad más cercana a la parte inferior de este rango. Los depósitos lacustres de la Laguna Lejía, ubicada inmediatamente al sur del Lascar y que corresponden al remanente de un lago glacial mucho más extenso formado en una depresión volcanotectónica relacionada al lineamiento Miscanti (1), sobreyacen a gravas con pómez de Soncor, depósito que habría rellenado completamente el valle, siendo retrabajado en el período húmedo contemporáneo a la formación del abanico aluvioglacial occidental. En la base de la secuencia lacustre se reconoce un nivel de tefra del Cerro Corona de 16,7 ka (TLS; 8), los restantes sedimentos se habrían depositado entre los períodos 17-11 ka, aparentemente después de los 14 ka (Grosjean, com. pers.), en un clima frío y húmedo. La ausencia de piroclastos del Lascar entre estos sedimentos sugiere que el Lascar habría estado dormido entre los 14 y 11 ka. La Fase III culminó con la erupción de **Tumbres** (9,1 y 9,3 ka) que formó un delgado depósito pliniano y abanicos de flujo piroclástico escoriáceo andesítico en los flancos occidental y sur del Lascar que se extienden hasta 10 km del volcán, formados por hasta 4 unidades de flujo de (1-10 m de espesor; 0,3-0,6 km³ de volumen). Se caracterizan por una superficie amorrillada y el buen grado de preservación de sus rasgos morfológicos originales. La escoria (0,6-1,7 gr/cm³) corresponde a andesitas de dos piroxenos y andesitas basálticas de olivino y piroxeno con xenolitos pirometamórficos de cuarcitas y calcosilicatos. Este evento culmina con la depositación de un aglutinado rojizo (**Aglutinado Mánquez**) que corona la cumbre del cono occidental.

Etapa IV

Después de la erupción de Tumbres la actividad retornó a una posición oriental donde se formaron tres cráteres alineados ENW-WSW y la colada lava de Talabre asociada al rebalse del cráter oriental. La formación de cráteres a través de sucesivos procesos de rellenos por andesita y colapsos dominó esta etapa (9). La colada de Talabre (8 km long., 20-30 m espesor), de andesita de dos piroxenos y hornblenda, tiene una edad He³ de exposición de 7,17 ka (K. Hammerschmidt, com. pers.). La actividad histórica del Lascar se remonta a 1848 (Petit-Breuil en (2)) y ha involucrado una permanente degasificación y esporádicamente la extrusión de domos y subsidencia del cráter que han culminado en erupciones vulcanianas de corta duración (6 y 9). A partir de 1984 esta actividad se incrementó, con erupciones vulcanianas en 1986, 1990 y 1992, culminando en 1993 con una poderosa erupción explosiva que generó un extenso depósito de caída y un depósito de flujos piroclásticos pumíceos, rico en líticos de dimensiones reducidas (0,02 km³; (6)). Durante su emplazamiento evidenció una gran poder erosivo que dió origen, localmente, a espectaculares rasgos de erosión (10).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

A pesar de su reducido volumen el Vn. Lascar ha estado activo por al menos 27 ka, iniciando su evolución como un estratocono andesítico de rango composicional restringido. Los depósitos piroclásticos con que culmina la Etapa I (Saltar y Chaile inferior y superior) son similares a los descritos por Mellors y Sparks (11) como productos formados por la rotura explosiva de un lago de lava.

En la Etapa II del Lascar es de particular interés el desarrollo de inundaciones catastróficas asociadas al depósito Piedras Grandes, las que proveen evidencia circunstancial de la posible existencia de glaciares. Por otra parte interpretamos el marcado cambio composicional entre las Etapas I y II como resultado de un lapso de tiempo significativo que habría permitido el desarrollo de un cuerpo de magma evolucionado. La erupción de Soncor fue un evento clásico de erupción pliniana e ignimbrita pumícea que evacua una cámara magmática

composicionalmente zonada. Evidencias petrológicas indican que esta erupción habría sido gatillada por la intrusión de magma basáltico (4) en tanto evidencias de terreno indican que estaría asociada a un cráter y no a la formación de una caldera de colapso, como lo sugiere el volumen de material eruptado.

La erupción de Soncor acaeció durante la última glaciación global, pero previo a su máximo. Rasgos de erosión glacial se observan en las rocas de Lascar I, que a su vez rellenan valles glaciares, implicando que la formación de las profundas quebradas que cortan las ignimbritas del plateau están relacionadas a glaciaciones previas. Por otra parte la avalancha de detritos y los abanicos aluvioglaciales indican un período fuertemente erosivo coincidente con el máximo glacial (aprox 22 ka). Un período húmedo, post glacial, entre 14 y 11 ka, se deduce del análisis de los sedimentos en Lag. Lejía y otras lagunas altiplánicas (1), seguido por un clima mucho más seco, reflejado en la escasa erosión del depósito de Tumbres, que se extiende hasta el Reciente.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se realizó con el financiamiento del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN), el Gobierno Regional de Antofagasta (FNDR II Región), la Royal Society of London y el Natural Environment Research Council (NERC) de Inglaterra. Se agradece el intercambio de ideas en terreno con M. Grosjean y la autorización de K. Hammerschmidt para citar la edad He³. Se agradece el permanente apoyo de la empresa MINSAL en Toconao y a de la Fuerza Aérea de Chile. Nuestros especiales agradecimientos a Sergio Mánquez de SERNAGEOMIN Antofagasta, quién nos llevó hasta lugares insospechados. Publicación patrocinada por la Subdirección de Geología de SERNAGEOMIN.

REFERENCIAS

- (1) Grosjean, M., Geyh, M.A., Messerli, B., Schotter, U., 1995. Late Glacial and early Holocene lake sediments, ground-water formation and climate in the Atacama Altiplano 22-24°S. *J. Palaeolimnology*, V. 14, p.241-252.
- (2) Gardeweg P., M.C., Fuentealba, G., Murillo, M., Petit-Breuilh, M.E., 1994. Volcán Lascar: Geología y Evaluación del Riesgo Volcánico - Altiplano II Región. Informe Registrado 1994-3, Biblioteca Servicio Nacional de Geología y Minería, 169 pp, 3 mapas.
- (3) Messerli, B., Amman, C., Grosean, M., Jenny, B., Krammer, K., Vuille, M., 1996. Current precipitation, the late Pleistocene snowline, and lake level changes in the Atacama Altiplano (18°S to 28°30'S): the problem of the "Andean Dry Diagonal". *Bamberger Geographisches* (in press).
- (4) Matthews, S.J., Jones, A.P. and Gardeweg, M.C., 1994. Lascar volcano, North Chile; Evidence for Steady-State Disequilibrium. *J. Petrology*, V.35, p.401-432.
- (5) Glaze, L.S., Francis, P.W., Self, S. and Rothery, D.A., 1989. The 16 September 1986 eruption of Lascar volcano, North Chile: Satellite investigations. *Bull. Volcanol.*, V.51, p.149-160.
- (6) Gardeweg P., M., Medina, E., 1994. La erupción subpliniana del 19-20 de Abril de 1993 del volcán Lascar, N de Chile. *Actas 7º Congreso Geológico Chileno*, Vol.I, p.299-304.
- (7) Druitt, T.H., Sparks, R.S.J., 1982. A proximal ignimbrite breccia facies on Santorini, Greece. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, V.13, p.147-171.
- (8) Grosjean, M., 1994. Paleohydrology of the Laguna Lejía (north Chilean Altiplano) and climatic implications for late glacial times. *Palaeography, Palaeoclimatology and Palaeocology* V.109, p.89-100.
- (9) Matthews, S.J., Gardeweg, M.C., Sparks, R.S.J., 1997. Crater collapse and explosive eruptions as a result of magma degassing: the 1984 to 1996 cyclic activity of Lascar Volcano, Northern Chile. *Bull. Volcan.* (in press).
- (10) Sparks, R.S.J., Gardeweg, M.C., Calder, E.S., Matthews, S.J., 1997. Erosion by pyroclastic flows on Lascar Volcano, Northern Chile. *Bull. Volcan.* (in press)
- (11) Mellors, R.M., Sparks, R.S.J., 1991. Spatter-rich pyroclastic flows on Santorini, Greece. *Bull. Volcan.* V.53, p.327-342.