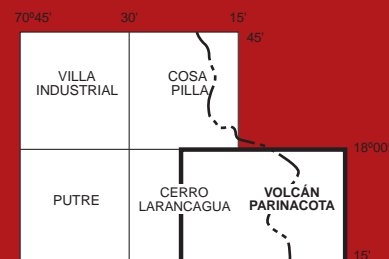




SITUACIÓN DE CARTAS VECINAS



TERRITORIO CHILENO ANTÁRTICO



ACUERDO ENTRE LA REPÚBLICA DE CHILE Y LA REPÚBLICA ARGENTINA PARA PRECISAR EL RECORRIDO DEL LÍMITE DESDE EL MONTE FITZ ROY HASTA EL CERRO DAUDET (Buenos Aires, 16 de diciembre de 1998).



ISSN 0717-7283

SUBDIRECCIÓN NACIONAL DE GEOLOGÍA



GEOLOGÍA DEL VOLCÁN PARINACOTA

REGIÓN DE ARICA Y PARINACOTA

(Versión corregida)

Jorge Clavero R.
R. Steve J. Sparks
Edmundo Polanco V.

CARTA GEOLÓGICA DE CHILE

SERIE GEOLOGÍA BÁSICA

No. 132

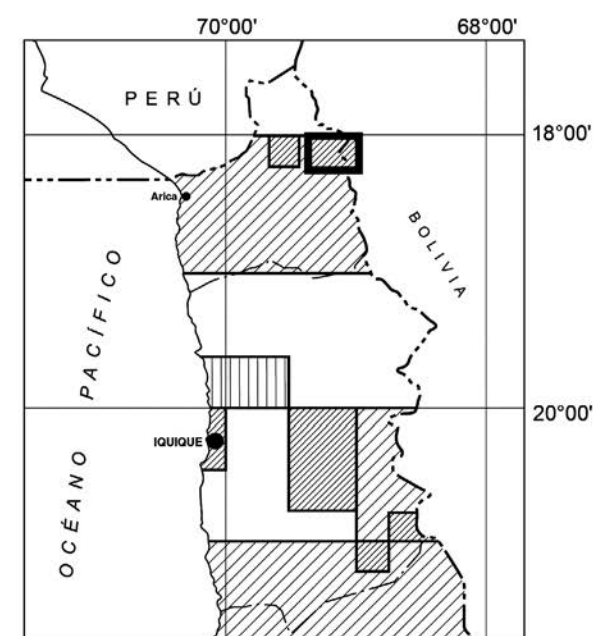
Escala 1:50.000





2012

**CARTA GEOLÓGICA DE CHILE
SERIE GEOLOGÍA BÁSICA**

- No. 110 Geología del Área Queule-Toltén, Regiones de La Araucanía y de Los Ríos. 2008. D. Quiroz y P. Duhart. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 111 Geología del Área Carrizal Bajo-Chacritas, Región de Atacama. 2008. C. Arévalo y D. Welkner. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 112 Geología del Área de Chile Chico-Río de Las Nieves, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. 2008. R. de la Cruz y M. Suárez. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 113 Geología de las ciudades de Iquique y Alto Hospicio, Región de Tarapacá. 2008. C. Marquardt, N. Marinovic y V. Muñoz. Texto y 1 mapa escala 1:25.000.
- No. 114 Geología del Complejo Volcánico Nevados de Chillán, Región del Biobío. 2008. J.A. Naranjo, J. Gilbert y R.S. Sparks. Texto y 1 mapa escala 1:50.000.
- No. 115 Geología del Área Pucón-Curarrehue, Regiones de La Araucanía y de Los Ríos. 2008. H. Moreno y L. Lara. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 116 Hoja Monte Patria-El Maqui, Región de Coquimbo. 2008. G. Pineda y M. Calderón. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 117 Carta Chiu Chiu, Región de Antofagasta 2009. N. Blanco y A. Tomlinson. Texto y 1 mapa escala 1:50.000.
- No. 118 Geología del Área Rancagua-San Vicente de Tagua Tagua, Región del Libertador Bernardo O'Higgins. 2009. E. Godoy, M. Schilling, M. Solari y A. Fock. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 119 Carta Exploradora, Regiones de Antofagasta y Atacama. 2009. P. Cornejo, C. Mpodozis, O. Rivera y S. Matthews. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 120 Geología del Área Vallenar-Domeyko, Región de Atacama. 2009. C. Arévalo, F. Mourgues y R. Chávez. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 121 Carta Altamira, Regiones de Antofagasta y Atacama. 2010. S. Matthews, F. Espinoza, P. Cornejo y C. Venegas. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 122 Geología del Área Temuco-Nueva Imperial, Región de La Araucanía. 2010. M. Mella y D. Quiroz. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 123 Geología del Complejo Volcánico Lastarria, Región de Antofagasta. 2010. J.A.Naranjo. Texto y 1 mapa escala 1:25.000.
- No. 124 Geología del Área Puerto Ingeniero Ibáñez-Villa Cerro Castillo, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. 2010. D. Quiroz y Z. Bruce. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 125 Geología del Área Bahía Murta-Cerro Sin Nombre, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. 2010. D. Quiroz y M. Belmar. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 126 Geología del Volcán Osorno, Región de Los Lagos. 2010. H. Moreno, L. Lara y G. Orozco. Texto y 1 mapa escala 1:50.000.
- No. 127 Geología del Área Oriental de la Hoja Puerto Cisnes, Región Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. 2011. R. de la Cruz y J. Cortés. Texto y 1 mapa escala 1:250.000.
- No. 128 Geología del Área Villarrica-Huiscapi, Regiones de La Araucanía y de Los Ríos. 2011. C. Jara, H. Moreno, M. Mella y P. Duhart. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 129 Carta Catalina, Región de Antofagasta. 2011. F. Espinoza, S. Matthews, P. Cornejo y C. Venegas. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 130 Geología del volcán Calbuco, Región de Los Lagos. 2011. D. Selles y H. Moreno. Texto y 1 mapa escala 1:50.000.
- No. 131 Geología del volcán Láscar, Región de Antofagasta. 2011. M. Gardeweg, A. Amigo, S.J. Matthews, R.S.J. Sparks y J. Clavero. Texto y 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.

**CARTA GEOLÓGICA DE CHILE
SERIE GEOLOGÍA BÁSICA**



-  Escala 1:50.000
-  Escala 1:100.000
-  Escala 1:250.000
-  Área de la presente Publicación

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA - CHILE

SUBDIRECCIÓN NACIONAL DE GEOLOGÍA

GEOLOGÍA DEL VOLCÁN PARINACOTA

REGIÓN DE ARICA Y PARINACOTA

(Versión corregida)

Jorge Clavero R.
R. Steve J. Sparks
Edmundo Polanco V.

CARTA GEOLÓGICA DE CHILE
SERIE GEOLOGÍA BÁSICA

No. 132

Escala 1:50.000

2012

GEOLOGÍA DEL VOLCÁN PARINACOTA, REGIÓN DE ARICA Y PARINACOTA (Versión corregida)

Escala 1:50.000

CARTA GEOLÓGICA DE CHILE

SERIE GEOLOGÍA BÁSICA, No. 132, 2012

ISSN 0717-7283

Inscripción No. 219.569

© Servicio Nacional de Geología y Minería, Avda. Santa María 0104, Casilla 10465, Santiago, Chile.

Director Nacional (S): Julio Poblete C.

Subdirector Nacional de Geología: Luis Ignacio Silva P.

Derechos reservados. Prohibida su reproducción.

Jefa Comité Editor: Renate Wall Z.

Comité Editor: Felipe Espinoza G., Aníbal Gajardo C., Luis Lara P., Andrew Tomlinson.

Editores: Nicolás Blanco P., Moyra Gardeweg P.

Jefa de Publicaciones: Soraya Amar N.

Diagramación: Nancy Espinoza P.

Referencia bibliográfica

Clavero, J.¹; Sparks, R.S.J.²; Polanco, E.¹ 2012. Geología del volcán Parinacota, Región de Arica y Parinacota (Versión corregida). Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 132: 31 p., 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.

¹ Energía Andina S.A. jclavero@energiandina.cl, epolanco@energiandina.cl

² School of Earth Sciences, University of Bristol, Bristol, BS8 1RJ, Reino Unido. steve.sparks@bristol.ac.uk

Portada: Nevados de Payachata vistos desde las lagunas de Cotacotani (oeste): a la derecha (sur) se encuentra el volcán Parinacota y a la izquierda (norte), el volcán Pomerape. En primer plano se observa la morfología de cerrillos del Depósito de Avalancha Volcánica Parinacota (ca. 7-8 ka).

Fotografía: J. Clavero R.

Tiraje: 300 ejemplares

Impreso por: Andros Impresores.

CONTENIDO

NOTA DE LA EDITORA.....	5
RESUMEN.....	7
ABSTRACT	7
INTRODUCCIÓN.....	7
UBICACIÓN, ACCESOS Y FISIOGRAFÍA.....	7
TRABAJOS ANTERIORES.....	8
ESTRATIGRAFÍA	8
FORMACIÓN LUPICA OMI	9
FACIES DISTALES DEL VOLCÁN AJOYA Msal.....	9
FORMACIÓN LAUCA MPI.....	9
IGNIMBRITA LAUCA Pii.....	10
COMPLEJO VOLCÁNICO CONDORIRI Plcl	10
VOLCÁN QUISQUISINI Plql, Plqa.....	10
COMPLEJO VOLCÁNICO LARANCAGUA PIII, PIIId, PIIf, PIIfc.....	11
COMPLEJO DE DOMOS DE CAQUENA Plcd.....	11
VOLCÁN CHUCUYO Plcc, Plcd	11
VOLCÁN POMERAPE Plpl, Plpd, Plpa, Plpf.....	12
VOLCÁN PARINACOTA	13
UNIDAD PARINACOTA 1 Plpa1	13
Subunidad Inferior Plpa1(a).....	13
Subunidad Superior Plpa1(b), Plpa1(c), Plpa1(d).....	13
UNIDAD PARINACOTA 2 Plpa2R, Hpa2A.....	15
Remanentes de Lavas Andesíticas Plpa2R.....	15
Depósito de Avalancha Volcánica Parinacota Hpa2A.....	16
Unidad de Flujo Inferior Hpa2A1.....	16
Facies de bloques 'Toreva' Hpa2A1(a).....	16
Facies de cerrillos Hpa2A1(b).....	16
Unidad de Flujo Superior Hpa2A2	17
Facies de cerrillos continuos Hpa2A2(a).....	17
Facies de cerrillos aislados Hpa2A2(b).....	17
UNIDAD PARINACOTA 3 Hpa3.....	18
Edificio Principal Hpa3(a), Hpa3(b), Hpa3(c), Hpa3(d).....	18
Volcanes de Ajata Hpa3(e)	19
DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS.....	20
DEPÓSITOS LACUSTRES Y FLUVIOGLACIALES Pls	20
DEPÓSITOS GLACIALES PIHg.....	20
DEPÓSITOS LACUSTRES PIHI.....	21
DEPÓSITOS ALUVIALES Y COLUVIALES INDIFERENCIADOS PIHac.....	21
DEPÓSITOS COLUVIALES PIHc.....	21
DEPÓSITOS ALUVIALES PIHa.....	21
DEPÓSITOS SALINOS Hs.....	21
GEOQUÍMICA DEL VOLCÁN PARINACOTA.....	22
EVOLUCIÓN DEL VOLCÁN PARINACOTA.....	22
PELIGROS VOLCÁNICOS.....	23
GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	24
AGRADECIMIENTOS	25
REFERENCIAS.....	25

ANEXO

I	DATACIONES RADIOMÉTRICAS	29
	Tabla 1. Edades Radiométricas	31

Mapa (fuera de texto)

Geología del volcán Parinacota, Región de Arica y Parinacota, escala 1:50.000.

NOTA DE LA EDITORA

El resultado de los estudios sistemáticos llevados a cabo por SERNAGEOMIN, tanto en el volcán Parinacota como en las unidades del basamento sobre el cual se edificó dicho volcán, fue representado en el mapa geológico del volcán Parinacota, a escala 1:50.000, 'Geología del volcán Parinacota, Región de Tarapacá' (Clavero *et al.*, 2006). Sin embargo, en esta última publicación, se identificaron inconsistencias entre el mapa y su leyenda explicativa, originadas en el proceso de impresión final, y que podían inducir a errores interpretativos, específicamente respecto de las unidades de flujo y facies del Depósito de Avalancha Volcánica Parinacota de la Unidad Parinacota 2. En la presente publicación, los códigos de las respectivas unidades y facies se han modificado para mayor claridad y se subsanaron los errores originados por la incorrecta asignación de textos explicativos. Cabe destacar que, desde el punto de vista geológico, tanto la distribución de las unidades geológicas, la cantidad y tipo de información así como su interpretación, se mantienen inalteradas respecto de Clavero *et al.* (2006) y no se presentan antecedentes geológicos adicionales.

Modificaciones a la división administrativa del territorio nacional ubican el área de estudio en la recientemente creada Región de Arica y Parinacota.

Renate Wall Ziegler

Julio de 2012

RESUMEN

El volcán Parinacota es un estratovolcán activo, ubicado en los Andes Centrales del norte de Chile, Región de Arica y Parinacota (18°S). Durante su primer estadio de evolución (Unidad Parinacota 1, Plpa1, Pleistoceno Superior, 300-40? ka) emitió magmas de composición riolítica a andesítica, y formó un voluminoso complejo de lavas-domo con abanicos piroclásticos asociados (en especial depósitos de bloques y ceniza), distribuidos principalmente hacia la parte superior de la cuenca del río Lauca (oeste). Con posterioridad, evolucionó a un estratocono compuesto de fuertes pendientes (Unidad Parinacota 2, PIHpa2, Pleistoceno Superior-Holoceno, 40?-8 ka), formado principalmente por lavas y depósitos de caída andesíticos. Aproximadamente entre 7 y 8 ka, el volcán Parinacota ancestral, construido durante los estadios Parinacota 1 y 2, sufrió un colapso parcial hacia el oeste, en un evento único y catastrófico que generó el Depósito de Avalancha Volcánica Parinacota (HpaA). Poco tiempo después del colapso comenzó a edificarse un nuevo estratocono a través de la emisión de lavas y flujos piroclásticos andesíticos, con depósitos de caída asociados (Unidad Parinacota 3, Hpa3, Holoceno, <8 ka). Lahares dirigidos esencialmente hacia el sur, oeste y este también han sido generados en el Holoceno. Contemporáneamente con la edificación del nuevo cono, se formó una serie de conos de piroclastos de flanco y lavas andesítico-basálticas asociadas (Volcanes de Ajata, 6-1,4 ka). Estos centros aprovecharon fracturas de orientación NNE y N-S ubicadas en el flanco suroeste del volcán. El nuevo cono (Unidad Parinacota 3) tiene un volumen estimado de 18 km³, lo que resulta en una tasa eruptiva mínima de 2,25 km³ ka⁻¹ en los últimos 8.000 años. Esto significa que el volcán Parinacota debe ser considerado uno de los más activos de los Andes Centrales del norte de Chile durante el Holoceno.

ABSTRACT

Parinacota is an active composite stratovolcano located in the Central Andes of Northern Chile (18°S). During its earlier stage (Parinacota 1 unit, Plpa1, Late Pleistocene, 300-40? ka) rhyolitic to andesitic magmas were erupted, forming a voluminous lava-dome complex with its associated pyroclastic fans (mainly block-and-ash flow deposits), essentially deposited towards the Upper Lauca basin (West). It later evolved to a steep-sided composite stratocone (Parinacota 2 unit, PIHpa2, Late Pleistocene-Holocene, 40?-8 ka), mainly formed by andesitic lava flows and scoria tephra fallout deposits. Around 7-8 ka ago the ancestral Parinacota volcano, built during Parinacota 1 and 2, partially collapsed towards the west, in a single and catastrophic event generating the outstanding Parinacota Debris Avalanche deposit (HpaA). Soon after the collapse a new stratocone started to build with the emission of andesitic lava flows and pyroclastic flows, and their associated fallout deposits (Parinacota 3 unit, Hpa3, Holocene, <8 ka). Some lahar deposits mainly directed towards the southern, western and eastern flanks have also been generated during Parinacota 3. Contemporaneously with the formation of the central cone, a series of flank cones and their associated basaltic andesite to andesitic lava flows were formed (Ajata centres, 6-1.4 ka). These centres erupted through two fractures, NNE and NS oriented, in the south-western flank of the volcano. The new cone (Parinacota 3 unit) has an estimated minimum volume of 18 km³, giving a minimum eruption rate of 2.25 km³ ka⁻¹ for the last 8,000 years, which means that Parinacota volcano must be considered one of the most active volcanoes in the Central Andes of Northern Chile during the Holocene.

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN, ACCESOS Y FISIOGRAFÍA

El volcán Parinacota (18°06'S/69°30'W; 6.250 m s.n.m.) se encuentra ubicado en la Región de Arica y Parinacota, Chile, en la frontera con la República de Bolivia. La principal vía de acceso corresponde a la ruta internacional pavimentada Ch-11, que une las ciudades de Arica (Chile) y La Paz (Bolivia) a través del paso fronterizo Chungará-Tambo Quemado. También se puede acceder a la zona de estudio por la ruta ripiada proveniente del Salar de Surire y Colchane, que conecta luego por camino pavimentado con la ciudad de Iquique. El volcán y sus productos se encuentran dentro del Parque Nacional Lauca, declarado Reserva Natural de la Biósfera por la UNESCO.

El volcán Parinacota está construido sobre la alta meseta andina (en su extremo occidental), con una altitud promedio de 4.000 m s.n.m., denominada como Altiplano, la cual se encuentra confinada entre dos cadenas montañosas dispuestas en dirección predominante norte-sur: la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental, esta última ubicada en Bolivia. La cumbre principal del volcán Parinacota (18°06'S/69°30'W) se alza unos 6.250 m s.n.m., y unos 1.800 m sobre su base, aunque esta varía ligeramente alrededor de sus flancos. Sus productos volcánicos cubren una superficie superior a 180 km², y el volumen del edificio principal ha sido estimado en ca. 18 km³. Junto al volcán Pomerape y al Complejo Volcánico Condoriri, ambos ubicados más al norte, forma un alineamiento volcánico mayor de orientación NNE.

Una de las particularidades de este sector de los Andes, que afecta tanto la generación como la evolución de los magmas del Pleistoceno Superior-Holoceno, es el notable espesor de la corteza continental, que llega hasta los 70 km (Allmendinger *et al.*, 1997; Scheuber y Giese, 1999).

TRABAJOS ANTERIORES

A pesar de existir numerosos estudios sobre distintos aspectos del volcanismo de los Andes Centrales en el norte de Chile, escasos son los estudios específicos sobre la evolución de centros eruptivos con actividad durante el Pleistoceno Superior-Holoceno. Dentro de este grupo cabe destacar los trabajos sobre los volcanes San Pedro y San Pablo (Francis *et al.*, 1974), Tumisa (Gardeweg, 1991), Lászar (Gardeweg *et al.*, 1998), Socompa (Ramírez, 1988; van Wyk de Vries *et al.*, 2001), Ollagüe (Feeley *et al.*, 1993), Parinacota (Wörner *et al.*, 1988; Clavero, 2002; Clavero *et al.*, 2004a) y Taapaca (Clavero, 2002; Clavero *et al.*, 2004b; Clavero y Sparks, 2005; Clavero *et al.* 2006).

En el caso específico del volcán Parinacota, el primer trabajo de reconocimiento geológico fue llevado a cabo por Katsui y González (1968), quienes describieron las unidades volcánicas en el área y propusieron un primer esquema de evolución para el volcán. Francis y Self (1987) y Francis y Wells (1988) reinterpretaron el origen del campo de cerrillos ubicado al oeste del volcán como producto de un colapso parcial de edificio volcánico. Posteriormente, el volcán ha sido objeto de numerosos estudios, en especial bajo un prisma petrológico-geoquímico (Wörner *et al.*, 1988; Davidson *et al.*, 1990; Entenmann, 1994; Wörner *et al.*, 2000; Bourdon *et al.*, 2000; Ginibre *et al.*, 2002a,b), o más recientemente sobre la dinámica de emplazamiento de la avalancha de detritos volcánicos de Parinacota (Clavero *et al.*, 2002) y geocronológicos (Clavero *et al.*, 2004a; Hora *et al.*, 2004). Estudios más sistemáticos en el área, de los cuales forma parte el mapa geológico adjunto, llevados a cabo por el Servicio Nacional de Geología y Minería, comenzaron a partir de 1999, con el objetivo de determinar la evolución del volcán y los posibles peligros volcánicos a los que se podría ver enfrentado el entorno del lago Chungará y parte de la ruta internacional Arica-La Paz. Parte de los resultados de estos estudios fueron presentados por Clavero *et al.* (2004a). Además, el volcán Parinacota se ubica dentro del área de la Hoja Arica (escala 1:250.000), publicada por Sernageomin (García *et al.*, 2004). Este último estudio, resultado de extensos trabajos de geología regional llevados a cabo en el área desde el año 1998, resume la evolución geológica regional de la zona y describe con mayor detalle las unidades del basamento sobre el cual se edificó el volcán Parinacota.

Clavero *et al.* (2006) integraron el conjunto de la información disponible a la fecha y describieron en detalle las unidades que conforman el volcán Parinacota.

La presente publicación representa la versión corregida de Clavero *et al.* (2006), según lo explicado en la Nota de la Editora.

ESTRATIGRAFÍA

Las rocas que forman la Cordillera Occidental están comprendidas entre el pre-Cámbrico y el Mioceno, y están constituidas por rocas metamórficas del pre-Cámbrico-Paleozoico, rocas intrusivas del Jurásico al Paleoceno y secuencias volcanoclásticas y sedimentarias del Jurásico al Mioceno (Pacci *et al.*, 1980; Wörner *et al.*, 2000; García, 2001; García *et al.*, 2004). Estas rocas fueron sobreescorridas en un sistema

de escurrimiento de vergencia oeste ocurrido principalmente durante el Mioceno (Muñoz y Sepúlveda, 1992; Muñoz y Charrier, 1996; García *et al.*, 1999), y cuyas estructuras más orientales han sido reconocidas al sur del área de estudio. De estas unidades solo afloran, como basamento del volcán Parinacota, debido a su ubicación al este de la Cordillera Occidental, secuencias volcanoclásticas del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (Formación Lupica). Las demás unidades que forman el basamento del volcán Parinacota corresponden a la Formación Lauca (depósitos lacustres del Mioceno-Plioceno), Ignimbrita Lauca (Plioceno Superior) y depósitos lacustres y fluvioglaciales del Pleistoceno Superior-Holoceno.

FORMACIÓN LUPICA OMI (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior)
(Montecinos, 1963; emend. García *et al.*, 2004)

Secuencia volcanoclástica que aflora en el sector noroccidental del área de estudio. Fue definida originalmente por Montecinos (1963) como una secuencia de hasta 2.500 m de espesor. Está formada, en la zona de estudio, en su mayor parte, por ignimbritas riolíticas de hasta 50 m de espesor individual, muy soldadas y, localmente, silicificadas, con fuerte inclinación homoclinal hacia el oeste ($<60^\circ$). Las tobas son ricas en cristales de cuarzo, remanentes argilizados de feldespato y escasos cristales máficos, esencialmente de anfíbola y biotita, inmersos en una matriz de ceniza fina soldada y, en general, silicificada. García *et al.* (2004) presentan una serie de dataciones radiométricas ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar y U-Pb) que restringen la formación de esta unidad entre los 18 y 25 Ma. En el área de estudio, en el flanco oriental del cerro Guane Guane, García *et al.* (2004) obtuvieron una datación de $19,7 \pm 0,7$ Ma en una toba riolítica de esta unidad (K-Ar en biotita).

FACIES DISTALES DEL VOLCÁN AJOYA Msal (Mioceno Superior)

Corresponden a remanentes erosionados y distales de lavas andesíticas y brechas laháricas, provenientes del volcán Ajoja, ubicados en el extremo suroccidental del área, localizado unos 8 km al sur del área de estudio (Aguirre, 1990; García *et al.*, 2004). Las lavas son de composición andesítica, tienen hasta 3 m de espesor, con texturas porfíricas y fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno. Las brechas laháricas son macizas y polimícticas, aunque predominan los clastos de andesitas, de hasta 1 m de diámetro, generalmente subangulosos, inmersos en una matriz sin mayores estructuras, tamaño arena media. Estas rocas se encuentran cubiertas parcialmente por depósitos lacustres de la Formación Lauca y por la Ignimbrita Lauca y, en algunos sectores, por depósitos fluvioglaciales con intercalaciones de depósitos de flujo piroclásticos del Pleistoceno (García *et al.*, 2004). Fuera del área de estudio, Wörner *et al.* (1988) y Aguirre (1990), obtuvieron tres dataciones K-Ar de rocas de este centro volcánico, entre 7,1 y 7,3 Ma, que permiten asignarlo al Mioceno Superior.

FORMACIÓN LAUCA MPI (Mioceno Superior?-Plioceno)
(Muñoz, 1988; Kött *et al.*, 1995; emend. García *et al.*, 2004)

Secuencia de hasta 10 m de espesor, en el área del mapa, de depósitos lacustres con intercalaciones epiclásticas, que aflora en el extremo suroccidental. Fuera del área, la secuencia alcanza hasta 80 m de espesor. Regionalmente, sobreyace en discordancia de erosión a ignimbritas riolíticas de la Formación Lupica y a rocas volcánicas y volcanoclásticas del Mioceno Superior. En el área de estudio subyace, por lo general, en contacto concordante, a la Ignimbrita Lauca, y sin base expuesta en la zona de estudio. La secuencia se presenta en disposición horizontal y, localmente, algunos niveles presentan estructuras de deformación sinsedimentaria. Está formada, principalmente, por depósitos lacustres de gran fino tamaño arena a limo, en capas de hasta 20 cm de espesor y niveles epiclásticos, de hasta 15 cm de espesor, de buena a mediana selección, ricos en pómez muy redondeadas tamaño lapilli. Kött *et al.* (1995) reportan tres dataciones radiométricas de niveles epiclásticos en la parte basal de la secuencia, de edad miocena superior ($5,4 \pm 0,2$ a $6,0 \pm 0,3$ Ma), las que son interpretadas por García *et al.* (2004) como máximas al haber sido obtenidas de niveles epiclásticos. Sin embargo, su paso transicional a depósitos del Pleistoceno (García *et al.*, 2004), sugieren que se extiende, al menos, hasta el Pleistoceno.

IGNIMBRITA LAUCA Pii (Plioceno Superior)

(Kött *et al.*, 1995; Wörner *et al.*, 2000; García *et al.*, 2004)

Corresponde a depósitos de flujo piroclástico riolítico con diversos grados de consolidación y soldamiento y, en algunos sectores, a niveles de oleadas piroclásticas. Se distribuye ampliamente en el Altiplano de Chile y Bolivia (en este último país se le denomina Ignimbrita Pérez; *e.g.*, Marshall *et al.*, 1992). En el área de estudio aflora en los sectores noroccidental y suroccidental, con espesores de hasta 30 m. Contiene fragmentos juveniles pumíceos de hasta 40 cm de diámetro, con fenocristales de cuarzo, sanidina y biotita, y abundantes fragmentos líticos polimícticos, entre los que predominan los de lavas andesíticas, subangulosos de hasta 12 cm de diámetro, inmersos en matriz de ceniza fina blanca a ligeramente rosada en algunos sectores. Corresponde a un depósito mal seleccionado y macizo, aunque, localmente, presenta niveles basales de oleada piroclástica con laminación paralela y cruzada, lentes con granulometría más gruesa e incorporación de fragmentos líticos del basamento. Su edad ha sido determinada mediante dataciones K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidina (Kött *et al.*, 1995; Wörner *et al.*, 2000; García *et al.*, 2004), en diversos sectores fuera del área de estudio, dentro del rango de 2 a 3 Ma, aunque las edades más confiables se encuentran en el rango de 2,6 a 2,8 Ma, la que correspondería a la edad del evento eruptivo que la originó (García *et al.*, 2004).

Si bien la ubicación del centro de emisión que la originó no ha sido determinada aún, Wörner *et al.* (2000) sugieren que esta puede encontrarse en el sector donde se emplazó posteriormente el Complejo Volcánico Condoriri, en la frontera de Chile y Bolivia, al norte del volcán Parinacota. Sin embargo, su distribución areal, las variaciones de facies, de espesor y las estructuras ubicadas en las cercanías del volcán Sajama en Bolivia, sugieren que pudo haberse originado en una estructura tipo caldera ubicada en este sector del Altiplano, parcialmente rellena por los productos del volcán Sajama, los que incluyen una serie de domos dacíticos y lavas basálticas, dispuestos en sus alrededores, lo que sugiere un emplazamiento controlado por una posible estructura anular.

COMPLEJO VOLCÁNICO CONDORIRI Pici (Pleistoceno)

Ubicado al norte del área de estudio, corresponde a un complejo volcánico del Pleistoceno (García *et al.*, 2004), moderado a fuertemente erosionado por actividad glacial. Gran parte de este centro eruptivo se encuentra ubicado más al norte, en la vecina Hoja Visviri-Villa Industrial. En el área de este mapa solo afloran las partes más distales de lavas andesíticas de piroxeno, las que se encuentran afectadas por fallas normales de rumbo NNE, una de las cuales aflora en el área de estudio. Las lavas presentan espesores de hasta 20 m y superficies de bloques suavizadas por erosión glacial. Se encuentran también parcialmente cubiertas por lavas del flanco norte del volcán Pomerape, del Pleistoceno Superior (Wörner *et al.*, 1988). García *et al.* (2004) obtuvieron una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental de 650 ± 70 ka para una lava de este complejo.

VOLCÁN QUISQUISINI PIqi, PIqa (Pleistoceno)

Remanente de estratovolcán ubicado en el sector suroriental del área. Está constituido por una secuencia de lavas andesíticas a dacíticas, fuertemente afectadas por erosión glacial, las que forman el remanente del edificio principal erosionado, y un depósito de avalancha volcánica distribuido hacia el oeste del mismo. Las lavas (PIqi) presentan espesores variables entre 15 y 30 m y corresponden principalmente a andesitas de piroxeno y dacitas de hornblenda y/o biotita. El depósito de avalancha volcánica (PIqa), producto del colapso parcial del edificio hacia el oeste, está ubicado en la ribera suroriental del lago Chungará y presenta la clásica morfología de cerrillos ('hummocks') de este tipo de depósitos (Ui, 1983; Siebert, 1984). Está constituido por bloques lávicos de las mismas características petrográficas que las que forman el edificio del volcán Quisquisini, inmersos en una matriz de arena gruesa. Algunos bloques presentan marcas de impacto como las descritas en los depósitos de avalancha volcánica de los volcanes Parinacota (Clavero *et al.*, 2002) y Ollagüe (Clavero *et al.*, 2005).

García *et al.* (2004) obtuvieron una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental de 1.030 ± 30 ka, para un bloque contenido en el depósito de avalancha, el cual acota la edad máxima para el colapso parcial del edificio. Estos mismos autores reportaron una datación K-Ar (roca total) de una lava del volcán de $1,1\pm 0,1$ Ma. Estos datos indican que el volcán Quisiquisini presentó actividad eruptiva, al menos, en el Pleistoceno Inferior.

COMPLEJO VOLCÁNICO LARANCAGUA PIII, PIIId, PIIf, PIIC (Pleistoceno)

Complejo volcánico ubicado al norte del área, entre el volcán Pomerape y el Complejo Volcánico Condoriri. Está constituido por una serie de domos y lavas de composición andesítica a dacítica, con moderada a fuerte erosión glacial, al menos un depósito de flujo piroclástico, de composición dacítica, y un cono de piroclastos con material de composición andesítico-basáltica. Su flanco austral se encuentra parcialmente cubierto por lavas del volcán Pomerape (Pleistoceno Superior), y los productos del flanco norte parecieran engranar con los del flanco sur del Complejo Volcánico Condoriri.

Las lavas (PIII) tienen espesores entre 15 y 35 m, presentan morfologías tipo Aa y/o bloques, y tienen extensiones de hasta 4 km. Petrográficamente, corresponden a andesitas de piroxeno y dacitas de hornblenda y biotita.

Una serie de domos (PIIId) afloran en la parte central y sur del complejo, el mayor de los cuales tiene una base elíptica de 1,3 por 0,6 km de diámetros basales y un espesor de ca. 250 m. Corresponden petrográficamente a dacitas de hornblenda y biotita.

El depósito de flujo piroclástico (PIIf), de pequeño volumen, aflora en la parte baja del flanco occidental del complejo. Está constituido por pómez blancas redondeadas de hasta 20 cm de diámetro, inmersas en una matriz de ceniza fina blanca sin mayores estructuras. Presenta una superficie suave y rellena parcialmente la depresión limitada al oeste por una falla normal, de orientación NNE, que también afecta las lavas del Complejo Volcánico Condoriri.

En el sector suroccidental del complejo aflora un cono de piroclastos (PIIC), constituido por material juvenil vesicular, de composición andesítica, y característica coloración rojiza. Se interpreta como cono adventicio de flanco asociado al Complejo Volcánico Larancagua.

Si bien no se cuenta con dataciones radiométricas de productos de este complejo, se asigna al Pleistoceno debido al engrane de sus productos con los del Complejo Volcánico Condoriri y por estar parcialmente cubierto por lavas del volcán Pomerape del Pleistoceno Superior.

COMPLEJO DE DOMOS DE CAQUENA PIIcd (Pleistoceno Medio)

Complejo volcánico constituido por, al menos, tres lavas-domo coalescentes, de composición andesítico-silíceo, ubicado en la zona centro-norte del área de estudio, donde solo aflora la parte austral de este complejo. Sobreyacen en discordancia a rocas de la Formación Lupica (Oligoceno Superior-Mioceno), y subyacen a depósitos de avalancha volcánica del volcán Pomerape. Las lavas-domo presentan una distribución casi radial desde sus centros de emisión y tienen morfologías de bloques preservadas, aunque suavizadas por erosión, y espesores menores a 80 m. La roca corresponde a una andesita con muy bajo contenido de fenocristales (<5% vol.), esencialmente de plagioclasa y piroxeno, en una masa fundamental afírica.

Wörner *et al.* (1988) presentaron una datación K-Ar en roca total para uno de los flujos, y obtuvieron una edad de 275 ± 45 ka, lo que sumado a su relación estratigráfica bajo el depósito de avalancha del volcán Pomerape, permite asignar preliminarmente este complejo al Pleistoceno Medio.

VOLCÁN CHUCUYO PIIcc, PIIcd (Pleistoceno Medio)

Pequeño centro volcánico (< 6 km² de extensión areal) ubicado en el sector suroccidental del área de estudio, formado por un cono de piroclastos y una serie de lavas asociadas (al menos tres han sido reconocidas). Sus productos conforman la actual superficie de erosión y sobreyacen a la Ignimbrita Lauca y a un depósito de flujo piroclástico, no mapeable a la escala de este estudio, cuyo origen no ha sido determinado aún.

El cono de piroclastos (Plcc), ubicado en el extremo suroriental del volcán, tiene una base subcircular de unos 500 m de diámetro, un cráter de unos 160 m de diámetro abierto hacia el oeste, y una altura ligeramente superior a 100 m. Está formado por fragmentos juveniles vesiculares de composición andesítica, tamaño lapilli grueso a bomba. Las lavas (Plcd) tienen extensiones inferiores a 3 km, son potentes (hasta 80 m) y de composición andesítica, con algunos rasgos primarios preservados como lóbulos de avance y albardones laterales ('levées').

Wörner *et al.* (1988) presentaron en una de las lavas una datación K-Ar en roca total de 285 ± 53 ka, lo que junto con su disposición estratigráfica, permiten asignar preliminarmente la actividad de este centro eruptivo al Pleistoceno Medio.

VOLCÁN POMERAPE Plpl, Plpd, Plpa, Plpf (Pleistoceno Medio a Superior)

Estratovolcán ubicado inmediatamente al norte del volcán Parinacota y que, en conjunto, forman los Nevados de Payachata ('almas gemelas' en lengua aymara). A su vez, estos dos centros eruptivos más el Complejo Volcánico Condoriri forman un alineamiento volcánico mayor de orientación NNE. El Pomerape corresponde a un estratovolcán, cuya parte superior ha sido fuertemente afectada por erosión glacial, y que presenta actividad eruptiva, al menos, desde el Pleistoceno Medio. Está constituido por una secuencia de lavas andesíticas a dacíticas, domos dacíticos subordinados, al menos un depósito de flujo piroclástico dacítico y un depósito de avalancha volcánica. Sus productos forman, comúnmente, la superficie actual de erosión, y sobreyacen hacia el norte a lavas de los complejos volcánicos Larancagua y Condoriri, y hacia el oeste a domos del Complejo de domos de Caquena.

El cono principal está formado en su mayor parte por lavas (Plpl) de composiciones andesítica y dacítica, con extensiones máximas de 5 km, moderada a fuertemente afectadas por erosión glacial. Localmente, algunas lavas preservan morfologías primarias como lóbulos de avance y superficie de bloques, aunque suavizadas por erosión. Corresponden, en su mayoría, a andesitas de piroxeno y dacitas de biotita y hornblenda, todas con texturas porfíricas, con distintos grados de vesicularidad y, en ciertos sectores, con bandeamiento de flujo y/o texturas de 'desgarre' asociados a fracturas cercanas a los albardones (Naranjo *et al.*, 1992). Es común que contengan enclaves máficos, esféricos a ovalados, de hasta 10 cm de diámetro, ricos en cristales de plagioclasa y anfíbola, con textura dykstitaxítica.

Se han reconocido, al menos, cuatro domos de flanco (Plpd) asociados al volcán Pomerape, todos de composición dacítica. El de mayor tamaño, está ubicado en la parte baja del flanco occidental del edificio. Tiene forma irregular, aunque elongado en dirección este-oeste, con diámetros basales de 1,3 y 0,9 km, y una potencia máxima de 250 m. Los otros tres se encuentran en la parte baja del flanco norte del volcán Pomerape, alineados en dirección NNE, subparalelos a las fallas normales, de las cuales solo una aflora en el área de estudio, y al alineamiento de centros eruptivos Parinacota-Pomerape-Condoriri. Son de menor tamaño, de bases subcirculares de 400 a 600 m de diámetro y hasta 120 m de espesor. Petrográficamente, corresponden a dacitas porfíricas ricas en fenocristales de biotita y hornblenda, en masas fundamentales con distintos grados de vesicularidad. Por lo común, presentan bandeamiento de flujo y contienen enclaves máficos, esféricos a ovalados, de hasta 10 cm de diámetro, ricos en cristales de plagioclasa y anfíbola, con textura dykstitaxítica.

En la parte baja y distal del flanco occidental del volcán, aflora un extenso depósito de avalancha volcánica (Plpa) identificado por Clavero *et al.* (2004a), y previamente asignado como parte del Complejo de Domos de Caquena (Wörner *et al.*, 1988). Corresponde a un depósito polimíctico, mal seleccionado, con morfología superficial de cerrillos bien preservada. Presenta abundantes estructuras internas producto de la incorporación de material dúctil preexistente en la cuenca de Caquena (Pls). Estas se presentan, por lo habitual, hacia la base del depósito de avalancha, el que contiene fragmentos de depósitos aluviales, coluviales y piroclásticos con intercalaciones de niveles terrígenos ricos en materia orgánica, que se encuentran fuertemente plegados y fallados debido a la removilización por la avalancha y su posterior emplazamiento. La parte superior del depósito está constituida, en su mayoría, por fragmentos lávicos andesíticos a dacíticos, inmersos en una matriz arenosa. Algunos de estos fragmentos, principalmente de composición andesítica, presentan marcas de impacto en algunas de sus caras (Clavero *et al.*, 2002).

En el borde austral del bofedal de Caquena, se ha reconocido también un depósito de flujo piroclástico (Plpf) de pequeña extensión areal (poco más de 1 km²), de composición dacítica, asociado al volcán Pomerape. Corresponde a un depósito de superficie suave, esencialmente monomítico, formado por grandes fragmentos pumíceos redondeados (hasta 50 cm de diámetro), inmersos en una matriz de ceniza fina a media de la misma composición, sin mayores estructuras. Las pómez son fibrosas y contienen abundantes cristales de plagioclasa y biotita y, en menor proporción, de hornblenda.

Wörner *et al.* (1988) presentaron una edad K-Ar en roca total de una lava del volcán Pomerape que indica una edad de 106±7 ka; en tanto Clavero *et al.* (2004a) obtuvieron una edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar en biotita para el depósito piroclástico del flanco occidental de 305,8±3,2 ka. Estos antecedentes, sumados a la erosión glacial del edificio principal, permiten asignar la actividad eruptiva del volcán Pomerape al período comprendido entre el Pleistoceno Medio a Superior. Aunque no se cuenta con mayores antecedentes, no se puede descartar tampoco que este centro eruptivo pueda reactivarse en el futuro.

VOLCÁN PARINACOTA (Pleistoceno Medio?-Holoceno)

La historia eruptiva del volcán Parinacota ha sido dividida en tres unidades estratigráficas (Clavero *et al.*, 2004a), de acuerdo a criterios estratigráficos, morfoestructurales, geocronológicos y geoquímicos, los que representan tres estadios de evolución, que fueron descritos en detalle por Clavero *et al.* (2006). Cabe hacer notar que existen escasos afloramientos *in situ* de productos de las unidades más antiguas, Parinacota 1 y 2, ya que el edificio volcánico construido durante estos estadios fue parcialmente destruido por el colapso que generó el Depósito de Avalancha Volcánica Parinacota (DAVP) y, por lo tanto, forman la mayor parte del depósito resultante, o se encuentran cubiertos por rocas y depósitos de la unidad más joven, Parinacota 3.

UNIDAD PARINACOTA 1 Plpa1 (Pleistoceno Medio?-Superior, ca. 300-40? ka)

Sobre la base de la estratigrafía y datos geocronológicos (Wörner *et al.*, 1988, 2000; Clavero *et al.*, 2004a; Hora *et al.*, 2004) se puede dividir esta unidad en dos subunidades. La más antigua, o Subunidad Inferior, está formada por lavas andesíticas, en tanto la más joven, o Subunidad Superior, está formada por lavas y domos dacíticos y domos y depósitos piroclásticos riodacíticos. Los principales afloramientos de los productos que forman esta unidad se encuentran en la parte baja del flanco austral del volcán, y afloramientos menores en los flancos norte y sureste. Sin embargo, el mayor volumen de rocas y depósitos piroclásticos generados durante este estadio se encuentra contenido en el DAVP, de edad holocena, en particular en la Unidad de Flujo Inferior de este.

Subunidad Inferior Plpa1(a) (260-110 ka)

Está formada exclusivamente por lavas andesíticas (Plpa1(a)) que afloran en el borde septentrional del lago Chungará. Su base no se encuentra expuesta y están, parcialmente, cubiertas por el DAVP, domos riodacíticos de la misma unidad, y lavas andesítico-basálticas de la Unidad Parinacota 3 (Volcanes de Ajata, Hpa3 (e)). Corresponden a andesitas silíceas (59-61% SiO₂), con superficies de bloques suavizadas por erosión, principalmente glacial, de 30 a 50 m de potencia. Presentan texturas porfíricas, con distintos grados de vesicularidad, y fenocristales de plagioclasa, anfíbola, clino y ortopiroxeno. Wörner *et al.* (1988) publicaron tres edades K-Ar en roca total para estas lavas comprendidas entre 110±22 ka y 264±16 ka, lo que sumado a la disposición estratigráfica permite señalar que estas lavas andesíticas corresponden a los productos más antiguos del volcán Parinacota, fueron emitidos entre 260 y 110 ka, y formaron un centro volcánico probablemente de poca extensión y pequeño volumen.

Subunidad Superior Plpa1(b), Plpa1(c), Plpa1(d) (ca. 55-40 ka)

Las rocas y depósitos de la Subunidad Superior se encuentran, en algunos sectores, directamente apoyados sobre las lavas andesíticas de la unidad más antigua y corresponden a lavas y lavas-domo dacíticas, domos y depósitos de flujo piroclástico riodacíticos.

Los domos riódacíticos (Plpa1(b)) afloran tanto en el flanco sur como norte del volcán, aunque varios de estos se encuentran formando parte del DAVP como grandes bloques, prácticamente intactos, tipo 'Toreva' (Reiche, 1937). Todos los domos tienen composición riódacítica (69-71% SiO₂) y tienen superficies brechosas bien conservadas, bases subcirculares con diámetros de 0,5 a 1,0 km y potencias de hasta 250 m. Petrográficamente, son rocas porfíricas con fenocristales (<25% vol.) de cuarzo, plagioclasa, sanidina, anfíbola, biotita y esfeno, por lo general inmersos en una masa fundamental vítrea, localmente con texturas de desvitrificación, con bandeamiento de flujo bien desarrollado, en ciertos sectores dado por bandas de distinta composición (riódacítica y andesítico-basáltica). Es común la presencia de inclusiones máficas magmáticas ovaladas, así como de xenolitos graníticos y gabroides. Hora *et al.* (2004) presentaron una serie de dataciones ⁴⁰Ar/³⁹Ar en diversos materiales, en domos de esta unidad, con valores entre 50 y 40 ka.

Las lavas y lavas-domo dacíticos (Plpa1(c)) afloran en los flancos sur, sureste y norte del edificio y se encuentran, parcialmente, cubiertas por lavas, depósitos piroclásticos y laháricos de la Unidad Parinacota 3 (Hpa3(d), Hpa3(b)). Corresponden a coladas dacíticas (ca. 67% SiO₂) de poca extensión (< 2,5 km) y gran potencia (hasta 120 m), tipo 'coulée' (coladas de lava muy potentes) o domos de base subcircular, con superficies suavizadas por erosión glacial, aunque algunas coladas han preservado morfologías primarias como lóbulos de avance y albardones ('levées'). Son rocas porfíricas con fenocristales (<20% vol.) de plagioclasa, sanidina, anfíbola y ortopiroxeno, con cristales ocasionales de cuarzo, clinopiroxeno y biotita. Localmente, las lavas y lavas-domo se encuentran, en parte, cubiertas por depósitos piroclásticos de caída de hasta 50 cm de espesor de la Unidad Parinacota 3 (Plpa1(c)/Hpa3(e)). Wörner *et al.* (1988) presentaron una datación K-Ar en roca total de una de estas lavas de 53 ± 11 ka. Aunque, posteriormente, Wörner *et al.* (2000) señalaron esta edad como poco confiable, ella es totalmente consistente con los datos y estratigrafía de este trabajo. Esto, sumado a la disposición estratigráfica sobre las andesitas del borde del lago Chungará (Plpa1(a)) y a la íntima relación espacial con los domos de composición riódacítica, sugieren que se formaron contemporáneamente con estos últimos.

Los depósitos piroclásticos (Plpa1(d)) afloran, en forma reducida, en la parte baja del flanco sureste del volcán y corresponden a depósitos piroclásticos de bloques y ceniza ('block-and-ash flow deposits') asociados al colapso parcial o total de domos. Sin embargo, el mayor volumen de estos depósitos piroclásticos está contenido en la Unidad de Flujo Inferior del DAVP. Son depósitos de pequeña extensión (ca. 3,5 km) y poco espesor (1-10 m), con superficies suaves. Son monomícticos, contienen bloques riódacíticos a riolíticos (69-74% SiO₂) con distintos grados de vesicularidad (densos con menos de 1% vol. de vesículas, hasta pumíceos con 30-40% vol. de vesículas), de hasta 1 m de diámetro, muchos con estructuras de disyunción prismática bien desarrollada (PJB, Prismatically Jointed Block; *e.g.*, Cas y Wright, 1987), e inmersos en una matriz de ceniza media a gruesa de la misma composición de los bloques. Los bloques son porfíricos y contienen fenocristales (<25% vol.) de las mismas especies minerales que los domos de la misma subunidad (Plpa1(b)). Tal como estos últimos, los bloques contienen numerosas inclusiones máficas, lo que sugiere que procesos de mezcla de magmas han sido recurrentes durante esta etapa, previo a las erupciones que generaron los domos y sus depósitos piroclásticos asociados. En algunos sectores, estos depósitos de flujo piroclástico se encuentran parcialmente cubiertos por depósitos piroclásticos de caída de hasta 50 cm de espesor de la Unidad Parinacota 3 (Plpa1(d)/Hpa3(e)). Clavero *et al.* (2004a) presentaron tres dataciones ⁴⁰Ar/³⁹Ar, una en hornblenda y dos en biotita, que dieron como resultado 308,0±12,0 y 76,2±8,2 ka y 305,8±3,2 ka, respectivamente. Los resultados geocronológicos más antiguos, en biotita y anfíbola, obtenidos en algunos domos y depósitos piroclásticos de bloques y ceniza se deben, probablemente, a contaminación xenocrística o exceso de argón en estas fases minerales y, por lo tanto, no reflejarían la edad de formación de las rocas y depósitos que los contienen. La estrecha relación genética, temporal y espacial de estos depósitos piroclásticos con los domos de la misma composición, junto con los antecedentes geocronológicos disponibles (Clavero *et al.*, 2004a) y los recientemente presentados por Hora *et al.* (2004), y su posición estratigráfica sobre las andesitas de la Subunidad Inferior (Plpa1(a)), sugieren que fueron emitidos entre los 76 y los 40 ka.

Los antecedentes anteriormente expuestos permiten señalar que sobre el centro volcánico formado por las lavas andesíticas de la Subunidad Inferior, ubicadas en el borde norte del lago Chungará, emitidas entre ca. 260 y 110 ka, se formó un complejo de lavas-domo, formado por coulées y lavas-domo dacíticos y una serie

de domos riolacíticos con abanicos piroclásticos (depósitos piroclásticos de bloques y ceniza) principalmente desarrollados hacia el flanco occidental. La edificación de este complejo de lavas-domo habría ocurrido en el lapso entre 70 y 40 ka. Los datos geocronológicos disponibles hasta la fecha no permiten señalar si la actividad eruptiva entre 110 y 70 ka sufrió una interrupción o siguió de forma continua.

UNIDAD PARINACOTA 2 P1pa2R, Hpa2A (Pleistoceno Superior-Holoceno, 40?-8 ka)

Sobre la base de escasos afloramiento *in situ* (uno de lavas en el flanco sur del volcán y varios de depósitos de caída en las lagunas de Cotacotani) y, principalmente, de los fragmentos contenidos en el DAVP, se ha podido inferir la existencia de un estratocono ancestral construido sobre las rocas y depósitos piroclásticos del estadio Parinacota 1. Gran parte de los productos emitidos durante esta etapa se vieron involucrados y removilizados por el flujo de avalancha cuando el edificio colapsó parcialmente hacia el oeste. Los principales productos generados durante el estadio Parinacota 2 corresponden a lavas andesíticas (de 2 piroxenos y de anfíbola), parcialmente preservadas, y depósitos piroclásticos de caída y laháricos.

En la Unidad de Flujo Superior del DAVP se han reconocido varios bloques asignados a esta unidad, que sufrieron principalmente rotación y traslación sin mayor abrasión ni fragmentación durante el transporte, que han preservado la estratigrafía original del estratocono ancestral. En estos bloques se reconoce la existencia de flujos lávicos andesíticos de espesores variables de 2 a 6 m, con superficies y bases brechosas (tipo Aa), con algunas intercalaciones de depósitos laháricos de hasta 2,5 m de espesor. Estos últimos corresponden a depósitos mal seleccionados, con bloques lávicos subredondeados de hasta 60 cm de diámetro inmersos en una matriz de arena media, generalmente maciza, aunque en ciertos sectores presenta laminación paralela incipiente. Delgados (<20 cm) niveles piroclásticos de caída escoriáceos (tamaño lapilli fino), bien seleccionados, también han sido reconocidos en algunos de estos bloques. Wörner *et al.* (2000) presentaron una datación He³ de exposición de uno de estos bloques lávicos de 18.150±650 años. Estos antecedentes sugieren que, sobre las rocas y depósitos piroclásticos emitidos durante el estadio Parinacota 1, se formó en corto período de tiempo un estratocono constituido, principalmente, por lavas andesíticas de dos piroxenos y de piroxeno y anfíbola, probablemente de dimensiones similares al actual (sobre la base del volumen de material contenido en el depósito de avalancha), el cual colapsó prácticamente por completo.

En el sector de las lagunas de Cotacotani aflora una secuencia sedimentaria lacustre del Pleistoceno Superior-Holoceno (PIHI), parcialmente cubierta por el DAVP. Esta secuencia presenta, al menos, seis niveles piroclásticos de caída intercalados en los niveles sedimentarios, con espesores individuales menores a 10 cm, correspondientes a depósitos piroclásticos de la Unidad Parinacota 2 (en el mapa incluidos en unidad PIHI). Son depósitos bien seleccionados constituidos por fragmentos tamaño ceniza fina a media. Los antecedentes geocronológicos obtenidos en esta secuencia (ver descripción de unidad PIHI) indican la ocurrencia de eventos eruptivos de explosividad moderada (estrombolianos) entre 12 y 8 ka (Clavero *et al.*, 2002), por lo que se infiere que estarían asociados a la efusión de las lavas que formaron el edificio ancestral de la Unidad Parinacota 2.

Los antecedentes estratigráficos y geocronológicos permiten señalar que, posteriormente a la edificación del complejo de lavas, lavas-domo y abanicos piroclásticos asociados, formado entre 300 y 40 ka, se habría edificado, sobre este complejo, un estratovolcán a través de la emisión de lavas andesíticas, depósitos piroclásticos de caída asociados y depósitos laháricos. Este edificio, posiblemente de dimensiones similares al cono actual, se habría edificado entre los 40 y 8 ka.

Remanentes de lavas andesíticas P1pa2R (Pleistoceno Superior, 40?-14 ka)

Se ha reconocido solamente un afloramiento *in situ* de lavas de esta unidad, ubicado en la parte media del flanco sur del volcán, donde están afectadas por la cicatriz de colapso asociada a la generación del DAVP, cuya morfología ha sido, a su vez, modelada posteriormente por erosión glacial. Corresponde a una serie de lavas andesíticas de unos 40 m de espesor máximo, con morfología superficial tipo Aa, también suavizada por erosión glacial, y con ligero manto (10-15°) primario hacia el sur. Corresponde a una roca

porfírica con fenocristales (<20% vol.) de plagioclasa y piroxeno. Clavero *et al.* (2004a) presentaron una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental de una de estas lavas de $14,1 \pm 3,2$ ka.

Depósito de Avalancha Volcánica Parinacota Hpa2A (Holoceno, ca. 7-8 ka)

El DAVP es un notable depósito volcanoclástico ubicado en la parte baja del flanco occidental del volcán Parinacota que llega a más de 22 km desde su origen, cubre un área de más de 140 km² y tiene un volumen estimado en 6 km³. El evento que originó este depósito marca el término del estadio de evolución Parinacota 2, producto del colapso parcial del edificio volcánico construido durante los estadios Parinacota 1 y 2. Originalmente interpretado como un campo de lavas (Katsui y González, 1968), su génesis fue reinterpretada por Francis y Self (1987) y Francis y Wells (1988) como producto de un colapso volcánico. Se ha estimado una velocidad de flujo en sectores medios y distales de 60 y 25 m · s⁻¹, respectivamente (ca. 210 y 90 km · h⁻¹; Clavero *et al.*, 2002). El depósito presenta la clásica morfología de cerrillos ('hummocks') de los depósitos de avalancha (Ui, 1983; Siebert, 1984) y en él se han identificado dos unidades de flujo con características petrográficas, estructurales y morfológicas distintivas, aunque se formaron a partir de un único evento catastrófico. Se resumen en la sección a continuación las principales características del Depósito de Avalancha Volcánica Parinacota (DAVP), descritas más detalladamente por Clavero *et al.* (2002) y Clavero *et al.* (2004a).

Unidad de Flujo Inferior Hpa2A1

Esta unidad está formada por bloques de gran volumen tipo 'Toreva', constituidos por domos riódacíticos ubicados en el flanco occidental bajo del volcán, y por depósitos sedimentarios y piroclásticos, que se encuentran principalmente hacia los márgenes norte y sur del depósito. Los depósitos de esta unidad se disponen sobre lavas y depósitos de la Unidad Parinacota 1 y sobre depósitos lacustres del Pleistoceno Superior-Holoceno (PIHI). La unidad ha sido dividida, a su vez, en dos facies: bloques 'Toreva' y de cerrillos.

Facies de bloques 'Toreva' Hpa2A1(a). Formada por bloques ubicados en el flanco occidental a los pies del edificio volcánico, denominados bloques 'Toreva' (Reiche, 1937). Corresponden a bloques de gran volumen (<0,3 km³), prácticamente intactos, de domos riódacíticos, que presentan estructuras primarias bien preservadas como bandeamiento de flujo y superficies brechosas. Se encuentran ligeramente basculados, con el bandeamiento de flujo inclinado hacia el este (contra el sentido original en este flanco del volcán), lo que demuestra que, al momento de colapsar, sufrieron muy poco transporte (<2 km), prácticamente nula fragmentación y solo sufrieron algo de traslación y basculamiento.

Facies de cerrillos Hpa2A1(b). Los depósitos correspondientes a esta facies se encuentran ubicados en los sectores sur y norte del depósito de avalancha, aunque afloramientos no mapeables, por estar cubiertos por los de la Unidad de Flujo Superior, se encuentran también en la parte central del depósito en las cercanías de la localidad de Parinacota, de las lagunas de Cotacotani y al oeste de los bloques 'Toreva'. El depósito está formado por una serie de cerrillos que forman un manto continuo de superficie ondulada, con una tendencia general a disminuir de tamaño con la distancia, aunque también existen cerrillos de pequeño volumen en facies proximales coexistiendo con los de mayor volumen. Los cerrillos ('hummocks') son de pequeño volumen, larga longitud de onda, poca amplitud, baja razón de aspecto (altura/diámetro) y pendientes suaves. Están constituidos principalmente por depósitos piroclásticos de bloques y ceniza de composición riódacítica, que muchas veces preservan las estructuras primarias como estratigrafía y bloques con disyunción prismática. En menor proporción también están formados por depósitos fluvio-glaciales, glaciales y paleosuelos, los que localmente han preservado la estratificación original y se presentan solamente basculados. También están, en menor proporción, compuestos por fragmentos lávicos dacíticos. Muy ocasionalmente, se encuentran contenidos en los depósitos de esta facies, frágiles fragmentos dacíticos vítreos con estructura de disyunción prismática, interpretados como fragmentos de un criptodomo asociado al evento eruptivo que originó

finalmente el colapso del edificio (Clavero *et al.*, 2002). Localmente, algunos cerrillos muestran evidencias de mezcla interna de distintos dominios composicionales y/o estructurales. Clavero *et al.* (2002) presentaron dos dataciones ^{14}C en paleosuelos contenidos en estos depósitos, incorporados y deformados por el flujo de avalancha, que dieron resultados de 7.790 ± 100 años AP y 8.600 ± 170 años AP. Adicionalmente, Clavero *et al.* (2004a) presentaron una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental de uno de los bloques dacíticos vítreos contenidos en este depósito, obteniendo una edad de $7,1 \pm 3,3$ ka.

Unidad de Flujo Superior Hpa2A2

Esta unidad se dispone estratigráficamente sobre los depósitos de la Unidad de Flujo Inferior o directamente sobre depósitos sedimentarios del Pleistoceno Superior-Holoceno (glaciales y lacustres principalmente). Se divide, a su vez, en dos facies, una formada por un depósito de cerrillos continuos y una formada por cerrillos aislados.

Facies de cerrillos continuos Hpa2A2(a). Los depósitos de esta facies forman el mayor volumen y cubren la mayor extensión areal del depósito de avalancha, especialmente en la parte central. Corresponden a un manto de cerrillos continuos, muchas veces amalgamados entre sí, de volúmenes variables, aunque muestran una tendencia general a disminuir de tamaño con la distancia. Los cerrillos presentan mayores pendientes que los de la unidad de flujo inferior, llegando a sobrepasar los 38° , y razones de aspecto y amplitud superiores y longitud de onda inferior. Los cerrillos presentan distintos tipos de morfología, desde cerrillos simples cónicos, hasta cerrillos compuestos y amalgamados. Estos últimos se presentan muchas veces como cordones elongados en dirección subparalela o perpendicular a la dirección de flujo local. Los cerrillos están, a su vez, formados internamente por una brecha gruesa constituida por bloques angulosos a subredondeados de tamaños variables, desde bloques de lavas coherentes de hasta 10^6 m^3 prácticamente intactos hasta bloques de menos de 10 cm de diámetro, inmersos en una matriz muy gruesa (lapilli medio a grueso) formada por fragmentos angulosos de los mismos tipos litológicos. Las litologías predominantes son las andesitas de hornblenda, andesitas de orto- y clinopiroxeno y, en menor medida, las dacitas de piroxeno. Numerosos bloques andesíticos, con aristas angulosas, presentan marcas de impacto en algunas de sus caras, denotando las vibraciones que sufrieron durante el transporte, sin mayor rotación ni abrasión.

Facies de cerrillos aislados Hpa2A2(b). Los depósitos de esta facies se encuentran en las zonas más distales del depósito, tanto en la parte central como austral del mismo. Los depósitos se presentan como cerrillos de morfologías cónicas simples y bloques separados de los cerrillos en que se transportaron. Los cerrillos cónicos tienen características similares a los de la facies continua (Hpa2A2(a)), aunque con menores tamaños, y razón de aspecto y pendientes. El factor que habría generado esta separación de los cerrillos del cuerpo principal del flujo sería la entrada del flujo a un paleolago, cuyo límite oriental se habría encontrado en las cercanías de la localidad de Parinacota. Los bloques dispersos y disgregados se presentan, a su vez, hacia el frente de cerrillos tanto aislados como continuos (en la dirección de flujo), lo que indica que se separaron de estos al tener mayor energía cinética y continuar su movimiento al momento de depositarse el cuerpo principal del cerrillo.

Los antecedentes geocronológicos disponibles para el depósito de avalancha, descritos anteriormente, consistentes en dos dataciones ^{14}C en paleosuelos contenidos en el depósito (ca. 7.800 y 8.600 años AP) y una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de un fragmento de criptodomo dacítico contenido en el depósito de avalancha (ca. 7 ka), sugieren que el colapso ocurrió hace aproximadamente 7 a 8 ka. Estos datos son concordantes con las dataciones ^{14}C obtenidas por Clavero *et al.* (2002) en la secuencia sedimentaria lacustre en el sector de las Lagunas de Cotacotani (ver PIHI), que se encuentran cubiertas por el depósito de avalancha. En este mismo sector Francis y Wells (1988) habían presentado una datación ^{14}C de 13.500 años AP, obtenida de un nivel de turba bajo el depósito de avalancha, lo cual es consistente con los demás datos geocronológicos y estratigráficos. Por otra parte, Wörner *et al.* (2000) presentaron una edad de exposición He^3 de un bloque contenido en el depósito de avalancha de ca. 18 ka, que interpretaron como edad del colapso. Sin embargo,

los antecedentes geocronológicos disponibles sugieren que el bloque datado por estos autores corresponde a un fragmento de lava contenido en el depósito de avalancha, que ya había estado expuesto en superficie unos 10.000 años antes de ocurrir el colapso. Por otra parte, Sáez *et al.* (2005) señalaron que los sedimentos del lago Chungará sufrieron un importante evento de deformación entre los 7.200 y los 8.300 años AP, así como la existencia de un aumento en la cantidad de niveles piroclásticos intercalados en los sedimentos lacustres post 7 ka. Estos antecedentes indicarían que el evento de deformación estuvo directamente relacionado con el colapso parcial del edificio que generó el flujo de avalancha. Este evento catastrófico produjo probablemente una importante deformación en los sedimentos aún dúctiles, existentes en la paleocuenca del río Lauca. Por otra parte, el aumento de la cantidad de niveles piroclásticos post 7-8 ka intercalados en los sedimentos lacustres del lago Chungará es, además, concordante con la evolución del volcán, puesto que el estadio Parinacota 3, poscolapso, se caracteriza por una mayor proporción de eventos explosivos que su predecesor, lo cual reafirma la ocurrencia del evento de colapso aproximadamente a los 7-8 ka.

UNIDAD PARINACOTA 3 Hpa3 (Holoceno, <8 ka)

Las lavas y depósitos piroclásticos emitidos durante esta etapa forman gran parte del cono actual del edificio del volcán Parinacota. Los productos de esta unidad pueden dividirse en aquellos que han sido emitidos a través del Edificio Principal y aquellos emitidos a través de una serie de centros eruptivos menores adventicios (Volcanes de Ajata). Los productos asociados al edificio principal corresponden a lavas andesíticas, depósitos de flujo piroclástico andesítico-basálticos/dacíticos (mezcla de magmas), depósitos piroclásticos de caída y depósitos laháricos, en tanto que aquellos asociados a los Volcanes de Ajata, corresponden a caída de piroclastos y lavas andesítico-basálticas.

Edificio Principal Hpa3(a), Hpa3(b), Hpa3(c), Hpa3(d) (Holoceno)

El Edificio Principal es un estratovolcán de ca. 1.800 a 2.000 m de altura sobre su base, la que corresponde a los remanentes del edificio ancestral parcialmente colapsado. Tiene un volumen de unos 18 km³ y una base subcircular de unos 7 a 8 km de diámetro, con una forma cónica casi perfecta. Está constituido por una alternancia de lavas y depósitos piroclásticos, tanto de caída como de flujo.

Las lavas (Hpa3(a)) se distribuyen de forma radial en torno al volcán y corresponden a coladas de tipo Aa, con intercalaciones de depósitos piroclásticos de flujo y caída, así como depósitos laháricos. En la parte superior del edificio, las lavas y depósitos piroclásticos se encuentran parcialmente cubiertos por un campo glacial permanente. Son lavas andesíticas (58-60% SiO₂), con texturas porfíricas y grados variables de vesicularidad, con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y, en menor proporción, ortopiroxeno y olivino. Presentan extensiones menores a 7 km, anchos de 200 a 1.300 m, los que aumentan hacia los lóbulos frontales, y espesores variables entre 10 y 40 m. Tienen morfologías primarias muy bien preservadas como lóbulos de avance y frontales, levées y superficies brechosas. Rasgos de erosión glacial se presentan solamente en las lavas de esta unidad, que se ubican en la parte media-alta del cono.

Los depósitos laháricos (Hpa3(b)) se distribuyen en gran parte de los flancos del volcán con excepción del flanco norte. Se disponen en parte intercalados con lavas y depósitos de flujo piroclástico de la misma unidad, pero principalmente cubren y/o cortan a estos mismos. Tienen una extensión máxima de 8 km, a partir del frente actual del glaciar Parinacota, espesores variables de entre 20 cm y 1 m y superficies generalmente suaves. Corresponden a depósitos mal seleccionados, con fragmentos subangulares a subredondeados y polimícticos de hasta 3 m de diámetro (de lavas y bombas de productos del mismo estadio), inmersos en una matriz arenosa con laminación paralela pobremente a bien desarrollada.

Los depósitos de flujo piroclástico (Hpa3(c)) se distribuyen igualmente en forma radial en torno al edificio volcánico, con especial desarrollo en los flancos oriental y occidental, y se presentan, habitualmente, intercalados con lavas y/o depósitos laháricos. Corresponden a depósitos de flujo piroclástico de pequeño volumen, con extensiones que no superan los 7 km y espesores variables entre 10 cm y 30 m. Tienen morfologías primarias bien conservadas con frentes abruptos y lóbulos dendríticos, aunque algunos presentan superficies suavizadas

por erosión y están cortados por lahares. Son depósitos generalmente no consolidados aunque, localmente, presentan fuerte soldamiento, tanto de fragmentos juveniles como de la matriz. Están constituidos por bombas escoriáceas y/o bandeadas de hasta 2 m de diámetro, habitualmente con superficies tipo corteza de pan, que se encuentran inmersas en una matriz maciza de ceniza fina a media, con baja proporción de fragmentos líticos (<10% vol., lavas andesíticas). El bandeamiento de los fragmentos juveniles es tanto textural como composicional. El bandeamiento textural es el resultado de bandas de milímetros a centímetros de espesor, con distinto grado de vesicularidad; en tanto que el bandeamiento composicional es producto de la ocurrencia de bandas de composición andesítica (59-61 SiO₂) y dacítica (64% SiO₂). Los fragmentos juveniles no bandeados corresponden a los de tipo escoriáceo o pumíceo, aunque bombas de este último tipo son escasas. La extensión, espesor y características de los depósitos sugieren que fueron originados a partir de colapsos de columnas eruptivas subplinianas, similares a los flujos piroclásticos generados durante la erupción de abril de 1993 del volcán Láscar (Gardeweg *et al.*, 1998). La mineralogía de la fase andesítica es idéntica a la de las lavas de este mismo estadio, con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno. En tanto la fase dacítica contiene fenocristales de plagioclasa, clino- y ortopiroxeno y anfíbola, y es similar petrográfica y composicionalmente a las lavas de la Unidad Parinacota 2.

Los depósitos piroclásticos de caída (Hpa3(d)) se distribuyen principalmente hacia el este y han sido reconocidos hasta a 15 km del volcán, en territorio boliviano. Se presentan, en parte, intercalados con lavas y depósitos de flujo piroclástico del mismo estadio, pero principalmente cubriendo, como manto de espesor variable (1-20 cm), productos de todos los estadios. En el mapa, se han marcado los sectores en que el manto supera los 15 cm de espesor sobre otras unidades. En el sector sureste cubren depósitos glaciales y lavas y depósitos piroclásticos de la Unidad Parinacota 1. Corresponden a depósitos bien seleccionados, con tamaño variable de ceniza fina a lapilli medio, de composiciones idénticas a los fragmentos juveniles de los depósitos de flujo piroclástico del mismo estadio. Este hecho, sumado a la estrecha relación espacial entre ambos tipos de depósitos, sugiere que corresponden a depósitos de caída asociados a las erupciones subplinianas que originaron los flujos piroclásticos.

Wörner *et al.* (2000) presentaron una edad de exposición He³ de una lava del cono principal de 1.660±350 años. Adicionalmente, Clavero *et al.* (2004a) reportaron una edad ¹⁴C de un depósito de flujo piroclástico del flanco sur de menos de 200 años, el cual podría corresponder a un evento eruptivo ocurrido poco tiempo antes de la llegada de los primeros españoles a la zona, de acuerdo a leyendas aymaras. Estos antecedentes, junto con los datos geocronológicos de las otras unidades del volcán (unidades Parinacota 2 y 3) y del sustrato (depósitos piroclásticos intercalados en depósitos lacustres), y su posición stratigráfica sobre el Depósito de Avalancha Volcánica Parinacota (ca. 7-8 ka), permiten señalar que el nuevo cono se ha edificado completamente durante el Holoceno (<7-8 ka).

Volcanes de Ajata Hpa3(e) (Holoceno)

Corresponden a una serie de conos de piroclastos adventicios y lavas asociadas, ubicados en el flanco suroccidental del edificio (Entenmann, 1994; Wörner *et al.*, 1988), emitidos a través de fisuras. Se disponen espacialmente en dos grupos de acuerdo a su ubicación geográfica (Clavero *et al.*, 2004a): un grupo asociado a una fisura orientada en dirección NNE (el conjunto ubicado más al norte) y otro asociado a una fisura de dirección norte-sur (el conjunto ubicado más al sur).

El conjunto ubicado más al sur consiste en dos conos de piroclastos y al menos cuatro flujos lávicos. Los conos de piroclastos presentan bases subcirculares de hasta 250 m y alturas de hasta 100 m. El cono austral presenta un cráter abierto al este de unos 100 m de diámetro y 15-20 m de profundidad. Las lavas son de tipo Aa, con extensiones máximas de hasta 2 km, espesores menores a 20 m y anchos variables de hasta 1.300 m. Tienen morfologías primarias muy bien conservadas, como levées, lóbulos de avance y frontales, y superficies brechosas. Las lavas son de composición andesítico-basáltica, esencialmente afíricas, con fenocristales (<5% vol.) de olivino y clinopiroxeno, con ocasionales xenocristales de sanidina y plagioclasa (Entenmann, 1994). Wörner *et al.* (2000) presentaron tres dataciones de exposición He³ en diversas fases minerales, comprendidas entre 6.560±1.220 años y 3.050±450 años.

El conjunto ubicado más al norte consiste en al menos cuatro centros de emisión con cinco flujos lávicos. Uno de ellos se encuentra parcialmente cubierto por depósitos de flujo piroclástico provenientes del cono principal. Los centros de emisión consisten en pequeños conos de piroclastos con bases subcirculares de hasta 150 m de diámetro, 60 m de altura y cráteres de hasta 50 m de diámetro y 20 m de profundidad. Las lavas fueron dirigidas hacia el sur y suroeste y alcanzaron extensiones de hasta 3 km desde sus orígenes, y espesores de hasta 20 m. Presentan morfologías primarias tipo Aa bien conservadas, con lóbulos de avance y frontales y levées. En cuanto a su composición química pueden ser divididos en dos subrupos. El flujo septentrional tiene una composición andesítica con fenocristales (<15% vol.) de plagioclasa, clino y ortopiroxeno y escaso olivino, y es muy similar petrográficamente a las lavas emitidas durante el mismo estadio desde el cono principal. Por otra parte, los flujos lávicos australes tienen composiciones más similares a las del grupo sur. De acuerdo a las dataciones de exposición He^3 presentadas por Wörner *et al.* (2000) este grupo sería el más joven, con edades comprendidas entre 2.160 ± 280 años y 1.385 ± 350 años. Los antecedentes antes descritos indican que la formación de estos centros adventicios ocurrió de forma simultánea con la construcción del cono principal actual (Clavero *et al.*, 2004a).

DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS

DEPÓSITOS LACUSTRES Y FLUVIOGLACIALES PIs (Pleistoceno)

Se agrupa en esta unidad depósitos lacustres y fluvioglaciales espacial y temporalmente asociados, ubicados en los alrededores de la cuenca del río Lauca y en las laderas bajas de volcanes. Los depósitos fluvioglaciales están formados por capas subhorizontales de hasta 2 m de espesor, constituidas por fragmentos tamaño grava, inmersos en una matriz de grano medio (habitualmente matriz soportado), con estratificación subhorizontal moderada a bien desarrollada. Corresponden a depósitos de origen fluvioglacial desarrollados en las partes más distales de sistemas glaciales pleistocenos. Los depósitos lacustres se presentan intercalados hacia la parte superior de los anteriores, tienen un espesor mínimo de 6 m expuestos y corresponden a capas de hasta 20 cm de espesor individual, constituidas por depósitos bien seleccionados y laminados de arena fina y limo. Localmente, bloques intactos de estos depósitos se encuentran incorporados y rotados dentro del Depósito de Avalancha Volcánica Parinacota. En algunas ocasiones, se presentan también fuertemente deformados e, incluso, rotos.

DEPÓSITOS GLACIALES PIHg (Pleistoceno Superior-Holoceno)

Depósitos brechosos, polimícticos, con fragmentos subredondeados a subangulosos, de hasta 2 m de diámetro, inmersos en matriz limoarenosa. Se incluye en estos los cordones morrénicos que descienden de las altas cumbres, tanto alrededor de los volcanes Pomerape, Larancagua, Condoriri y Quisquisini como en la parte austral del área de estudio en que bajan del complejo Choquelimpie-Ajoya, ubicado fuera del área del mapa. Corresponden, generalmente, a depósitos macizos, sin estructuras, habitualmente alargados en la dirección del flujo glacial, originados principalmente por morrenas laterales, aunque también están asociados a morrenas frontales y de fondo, los que han sido asignados como producto del último máximo glacial en el Pleistoceno Superior, entre 14.000 y 12.000 años AP (Amman *et al.*, 2001). Localmente, se presentan cubiertos por depósitos piroclásticos de caída (hasta 30 cm de espesor) de la Unidad Parinacota 3.

También se incluyen en esta unidad depósitos polimícticos, con fragmentos subredondeados de hasta 1 m de diámetro, inmersos en matriz arenolimoso con estratificación gruesa en capas de 1 a 3 m de espesor, de origen fluvioglacial, que afloran, principalmente, en la parte occidental del área de estudio y, localmente, en la parte austral.

Depósitos glaciales de pequeña extensión asociados a los glaciares actuales ubicados en las cumbres de los volcanes Parinacota y Pomerape, no mapeables a la escala de este trabajo, han sido reconocidos en las partes altas de estos edificios.

DEPÓSITOS LACUSTRES PIHI (Pleistoceno Superior-Holoceno)

Secuencia de hasta 5 m de espesor de depósitos ricos en materia orgánica, con intercalaciones de niveles de turba y niveles piroclásticos, que aflora en los alrededores de las lagunas de Cotacotani. Se presenta sin base expuesta y sobreyacida por los depósitos de la avalancha Parinacota (DAVP).

Los depósitos lacustres son de grano fino, tamaño arena fina a limo, y se presentan en capas de espesores centimétricos. Algunos niveles tienen abundantes restos de materia orgánica (restos de gastrópodos y ostrácodos principalmente; Schwalb *et al.*, 1999), similar a aquellos encontrados en depósitos asociados a otros paleolagos altiplánicos asignados al Pleistoceno Superior-Holoceno (Sylvestre *et al.*, 1999). En las cercanías de la localidad de Parinacota la secuencia, de hasta 4 m de espesor, presenta notables estructuras de deformación dúctil sinsedimentaria en los niveles basales a intermedios, así como estructuras de deformación asociadas al emplazamiento de la avalancha Parinacota en la parte superior. Los niveles de turba tienen espesores entre 10 y 30 cm y se presentan intercalados en los niveles sedimentarios anteriores, principalmente en el sector de las lagunas de Cotacotani y el borde occidental del lago Chungará. Los niveles piroclásticos corresponden a depósitos de caída de grano fino, bien seleccionados, tamaño ceniza media a gruesa, de composición andesítico-basáltica, y espesores de hasta 10 cm, asociados a erupciones que formaron parte del cono ancestral durante la etapa Parinacota 2.

Recientemente, Sáez *et al.* (2005) han señalado que depósitos lacustres ubicados en el sector del actual lago Chungará se encuentran fuertemente plegados y afectados por fallas, evento que habría ocurrido entre los 7.200 y los 8.300 años AP, de acuerdo a los datos geocronológicos presentados por estos autores.

En el área de las lagunas de Cotacotani, Francis y Wells (1988) obtuvieron una edad ^{14}C de ca. 13.500 años AP, Amman *et al.* (2001) reportan una edad ^{14}C de ca. 12.000 en esta misma secuencia y, finalmente, Clavero *et al.* (2002, 2004a) publicaron cinco edades ^{14}C comprendidas entre 12.750 años AP y 8.100 años AP para niveles de turba intercalados en la secuencia. Estos antecedentes, sumados a su posición estratigráfica bajo el Depósito de Avalancha Volcánica Parinacota, permiten asignar esta secuencia de depósitos sedimentarios al Pleistoceno Superior-Holoceno.

DEPÓSITOS ALUVIALES Y COLUVIALES INDIFERENCIADOS PIHac (Pleistoceno Superior-Holoceno)

Depósitos ubicados, principalmente, en las faldas de las altas cumbres de toda el área.

DEPÓSITOS COLUVIALES PIHc (Pleistoceno Superior-Holoceno)

Depósitos brechosos no consolidados, mal seleccionados, de origen esencialmente gravitacional, de grano grueso, con fragmentos angulosos de hasta 1 m de diámetro, inmersos en una matriz gruesa maciza sin estructuras. Se disponen principalmente a los pies de lavas del volcán Parinacota.

DEPÓSITOS ALUVIALES PIHa (Pleistoceno Superior-Holoceno)

Depósitos brechosos no consolidados, mal seleccionados, dispuestos como relleno de quebradas, constituidos por fragmentos subangulosos a subredondeados de hasta 1 m de diámetro, inmersos en matriz arenosa habitualmente maciza y, localmente, con estratificación incipiente gruesa.

DEPÓSITOS SALINOS Hs (Holoceno)

Delgada costra de hasta 10 cm de espesor formada por depósitos salinos carbonáticos de origen evapotítico, que se dispone en el borde suroccidental de las lagunas de Cotacotani, y cubre parcialmente depósitos lacustres, piroclásticos de caída y turba.

GEOQUÍMICA DEL VOLCÁN PARINACOTA

En esta sección se resumen los resultados de los detallados estudios geoquímicos y petrológicos llevados a cabo en la zona del volcán Parinacota por Wörner *et al.* (1988, 1992a, 1992b, 2000), Davidson *et al.* (1990), Entenmann (1994), Bourdon *et al.* (2000), Ginibre *et al.* (2002a,b) y Clavero *et al.* (2004a).

Durante la primera etapa de construcción del complejo de lavas-domo y depósitos piroclásticos asociados (Unidad Parinacota 1) fueron emitidos magmas con un amplio rango composicional, desde andesitas silíceas a riolitas (59-74% SiO₂). Estas composiciones conformarían una tendencia bien definida de cristalización fraccionada, similar a la observada en otras series volcánicas calcoalcalinas de alto K. Durante la formación del estratocono ancestral (Unidad Parinacota 2) solo fueron emitidos magmas de composición andesítica (57-63% SiO₂), aunque, debido a la dificultad en reconocer productos de este período, principalmente afectada por el colapso parcial del edificio, no se puede descartar que magmas de otra composición hayan sido emitidos también. Con posterioridad al colapso del edificio ancestral, la composición de los magmas emitidos (Unidad Parinacota 3) se amplió a un rango entre andesitas basálticas (53% SiO₂) hasta dacitas (64% SiO₂), con los productos más primitivos emitidos desde los centros adventicios de Ajata. Cabe destacar que los flujos piroclásticos y piroclastos de caída emitidos en el Holoceno muestran claros y persistentes rasgos de mezcla inmiscible de magmas, con ocurrencia de material juvenil de composición andesítico basáltica (56% SiO₂), dacítica (64% SiO₂) y bombas bandeadas con ambas composiciones en un mismo depósito. Esto indica que los fenómenos de mezcla de magmas como procesos preruptivos de corto tiempo han sido recurrentes en la actividad holocena del volcán y, probablemente, han servido como gatilladores de eventos explosivos (Sparks *et al.*, 1977). A pesar de lo anterior, en general, la composición química de los magmas emitidos desde el cráter central en los últimos 8.000 años es ligeramente más básica que la de los magmas emitidos previos al colapso. Por otra parte, la ocurrencia de fragmentos juveniles ácidos en los depósitos de flujo piroclástico de la Unidad Parinacota 3 sugiere que remanentes de magmas más antiguos permanecieron en el sistema y fueron removilizados durante erupciones explosivas.

Las razones isotópicas de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr están comprendidas en el rango entre 0,7061 y 0,7073, en tanto las de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd están comprendidas entre 0,51225 y 0,51240 (Davidson *et al.*, 1990), y se encuentran dentro de los campos de otros centros eruptivos de los Andes Centrales. Las razones más altas para ambos casos se asocian a los productos más antiguos del volcán. Las razones isotópicas de Pb, en tanto, se encuentran en los siguientes rangos: ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb entre 17,9 y 18,3; ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb entre 15,59 y 15,62; y ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb entre 38,0 a 38,5. Estos rangos son habituales en rocas volcánicas jóvenes de la parte norte de los Andes Centrales (Davidson *et al.*, 1990), y ligeramente menos radiogénicos que los centros eruptivos ubicados entre los 20° y 26°S (Harmon *et al.*, 1984).

Una de las características particulares de los productos del volcán Parinacota con respecto a otros centros volcánicos de los Andes Centrales es el alto contenido de Ba y Sr. La disminución del contenido de Ba al aumentar el contenido de sílice, correlación negativa, ha sido interpretada como el resultado de la cristalización de feldespato potásico (*e.g.*, Wörner *et al.*, 1992a; Entenmann, 1994). Por otra parte, la composición isotópica sugiere generaciones de magma bastante complejas. Sobre la base de las características isotópicas y petrológicas de los magmas, Davidson *et al.* (1990) sugirieron que los magmas parentales del sistema volcánico de los Nevados de Payachata (volcanes Parinacota y Pomerape) han sido generados por mezcla profunda entre componentes magmáticas primarias subcorticales y de la corteza inferior, los que se diferenciaron posteriormente en cámaras magmáticas ubicadas en niveles más superficiales de la corteza, a través de procesos combinados de cristalización fraccionada, asimilación y mezcla de magmas.

EVOLUCIÓN DEL VOLCÁN PARINACOTA

El volcán Parinacota, ubicado en la Zona Volcánica de los Andes Centrales, ha estado activo desde el Pleistoceno Superior (*ca.* 300 ka). En el Holoceno ha emitido más de 18 km³ de magma, lo que lo convierte en uno de los volcanes más activos de los Andes Centrales del norte de Chile en ese período (Clavero *et al.*, 2004a).

El volcán ha evolucionado a partir de un complejo de lavas-domo en su primera etapa (Unidad Parinacota 1, 300-40? ka), el cual probablemente se edificó en dos etapas eruptivas a los 260-110 ka y los 70-40 ka. La primera formó una serie de flujos lávicos en lo que actualmente es el borde norte del lago Chungará y, en la segunda, un complejo de domos riódacíticos a riolíticos, con sus depósitos piroclásticos de bloques y ceniza asociados, emplazados esencialmente hacia el oeste, y coulées dacíticas. En el Pleistoceno Superior-Holoceno, se formó sobre este complejo un estratovolcán de fuertes pendientes (Unidad Parinacota 2, 40?-8 ka), constituido principalmente por lavas andesítico-silíceas y algunos depósitos piroclásticos de caída.

Aproximadamente a los 7.000-8.000 años AP, este edificio compuesto colapsó parcialmente hacia el oeste en un evento catastrófico único, y generó la avalancha de detritos volcánicos Parinacota. El depósito de avalancha se extiende por más de 22 km, cubre un área de más de 140 km² y tiene un volumen estimado en 6 km³. Presenta la clásica morfología de cerrillos de este tipo de depósitos, además de una serie de características particulares, como estructuras tipo 'bulldozers' y marcas de impacto en bloques andesíticos, entre otros (Clavero *et al.*, 2002). El colapso parcial del edificio fue favorecido tanto por condiciones internas del mismo edificio volcánico como por condiciones externas (Clavero *et al.*, 2004a). El sobrepeso ejercido por la masa del volcán sobre un sustrato dúctil, formado por sedimentos lacustres y fluvioglaciales en la parte alta de la cuenca del río Lauca, habría causado la deformación de este sustrato, y llevado, a su vez, a la deformación del mismo edificio ('spreading'). Extensión en dirección este-oeste puede haber ocurrido, asociada a fracturas de orientación NNE y N-S, por las que hubo probablemente intrusión de diques, que posteriormente alimentaron la formación de conos adventicios, y generaron inestabilidad del edificio. Finalmente, la intrusión de un criptodomo en zonas altas del sistema volcánico habría causado deformación local, probablemente suficiente para gatillar el colapso final de un edificio inestable (Clavero *et al.*, 2002, 2004a). El colapso, a su vez, generó deformación en los sedimentos dúctiles que rellenaban la cuenca alta del río Lauca, parte de donde se encuentra el actual lago Chungará, como se evidencia en sondajes en el mismo lago (Sáez *et al.*, 2005), y en estructuras tipo 'bulldozers' en los frentes de la avalancha (Clavero *et al.*, 2002).

Poco después del colapso parcial del edificio ancestral del Parinacota, un nuevo estratocono comenzó a edificarse (Unidad Parinacota 3, < 8.000 años AP), mediante la emisión de lavas andesíticas, flujos piroclásticos andesíticos a dacíticos con sus depósitos de caída asociados, y lahares. De acuerdo a los registros geológicos, la actividad eruptiva explosiva aumentó con respecto a la ocurrida durante la formación de la Unidad Parinacota 2. Simultáneamente a la formación de este nuevo estratovolcán se formó, en la parte baja del flanco suroccidental, una serie de conos de piroclastos adventicios, con lavas andesíticas a andesítico-basálticas asociadas (Volcanes de Ajata, 6-1,4 ka). La actividad eruptiva holocena se ha caracterizado por la generación de numerosas erupciones subplinianas, con la formación de flujos piroclásticos dirigidos hacia todos los flancos del volcán. Si bien no existen registros históricos documentados de actividad eruptiva, la última erupción del volcán Parinacota ocurrida hace menos de 200 años AP generó un flujo piroclástico dirigido hacia el flanco sur.

PELIGROS VOLCÁNICOS

A pesar de estar ubicado en una zona remota, la actividad eruptiva del volcán Parinacota podría afectar pequeñas localidades ubicadas al este en Bolivia (Sajama) y parte del camino internacional que conecta las ciudades de Arica (Chile) y La Paz (Bolivia), ubicado al sur del volcán. Por otra parte, el volcán se encuentra dentro del Parque Nacional Lauca, declarado Reserva Mundial de la Biósfera, por lo cual una eventual erupción afectaría notablemente el ecosistema del parque. Durante el Holoceno, la tasa eruptiva mínima del volcán Parinacota se ha estimado en 2,25 km³ ka⁻¹, lo que habla de una alta recurrencia eruptiva, por lo cual debe ser considerado de alto peligro, aunque de relativamente bajo riesgo asociado, debido a la escasa población e infraestructura aledaña.

La actividad eruptiva holocena puede dividirse en dos tipos, con sus respectivos peligros asociados. Estas corresponden a erupciones generadas desde el cono principal y a las generadas a partir de centros eruptivos

adventicios. Las primeras han consistido, durante el Holoceno, en la emisión de lavas, flujos piroclásticos y depósitos de caída asociados, y lahares, los que se han distribuido en todas direcciones en torno al edificio volcánico. De estos, el fenómeno que podría generar mayor riesgo a la población y economía local lo constituye la generación de flujos piroclásticos. La emisión de uno de estos flujos dirigido hacia el sur podría afectar, dependiendo de su magnitud, el camino internacional y/o el complejo aduanero de Chungará, más aún si se considera que el último flujo piroclástico (<200 años AP) fue dirigido hacia este sector. Si el flujo, en cambio, fuese dirigido hacia el este podría afectar el rico bofedal de Sajama y, por lo tanto, la economía de los habitantes del área, ya que estos ecosistemas son la base de sustentación económica de los pueblos altiplánicos (Castellaro *et al.*, 2004). Un flujo dirigido en otras direcciones afectaría la flora y fauna del parque, pero no directamente la población cercana. Asociada a la emisión de estos flujos ocurriría dispersión de piroclastos, la cual se dirigiría básicamente en la misma dirección de los flujos (nubes piroclásticas acompañantes de poca altura) o hacia el este (bofedal de Sajama) durante erupciones de mayor explosividad. La emisión de flujos de lava no afectaría mayormente el área, sin embargo, como ocurre en numerosos volcanes con cubierta glacial, esta podría generar a su vez flujos laháricos. La extensión de estos depende tanto del volumen de hielo y/o nieve sobre el volcán como de la tasa de emisión. En el Holoceno, los lahares no han llegado a zonas pobladas, y el único riesgo asociado se daría al afectar el hábitat de la flora y fauna de la ribera norte del lago Chungará.

La actividad eruptiva que ha formado los centros eruptivos adventicios ha sido de menor magnitud y extensión y, aparentemente, el último flujo de lava se formó hace unos 1.600 años (Wörner *et al.*, 2000). Todas las erupciones asociadas a estos centros han ocurrido a través de fisuras de orientación NS y NNE, ubicadas en la parte baja del flanco suroccidental del volcán, por lo cual, en caso de ocurrir una nueva erupción de este tipo, es muy probable que vuelva a utilizar estas mismas estructuras. Estas erupciones han formado solamente flujos de lava de poca extensión y pequeños conos de piroclastos. El único peligro asociado a estas erupciones que podría afectar el área se produciría si ocurriese una erupción de larga duración, similar a la del cono Navidad en el volcán Lonquimay (Moreno y Gardeweg, 1989), durante la cual la caída de piroclastos hacia el este podría afectar el bofedal de Sajama, con el consiguiente efecto de contaminación en el alimento de animales y en el recurso hídrico.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El basamento oligoceno-mioceno del área del volcán Parinacota, formado por rocas de la Formación Lupica, se presenta deformado por estructuras compresivas, cuyos ejes tienen dirección predominante N-S a NNW-SSE (Muñoz y Charrier, 1996; García *et al.*, 2004). Esta deformación, de edad miocena inferior en el área, se puede correlacionar hacia el este con deformación contraccional asociada al acortamiento tectónico neógeno de la Cordillera Oriental de Bolivia (*e.g.*, Rochat, 2002; García *et al.*, 2004). En el área cercana al volcán Parinacota esta deformación se representa por inclinación homoclinal de tobas riolíticas de la Formación Lupica en el sector del cerro Guane Guane, al oeste del volcán Parinacota, y por pliegues anticlinales (anticlinal de Chirigualla; García *et al.*, 2004), ubicados al sur del volcán. Deformación post-oligoceno-miocena ha ocurrido esencialmente en el sector de la precordillera, al oeste del área del mapa (*e.g.*, García *et al.*, 2004). En el área del mapa, no se ha observado deformación de origen tectónico en las unidades miocenas-pliocenas, aunque, ligeramente más al norte, García (com. verbal, 2002) señala que la Ignimbrita Lauca se presenta localmente plegada, lo cual evidenciaría pequeños eventos locales de deformación más recientes, de probable edad pliocena-pleistocena.

Por otra parte, los centros volcánicos Condoriri, Larancagua, Pomerape y Parinacota forman un alineamiento regional de orientación NNE-SSW, subparalelo a los alineamientos volcánicos de los Nevados de Quimsachata (García *et al.*, 2004) y del Complejo Volcánico Taapaca (Clavero y Sparks, 2005). En los tres casos, la actividad volcánica ha ido migrando hacia el SSW con el tiempo, concentrándose la actividad eruptiva del Pleistoceno Superior-Holoceno en los edificios más suroccidentales: Parinacota, Guallatiri y

Taapaca, respectivamente. Estos alineamientos son, además, paralelos a una serie de fallas normales, de bloques colgantes al oeste, que afloran en la parte baja del flanco occidental de los volcanes Condoriri y Pomerape, las que representarían un evento extensional de carácter regional. Estas estructuras podrían, además, tener importancia económica para futuras exploraciones geotérmicas en la zona.

AGRADECIMIENTOS

El estudio del volcán Parinacota fue financiado conjuntamente por Sernageomin, Mideplan (Beca Presidente de la República), Universidad de Bristol (RU), Natural Environmental Research Council (RU) y el Proyecto Fondecyt 1040137 (JC). Los autores agradecen, además, la ayuda de F. Morales en la confección del perfil geológico, y de X. Andrade, C. Morales y C. Reyes por la producción digital del mapa. Una versión preliminar del mapa fue revisada por J. Blundy (Bristol University, Reino Unido) y S. Self (Open University, Reino Unido). Texto y mapa se beneficiaron de los excelentes comentarios editoriales de M. Gardeweg (Aurum Consultores), N. Blanco y P. Cornejo (Sernageomin). La presente publicación representa la versión corregida de Clavero *et al.* (2006), según lo explicado en la Nota de la Editora. Este mapa es una contribución al Programa de Riesgo Volcánico de Chile de Sernageomin.

REFERENCIAS

- Aguirre, E. 1990. Geología del Complejo Volcánico Choquelimpie-Ajoya, Altiplano de Arica, I Región. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 150 p.
- Allmendinger, R.; Jordan, T.; Kay, S.; Isacks, B. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth Planetary Science* 25: 139-174.
- Amman, C.; Jenny, B.; Kammer, K.; Messerli, B. 2001. Late Quaternary Glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18-29°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 17: 313-326.
- Bourdon, B.; Wörner, G.; Zindler, A. 2000. U-series evidence for crustal involvement and magma residence times in the petrogenesis of Parinacota volcano, Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139: 458-469.
- Cas R.; Wright F. 1987. *Volcanic successions: Ancient and Modern*. Unwyn and Hyman: 549 p. London.
- Castellaro, G.; Ullrich, T.; Wackwitz, B.; Raggi, A. 2004. Botanical composition of alpaca (*Lama pacos L.*) and llama (*Lama glama L.*) diets in two seasons of the year in highland ranges of Parinacota province, Chile. *Agricultura Técnica (Chile)* 64 (4): 353-364.
- Clavero, J. 2002. Evolution of Parinacota volcano and Taapaca Volcanic Complex, Central Andes of northern Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), University of Bristol: 212 p. United Kingdom.*
- Clavero, J.; Sparks, R.S.J. 2005. Geología del Complejo Volcánico Taapaca, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 93: 19 p., 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.
- Clavero, J.; Sparks, S.; Huppert, H.; Dade, B. 2002. Geological constraints on the emplacement mechanism of the Parinacota debris avalanche, Northern Chile. *Bulletin of Volcanology* 64 (1): 40-54.
- Clavero, J.; Sparks, S.; Polanco, E.; Pringle, M. 2004a. Evolution of Parinacota volcano, Central Andes, Northern Chile. *Revista Geológica de Chile* 31 (2): 317-347.
- Clavero, J.; Sparks, S.; Pringle, M.; Polanco, E.; Gardeweg, M. 2004b. Evolution and volcanic hazards of Taapaca Volcanic Complex, Central Andes of Northern Chile. *Journal of the Geological Society, London* 161: 603-618.
- Clavero J.; Polanco E.; Godoy E.; Aguilar G.; Sparks R.S.J.; van Wyk de Vries, B.; Pérez de Arce, C.; Matthews, S. 2005. Substrata influence in the transport and emplacement mechanisms of the Ollagüe debris avalanche (Northern Chile). *Acta Vulcanologica* 16 (1-2): 59-76.
- Clavero, J.; Sparks, R.S.J.; Polanco, E. 2006. Geología del volcán Parinacota, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 101: 30 p., 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.

- Davidson, J.; McMillan, N.; Moorbath, S.; Wörner, G.; Harmon, R.; López, L. 1990. The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile) II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 105: 412-432.
- Entenmann, J. 1994. Magmatic evolution of the Nevados de Payachata complex and the petrogenesis of basaltic andesites in the Central Volcanic Zone of Northern Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), University of Mainz: 115 p. Germany.
- Feeley, T.; Davidson, J.; Armendia, A. 1993. The volcanic and magmatic evolution of Volcan Ollagüe, a high-K, late Quaternary stratovolcano in the Andean Central Volcanic Zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*: 5: 221-245.
- Francis, P.; Self, S. 1987. Collapsing volcanoes. *Scientific American* 255: 90-97.
- Francis, P.; Wells, G. 1988. Landsat thematic mapper observations of debris avalanche deposits in the Central Andes. *Bulletin of Volcanology* 50: 258-278.
- Francis, P.; Roobol, M.; Walker, G.; Corbold, P.; Coward, M. 1974. The San Pedro and San Pablo volcanoes of northern Chile and their hot avalanche deposits. *Geologische Rundschau* 63: 357-388.
- García, M. 2001. Evolution oligo-néogène de l'arc et de l'avant-arc de l'Altiplano (Andes Centrales, Coude d'Arica, 18-19°S). Tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosion-sédimentation. Thèse de Doctorat (Non publié), Université Joseph Fourier: 200 p. Grenoble, France.*
- García, M.; Hérail, G.; Charrier, R. 1999. Age and structure of the Oxaya Anticline, a major feature of the Miocene compressive structures of the northernmost Chile. Fourth ISAG Meeting, Göttingen, Alemania. *Andean Geodynamics, IRD: 249-252*. Paris.
- García, M.; Gardeweg, M.; Clavero, J.; Hérail, G. 2004. Mapa Geológico de la Hoja Arica, escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Geología Básica 84: 150 p.
- Gardeweg, M. 1991. The geology, petrology and geochemistry of the Tumisa Volcanic Complex, North Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), Kingston Polytechnic: 374 p. United Kingdom.*
- Gardeweg, M.; Sparks, S.; Matthews, S. 1998. Evolution of Láscar Volcano, Northern Chile. *Journal of the Geological Society London* 155: 89-104.
- Ginibre, C.; Kronz, A.; Wörner, G. 2002a. High-resolution quantitative imaging of plagioclase composition using accumulated backscattered electron images: new constraints on oscillatory zoning. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142 (4): 436-448.
- Ginibre, C.; Wörner, G.; Kronz, A. 2002b. Minor- and trace-element zoning in plagioclase; implications for magma chamber processes at Parínacota volcano, northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143 (3): 300-315.
- Gradstein, F.M.; Ogg, J.G.; Smith, A.G.; Agterberg, F.P.; Bleeker, W.; Cooper, R.A.; Davydov, V.; Gibbard, P.; Hinnov, L.; House, M.R. (†); Lourens, L.; Luterbacher, H-P.; McArthur, J.; Melchin, M.J.; Robb, L.J.; Shergold, J.; Villeneuve, M.; Wardlaw, B.R.; Ali, J.; Brinkhuis, H.; Hilgen, F.J.; Hooker, J.; Howarth, R.J.; H. Knoll, A.; Laskar, J.; Monechi, S.; Powell, J.; Plumb, K.A.; Raffi, I.; Röhl, U.; Sanfilippo, A.; Schmitz, B.; Shackleton, N.J.; Shields, G.A.; Strauss, H.; Van Dam, J.; Veizer, J.; van Kolschoten, Th.; Wilson, D. 2004. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press: 610 p. aprox.
- Harmon, R.S.; Barreiro, B.A.; Moorbath, S.; Hoefs, J.; Francis, P.W.; Thorpe, R.S.; Déruelle, B.; McHugh, J.; Viglinio, J.A. 1984. Regional O- Sr- and Pb- isotope relationships in late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera. *Journal of the Geological Society, London* 141: 803-822.
- Hora, J.; Singer, B.; Wörner, G.; Clavero, J. 2004. Eruptive flux during periods of cone growth and collapse at Volcan Parínacota, Chilean CVZ, from a high-resolution ⁴⁰Ar/³⁹Ar eruptive chronology. Abstracts IAVCEI General Assembly. *Pucón, Chile*.
- Katsui, Y.; González, O. 1968. Geología del área neovolcánica de los Nevados de Payachata. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Publicación 29: 61 p.
- Kött, A.; Gaupp, R.; Wörner, G. 1995. Miocene to Recent history of the western Altiplano in northern Chile revealed by lacustrine sediments of the Lauca Basin (18°15'-18°40'S/69°30'-69°05'W). *Geologische Rundschau* 84: 770-780.
- Marshall, L.G.; Swisher III, C.C.; Lavenu, A.; Hoffstetter, R.; Curtis, G.H. 1992. Geochronology of mammal-bearing Late Cenozoic on the northern Altiplano, Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences* 5: 1-19.
- Montecinos, F. 1963. Observaciones de Geología en el Cuadrángulo de Campanani, Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 109 p.
- Moreno, H.; Gardeweg, M. 1989. La erupción reciente del Complejo Volcánico Lonquimay (Diciembre de 1988) Andes del Sur. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 16, No. 1, p. 93-117.

- Muñoz, N. 1988. Estratigrafía y Paleontología de la Formación Blanco (Aptiano) y Formación Lauca (Mioceno), I Región. Proyectos de Exploración fuera de Magallanes (Inédito), Empresa Nacional del Petróleo (ENAP): 10 p. Santiago.*
- Muñoz, N.; Sepúlveda, P. 1992. Estructuras compresivas con vergencia al Oeste en el borde oriental de la Depresión Central, Norte de Chile (19°15'lat. S). *Revista Geológica de Chile* 19 (2): 241-247.
- Muñoz, N.; Charrier, R. 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 9 (3-4): 171-181.
- Naranjo, J.A.; Sparks, R.S.J.; Stasiuk, M.V.; Moreno, H.; Ablay, G.J. 1992. Morphological, structural and textural variations in the 1988 - 1990 andesite lava of Lonquimay Volcano, Chile (38°S). *Geological Magazine* 129: 657-678.
- Pacci, D.; Hervé, F.; Munizaga, F.; Kawashita, K.; Cordani, U. 1980. Acerca de la edad Rb/Sr precámbrica de rocas de la Formación Esquistos de Belén, Departamento de Parinacota, Chile. *Revista Geológica de Chile* 11: 23-29.
- Ramírez, C. 1988. The Geology of Socompa volcano and its debris avalanche deposit, Northern Chile. M.Ph. Thesis (Unpublished), Open University: 232 p. United Kingdom.*
- Reiche, P. 1937. The Toreva block-A distinctive landslide type. *Journal of Geology* 45: 538-548.
- Rochat, Ph. 2002. Structure et cinématique de l'Altiplano Nord Bolivien au sein des Andes Centrales. *Géologie Alpine, Mémoire H.S., No. 38. Thèse de Doctorat (Non publié), Université Joseph Fourier: 193 p. Grenoble, France.**
- Sáez, A.; Moreno, A.; Valero-Garcés, B.; Pueyo, J.; Herrera, C.; Gibert, R.; Giralt, S.; Taberner, C.; Bao, R. 2005. Volcanic and tectonic influence on the Holocene sedimentation of Lake Chungara (Andean Altiplano, N. Chile). Extended abstract, Simposio Internacional de Geodinámica Andina (ISAG) 6: 633-635. Barcelona, Spain.
- Scheuber, E.; Giese, P. 1999. Architecture of the Central Andes-a compilation of geoscientific data along a transect at 21°S. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 103-107.
- Schwab, A.; Burns, S.; Kelts, K. 1999. Holocene environments from stable isotope stratigraphy of ostracods and authigenic carbonate in Chilean Altiplano Lakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 148: 153-168.
- Siebert, L. 1984. Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 22: 163-197.
- Sparks, S.; Sigursson, H.; Wilson, L. 1977. Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature* 267: 315-318.
- Sylvestre F.; Servant, M.; Servant-Vildary, S.; Causse, C.; Fournier, M.; Ybert, J.P. 1999. Lake-level Chronology on the Southern Bolivian Altiplano (18°-23°S) during Late Glacial Time and the Early Holocene. *Quaternary Research* 51: 54-66.
- Ui, T. 1983. Volcanic dry avalanche deposits: identifications and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 18: 135-150.
- Van Wyk de Vries, B.; Self, S.; Francis, P.; Keszthelyi, L. 2001. A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 105: 225-247.
- Wörner, G.; Harmon, R.; Davidson, J.; Moorbath, S.; Turner, D.; McMillan, N.; Nye, C.; López, L. 1988. The Nevados de Payachata volcanic region (18S/69W, N. Chile). 1. Geological, geochemical, and isotopic observations. *Bulletin of Volcanology* 50: 287-303.
- Wörner, G.; López, L.; Moorbath, S.; Horn, S.; Entenmann, J.; Harmon, R.; Davidson, J. 1992a. Variaciones geoquímicas, locales y regionales, en el frente volcánico cuaternario de los Andes Centrales (17°30'-22°00'S), Norte de Chile. *Revista Geológica de Chile* 19 (1): 37-56.
- Wörner, G.; Moorbath, S.; Harmon, R. 1992b. Andean Cenozoic volcanic centers reflect basement isotopic domains. *Geology* 20: 1103-1106.
- Wörner, G.; Hammerschmidt, K.; Henjes-Kunst, F.; Lezaun, J.; Wilke, H. 2000. Geochronology (⁴⁰Ar/³⁹Ar, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18-22°S): implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. *Revista Geológica de Chile* 27 (2): 205-240.

* Documento inédito disponible en la Biblioteca del Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.

ANEXO

I DATACIONES RADIOMÉTRICAS

Tabla 1. Edades Radiométricas

TABLA 1. EDADES RADIOMÉTRICAS.

Muestra	UTM		Litología	Método y Material	Edad	Referencia
	N	E				
Volcán Parinacota- Unidad 3 Hpa3						
CAL-86	7.988.100	484.750	depósito piroclástico	¹⁴ C mat. vegetal carbonizada	<200 ⁴	Clavero <i>et al.</i> , 2004a
PAR-034	7.990.850	481.150	andesita basáltica	Exposición He ³ clinopiroxeno	1.660±350 ⁵	Wörner <i>et al.</i> , 2000
PAR-083	7.987.800	480.400	andesita basáltica	Exposición He ³ ortopiroxeno	1.385±350 ⁵	Wörner <i>et al.</i> , 2000
PAR-220	7.985.750	483.150	andesita basáltica	Exposición He ³ clinopiroxeno	5.985±640 ⁵	Wörner <i>et al.</i> , 2000
CAL-7	7.985.228	479.663	dacita de biotita y hornblenda	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar masa fund.	7,1±3,3 ¹	Clavero <i>et al.</i> , 2004a
CAL-28B	7.985.791	479.091	paleosuelo	¹⁴ C paleosuelo	7.790±100 ⁴	Clavero <i>et al.</i> , 2002
CAL-92	7.988.500	480.030	turba bajo lava	¹⁴ C turba	8.120±70 ⁴	Clavero <i>et al.</i> , 2004a
CAL-1A	7.987.637	471.631	paleosuelo	¹⁴ C paleosuelo	8.600±170 ⁴	Clavero <i>et al.</i> , 2002
Volcán Parinacota- Unidad 2 PIHpa2						
CAL-26G	7.988.845	474.641	depósito piroclástico con intercalaciones de turba	¹⁴ C turba	10.650±60 ⁴	Clavero <i>et al.</i> , 2002
CAL-26B	7.988.845	474.641	depósito piroclástico con intercalaciones de turba	¹⁴ C turba	12.750±80 ⁴	Clavero <i>et al.</i> , 2002
CAL-88	7.989.500	484.900	andesita de piroxeno	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar masa fund.	14,1±3,2 ¹	Clavero <i>et al.</i> , 2004a
CAL-10	7.990.765	481.490	riodacita de biotita y hornblenda	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar biotita	76,2±8,2 ¹	Clavero <i>et al.</i> , 2004a
CAL-51	7.987.500	481.450	riodacita de biotita y hornblenda	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar anfíbola	308,0±12,0 ¹	Clavero <i>et al.</i> , 2004a
Volcán Parinacota- Unidad 1 PIpa1						
PAR-121	7.987.573	484.149	andesita	K-Ar en roca total	110±22 ²	Wörner <i>et al.</i> , 1988
PAR-118	7.985.550	484.750	andesita	K-Ar en roca total	264±16 ²	Wörner <i>et al.</i> , 1988
Volcán Pomerape PIpl						
POM-116	8.000.650	485.650	andesita	K-Ar en roca total	106±7 ²	Wörner <i>et al.</i> , 1988
Volcán Pomerape PIpf						
CAL-20	7.998.150	479.301	dacita de biotita y hornblenda	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar biotita	305,8±3,2 ¹	Clavero <i>et al.</i> , 2004a
Volcán Chucuyo PIcld						
CHU-171	7.984.325	467.852	andesita	K-Ar en roca total	285±53 ²	Wörner <i>et al.</i> , 1988
Volcán Quisiquisini PIqa						
CAL-163	7.982.384	486.975	andesita de piroxeno	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar masa fund.	1030,0±30,0 ¹	García <i>et al.</i> , 2004
Volcán Quisiquisini PIql						
PAL-1	7.984.528	491.068	andesita	K-Ar en roca total	1,1±0,1 ³	García <i>et al.</i> , 2004
Formación Lupica						
GAL-35	7.991.894	470.092	toba riolítica	K-Ar en biotita	19,7±0,7 ²	García <i>et al.</i> , 2004

¹ Edad expresada en $ka \pm 1\sigma$; ² Edad expresada en $ka \pm 2\sigma$; ³ Edad expresada en Ma; ⁴ Edad expresada en años AP $\pm 2\sigma$; ⁵ Edad expresada en años $\pm 2\sigma$.