

Lavas Las Pataguas: volcanismo alcalino en el antearco andino del Mioceno Inferior, Chile central

Renate M. Wall

Servicio Nacional de Geología y Minería, Av. Santa María 0104, Santiago, Chile
rwall@sernageomin.cl
lelara@sernageomin.cl

Luis E. Lara

RESUMEN

La presencia de rocas volcánicas del Mioceno Inferior en la cordillera de la Costa de Chile central constituye una singularidad ya que los afloramientos más occidentales del arco volcánico oligo-mioceno se encuentran 80 km al este. Lavas Las Pataguas (LLP; 33,8°S), se expone en 1,15 km², sin vestigios de un edificio volcánico ni conductos alimentadores. La presencia de túmulos del tipo 'flow lobe tumuli', alineados y elongados en dirección este-oeste, indica un flujo local desde el oeste sobre una superficie de muy baja pendiente. Estos antecedentes sugieren un ciclo eruptivo de tipo fisural. La edad de LLP de ca. 18 Ma resulta intermedia entre las formaciones Abanico (34-20 Ma) y Farellones (20-10 Ma) y coetánea a facies litorales de la Formación Navidad, expuestas 20 km al oeste. LLP presenta contenidos de sílice de 52,8-54,5%, en el rango de las trachandesitas basálticas, y su alto contenido de álcalis (6,21-6,26% de K₂O+Na₂O) las sitúa en la serie alcalina de diferenciación. Destaca la clara diferencia con los productos toleíticos de la Formación Abanico, y los típicamente calcoalcalinos de la Formación Farellones. Estas lavas están significativamente enriquecidas en tierras raras livianas, con una razón La/Sm de 3,4 y un patrón plano de tierras raras pesadas. Tanto el contenido de sílice como de MgO, indican un estado de diferenciación avanzado dominado por cristalización fraccionada de olivino, clinopiroxeno y magnetita. El contenido de Ba y Nb señalaría una contribución significativa del manto litosférico. El Th, y la anomalía de Ta-Nb indicarían, también, un sello cortical. Su particular petrogénesis, así como su posición occidental y aislada en el antearco, podría explicarse como respuesta a la desaceleración de la convergencia con que culmina el ciclo extensional vigente hasta el Mioceno Inferior alto y que acompañó al volcanismo representado por la Formación Abanico. De este modo, las lavas alcalinas de Las Pataguas representan un episodio volcánico singular, intermedio entre dos regímenes tectonomagmáticos característicos.

Palabras claves: Volcanismo alcalino, Volcanismo fisural, Antearco, Túmulos, Mioceno Inferior, Chile central.

ABSTRACT

Lavas Las Pataguas: alkaline volcanism in the Early Miocene Andean forearc of central Chile. The presence of Lower Miocene volcanic rocks in the Coastal Range of central Chile is unique in that the westernmost outcrops of the Oligocene-Miocene volcanic arc occur 80 km to the east. The Las Pataguas Lavas (LLP; 33,8°S) consists of a total exposed area of 1.15 km² without evidence of feeder conduits nor the construction of a volcanic edifice. The presence of east-west aligned and elongated flow-lobe tumuli suggests a flow from the west, over a gently sloping surface. This suggests a fissure-type eruptive system. The proposed age of the LLP, of ca. 18 Ma is intermediate between Abanico Formation (34-20 Ma) and Farellones Formation (20-10 Ma), and is coeval with littoral facies of the Navidad Formation, exposed 20 km to the west. LLP consists of basaltic trachandesites with 52.8-54.5 weight % silica, however their high

total alkali contents (6.21-6.26 weight % $K_2O + Na_2O$) place these rocks in the alkaline series of differentiation. This is a clear difference with the tholeiitic products of the Abanico Formation, and those typical calc-alkaline of the Farellones Formation. The rare earth element patterns are significantly enriched in light rare earth elements, with a La/Sm ratio of 3.4 and the heavy rare earth elements, present a flat pattern. The silica and MgO contents indicate an advanced differentiation state dominated by fractional crystallization of olivine, clinopyroxene and magnetite. The content of Ba and Nb indicate a significant contribution from the lithospheric mantle. Th and the Ta-Nb trough show a crustal signal as well. The particular petrogenesis and isolated westward forearc setting of the LLP can be explained as a response to the slowing of convergence acceleration at the end of the extensional regime in place until the late Early Miocene, related to the Abanico Formation volcanism. Therefore, the alkaline basaltic andesites of the LLP represent a single, intermediate, volcanic episode between two characteristic tectonomagmatic regimes.

Key words: Alkaline volcanism, Fissural volcanism, Forearc, Tumuli, Lower Miocene, Central Chile.

INTRODUCCION

La presencia de rocas volcánicas básicas del Mioceno Inferior en el ámbito occidental de la cordillera de la Costa de Chile central constituye un hecho singular (Fig. 1). Sólo al sur de los 37°S se desarrolla un cinturón magmático del Oligoceno-Mioceno Inferior, con esporádicos afloramientos al oriente de la cordillera de la Costa (Vergara y Munizaga, 1974; Muñoz *et al.*, 2000, entre otros). En la zona central (33-35°S), en cambio, las expresiones del volcanismo terciario se encuentran al menos 80 km al este de LLP en el ámbito de la precordillera y cordillera andinas, y está representado, en parte, por las formaciones volcano-sedimentarias Abanico (Eoceno Superior/Oligoceno-Mioceno Inferior (34-20 Ma)); Aguirre, 1960; emend. Wall *et al.*, 1999; la Formación Coya-Machali (Klohn, 1960; Charrier *et al.*, 1994) al sur de los 34°S, y por la Formación Farellones (Mioceno, 20-10 Ma; Klohn, 1960; Rivano *et al.*, 1990), así como unidades intrusivas relacionadas con ellas.

La unidad Lavas Las Pataguas (LLP) fue definida y descrita por primera vez por Wall *et al.* (1996), en el marco de la cartografía geológica regional del Servicio Nacional de Geología y Minería. Los mismos autores describieron un depósito lávico de

escasa distribución areal, constituido por andesitas basálticas de olivino, escaso piroxeno y con edades K-Ar de ca. 13 y 18 Ma. Por otra parte, LLP se emplaza en la latitud correspondiente a una zona transicional (33-34,4°S) del arco volcánico oligo-mioceno, definida desde el punto de vista estructural (Jordan *et al.*, 1983; Mpodozis y Ramos, 1990; E. Godoy¹; Godoy y Lara, 1994a), así como de la organización de las facies y la geometría de las cuencas volcanogénicas cenozoicas (Rivera y Cembrano, 2000). En efecto, la cadena volcánica terciaria muestra en esta zona transicional una orientación NNE diferente a la meridional que muestra tanto al sur como al norte. Además, un marcado conjunto de estructuras WNW-NW, relacionado primero con episodios mesozoicos del magmatismo andino, posiblemente más tarde con el desarrollo de las cuencas volcánicas del Oligo-Mioceno, cruza este segmento de costa a cordillera situándose LLP, entre ellas (Fig. 1). En esta contribución se entrega una descripción física de la unidad Lavas Las Pataguas, se discute su geoquímica y se la interpreta en el contexto de los episodios volcánicos del Terciario.

MARCO GEOLOGICO

Los afloramientos de LLP se distribuyen sobre un dominio estructural de basamento, desarrollado en la vertiente occidental de la cordillera de la

Costa, reconocido entre los 33 y 34 °S, desde los 71°15'W hasta el margen pacífico. Está constituido por unidades plutónico-metamórficas de edades

¹ 1993. Geología del área entre los ríos Claro del Maipo y Cachapoal. Informe Final (Inédito). Corporación Nacional del Cobre-Servicio Nacional de Geología y Minería, 68 p. Santiago.

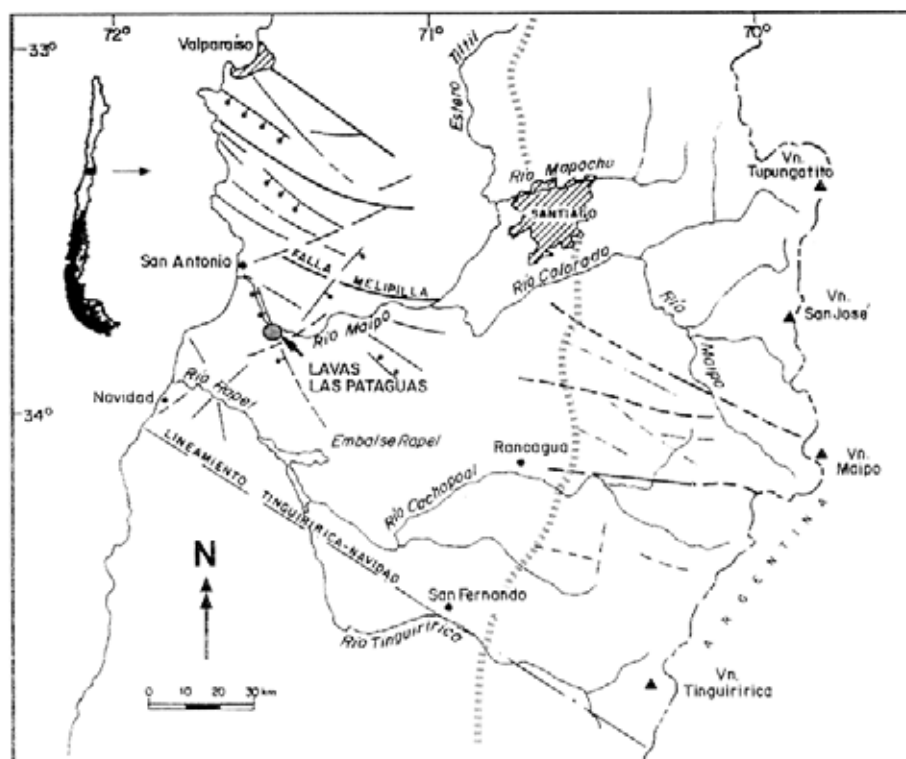


FIG. 1. Figura de ubicación de Lavas Las Pataguas (LLP) con las principales estructuras regionales, señalando el frente del arco volcánico oligo-mioceno en Chile central (línea segmentada). Recopilado de distintos autores (Thiele, 1980; Godoy y Lara, 1994a; Gana *et al.*, 1996; Wall *et al.*, 1996; 1999; Rivera y Cembrano, 2000).

paleozoicas a jurásicas, con un relieve maduro de alturas que no sobrepasan los 960 m s.n.m. Secuencias sedimentarias subhorizontales, de origen marino, con edades del Mioceno-Plioceno (Formación Navidad) (Darwin, 1846, emend. Gana *et al.*, 1996), se exponen a lo largo de la franja costera. Terrazas de abrasión marina, labradas especialmente sobre las unidades plutónico-metamórficas, se encuentran a cotas variables entre 60 y 290 m s.n.m., relacionadas con diferentes intrusiones marinas, en parte posiblemente contemporáneas con la Formación Navidad. Las lavas miocenas de LLP no poseen relaciones de contacto con la Formación Navidad (Fig. 2), pero presentarían evidencias de abrasión marina relacionadas con ella. La cubierta plio-cuaternaria, incluye secuencias sedimentarias transicionales y continentales aluviales y eólicas (Estratos de Potrero Alto), cuyas facies basales engranarían hacia el oeste con niveles

superiores de la Formación Navidad. Al este de LLP y cubriendo sectores deprimidos a lo largo del río Maipo, se exponen facies distales de un flujo piroclástico (Ignimbrita Pudahuel) de edad pliocena superior-pleistocena inferior (Wall *et al.*, 2001). A su vez, hacia el oeste, sedimentos marinos del Pleistoceno-Holoceno que no sobrepasan los 25 m s.n.m., evidencian una última intrusión marina.

El dominio de basamento sobre el cual aflora LLP, se encuentra subdividido por bloques estructurales, limitados, principalmente, por fallas de orientación NW, NNW, NNE (Fig. 2), donde destacan las fallas Puangue y Río Maipo, las que limitan el Bloque Leyda alzado hacia el norte (Wall *et al.*, 1996). Finalmente, el alzamiento relativo holoceno del borde costero está reflejado por la exposición de los sedimentos marinos cuaternarios a cotas de hasta 25 m s.n.m.

LAVAS LAS PATAGUAS

GEOLOGIA

La unidad Lavas Las Pataguas ($33^{\circ}47'40''\text{S}$ - $71^{\circ}31'\text{W}$) constituye un conjunto de afloramientos que alcanza un área de $1,15 \text{ km}^2$ y se expone al sur del río Maipo, 25 km al SSE del puerto de San Antonio (Figs. 1, 2). Los flujos lávicos que forman esta unidad presentan, generalmente, rasgos de abrasión marina que ha reducido su capa de brecha a un agregado de bloques métricos a decimétricos. En los afloramientos mejor conservados, en cambio, la sección maciza de los flujos constituye un nivel aterrazado de morfología suavemente con-

vexa. La suave morfología plana es modificada localmente por la presencia de notables túmulos (Figs. 3, 4). Hacia el oeste de los afloramientos anteriores, las lavas presentan mayor grado de erosión, interrumpiéndose por aproximadamente 1 km, precisamente en el sector de mayor desarrollo de una terraza de abrasión marina.

Las rocas volcánicas de LLP cubren granitoides del Paleozoico y Triásico-Jurásico, con una potencia máxima de ca. 47 m. El contacto fluctúa entre los 245 y 260 m s.n.m., y es de aspecto general subhorizontal o suavemente ondulado y, localmente, donde éste pierde continuidad, se expresa en un

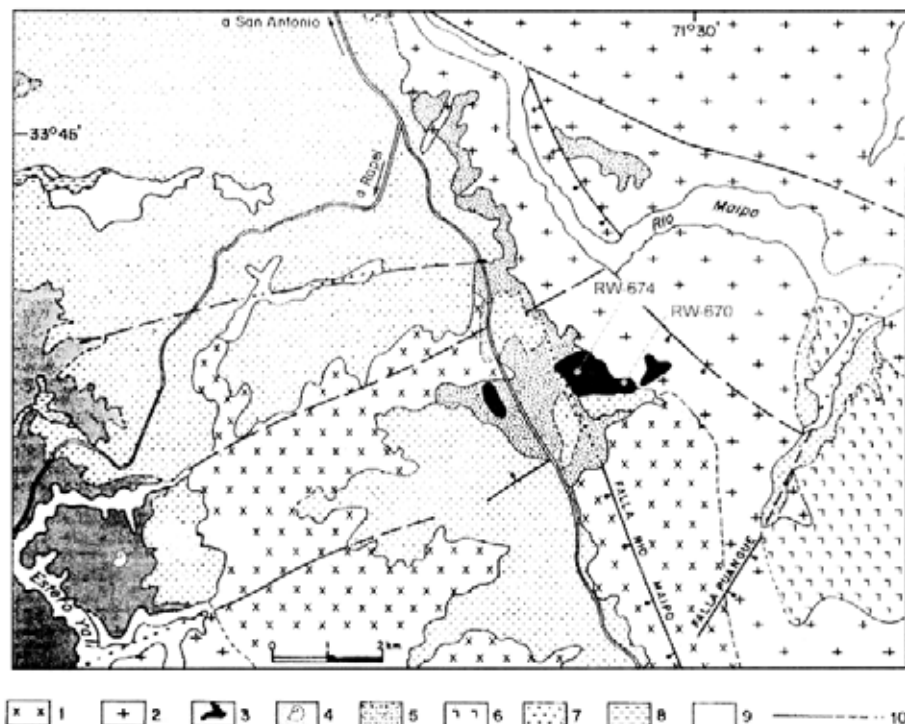


FIG. 2. Marco geológico de la unidad Lavas Las Pataguas (edades de las unidades restringidas al área de la figura); 1- plutones paleozoicos; 2- plutones triásico-jurásicos; 3- Lavas Las Pataguas (Mioceno Inferior alto); 4- Formación Navidad (Plioceno Superior); 5- terraza de abrasión marina (Plioceno Superior); 6- Ignimbrita Pudahuel (Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior); 7- Estratos de Potrero Alto (Pleistoceno); 8- sedimentos marinos (Pleistoceno-Holoceno); 9- sedimentos aluviales y fluviales (Pleistoceno-Holoceno); 10- falla observada, inferida y cubierta. Se indica la ubicación de las muestras analizadas (modificado y simplificado de Wall *et al.*, 1996).

cambio de color observable en las quebradas que drenan hacia el río Maipo, por el norte. Un valor estimativo del volumen del depósito original alcanza los 0.12 km^3 , valor máximo considerando un afloramiento continuo y una potencia de 50 m promedio para toda el área.

Hacia los 10 m basales de los flujos lávicos, éstos presentan abundantes vesículas, generalmente elongadas, paralelas a la base, de tamaños que pueden superar los 1,5 cm. Sobre la zona vesicular se exponen, localmente, en el sector oriental del afloramiento principal, columnas de enfriamiento con diámetros medios que fluctúan entre los 50 y 85 cm y longitudes de 70 a 260 cm, con inclinaciones entre 60 y 70° hacia el noroeste (Fig. 5).

Las características físicas principales de LLP representan exclusivamente facies efusivas, sin vestigios de los conductos alimentadores ni de la construcción de un edificio volcánico.

TUMULOS

Los túmulos corresponden a estructuras típicamente descritas en campos de lavas basálticas *pahoehoe* subaéreas, emplazadas sobre superficies de baja pendiente (e.g., Walker, 1991). Ellos son estructuras superficiales de forma cómica (Fig. 4), frecuentemente con aspecto de 'lomo de ballena', subcirculares o elongadas en la dirección de flujo, y que alcanzan alturas entre 1 y 10 m. Los túmulos, según Daly (1914), Walker (1991), Rossi y Gudmundsson (1996), entre otros, se forman por acumulación de lava bajo una costra superficial enfriada causando el combamiento cortical que origina una cúpula cómica. Generalmente presentan sistemas de incisiones profundas en 'V', axiales o aproximadamente radiales. Tienden a formarse en las zonas terminales de los flujos de lava, donde la tasa de aporte es relativamente baja y la presión de lava es alta (Rossi y Gudmundsson, 1996).

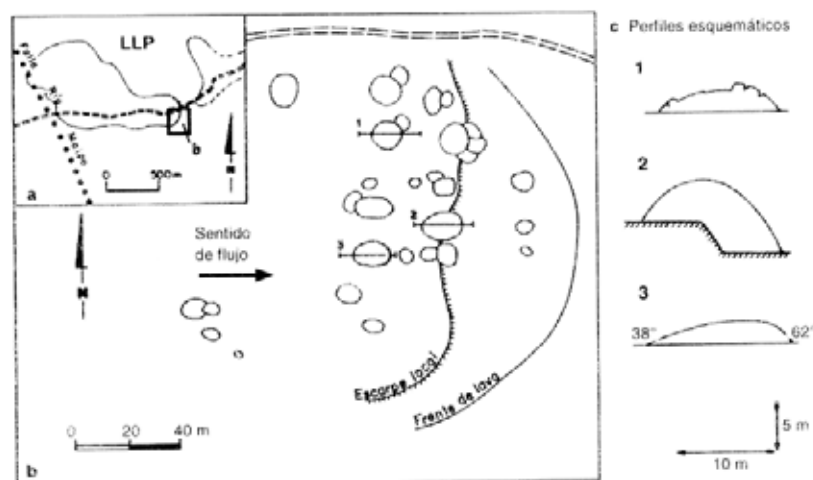


FIG. 3. a- esquema de ubicación de los túmulos en el afloramiento principal de las LLP; b- detalle de los túmulos en el área de mayor concentración de estructuras; c- secciones en la dirección de flujo de túmulos representados en 3b.

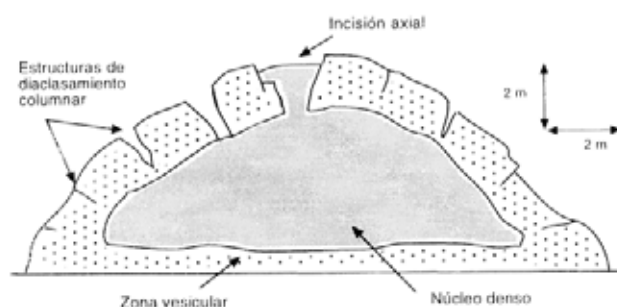


FIG. 4. Sección transversal de un túmulo tipo con sus principales estructuras (adaptado de Walker, 1991 y Rossi y Gudmundsson, 1996).

Aunque los ejemplos clásicos son principalmente subaéreos e incluyen notables exposiciones en campos lávicos de Hawaii (e.g., Walker, 1991) o Islandia (e.g., Rossi y Gudmundsson, 1996), se han descrito también en ambiente submarino, como aquellos de la dorsal Juan de Fuca (Appelgate y Embley, 1992) e, incluso, en la superficie de Marte (Theilig y Greeley, 1986).

Los túmulos de LLP forman estructuras de planta subcircular a moderadamente elíptica y están expuestos en el sector suroriental del afloramiento principal (Fig. 3a). En la figura 3b se observa el detalle del área de mayor concentración de estas estructuras. Ellas se alinean aproximadamente en dirección este-oeste, y, en parte, formando cúmulos o agrupaciones de hasta 4 unidades. A su vez, los túmulos de forma ovalada tienden a estar elongados mayoritariamente en la misma dirección. Su forma cómica es regular (Fig. 6) o bien, marcadamente asimétrica con forma de 'lomo de ballena' (Fig. 3c, perfil 3) cuya pendiente más suave, medida cerca de la base, es de aproximadamente 20°, mientras la pendiente mayor, orientada hacia el este-sureste, alcanza hasta 65°. El diámetro de los túmulos fluctúa entre 4 y 15 m con alturas entre 0,5 y 7 m, con modas de 10 m en el diámetro y de 2 m en la altura. La separación entre los túmulos es variable, entre 0 y 200 m. En el sector con mayor densidad de estructuras, indicada en la figura 3b, esta separación no supera los 27 m. La superficie de los túmulos presenta desarrollo de estructuras de diaclasamiento prismático de sección pentagonal o hexagonal irregular, cuyo diámetro medio varía entre los 20 y 60 cm (Figs. 6, 7). Ollier (1964), y más tarde Walker (1991), han postulado que las columnas en los túmulos corresponden a estructuras de enfriamiento formadas antes del combamiento de la superficie fría que da forma, finalmente, al túmulo. Ellas, permitirían disipar el 'stress' interno durante el combamiento y, a partir de ellas, se formarían incisiones más profundas a medida que aumenta su curvatura. En la mayor parte de los túmulos de LLP, la cubierta cortical con mayor fracturamiento habría sido removida por abrasión, o bien, estos túmulos, especialmente los de menor altura, no habrían alcanzado a fracturarse. Sólo en algunos se observa el nivel cortical irregularmente fracturado según bloques subredondados a subangulosos, siguiendo planos de disyunción prismática, con separaciones de hasta 25 cm.

En un caso particular, en el que se conserva gran parte del nivel cortical, de 90 cm de espesor, se observa una grieta axial que separó en un ancho de aproximadamente 5,5 m el nivel cortical (Fig. 8). Esta grieta se encuentra sellada por un núcleo de lava macizo, que habría emergido a través del conducto a medida que la lava seguía fluyendo bajo la costra, en cuya superficie sólo se insinúan tenuemente bordes de disyunciones prismáticas. Si bien el nivel cortical presenta vesículas, no son un rasgo tan notable como han descrito otros autores (Fig. 4). La morfología más característica de los túmulos descritos permite clasificarlos como 'flow-lobe tumuli', según la nomenclatura de Rossi y Gudmundsson (1996), para los cuales se ha determinado una tasa de emisión característica de 10^2 a 10^6 m³/s.

Como se ha señalado, los túmulos de planta elíptica muestran una tendencia a estar elongados este-oeste, en grupos de 2 a 4, aproximadamente colineales. A su vez, los túmulos descritos en la figura 3 también son colineales con escasas unidades aisladas ubicadas ca. 200 m hacia el oeste, indicando con todo ello una dirección de flujo este-oeste. Asimismo, el sentido del flujo, de oeste a este, puede inferirse de la mayor concentración de túmulos hacia el este, por la morfología de éstos al rellenar un pequeño escarpe local (Fig. 3c, perfil 2) y por el mayor espesor que alcanzan los túmulos hacia el este y, en parte, sureste, en forma de 'lomo de ballena' causado por la mayor presión generada en el frente del flujo. Por tanto, la forma y disposición de los túmulos sugiere un flujo múltiple desde el oeste.

Por otro lado, la ausencia de un centro emisor y sus facies piroclásticas podría ser indicativo de un ciclo eruptivo fisural. Se sugiere que esta fractura de emisión, que debiera ser aproximadamente perpendicular al alineamiento de los túmulos, pudiera corresponder a una traza de orientación aproximada norte-sur, coincidente con la Falla Río Maipo (Figs. 2, 3a). A partir de esta fisura habría escurrido lava, tanto hacia el este como al oeste sobre un relieve de muy baja pendiente. Esa misma fisura habría sido reactivada más tarde, antes del Plioceno Superior, como falla normal de bloque yacente al oeste disecando a LLP y permitiendo la conservación parcial de los túmulos en el bloque colgante, parcialmente protegido de la abrasión marina.



FIG. 5. Columnas de enfriamiento en el sector nororiental del alloramiento principal de LLP.



FIG. 7. Detalle de la superficie de un túmulo con estructuras de diaclasamiento prismático (escala martillo: 32 cm).



FIG. 6. Túmulo de 1,6 m de alto y 6 m de diámetro. Superficie con estructuras de diaclasamiento prismático (escala martillo: 32 cm).



FIG. 8. Túmulo que conserva en superficie gran parte de la corteza con múltiples fracturas; la corteza se encuentra separada en 5,5 m según una grieta axial, la cual fue rellenada por lava (persona de escala: 1,70 m).

PETROGRAFIA

Las lavas de LLP corresponden a traquiandesitas basálticas porfídicas de olivino y piroxenos, con fenocristales de plagioclasa (andesina-labradorita) de hasta 1 cm de longitud, frescos aunque fracturados con frecuente zonación normal, y masa fundamental intergranular. Los olivinos aparecen en cúmulos o aislados, principalmente como fenocristales. Ortopiroxeno se encuentra también como fenocristal

accesorio. Los clinopiroxenos se presentan principalmente en la masa fundamental junto a microlitos de plagioclasa y abundantes minerales opacos. Las rocas presentan una leve alteración a clorita y limonita de forma intersticial y restringida. Muestras de la base del flujo, de mayor vesicularidad, exhiben mayor grado de alteración que afecta a los minerales máficos.

GEOCROLOGIA Y CONSIDERACIONES PALEOGEOGRAFICAS

Las primeras dataciones radiométricas K-Ar de LLP indicaron valores de $13,4 \pm 1,4$ Ma en plagioclasa y de $18,8 \pm 0,8$ Ma en roca total (Wall *et al.*, 1996). La repetición de los análisis entregó los valores que se indican en la tabla 1.

Los análisis indican edades de ca. 18 Ma en roca total y de ca. 13 Ma en plagioclasa. Considerando las restricciones metodológicas (e.g., Dalrymple y Lanphere, 1969), la reproducibilidad de los valores en plagioclasa resulta comparativamente menor que aquellas en roca total. Las plagioclasas, aunque frescas, se presentan muy

fracturadas y, considerando su bajo contenido de K (0,33-0,41%), pudieran haber perdido parte significativa del Ar radiogénico durante el ascenso magmático. En esas condiciones de disequilibrio debieron residir el tiempo suficiente para alcanzar también su zonación normal. Aunque una determinación más precisa y exacta de la edad de enfriamiento requiere de otros métodos radiométricos, valores K-Ar en roca total de rocas máficas pueden presentar resultados satisfactorios al prevenir, por ejemplo, el escape de Ar radiogénico en ejemplares de grano fino o con algo de vidrio durante la irradiación.

TABLA 1. EDADES K-Ar DE LA UNIDAD LAVAS LAS PATAGUAS.

Muestra	Ubicación (UTM N/E)	Material	%K	Ar rad (NI/g)	%Ar atm.	Edad (Ma)	Referencia
RW-670	6257,46/267,26	Roca total	1,316	0,969	25	$18,8 \pm 0,8$	Wall <i>et al.</i> , 1996
RW-670	6257,46/267,26	Roca total	1,316	0,942	46	$18,3 \pm 0,7$	Este trabajo
						$18,5 \pm 0,5^*$	Este trabajo
RW-670	6257,46/267,26	Roca total	1,351**	0,942	46	$17,8 \pm 0,7$	Este trabajo
RW-674	6257,68/266,45	Plagioclasa	0,409	0,214	60	$13,4 \pm 1,4$	Wall <i>et al.</i> , 1996
RW-674	6257,68/266,45	Plagioclasa	0,409	0,192	84	$12,0 \pm 1,5$	Este trabajo
						$12,7 \pm 1,0^*$	Este trabajo
RW-674	6257,68/266,45	Plagioclasa	0,332**	0,192	84	$14,8 \pm 1,8$	Este trabajo

* Edad media ponderada; ** Nuevo análisis de K.

Las dataciones K-Ar fueron efectuadas por C. Pérez de Arce, espectrometría de M. Yáñez, en el Laboratorio de Geocronología del Servicio Nacional de Geología y Minería (Santiago de Chile), e incluyen la extracción de Ar en líneas de vidrio Pyrex de acuerdo al método tradicional. El volumen de Argón se determinó por dilución isotópica, con trazador enriquecido en ^{39}Ar ; las lecturas de las razones isotópicas se realizaron en un espectrómetro de masas AE1, modelo MS-10S y el análisis químico de K se realizó, por triplicado, en espectrómetro de absorción atómica en modo emisión, con estándar interno de litio. Las constantes utilizadas corresponden a las adoptadas en el Congreso Internacional de Geología, No. 25 (1976) en Sydney, Australia, y posteriormente publicadas por Steiger y Jäger (1977).

$\lambda(^{40}\text{K}) = 0,581 \times 10^{-10}$ a años $^{-1}$, $\lambda(^{40}\text{K}) = 4,962 \times 10^{-10}$ a años $^{-1}$, abundancia isotópica: $^{40}\text{K} = 0,01167$ átomos %, razón atmosférica: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = 295,5$.

ción para Ar-Ar (Turner y Cadogan, 1974 in Lanphere, 2000). En términos generales, muestras de roca total para ejemplares máficos son recomendables para K-Ar ya que su masa fundamental concentra 4 ó 5 veces más K que los fenocristales de plagioclasa (Lanphere, 2000). Sin embargo, los fenocristales constituyen un problema especial si corresponden a xenocristales. Un caso típico es el comentado por Singer *et al.* (1998) para lavas cuaternarias de Chile central. No obstante, al ser menor la edad en plagioclasa, se abre la posibilidad inversa, es decir, que ella corresponda a la edad de enfriamiento. Esta posibilidad no puede ser negada en atención a que los rasgos geoquímicos de estas lavas son compatibles con fusión directa del manto litosférico o componentes de la corteza inferior. Sin embargo, podría esperarse una conducta más errática del Ar heredado al provenir de una fuente antigua y heterogénea como la litósfera continental. Asimismo, el valor en roca total (ca. 18 Ma) coincide con otros eventos regionales como el fin del volcanismo en el cinturón magmático costero de Chile centro-sur (Muñoz *et al.*, 2000), el fin del ciclo extensional que acompaña a este último y al volcanismo representado por las formaciones Abanico y Coya-Machali así como la ocurrencia de 'adakitas' en la cordillera de los Andes a esta misma

latitud (Sellés y Godoy, 2000).

Así, los autores consideran, por ahora, más confiable el valor obtenido en roca total de ca. 18 Ma, correspondiente al Mioceno Inferior alto. De este modo, la unidad LLP resulta cronológicamente intermedia entre las formaciones Abanico y Farellones y, a su vez, coetánea a las secuencias basales marinas de la Formación Navidad. El carácter subaéreo de LLP queda evidenciado en que las secuencias basales de la Formación Navidad, representadas por una asociación de areniscas silíceas de playa, coquinas y conglomerados fosilíferos de ambiente litoral con fauna del Mioceno (Tavera, 1979; Covacevich y Frassinetti, 1986), se disponen 20 km al oeste de LLP, y sin engrane directo. La sedimentación marina de la Formación Navidad, de carácter general transgresivo, habría alcanzado sectores cercanos a LLP sólo en el Plioceno Superior, como indica la fauna de *Choromytilus* y *Eurhomalea* (V. Covacevich, comunicación escrita in Wall *et al.*, 1996; Fig. 2).

De este modo, en el Plioceno Superior, la abrasión marina habría labrado la terraza, con mayor eficacia, sobre la sección occidental de rocas volcánicas de LLP, siendo cubierta luego, en el Pleistoceno, con depósitos aluviales y eólicos.

GEOQUIMICA

Además de la singular ubicación de rocas volcánicas del Mioceno Inferior en posición occidental con respecto al frente del arco volcánico, LLP presenta rasgos geoquímicos especiales. Aunque corresponde a un solo evento eruptivo y su composición es homogénea en los niveles macizos muestreados, se intentará una interpretación geoquímica y su comparación con rocas semejantes de las formaciones Abanico y Farellones, entre las que cronológicamente se encuentra.

ELEMENTOS MAYORES

La unidad Lavas Las Pataguas presenta contenidos de sílice de 52,8-54,5% (recalcado en base anhidra, Tabla 2), en el campo de las traquiandesitas basálticas. Sin embargo, el alto contenido de álcalis (6,21-6,26% de K_2O+Na_2O) sitúa estas rocas en la

serie alcalina de diferenciación aunque la ausencia de otras variedades dificulta confirmar esta tendencia. Ella, en todo caso, se refuerza en los altos contenidos de TiO_2 y P_2O_5 , característicos de magmas alcalinos. Un número magnésico menor que 42, como el contenido de sílice, señala un magma diferenciado. Destaca la clara diferencia con los ejemplares de la Formación Abanico, que siguen un patrón toleítico y aquellos de la Formación Farellones, que siguen uno típicamente calcoalcalino (Fig. 9; Tabla 2).

ELEMENTOS EN TRAZAS

El patrón de tierras raras (Fig. 10, Tabla 2) resulta significativamente enriquecido en tierras raras livianas que originan una razón La/Sm de 3,4. Las tierras raras pesadas, en cambio, presentan un

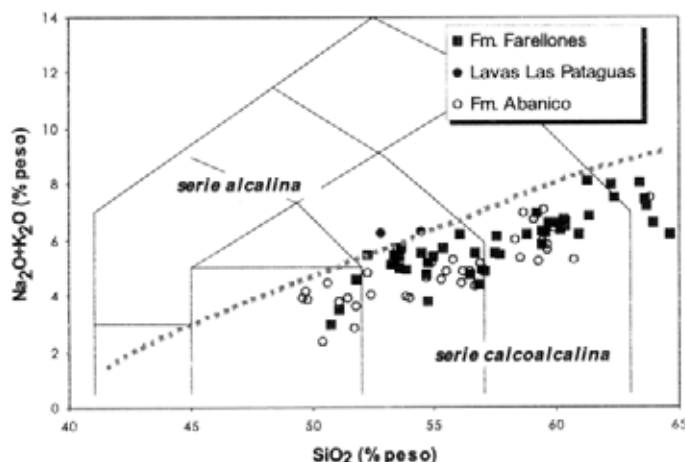


FIG. 9. Diagrama de K_2O+Na_2O versus SiO_2 de Le Maitre *et al.* (1989). Límites de los campos alcalino y subalcalino según Irvine y Baragar (1971), compilados y modificados por Rickwood (1989). Valores correspondientes a las formaciones Abanico y Farellones tomados de Sellés (1999) y S.M. Kay y A. Kurtz².

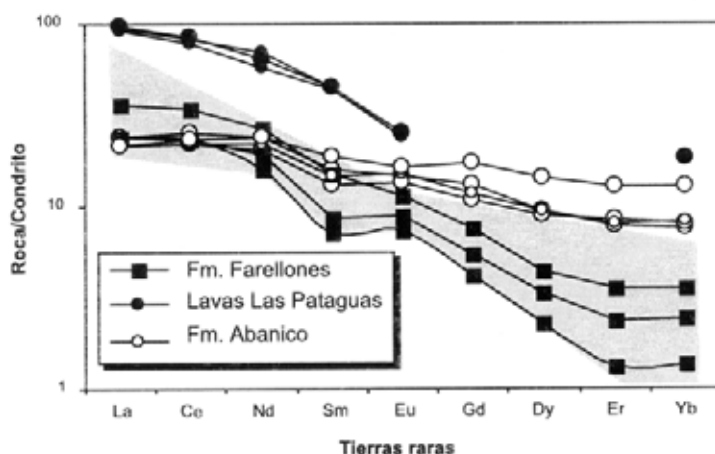


FIG. 10. Patrones de tierras raras normalizados al condrito de Sun y McDonough (1989). Valores correspondientes a la Formación Abanico tomados de Sellés (1999). En gris se ha sobrepuesto el campo definido por las rocas volcánicas asignadas a la Formación Farellones, en el área de El Teniente, compilado de E. Godoy¹; S.M. Kay y A. Kurtz² y E. Godoy y L. Lara³.

patrón plano con razón Sm/Yb de 2,3. Se distinguen claramente de las unidades lávicas (basaltos y andesitas basálticas) de la Formación Abanico, de patrón general plano y baja razón La/Yb, así como de las rocas volcánicas de la Formación Farellones, que presentan mayor razón La/Yb dada por empobrecimiento de sus tierras raras pesadas. El enri-

quecimiento de las tierras raras livianas en Lavas Las Pataguas, en general, puede interpretarse como resultado de un menor grado de fusión del sólido parental, que se explica en la mayor incompatibilidad relativa de estos lantánidos de mayor radio iónico.

Por otra parte, los elementos incompatibles

² 1995. Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. Final Report (Inédito), Corporación Nacional del Cobre, 180 p.

³ 1994b. El Teniente 2a. Fase. Informe Final (Inédito), Corporación Nacional del Cobre- Servicio Nacional de Geología y Minería, 40 p. Santiago.

TABLA 2. ANALISIS QUIMICOS DE TRAQUIANDESITAS BASALTICAS DE LA UNIDAD LAVAS LAS PATAGUAS.

Muestra	RW-670	RW-670*	RW-670**	RW-674	RW-674*
SiO ₂	53,93			52,15	
TiO ₂	1,88			1,94	
Al ₂ O ₃	15,23			15,76	
Fe ₂ O ₃	3,8			4,48	
FeO	6,06			5,87	
MnO	0,17			0,17	
MgO	3,22			3,35	
CaO	7,8			8,28	
Na ₂ O	3,73			3,82	
K ₂ O	2,47			2,34	
P ₂ O ₅	0,71			0,51	
H ₂ O	0,88			1,12	
Suma	99,88			99,78	
La		31,6	30		31,1
Ce		74,2	67,2		72,3
Nd		40,7	36,6		44,2
Sm		9,28	8,8		9,27
Eu		1,98	1,84		1,98
Tb		1,252	1,3		1,215
Yb		4,01	3,99		3,95
Lu		0,568	0,529		0,565
Sr	415	431	390	423	434
Ba	484	479	529	422	470
Cs		3,7	3,7		3,6
U		2,7	2,5		2,7
Th		8,6	8,2		8,4
Hf		7,4	7		7,7
Ta		0,80	0,74		0,76
Sc	34	31	30	32	30
Cr	-	-	14	-	-
Ni	23	26	15	24	29
Co	25	26	26	24	26
Nb	12			12	
Zr	236			303	
Y	41			38	
Cu	290			285	
Pb	5			6	
Zn	116			110	
Rb	70			67	
V	340			318	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr			0,703996		
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd			0,512804		
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb			18,596		
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb			15,622		
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb			38,542		

Elementos mayores obtenidos en el Laboratorio Químico del SERNAGEOMIN por J. Bustamante, J. Vásquez, L. Morales; elementos en trazas obtenidos en ICP por F. Llona, A. Riquelme, Laboratorio Químico SERNAGEOMIN (muestras RW-670; RW-674). Tierras raras, otras trazas y razones isotópicas de Sr, Nd y Pb, obtenidas por S.M. Kay en la Universidad de Cornell, EE.UU (muestra RW-670**, molida en Cornell; muestras RW-670* y RW-674*, molidas en SERNAGEOMIN).

(Fig. 11) muestran valores entre 1 y 120 veces mayores que aquellos del manto normal. Destacan los elevados valores de Rb y Th así como la

anomalía negativa de Ta-Nb. La razón La/Nb alcanza ca. 2,5 y puede ser interpretada, siguiendo a Thompson y Morrison (1988), como señal de una

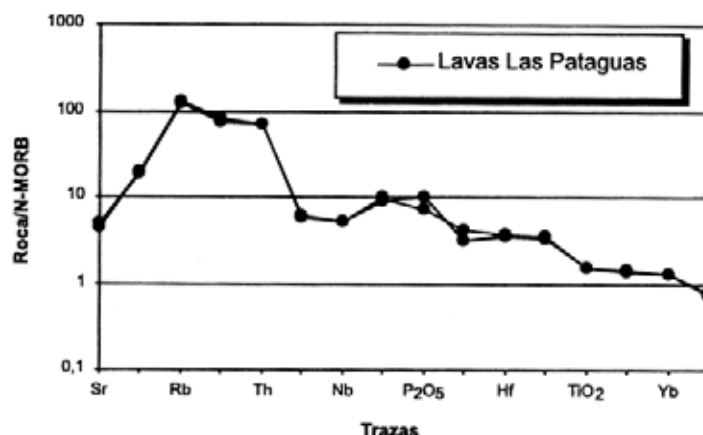


FIG. 11. Diagrama de multielementos de LLP normalizados al manto normal de Pearce (1982).

fuentes litosféricas de los magmas. Mientras los elementos de alto radio iónico (Nb-Yb) señalan, también, una fuente más enriquecida que el manto normal, el Rb, Th y la anomalía Ta-Nb apuntan a una contribución cortical significativa. La baja razón Ba/La (< 18) es coherente con lo anterior mostrando la débil contribución de los componentes de subducción.

Por otra parte, las razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ indican, también, un manto algo enriquecido (e.g., Zindler y Hart, 1986), mientras los isótopos de Pb señalan la impronta de la corteza continental o los sedimentos de la placa subductada (e.g., Zartman y Haines, 1988).

PETROGENESIS

Los contenidos de tierras raras livianas apuntan a un bajo grado de fusión en una fuente de composición peridotítica. La abundancia de elementos incompatibles señala una probable fuente litosférica de los magmas, rasgo evidente en la elevada razón La/Nb según criterio de Thompson y Morrison (1988). Además, el valor de la razón Ba/Nb (39-44) indica, según Thompson *et al.* (1989) y Fitton *et al.* (1991), un aporte probablemente significativo del manto litosférico. Más aún, el elevado contenido de Rb y Th junto a la anomalía Ta-Nb apuntan a una contribución cortical significativa, característica que también parecen mostrar los isótopos de Pb. Además, los contenidos de sílice y MgO de LLP describen un estado de diferenciación avanzado que debe explicarse a partir de un magma parental generado con bajo grado de fusión. Algunos elementos incompatibles, como Y o Rb, permiten discernir la participación relativa de los procesos de fusión parcial y cristalización fraccionada considerando Cr como índice de diferenciación (Pearce, 1982). Prelimi-

narmente, las traquiandesitas basálticas de LLP se sitúan bajo la curva característica de fusión parcial y se proyectan en ella con valor menor a 1%. Su avanzado estado de diferenciación puede explicarse satisfactoriamente por cristalización fraccionada de olivino, clinopiroxeno y magnetita. En este punto, el ortopiroxeno, fase poco común en magmas alcalinos aunque presente en las andesitas magnéticas (boninitas) generadas como magma primario (Hall, 1996), podría considerarse fase refractaria. Así, una peridotita como la de Frey y Green (1974), constituida por clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino en proporción 15:25:60 y que funden en razón 2:1:1, originaría, luego de 1% de fusión parcial, un basalto cuyo contenido de tierras raras sería algo inferior al presentado por LLP en cada una de ellas. Luego, el fraccionamiento combinado de olivino, clinopiroxeno y magnetita, originaría el enriquecimiento de todos los lantánidos y explicaría, al mismo tiempo, el incremento de sílice.

DISCUSION

Otros autores han considerado a las lavas de LLP como remanentes distales de aparatos centrales emplazados en las cuencas volcánicas de la cordillera Principal (Rivera y Cembrano, 2000). Sin embargo, las estructuras volcánicas descritas sugieren facies proximales de un centro emisor probablemente fisural. De este modo, considerando su posición en el antearco, es necesario analizar las condiciones que excepcionalmente permitieron fusión y ascenso magmático en esa región satisfaciendo, al mismo tiempo, las condiciones geoquímicas deducidas para la fuente. Mayoritariamente, la fuente de los magmas en márgenes convergentes es la cuña astenosférica (e.g., Tatsumi y Eggins, 1995). Sin embargo, condiciones termales especiales en el antearco pueden lograrse con placas subductadas muy jóvenes (<5 Ma), de mayor flotabilidad (Iwamori, 1998), aunque esa no parece ser la situación en el Oligoceno tardío donde el margen, a esta latitud, estaba lejano del centro de expansión. Alternativamente, tanto Jordan *et al.* (2001) como Muñoz *et al.* (2000), sugirieron que tal flujo calórico resulte como consecuencia del régimen extensional que afecta a la litósfera continental durante un período de rápida convergencia, situación válida para las cuencas terciarias oligocenas-miocenas (37-18 Ma) entre los 37 y 44°S. Los primeros autores sugirieron como mecanismo inductor un mayor aporte de fluidos al antearco, los segundos, el ingreso de una pluma de astenósfera hacia una corteza adelgazada, situación acompañada de un mayor ángulo de subducción. Mientras a los 42°S se verificó extensión a gran escala en el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, con desarrollo de cinturones volcánicos en la cordillera de la Costa, cordillera Principal y meseta Somún Curá (Argentina), en Chile central el frente volcánico se mantuvo esencialmente estático en la cordillera Principal. De este modo, se supone un ángulo de subducción constante durante el ciclo extensional del Oligoceno-Mioceno. Los autores destacan que, según las reconstrucciones disponibles para la interacción entre la Placa de Nazca (Farallón) y la Placa Sudamericana (e.g., Pilger, 1983; Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998), entre los 28 y 20 Ma la velocidad de subducción fue marcadamente creciente (de 6 a 15 cm/año). Luego, entre 20 y 10 Ma la velocidad se redujo moderadamente (de

15 a 13 cm/año). Así, el cambio relevante en el margen ocurrido hace ca. 20 Ma correspondió a una desaceleración de la convergencia que redundaría en un mayor acoplamiento de ambas placas y una tendencia a la subhorizontalización. Aunque la relación entre el régimen de convergencia y la tectónica de la placa cabalgante es materia de debate, especulamos que el régimen extensional del Oligoceno-Mioceno resulta de un período de alta aceleración (y velocidad baja a alta) que culminaría con la desaceleración (con velocidad alta a moderada), acoplamiento y subhorizontalización a partir de los 20 Ma. Esta situación habría favorecido tanto la fricción en la zona de contacto como la mantención de condiciones termales constantes, durante breve tiempo, en la losa subductante ahora introducida con menor ángulo. Así, se cumplirían, también, las condiciones para fusión parcial y magmatismo en zonas de subducción plana (Gutscher *et al.*, 2000). Esto último podría explicar, tentativamente, tanto fusión anormal de litósfera continental en el antearco como los también singulares y contemporáneos magmas 'adakíticos' reportados por Sellés y Godoy (2000) en la cordillera Principal. Luego, a partir de ca. 18 Ma, se habrían cumplido las condiciones para un régimen compresivo en el margen con progresivo engrosamiento cortical (S.M. Kay y A. Kurtz²; E. Godoy y L. Lara³).

Sin embargo, entre los 33 y 37°S, LLP son una expresión única que requiere explicación adicional. Es razonable que, como condición de primer orden, las características termales para producir fusión de la litósfera continental se alcancen muy excepcionalmente, como muestran algunos modelos (e.g., Peacock, 1996; Iwamori, 1998). Pero, además, su posición coincidente con un límite tectónico de primer orden en el margen sudamericano, consolidado en el Mesozoico (Mpodozis y Ramos, 1990; Yáñez *et al.*, 1998), sugiere condiciones estructurales localmente favorables, dadas por la ocurrencia sistemática de fallas transversales (noroeste-sureste) al margen. Si la reactivación de estas estructuras transversales estuvo asociada al desarrollo de las cuencas volcánicas andinas del Oligoceno-Mioceno, como por ejemplo, sugirieron Rivera y Cembrano (2000), ellas pudieron servir, también, como canales de ascenso de magmas en el antearco.

CONCLUSIONES

La unidad Lavas Las Pataguas corresponde a la exposición más occidental de rocas volcánicas del Mioceno Inferior en la zona central de Chile. Constituye parte de una terraza de abrasión marina pliocena y muestra, en parte de su superficie, un notable desarrollo de túmulos. Estas estructuras dómicas, características de campos basálticos, se asocian a bajas tasas de emisión y escurrimiento sobre superficies de baja pendiente. En este caso, la moderada elongación de algunos de ellos, así como su alineación, permiten deducir un flujo hacia el este. La ausencia de vestigios de un centro emisor sugiere un ciclo eruptivo fisural. La fisura eruptiva coincidiría con la traza aproximada norte-sur de la Falla Río Maipo, de posterior reactivación normal. Esta posibilidad es compatible con la cinemática de fallas maestras noroeste-sureste, supuestamente activas en el Terciario alto, de las cuales podría ser una estructura secundaria.

Los rasgos geoquímicos (alcalinidad, alto contenido de tierras raras livianas, alta razón Ba/Nb) pueden explicarse por reducidos grados de fusión parcial de manto litosférico y diferenciación por cristalización fraccionada de olivino, clinopiroxeno y magnetita en la base de la placa cabalgante.

Su posición occidental y aislada en el antearco puede explicarse como expresión de la desaceleración que sufre la Placa de Nazca y que marcaría el final del ciclo extensional que acompaña a la Formación Abanico y el inicio de un período de subhorizontalización parcial de la losa que culminará, en el Mioceno Superior, con significativo engrosamiento cortical y su magmatismo relacionado. Así, Lavas Las Pataguas sería un reflejo particular de las condiciones especiales del régimen termal de la zona de subducción, causadas por la desaceleración de la convergencia, hace ca. 20 Ma.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la colega A. Olivares por la noticia, en 1992, de la existencia de estas rocas volcánicas. Los análisis químicos fueron realizados en el Laboratorio Químico del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) y por S.M. Kay (Universidad de Cornell, EE.UU.). La repetición de edades K-Ar fue realizada por C. Pérez de Arce en el Laboratorio de Geocronología del SERNAGEOMIN y algunas figuras fueron realizadas por F. Morales (SERNAGEOMIN). También se agradece la colaboración de L. Cuitiño y A. Tom-

linson (SERNAGEOMIN) por el apoyo petrográfico y la corrección del resumen en inglés, respectivamente, así como a W. Hildreth (U.S.G.S.), A. Demant (Université d' Aix Marseille), C. Stern (University of Colorado, EE.UU.) y J. Clavero (SERNAGEOMIN) por sus comentarios editoriales. Este trabajo es una contribución al Proyecto Hoja Santiago del Servicio Nacional de Geología y Minería y, en tal sentido, los autores agradecen las observaciones de D. Sellés y P. Gana.

REFERENCIAS

- Aguirre, L. 1960. Geología de Los Andes de Chile Central. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 9, 70 p., 1 mapa 1:100.000. Santiago.
- Appelgate, B.; Embrey, R.W. 1992. Submarine tumuli and inflated tube-fed lava flows on Axial Volcano, Juan de Fuca Ridge. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 54, p. 447-458.
- Covacevich, V.; Frasinetti, D. 1986. El género *Cancellaria* en el Mioceno de Chile, con descripción de cuatro especies nuevas (Gastropoda: Cancellariidae). *Revista Geológica de Chile*, No. 28-29, p. 33-67.
- Charrier, R.; Wyss, A.; Flynn, J.; Swisher III, C.C.; Spichiger, S.; Zapatta, F. 1994. Nuevos antecedentes estratigráficos y estructurales para las formaciones Coya-Machali y Abanico, entre los 33°50' y 35°S, Cordillera

- Principal Chilena. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 7, Actas, Vol. 2, p. 1316-1319. Concepción.
- Daly, R.S. 1914. Igneous rocks and their origin. *McGraw Hill*, New York.
- Dalrymple, G.B.; Lanphere, M. 1969. Potassium-argon dating. *W.H. Freeman and Co.*, 258 p. San Francisco.
- Darwin, C. 1846. Geological observations on South America. *Smith, Elder & Co.*, 279 p. London.
- Fitton, G.; James, D.; Leeman, W. 1991. Basic magmatism associated with Late Cenozoic Extension in the Western United States: compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 96, No. B8, p. 13693-13711.
- Frey, F.; Green, D. 1974. The mineralogy, geochemistry and origin of Iherzolite inclusion in Victorin basanites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, No. 38, p. 1023-1059.
- Gana, P.; Wall, R.; Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área Valparaíso-Curacaví, Regiones de Valparaíso y Metropolitana. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos*, No. 1, 20 p., 1 mapa 1:100.000. Santiago.
- Godoy, E.; Lara, L. 1994a. Segmentación estructural andina a los 33°-34° L.S.: nuevos datos en la Cordillera Principal. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 7, Actas, Vol. 2, p. 1344-1348. Concepción.
- Gutscher, M.A.; Maury, R.; Eissen, J.P.; Bourdon, E. 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology*, Vol. 28, No. 6, p. 535-538.
- Hall, A. 1996. Igneous petrology. *Longman Group Ltd.*, 551 p. London.
- Irvine, T.N.; Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 8, p. 523-548.
- Iwamori, H. 1998. Transportation of H₂O and melting in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 160, p. 65-80.
- Jordan, T.E.; Isaacks, B.L.; Allmendinger, R.W.; Brewer, J.A.; Ramos, V.A.; Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca Plate. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 94, p. 341-361.
- Jordan, T.E.; Burns, W.M.; Veiga, R.; Pángaro, F.; Copeland, P.; Kelley, S.; Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, Vol. 20, No. 3, p. 308-324.
- Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 8, 95 p., 1 mapa -1:140.000. Santiago.
- Lanphere, M. 2000. Comparison of conventional K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of young mafic volcanic rocks. *Quaternary Research*, Vol. 53, p. 294-301.
- Le Maitre, R.W.; Bateman, P.; Dudek, A.; Keller, J.; La Meyre, Le Bas, M.J.; Sabine, P.A.; Schmid, R.; Sorensen, H.; Streckeisen, A.; Wooley, A.R.; Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. *Blackwell Scientific Publications*, 193 p. Oxford.
- Mpodozis, C.; Ramos, V. 1990. The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources* (Ericksen, G.E.; Cañas, M.T.; Reinemund, J.A.; editors). *Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series*, Vol. 11, p. 59-90. Santiago.
- Muñoz, J.; Troncoso, R.; Duhart, P.; Crignola, P.; Farmer, L.; Stern, C.R. 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 27, No. 2, p. 177-203.
- Ollier, C.D. 1964. Tumuli and lava blisters of Victoria, Australia. *Nature*, Vol. 202, p. 1284-1286.
- Pardo-Casas, F.; Molnar, P. 1987. Relative motion of Nazca (Farallon) and Southamerican plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, Vol. 6, p. 233-248.
- Peacock, S.M. 1996. Thermal and petrologic structure of subduction zones. In *Subduction: Top to bottom* (Bebout, G.E.; et al.; editors). *American Geophysical Union Geophysical Monograph* 96, p. 119-133.
- Pearce, J. 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In *Andesites*. (Thorpe, R.S.; editor). *John Wiley and Sons*, p. 525-548. London.
- Pilger, R.H. 1981. Plate reconstruction, aseismic ridges and low angle subduction beneath the Andes. *Geological Society of America, Bulletin*, No. 92, p. 448-456.
- Pilger, R.H. 1983. Kinematics of South American subduction zone from global plate reconstructions. In *Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs* (Cabre, R.; editor). *American Geophysical Union, Geodynamic Series*, No. 9, p. 113-126. Washington D.C., U.S.A.
- Rickwood, P.C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, No. 22, p. 247-263.
- Rivano, S.; Godoy, E.; Vergara, M.; Villarroel, R. 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de Los Andes de Chile central (32-34°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 17, No. 2, p. 205-214.
- Rivera, O.; Cembrano, J. 2000. Modelo de formación de cuencas volcánico-tectónicas en zonas de transferencia oblicuas a la cadena andina: el caso de las cuencas oligo-miocenas de Chile central y su relación con estructuras NWW-NW (33°00'-34°30'S). In *Congreso Geológico Chileno*, No. 9, Actas, Vol. 2, p. 631-636. Puerto Varas.
- Rossi, M.J.; Gudmundsson, A. 1996. The morphology and formation of flow-lobe tumuli on Icelandic shield volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 72, p. 291-308.
- Sellés, D. 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33°15'-33°30'S; 70°30'-70°45'O), Chile Central. Estratigrafía y Geoquímica. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 154 p.

- Sellés, D.; Godoy, E. 2000. Residual garnet signature in early miocene subvolcanic stocks from the andean foothills of central Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 9, Actas, Vol. 1, p. 697-699. Puerto Varas.
- Singer, B.S.; Wijbrans, J.R.; Nelson, S.T.; Pringle, M.S.; Feeley, T.C.; Dungan, M.A. 1998. Inherited argon in a pleistocene andesite lava: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental-heating and laser fusion analyses of plagioclase. *Geology*, Vol. 26, No. 5, p. 427-430.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South America Earth Science*, Vol. 11, No. 3, p. 211-215.
- Steiger, R.H.; Jäger, E. 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, No. 36, p. 359-362.
- Sun, S.S.; McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the Ocean Basins* (Saunders, A.D.; Norry, M.J.: editors). *Geological Society, Special Publication* No. 42, p. 313-345.
- Tavera, J. 1979. Estratigrafía y paleontología de la Formación Navidad, Provincia de Colchagua, Chile (Lat. $30^{\circ}50'-34^{\circ}S$). *Museo Nacional de Historia Natural, Boletín*, No. 36, 176 p.
- Tatsumi, Y.; Eggins, S. 1995. Subduction zone magmatism. *Blackwell Science*, 211 p. Cambridge.
- Theilig, E.; Greeley, R. 1986. Lava flows on Mars: analysis of small surface features and comparisons with terrestrial analogs. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, p. 193-206.
- Thiele, R. 1980. Hoja Santiago. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 39, 21 p., 1 mapa 1:250.000. Santiago.
- Thompson, R.N.; Morrison, M.A. 1988. Asthenospheric and lower lithospheric mantle contributions to continental extensional magmatism: an example from the British Tertiary Province. *Chemical Geology*, Vol. 68, p. 1-15.
- Thompson, R.N.; Leat, P.; Dickin, A.; Morrison, M.A.; Hendry, G.; Gibson, S. 1989. Strongly potassic mafic magmas from lithospheric mantle sources during continental extension and heating: evidence from Miocene minettes of northwest Colorado, U.S.A. *Earth and Planetary Science Letters*, No. 98, p. 139-153.
- Vergara, M.; Munizaga, F. 1974. Age and evolution of the Upper Cenozoic Andesitic Volcanism in Central-South Chile. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 85, p. 603-606.
- Walker, G.P.L. 1991. Structure and origin by injection of lava under crust, of tumuli, 'lava rises', 'lava-rise pits', and 'lava-inflation clefts' in Hawaii. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 53, p. 546-558.
- Wall, R.; Gana, P.; Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área de San Antonio-Melipilla, regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos*, No. 2, 20 p., 1 mapa 1:100.000. Santiago.
- Wall, R.; Sellés, D.; Gana, P. 1999. Área Tiltill-Santiago, Región Metropolitana. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos*, No. 11, 1 mapa 1:100.000, 1 anexo. Santiago.
- Wall, R.M.; Lara, L.E.; Pérez de Arce, C. 2001. Upper Pliocene-Lower Pleistocene $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of Pudahuel Ignimbrite (Diamante-Maipo Volcanic Complex), Central Chile ($33,5^{\circ}S$). In *Simposio Sudamericano de Geología Isotópica*, No. 3, Actas (Compact Disc), Pucón, Chile.
- Yáñez, G.; Gana, P.; Fernández, R. 1998. Origen y significado geológico de la Anomalía Melipilla, Chile, central. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 25, No. 2, p. 175-198.
- Zartman, R.E.; Haines, S.M. 1988. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs, a case for bidirectional transport. *Geochimica Cosmochimica Acta*, No. 52, p. 1327-1339.
- Zindler, A.; Hart, S.R. 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 14, p. 493-571.