

EMPLAZAMIENTO DEL CUERPO SUBVOLCÁNICO LAGUNA AMARGA Y SU RELACIÓN CON LAS ESTRUCTURAS TECTÓNICAS ANDINAS, SUR DE LA PROVINCIA DE MENDOZA

Vanesa S. ARAUJO¹, Luis V. DIMIERI¹, María C. FRISICALE¹, Martín M. TURIENZO¹ y Natalia P. SÁNCHEZ¹

¹CONICET-INGEOSUR. Departamento de Geología-UNS. San Juan 670, Bahía Blanca. Email: vanesa.araujo@uns.edu.ar

RESUMEN

El cuerpo sub-volcánico Laguna Amarga se encuentra ubicado en la Cordillera Principal, entre los ríos Diamante y Atuel, aproximadamente a los 34°45' de latitud sur y 69°32' de longitud oeste, provincia de Mendoza. Este estudio refleja la forma y modo de emplazamiento del mismo, que se asemeja a un grupo de filones capa conectado con un cuerpo lacolítico emplazado a través de un sistema de fallas. El cuerpo Laguna Amarga forma parte del magmatismo Neógeno en el sur de Mendoza, y está relacionado con el ciclo magmático de arco Huincán durante el Mioceno medio a tardío (13 a 5 Ma). A partir de un análisis petrológico-geoquímico se establece que el cuerpo está constituido, en su mayoría, por rocas de composiciones andesíticas, que muestran características mineralógicas y texturales similares tanto en la parte central del cuerpo lacolítico como en los filones capa. Estas rocas son típicas de arco magmático, por ende su emplazamiento está directamente relacionado con la subducción de la placa pacífica. El cuerpo de Laguna Amarga presenta una geometría que está directamente relacionada con el emplazamiento del magma a través de sistemas de fallas que son utilizados como canales de alimentación. Estos cuerpos se intruyen durante la compresión andina contemporáneamente con los sistemas de fallas que se propagan hacia el antepaís.

Palabras clave: *Lacolito, ciclo eruptivo Huincán, faja plegada y corrida de Malargüe, Cordillera Principal.*

ABSTRACT

Emplacement of the Laguna Amarga subvolcanic body and its relationship with andean tectonic structures, Southern Mendoza Province. The Laguna Amarga sub-volcanic intrusive is located in the Cordillera Principal, between the Diamante and Atuel rivers, approximately 34° 45' South latitude and 69° 32' West longitude, province of Mendoza. This study reflects the shape and the emplacement model of this intrusive, which resembles a group of sills connected with a laccolith, emplaced through a system of faults. The Laguna Amarga body is part of the Neogene magmatism in the south of Mendoza, and is related to the Huincán cycle of Middle to Late Miocene (13 to 5 Ma) age. From a petrological-geochemical analysis we established that the body is formed mostly by andesitic rocks that show similar textural and mineralogical characteristics in the central part of the body and in its accompanying sills. These rocks belong to the Andean magmatic arc, and thus its emplacement can be related to the subduction of the Pacific Plate. The body of Laguna Amarga has a geometry that is related to the emplacement of magma through fault systems that are used as feed channels. These bodies were emplaced during the Andean compression contemporaneously with fault systems that propagate towards the foreland.

Keywords: *Laccolith, ciclo eruptivo Huincán, Malargüe fold and thrust belt, Cordillera Principal.*

INTRODUCCIÓN

El cuerpo subvolcánico del cerro Laguna Amarga se localiza en la Cordillera Principal (34°46' de latitud sur y 69°34' de longitud oeste) entre el río Diamante y el río Atuel (Fig.1) y forma parte del extenso magmatismo Neógeno en el sur de Mendoza (Ramos y Nullo 1993, Nullo *et al.* 2002), vinculado

a la subducción de la placa de Nazca debajo del borde occidental de Sudamérica.

Este estudio intenta establecer la forma y modo de emplazamiento del cuerpo intrusivo Laguna Amarga y su relación con las estructuras tectónicas de la región. En base a un exhaustivo trabajo de campo se pudo delinear la geometría del cuerpo, que difiere de las interpretaciones comúnmen-

te asumidas para las rocas subvolcánicas presentes en este sector de los Andes. La conjunción de los estudios realizados con secciones estructurales aledañas (Turienzo *et al.* 2010, 2012) permiten inferir los posibles canales de alimentación para el ascenso del magma y establecer así una estrecha relación entre la actividad tectónica y magmática en este sector de los Andes.

La importancia de analizar el modo de emplazamiento de cuerpos intrusivos y su relación con los esfuerzos tectónicos ya fue destacado en el trabajo clásico de Anderson (1951). Asimismo se ha establecido que el mecanismo de realce de la deformación con material fundido aprovechando los corrimientos como canales de alimentación es un importante proceso tectónico a gran escala (Hollister y Crawford 1986). Estos conceptos fueron aplicados por Dimieri (1992) en el cerro Palao Mahuida, ubicado al sur de la zona de estudio, donde se determinó que el canal alimentador del cuerpo intrusivo lacolítico fue un retrocorrimiento, y que este modo de emplazamiento realizado bajo un campo de esfuerzos compresivos genera estructuras diagnósticas que pueden utilizarse para identificar tal mecanismo en otros cuerpos similares en la región. Recientemente se ha resaltado que en los orógenos la mayoría de los cuerpos intrusivos se emplazan bajo condiciones de esfuerzos regionales compresivos (Hutton 1997) y que la construcción de cuerpos intrusivos lacolíticos responde a un proceso de apilamiento de láminas magmáticas (Menand 2011).

El estudio del modo de emplazamiento de este cuerpo permite establecer sus relaciones con las estructuras tectónicas que dan lugar al alzamiento andino y dilucidar la evolución temporal del frente montañoso de esta región. Esta estrecha relación entre intrusivos subvolcánicos y sistemas de fallas tiene importantes implicancias geotectónicas.

MARCO GEOLÓGICO

Los Andes es una cadena montañosa formada a lo largo del borde occidental de Sudamérica debido a la subducción de la placa oceánica de Nazca por debajo del margen continental sudamericano (Dewey y Bird 1970, James 1971). La configuración geológica heterogénea que presenta esta cadena montañosa es debida a diversos procesos tectónicos, magmáticos y de acreción que ocurrieron desde el Paleozoico hasta el Cuaternario (Ramos 1988, 2009). La deformación cenozoica andina da lugar a la provincia geológica Cordillera Principal, la cual se divide en varios cinturones plegados y corridos a lo largo del rumbo.

El área de estudio se enmarca dentro de la faja plegada y corrida de Malargüe, ubicada en el sector sur de la Cordillera Principal (Kozłowski *et al.* 1993), en la provincia de Mendoza (Fig. 1). Asociado al levantamiento de los Andes en esta región, se acumularon una gran cantidad de sedimentos sinorogénicos terciarios conservados solo parcialmente en la zona del frente orogénico (Yrigoyen 1993, Combina y Nullo 2011). La importante actividad magmática cenozoica (Llambías 1993, Ramos y Nullo 1993, Sruoga *et al.* 2000) está ampliamente representada en la zona de estudio mediante diversos cuerpos subvolcánicos, filones capa y coladas, cuyas edades absolutas fueron determinadas por Baldauf (1997) y Giambiagi *et al.* (2008).

La faja plegada y corrida de Malargüe, desde el punto de vista estratigráfico exhibe unidades de edades y litologías muy diversas. Las rocas más antiguas que se encuentran en la región comprenden el basamento paleozoico-triásico (Formación Las Lagunitas y Grupo Choyoi) de la Cordillera Principal que aflora en el Cordón del Carrizalito, en el extremo sur de la Cordillera Frontal (Fig. 1). Por encima del mismo se dispone una espesa secuencia sedimentaria mesozoica (Formación Arroyo Malo, Grupos Cuyo, Lotena, Mendoza, Rayoso, Formación Diamante y parte del Grupo Malargüe) acumuladas en una cuenca de retroarco y depósitos sinorogénicos cenozoicos (Agua de la Piedra, Loma Fiera y río Diamante) vinculados al desarrollo andino (Fig. 2). La actividad volcánica del arco andino en el sur de la provincia de Mendoza fue intensa durante el Neógeno, desarrollándose dos grandes ciclos eruptivos (Nullo *et al.* 2002) : 1) ciclo eruptivo Molle (Oligoceno tardío- Mioceno), que corresponde a un volcanismo de composición basáltica y 2) ciclo eruptivo Huincán (Mioceno medio a tardío), el cual abarca dos pulsos, uno más antiguo, denominado Andesita Huincán (17 a 10 Ma) y otro más joven llamado Andesita La Brea (10 a 5 Ma). Este volcanismo incluye estratigráficamente al cuerpo subvolcánico de Laguna Amarga (Nullo *et al.* 2002). Durante el Cuaternario se depositaron fanglomerados (Formación Los Mesones) y volcanitas.

En el área de estudio las unidades geoló-

gicas expuestas involucran a la Formación Diamante (Dessanti 1973), la cual aflora como pequeños asomos al sudeste del cerro Laguna Amarga (Fig. 3). Está constituida principalmente por areniscas rojizas, con diversas estructuras sedimentarias. Se le asigna una edad cenomaniana-campaniana inferior por correlación con los depósitos del Grupo Neuquén. Por encima de esta unidad se encuentra el Grupo Malargüe, representado por las Formaciones Roca, Pircala y Coihueco (Legarreta y Gulisano 1989). Los afloramientos de este grupo en la zona de estudio están compuestos por areniscas, areniscas calcáreas y calizas de color amarillentos a gris verdosos correspondientes a la Formación Roca, portadora de valvas y amonites, las Formaciones Pircala y Coihueco, compuestas por una alternancia de areniscas y pelitas de colores verdes a morados. La acumulación de los estratos sinorogénicos de la Formación Agua de la Piedra comenzó después del Mioceno medio según Baldauf (1997) ya que la misma contiene clastos volcánicos cuyas edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se ubican entre los $13,44 \pm 0,08$ Ma y los $12,83 \pm 0,1$ Ma. Los afloramientos de esta Formación se distribuyen en gran parte del área estudiada. Está representada por una secuencia heterogénea de conglomerados y areniscas interdigitados de colores rosados a rojizos, con espesores variables que representan abanicos aluviales, sistemas fluviales y depósitos eólicos (Combina y Nullo 2005). El fallamiento observado en la región está representado por corrimientos con vergencia oriental que afectan a las secuencias del Grupo Malargüe y de la Formación Agua de la Piedra (Fig. 3). Al sudeste de la zona de estudio se observa a las capas de la Formación Roca buzando con gran ángulo debido a que el corrimiento Sosneado las pone encima de las capas de la Formación Agua de la Piedra. En el sector oeste-sudoeste, el corrimiento Mesón duplica a las rocas del Grupo Malargüe y la Formación Agua de la Piedra.

GEOLOGÍA DEL CUERPO INTRUSIVO

En la región cordillerana ubicada entre los ríos Diamante y Atuel afloran cuerpos intrusivos subvolcánicos que fueron asignados a la unidad Andesita La Brea del ciclo

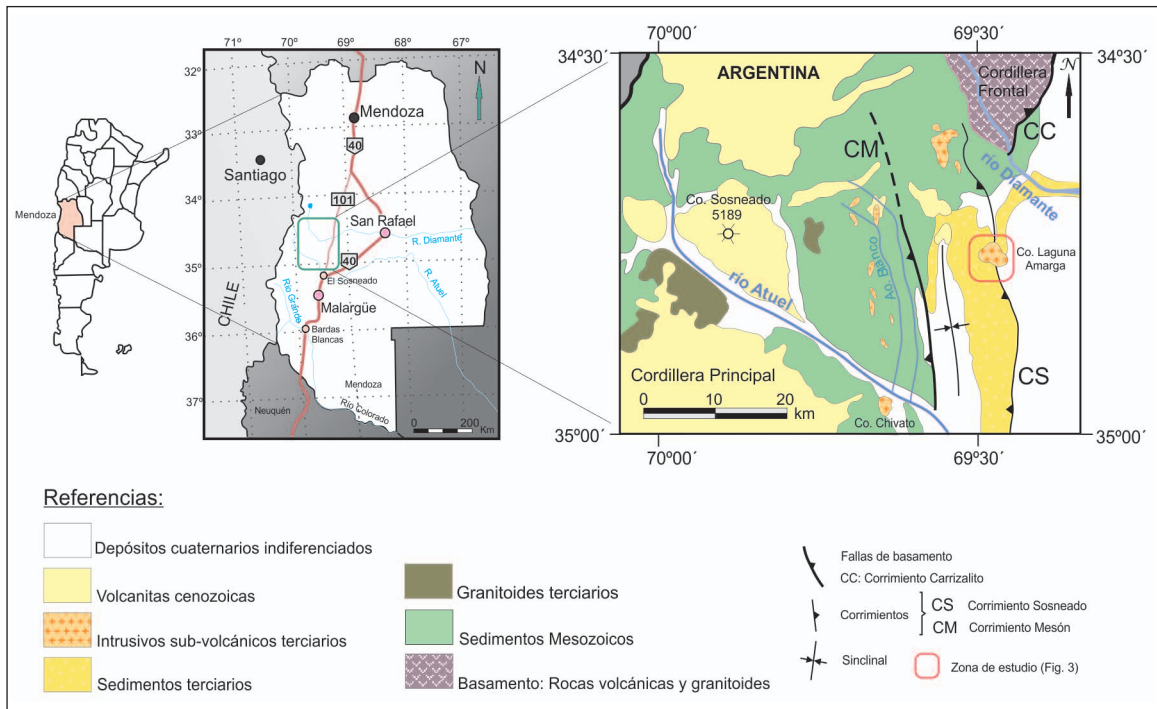


Figura 1: Ubicación del área de estudio, en la Cordillera Principal, Mendoza.

eruptivo Huincán de edad miocena tardía (Nullo *et al.* 2002). Los mismos fueron emplazados a lo largo del frente montañoso en una dirección nor-noroeste entre los cuales encontramos al cuerpo Laguna Amarga (Fig. 3), coincidente con el rumbo de los sistemas de corrimientos Mesón y Sosneado (Sruoga *et al.* 2000, Turienzo *et al.* 2010, 2012).

El relevamiento del cuerpo intrusivo Laguna Amarga muestra un diseño combinado entre un cuerpo lacolítico central y cuerpos laminares concordantes hacia uno de los bordes (Fig. 3). Este cuerpo aflora en el sector central, sobre el borde oeste del corrimiento Sosneado y al oeste de la Laguna Seca. Es un cuerpo cuyo diseño en planta muestra una forma subcircular, de unos 4 km de diámetro, con un espesor aflorante de aproximadamente 80 a 200 metros y la base no está expuesta (Fig. 3). En el borde este-noreste del cuerpo central se presentan varios filones capa de menor espesor (20 a 30 metros), con una longitud de 400 a 900 metros que se desprenden del cuerpo lacolítico mayor y se interstratifican concordantemente con las sedimentitas de la Formación Agua de la Piedra (Fig. 4).

En el sector oriental se ve claramente el contacto neto con una secuencia sedimentaria arenisca-conglomerádica de la Formación Agua de la Piedra, buzante al noreste con bajo ángulo, y sobre ella se apoya concordantemente un filón capa que forma parte del cuerpo intrusivo principal. Más al este aparecen con buzamientos más bajos los estratos correspondientes a la Formación Río Diamante (Fig. 3). En el sector norte se observa otro filón capa, que tiene un diseño en planta de forma elíptica-semilunar, con una superficie aflorante de aproximadamente 1,20 km² el cual presenta una morfología bulbosa en la parte norte que indicaría la terminación del mismo. El cuerpo tabular está en contacto concordante con las capas de la Formación Agua de la Piedra, la cual cerca del mismo presenta ángulos de buzamiento del orden de los 70° a 80° y a medida que se aleja del contacto el ángulo de inclinación de las sedimentitas disminuye notablemente. El filón capa presenta cierta foliación marcada por la alineación de anfíboles con una orientación paralela al contacto y se observa un pliegue por flujo magmático.

En el sector sur, se encuentra bien expuesto

el borde del cuerpo lacolítico en contacto con sedimentitas de la Formación Agua de la Piedra. Estas capas sedimentarias se encuentran muy distorsionadas, con altos buzamientos al sud-sudoeste y con intercalación de filones menores. El cuerpo intrusivo en este sector presenta una foliación magmática representada por la alineación de los anfíboles con paralelismo al contacto con las sedimentitas. Este contacto entre el cuerpo subvolcánico y las sedimentitas, que presenta una clara orientación transversal al rumbo del corrimiento Sosneado, no muestra evidencia de estar afectado o desplazado por el mismo.

En los límites norte y sur del cuerpo Laguna Amarga aflora el corrimiento Sosneado, de vergencia oriental, el cual pone sedimentitas del Grupo Malargüe por encima de capas de la Formación Agua de la Piedra. En la región sur de la zona de estudio se reconoció una sucesión de rocas sedimentarias pertenecientes al Grupo Malargüe, que se encuentran buzando al oeste, las cuales cambian su ángulo de buzamiento en la zona más cercana al corrimiento Sosneado. Los estratos de la Formación Agua de la Piedra, en el sector sud-sudeste, ubicados

Era	Período	Época		Ma.	Formación	Ciclos eruptivos	
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno		0,01			
		Pleistoceno		1,8			
	Terciario	Neógeno	Plioceno	Superior	5,3		Rio Diamante
				Medio			L.Fiera/ Pincheiras/ Butaló
				Inferior			Agua de la Piedra
		Mioceno	Superior	23,8			
			Medio				
			Inferior				
		Paleógeno	Oligoceno	Superior	33,7		
				Inferior			
			Eoceno	Superior	55		
				Inferior			
	Paleoceno	Superior	65,5	Pircala-Coihueco			
		Medio					
		Inferior					
Mesozoico	Cretácico	Superior	Maastrichtiano	70,6	Roca		
			Campaniano		Diamante		
			Santoniano				
			Coniaciano				
			Turoniano				
			Cenomaniano				

Figura 2: Cuadro estratigráfico simplificado de las unidades expuestas en la zona del cerro Laguna Amarga, provincia de Mendoza.

en el bloque yacente (*footwall*) del corrimiento Sosneado buzando al este con alto ángulo en la zona muy próxima a la falla, mientras que a medida que nos alejamos del fallamiento, presentan buzamientos más bajos, del orden de 15° a 20° (Fig. 3). De acuerdo a Baldauf (1997) el intrusivo de Laguna Amarga, que tiene una edad de 10,56 Ma obtenida por dataciones radio-

métricas de Ar^{40}/Ar^{39} , no estaría afectado por el corrimiento Sosneado. La posición del contacto del cuerpo Laguna Amarga con sedimentitas de la Formación Agua de la Piedra en el borde sur, que hemos observado no afectado por el fallamiento (Fig. 3), apoya esta aseveración. La edad del cuerpo estaría acotando la edad de la deformación provocada por el corrimiento Sos-

neado, que en esta región monta capas del Grupo Malargüe sobre la Formación Agua de la Piedra, esta última unidad asignada al Mioceno medio-tardío, basado en dataciones radiométricas Ar^{40}/Ar^{39} realizadas sobre anfíboles de los clastos andesíticos que arrojaron edades máximas de $13,44 \pm 0,08$ Ma (Baldauf 1997).

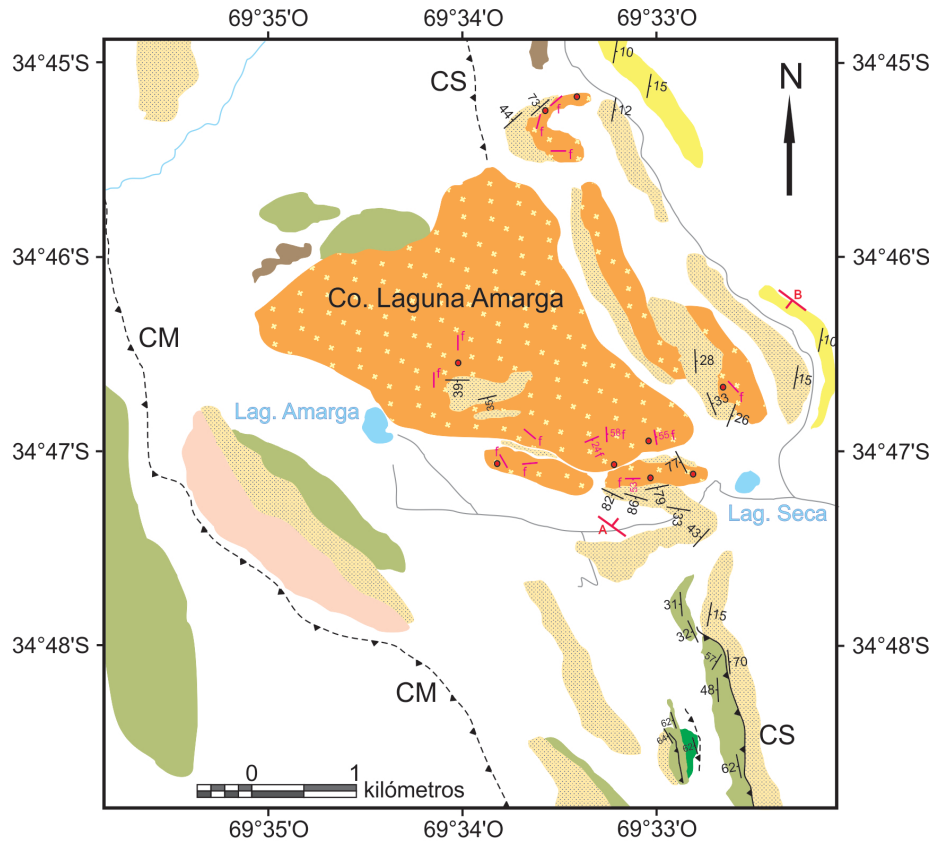
Según Turienzo *et al.* (2012) el cuerpo in-

trusivo Laguna Amarga y otras rocas subvolcánicas del sector se encuentran sobre una amplia zona que coincide con un sistema de retrocorrimientos que afectan las rocas del basamento ubicadas en el bloque colgante del corrimiento Carrizalito. La deformación y ascenso estructural del basamento provocado por estos retrocorrimientos puede verificarse en líneas sísmicas y pozos de exploración ubicados en esta zona (Fig. 5), las cuales han permitido detectar filones subvolcánicos intruidos en rocas del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, es decir por debajo del nivel de despegue de los corrimientos Mesón y Sosneado (Fig. 5a y b). Esto implica que los canales de alimentación de los cuerpos intrusivos deben encontrarse a mayor profundidad, y por lo tanto pensamos que pueden asociarse al sistema de retrocorrimientos que afecta al basamento por acción del emplazamiento del corrimiento Carrizalito (Fig. 5c). La morfología del cuerpo Laguna Amarga está definida en función del modo de emplazamiento, ya que puede verse un borde oriental marcado por la presencia de filones capa que no afectan los suaves buzamientos de la caja, y un borde sud-sudoeste donde el empuje del cuerpo ha dado lugar a importantes deformaciones en la caja presentando buzamientos casi verticales (Fig. 4). Esta geometría de la forma de un cuerpo lacolítico, con frente de avance y espalda, ya ha sido descrita por Dimieri (1992) en el cuerpo del cerro Palao Mahuída, en cercanías de Bardas Blancas.

Petrografía y geoquímica del cuerpo intrusivo

Se realizó un muestreo de la zona de Laguna Amarga que permitió analizar las características petrográficas y geoquímicas de los cuerpos tabulares o filones capa y el cuerpo lacolítico central (Fig. 3).

Las rocas que forman los filones capa en el área de estudio son de composición andesítica, presentan texturas porfíricas y glomero-porfíricas, constituidas por anfíboles, plagioclasas y biotitas agrupados en glomero-cristales (Fig. 6a). Las texturas de la matriz varían de pilotácicas (Fig. 6b) a microgranulares (Fig. 6c). La plagioclasa (25%) es euهدral a subهدral, de composición labradorítica, presenta zonación oscilatoria y maclado po-



Referencias

- | | |
|-------------------------|-------------------------|
| Cobertura moderna | CM Corrimiento Mesón |
| Coladas terciarias | CS Corrimiento Sosneado |
| Fm. Río Diamante | Corrimiento inferido |
| Fm. Loma Fiera | Corrimiento |
| Fm. Agua de la Piedra | Anticlinal |
| Lacolito y filones capa | Sinclinal |
| Gp. Malargue | Ríos y Lagunas |
| Fm. Diamante | Rutas y caminos |

Figura 3: Mapa geológico del área de Laguna Amarga con diferenciación de la parte del cuerpo lacolítico y la correspondiente a los filones capa. Los puntos simbolizan las muestras a las cuales se les realizaron análisis químicos que son expuestas en el Cuadro 1. Las foliaciones se simbolizan con una letra f.

lisintético. Aparece moderadamente alterada a calcita hacia el centro de los cristales y algunos de ellos están fracturados. Los anfíboles (15%) son euهدrales a subهدrales, de colores verdes a pardo, la mayoría presentan el borde o las líneas de clivaje marcados por minerales opacos y probable clorita. Las biotitas (5%) presentan formas euهدrales, son pardas a marrones. Como minerales accesorios y de alteración aparecen apatito, minerales opacos, epidoto y calcita.

Las rocas pertenecientes a los filones capa no presentan grandes diferencias, solo varía el tamaño de la matriz desde fino a muy fino y la textura de la misma de pilotácica a microgranular. En cuanto a la mineralogía, algunas muestras tienen cuarzo y piroxeno además de hornblenda, plagioclasa y biotita. Las rocas que forman el cuerpo lacolítico central son de composición andesítica, de colores grisáceos a castaños-amarillentos. Del mismo modo que en los filones, estas

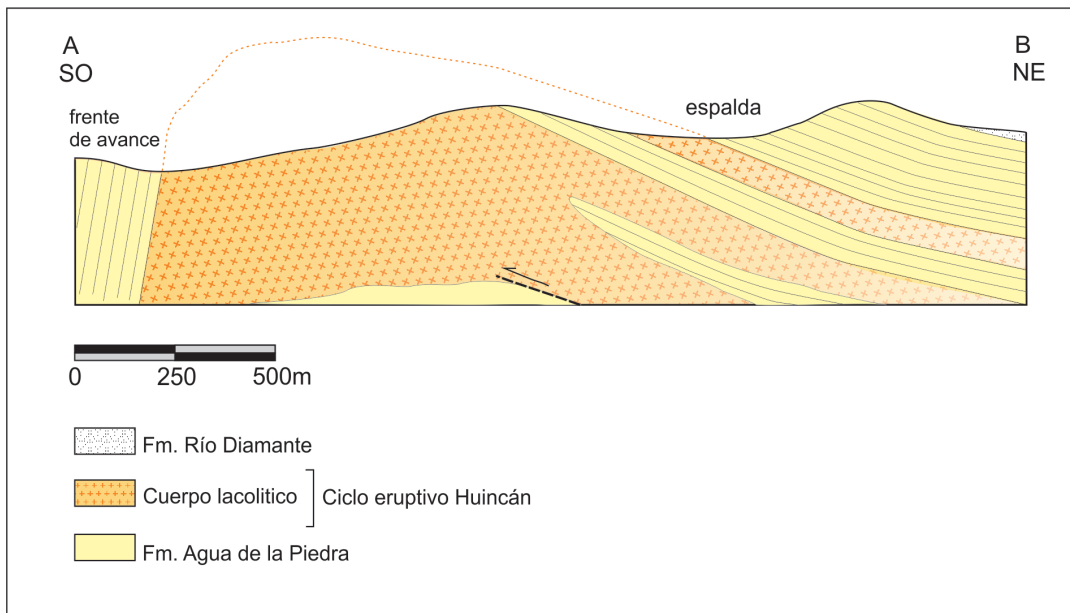


Figura 4: Perfil SO-NE (ubicación A-B en Fig. 3) ilustrando las principales características observadas en las rocas subvolcánicas y su relación con las sedimentitas neógenas. Nótese el borde oriental marcado por la presencia de filones capa que no afectan los suaves buzamientos de la caja, mientras que en el borde sud-sudoeste, el empuje del cuerpo ha causado buzamientos casi verticales en la caja.

rocas presentan textura porfírica (Fig. 6d) y matriz que varía de microgranular (Fig. 6e) a pilotáxica (Fig. 6f). Los fenocristales son de plagioclasa (35%) y anfíboles (10%), mientras que la matriz está compuesta por microlitos de plagioclasa (30%), biotita (15%), minerales opacos (8%) y algunos anfíboles (2%). Los fenocristales de plagioclasas son euhedrales a subhedrales, presentan maclas de deformación (Vernon 2004) (Fig. 6g), relacionadas con el emplazamiento del cuerpo. Algunos fenocristales de plagioclasa muestran una marcada discontinuidad, con una zonación irregular "patchy zoning" en el centro del cristal y un anillo con zonación oscilatoria (Fig. 6h) (Vance 1965). El anfíbol tiene formas subhedrales y en sus bordes presentan una fuerte reabsorción con depositación de minerales opacos y biotitas de la matriz. Como minerales accesorios y de alteración aparecen apatito, minerales opacos, calcita y zeolitas. En general, el cuerpo Laguna Amarga muestra características texturales y mineralógicas similares en toda su extensión incluyendo los filones capa; puede observarse una diferencia en las zonas de contacto con la caja especialmente en el borde sur donde los fenocristales se presentan algo más fracturados y alterados.

Asimismo, se seleccionaron 9 muestras con bajo grado de alteración de la zona de Laguna Amarga para efectuar la carac-

terización geoquímica de las rocas miocenas subvolcánicas del área de estudio. Los resultados obtenidos están presentados en el Cuadro 1. Los análisis se realizaron en el laboratorio ACME, Vancouver, Canadá, utilizando espectrometría de masa ICP para la determinación de los elementos mayores y espectrometría de masa en plasma inductivamente acoplado (ICP-MS) para los elementos traza y tierras raras.

Los análisis confirman la clasificación petrográfica de estas rocas y no se aprecian diferencias geoquímicas significativas entre las distintas muestras. El contenido en sílice varía entre 55 y 62%. Se utilizó el diagrama TAS (Le Maitre 1989) basado en el contenido total de álcalis versus el contenido total de sílice para clasificar estas rocas (Fig. 7a). En este diagrama solo se graficaron aquellas rocas que poseen concentraciones de LOI menores al 2%. Se aprecia que dos de las rocas caen en el campo de las andesitas y una corresponde a una traquiandesita; todas ellas se encuentran en el campo de las rocas subcalcinas según Irvine y Baragar (1971). Estas rocas muestran una clara afinidad calcoalcalina característica de los arcos magmáticos (Fig. 7b).

Las concentraciones de los elementos traza se volcaron en un diagrama spider normalizado a MORB (Fig. 7c), según los valores de normalización de Pearce (1983). Las rocas analizadas muestran un patrón

similar, típico de andesitas de ambientes de arco, con un enriquecimiento marcado en los elementos más incompatibles (Sr, K, Rb, Ba, Th), y un empobrecimiento en Ta y Nb. Las anomalías negativas de Ta y Nb que muestran estas rocas son típicas de rocas ígneas relacionadas con zonas de subducción.

La figura (Fig. 7d) muestra el diagrama de tierras raras (REE) normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989), en él se observa un diseño con pendiente moderada, con un enriquecimiento en tierras raras livianas, un diseño subhorizontal de las tierras raras pesadas y un diseño ligeramente cóncavo hacia abajo de las tierras raras medianas; no se registra ninguna anomalía en Eu.

DISCUSIÓN

El intrusivo de Laguna Amarga está compuesto por rocas andesíticas con una clara afinidad calcoalcalina característica de los arcos magmáticos, y con firmas geoquímicas que destacan su relación a procesos de subducción. En cuanto a la morfología estos cuerpos subvolcánicos son generalmente de forma laminar o globosa. Específicamente, el cuerpo Laguna Amarga presenta un diseño combinado o transicional ya que fue posible distinguir un aspecto lacolítico en la parte central y formas laminares concordantes en los bordes.

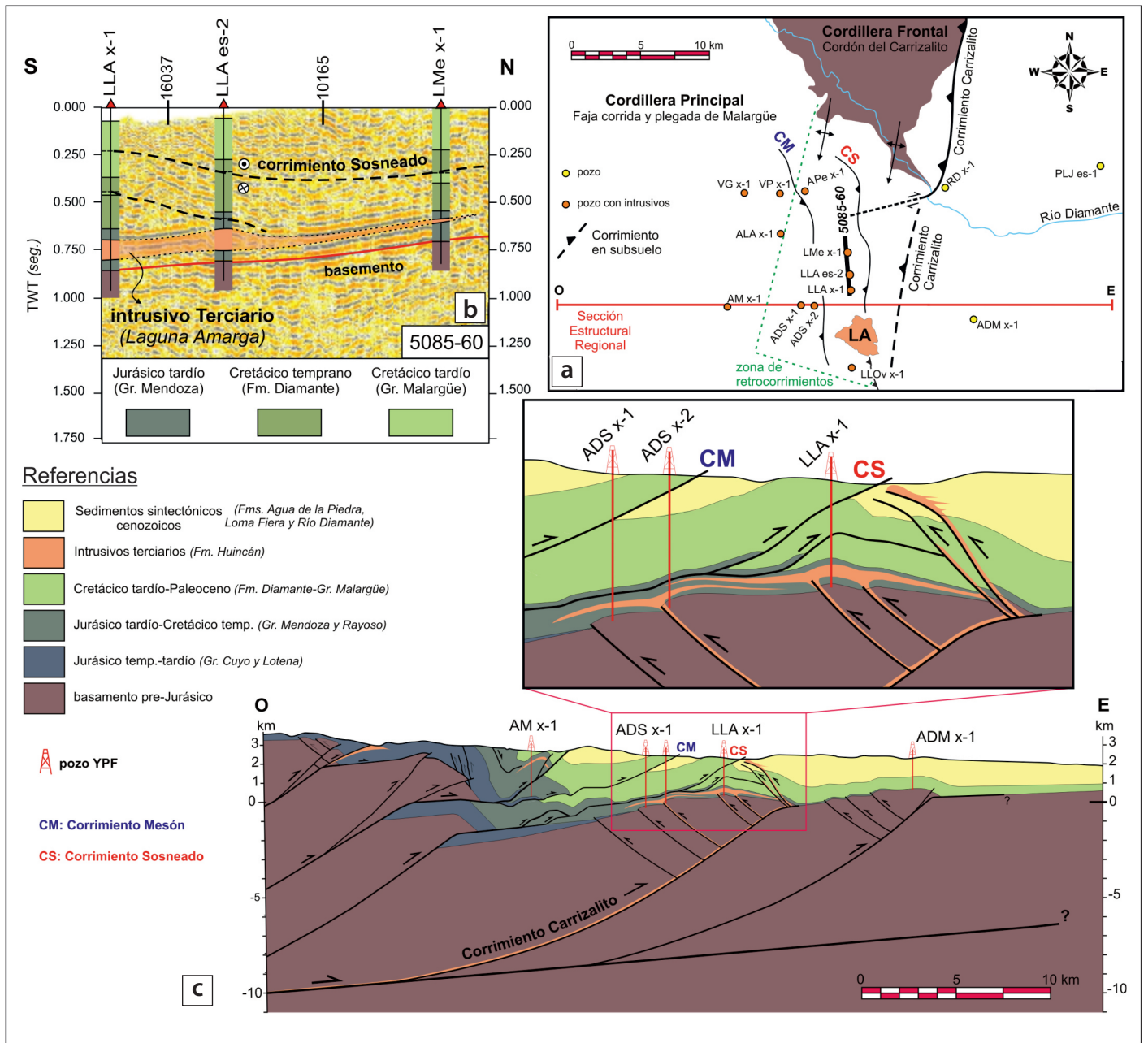


Figura 5: a) Ubicación de los pozos de exploración y líneas sísmicas de la zona de estudio (modificado de Turienzo *et al.* 2012). b) Línea sísmica 5085-60, donde se observan filones capa intruidos en rocas del Jurásico Tardío- Cretácico Temprano (modificado de Turienzo *et al.* 2012). c) Rocas andesíticas ubicadas debajo del nivel de despegue de los corrimientos Mesón y Sosneado, detectadas mediante información de subsuelo, evidenciando un canal de alimentación más profundo que dichas estructuras (modificado de Turienzo *et al.* 2012).

En general los cuerpos laminares concordantes o filones capa se caracterizan por tener una gran relación longitud/espesor y sus límites son superficies planas, paralelas entre sí. Los filones capa, si bien son cuerpos mayormente concordantes con la estratificación, localmente pueden tener tramos discordantes. Se pueden encontrar como dos

o más cuerpos que se conectan entre sí por medio de diques o que convergen formando un único filón capa. Los espesores pueden variar entre pocas decenas de centímetros hasta varios metros, mientras que lateralmente, pueden alcanzar varias decenas de kilómetros (Johnson y Pollard 1973, Koch *et al.* 1981, Francis 1982, 1983, Corry 1988).

Los lacolitos son cuerpos ígneos emplazados en rocas estratificadas cuyas relaciones de contacto con la caja son en su mayoría concordantes. En planta los lacolitos tienen secciones circulares o con forma de lengua. Algunos estudios modernos sugieren que los lacolitos se forman a partir de la superposición de varios filones capa durante su

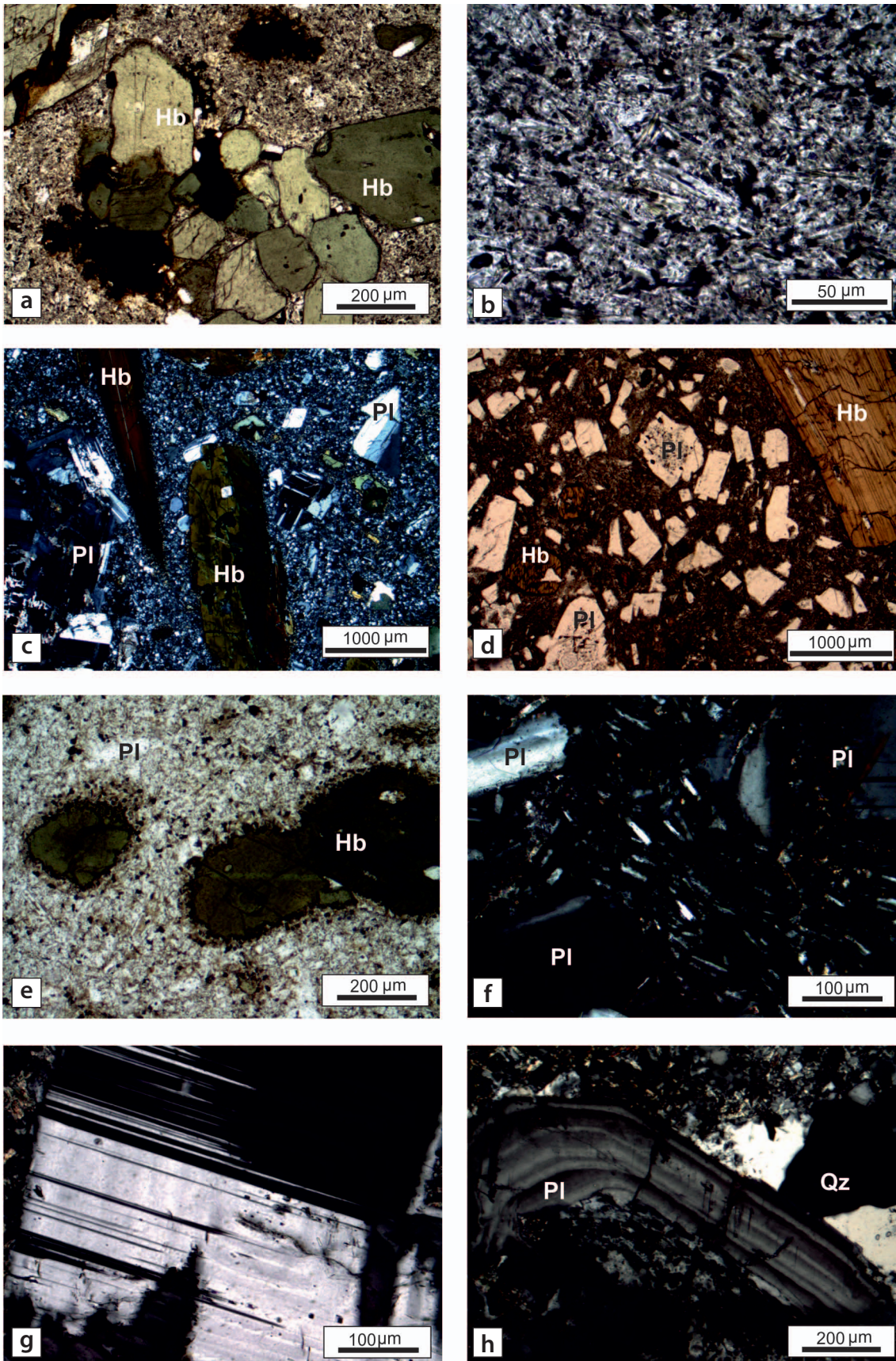


Figura 6: Microfotografías de los filones capa y cuerpo lacolítico. a) Textura glomeroporfirica correspondientes a una de las muestras del filón capa de la zona más oriental: fenocristales de anfíboles y plagioclasa agrupados en glomerocristales (sin polarizador); b) Textura de matriz pilotáxica del mismo filón capa (sin polarizador); c) Textura porfirica con una mesostasis seriada (con polarizadores cruzados) del cuerpo central lacolítico; d) Matrix de textura microgranular del cuerpo lacolítico. Fenocristales de hornblenda con clivaje bien marcado, con efectos de resorción en los bordes (sin polarizador); e) Fenocristal de plagioclasa con una marcada discontinuidad entre el núcleo con una zona irregular "patchy zoning" y un anillo con zonación oscilatoria (polarizadores cruzados); f) Fenocristales de plagioclasa con maclas de deformación "Deformation twins" (Vernon 2004) (polarizadores cruzados); g) Textura porfirica del centro del cuerpo con fenocristales de plagioclasa y anfíboles (sin polarizador); h) Matrix fina compuesta por microlitos de plagioclasa orientados, pilotáxica (con polarizadores cruzados). Hb: hornblenda; Qz: cuarzo; Pl: plagioclasa.

cesivos pulsos magmáticos (Menand 2011). La forma de domo de la roca de caja en el techo del lacolito se genera cuando el magma alcanza un cierto volumen, que permite que la presión ejercida por el magma como consecuencia del emplazamiento supere la presión que resulta del peso de las rocas que yacen por encima. Los lacolitos emplazados cerca de la superficie son en general de pequeño tamaño, alcanzando unos pocos kilómetros cuadrados de extensión. Estos cuerpos son alimentados por un conducto o canal alimentador por el cual el magma asciende hasta llegar a un cierto nivel de la corteza donde se interrumpe el ascenso y comienza a escurrirse lateralmente (Kerr y Pollard 1998). Otros autores también consideran que el canal alimentador puede encontrarse en los extremos del cuerpo y tener una disposición inclinada o subhorizontal (Stevenson *et al.* 2007, Magee *et al.* 2012). Lo que puede observarse es que para que el lacolito pueda crecer, los esfuerzos magmáticos deben superar el peso de las rocas suprayacentes y flexionar hacia arriba las capas de la roca de caja.

Varios factores ejercen influencia en el modo de emplazamiento de estos lacolitos. Si bien se considera que estos cuerpos se forman cuando el contraste de densidad del magma respecto de la densidad de la caja es equiparable “*neutral buoyancy*” (Corry 1988), es difícil aceptar a este mecanismo como dominante ya que cuerpos como filones capa y lacolitos generados de la misma fuente se los ha hallado emplazados a distintos niveles estratigráficos intruyendo rocas de propiedades físicas y densidades diversas. Es por ello que se considera actualmente que hay otros mecanismos más importantes que controlan el emplazamiento de filones capa y lacolitos, como el esfuerzo imperante en la corteza, la rigidez de los estratos y el contraste reológico dado por la presencia de zonas más dúctiles en una corteza frágil (Menand 2011).

Influencia del campo de esfuerzos

En la actualidad se considera que, como la mayoría de los intrusivos graníticos ocurre en orógenos convergentes, de alguna manera actúan mecanismos que permiten al magma sobreponerse a la contracción de la corteza para recorrer el camino desde su

CUADRO 1: Resultados de los análisis químicos de las rocas seleccionadas.

Cuerpo subvolcánico de Laguna Amarga									
Roca	Andesita	Traqui-and	Andesita	A/B	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	A/B
Muestra	0106	0706	0107	0410	0710	0211	0412	0912	0506
SiO ₂	55.57	61.59	57.91	55.77	56.03	58.00	60.80	60.18	55.15
TiO ₂	0.72	0.50	0.65	0.65	0.66	0.64	0.51	0.48	0.69
Al ₂ O ₃	18.01	17.88	17.86	17.79	17.90	17.83	17.17	17.28	17.92
Fe ₂ O ₃	7.48	4.65	6.38	6.84	6.62	6.30	5.02	4.96	7.08
MnO	0.15	0.10	0.15	0.14	0.14	0.16	0.14	0.14	0.16
MgO	3.30	1.87	2.79	2.49	2.61	2.76	1.91	1.87	3.17
CaO	6.82	5.19	6.97	7.54	6.90	6.65	5.96	6.09	7.02
Na ₂ O	3.59	3.89	3.66	3.53	3.35	3.74	3.76	3.72	3.49
K ₂ O	1.71	3.25	1.82	1.90	1.96	2.08	2.08	2.13	1.82
P ₂ O ₅	0.27	0.23	0.28	0.26	0.27	0.26	0.22	0.20	0.26
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
LOI	2.00	0.60	1.30	2.80	3.40	1.30	2.00	2.70	3.00
Total	99.62	99.74	99.76	99.78	99.78	99.75	99.58	99.78	99.76
CO ₂	0.10	0.16	0.11	1.07	0.56	0.16	0.30	0.55	0.11
Ba	505.00	867.00	641.00	505.00	523.00	648.00	660.00	699.00	525.00
Cs	1.50	2.80	0.80	2.00	2.00	0.40	1.40	1.30	1.30
Hf	3.10	4.20	3.60	2.60	2.60	3.30	3.30	2.80	2.60
Nb	4.20	5.50	5.30	4.40	4.50	4.60	5.00	5.00	4.30
Rb	39.70	95.00	39.60	45.40	48.00	42.30	48.70	51.40	46.00
Sr	612.50	662.70	654.20	621.30	605.50	640.60	601.10	630.30	626.00
Ta	0.30	0.40	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30
Th	5.00	6.70	4.40	5.10	5.00	4.80	6.30	6.10	5.30
Zr	98.00	135.30	111.50	97.60	100.10	111.40	113.40	110.70	93.00
Y	15.90	13.60	15.00	15.60	13.10	14.50	13.50	13.20	15.30
La	16.60	22.70	18.80	17.50	17.30	18.90	21.20	20.50	17.60
Ce	38.00	47.40	41.60	34.90	33.80	36.70	40.00	40.20	36.20
Pr	4.53	5.41	4.93	4.33	4.21	4.73	4.79	4.77	4.48
Nd	17.40	20.70	19.70	16.70	16.90	18.90	19.10	17.10	17.50
Sm	3.51	3.44	3.67	3.39	3.35	3.77	3.13	3.23	3.54
Eu	1.04	0.95	1.08	1.03	0.98	1.10	0.94	0.97	1.00
Gd	3.05	2.66	3.10	2.65	2.58	2.73	2.46	2.39	2.67
Tb	0.43	0.38	0.44	0.44	0.40	0.46	0.38	0.38	0.45
Dy	2.69	2.20	2.57	2.63	2.35	2.44	2.25	2.34	2.67
Ho	0.57	0.46	0.53	0.53	0.49	0.57	0.46	0.44	0.53
Er	1.65	1.33	1.46	1.61	1.54	1.66	1.31	1.34	1.67
Tm	0.25	0.21	0.24	0.25	0.22	0.24	0.21	0.21	0.26
Yb	1.72	1.50	1.60	1.50	1.53	1.61	1.28	1.37	1.65
Lu	0.27	0.23	0.24	0.24	0.23	0.23	0.22	0.20	0.25

origen hasta su lugar de emplazamiento. Un campo de esfuerzos regional con esfuerzos principales máximos horizontales

favorecería el flujo a través de fracturación con bajo ángulo ya que la presión magmática actuaría oponiéndose a los esfuerzos

normales de estas superficies de fractura. Esto puede verse en un diagrama de Mohr (Fig. 8) donde hemos considerado dos fracturas, una con bajo ángulo y otra con alto ángulo respecto del esfuerzo principal máximo. Los esfuerzos que actúan sobre los planos de fractura pueden descomponerse en esfuerzos normales y de cizalla. El diagrama de Mohr nos permite comparar los esfuerzos normales que están soportando dichas fracturas.

Los esfuerzos normales sobre el plano de fractura con bajo ángulo (p) respecto del esfuerzo principal máximo (σ_1) se aproximan al valor del esfuerzo principal mínimo

(σ_3), y son mucho menores que los esfuerzos normales que soporta la fractura con alto ángulo (p') donde los valores se aproximan al del esfuerzo principal máximo (σ_1). De esto puede colegirse que un campo de esfuerzos compresivos ejercería menor oposición a la apertura de la fractura con bajo ángulo (p) que a la apertura de la fractura con alto ángulo (p'). De esta manera podemos decir que un campo de esfuerzos compresivos con el esfuerzo principal máximo horizontal favorece la intrusión de magma a lo largo de fracturas de bajo ángulo de buzamiento, e impide el ascenso a lo largo de fracturas verticales.

Esto apoya la idea de que el flujo de magma puede utilizar a las superficies de falla como canales de alimentación si éstas están orientadas adecuadamente. Este concepto ya fue planteado para el intrusivo del cerro Palao Mahuida, cercano a Bardas Blancas (Dimieri 1992). Allí se interpretaba que el lacolito se intruía utilizando una falla, el retrocorrimiento Sierra Azul, como canal de alimentación, dando lugar a un cuerpo con una forma diagnóstica. En este caso el magma utilizó el retrocorrimiento para ascender y formó el cuerpo lacolítico al encontrarse con un horizonte fácil de desalojar como el yeso de la Formación

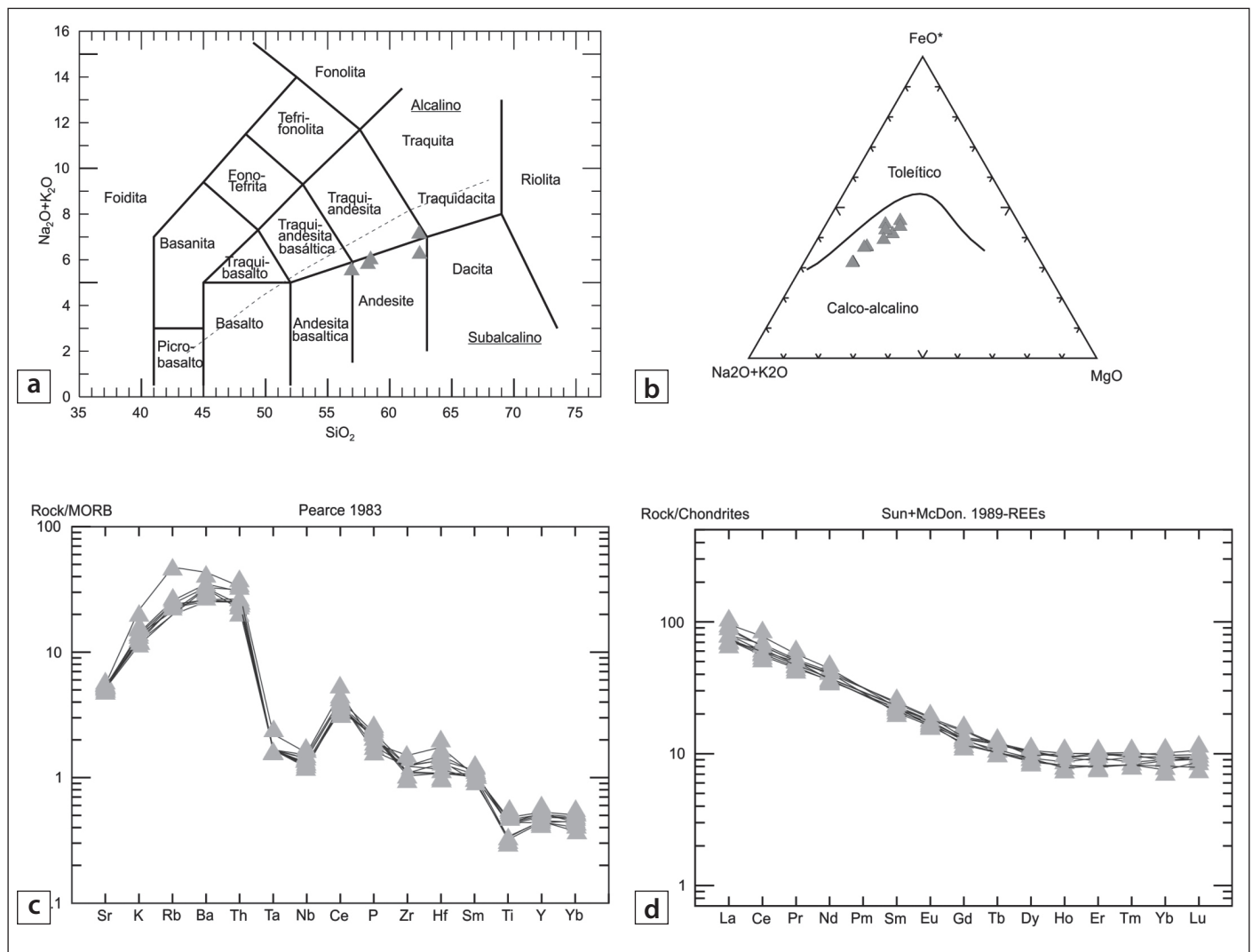


Figura 7: Comportamiento geoquímico a partir de elementos mayoritarios en muestras del cuerpo subvolcánico Laguna Amarga, a) Diagrama de Le Maitre *et al.* (1986), las muestras con concentraciones de LOI menores al 2 % se proyectan en el campo de las andesitas y traquiandesitas, b) Diagrama de Irvine y Baragar (1971), en el cual se destaca la tendencia calco-alcalina de las muestras analizadas, c) Diagrama de elementos mayoritarios normalizado a MORB (Pearce, 1983) y d) Diagrama de tierras raras normalizado a condrito (Sun y McDonough, 1989).

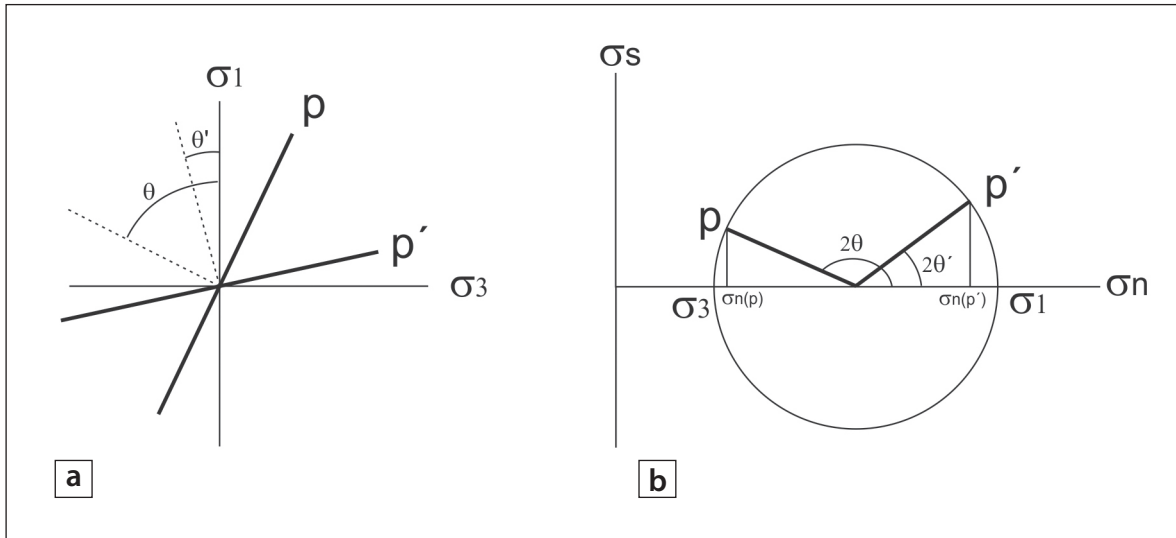


Figura 8: Análisis de esfuerzos normales con el círculo de Mohr sobre dos fracturas de distinta orientación. a) esquema que muestra un par de fracturas orientadas con bajo ángulo y alto ángulo (p y p' respectivamente) respecto del esfuerzo principal máximo (σ_1), b) círculo de Mohr donde se representan los esfuerzos normales (σ_n y σ_n') que sufren las fracturas p y p' (explicación en el texto).

Auquileo. Este cuerpo, al ser alimentado por una superficie de bajo buzamiento y casi concordante a los estratos, cuando se desarrolla da lugar a un frente de avance que genera deformaciones intensas y altos buzamientos en la estratificación, y una espalda en el lado opuesto al avance que se muestra concordante con los estratos intruidos y con bajos buzamientos (Dimieri 1992).

En la figura 9 puede observarse un modelo esquemático que muestra el intrusivo Laguna Amarga asociado a un retrocorrimiento, y el campo de esfuerzos regionales compresivos responsable de la contracción andina. Consideramos que este intrusivo ha utilizado el fallamiento como canal alimentador. De esta manera podemos explicar su contacto oeste-sudoeste con la estratificación como un frente de avance del cuerpo magmático que ha ocasionado deformación y altos buzamientos en las capas sedimentarias de la Formación Agua de la Piedra. Por el contrario, el borde este-noreste está caracterizado por la continuidad del cuerpo intrusivo con uno o más filones capas concordantes y con buzamientos suaves en la cubierta, dando lugar a la espalda de cuerpo (Fig. 9).

Cabe destacar que en esta zona, si bien tenemos sistemas de corrimientos provergentes asociados a las fallas del Mesón y del Sosneado, el intrusivo Laguna Amarga tiene una edad más joven y según Baldauf (1997) éste no ha sido afectado por dichos

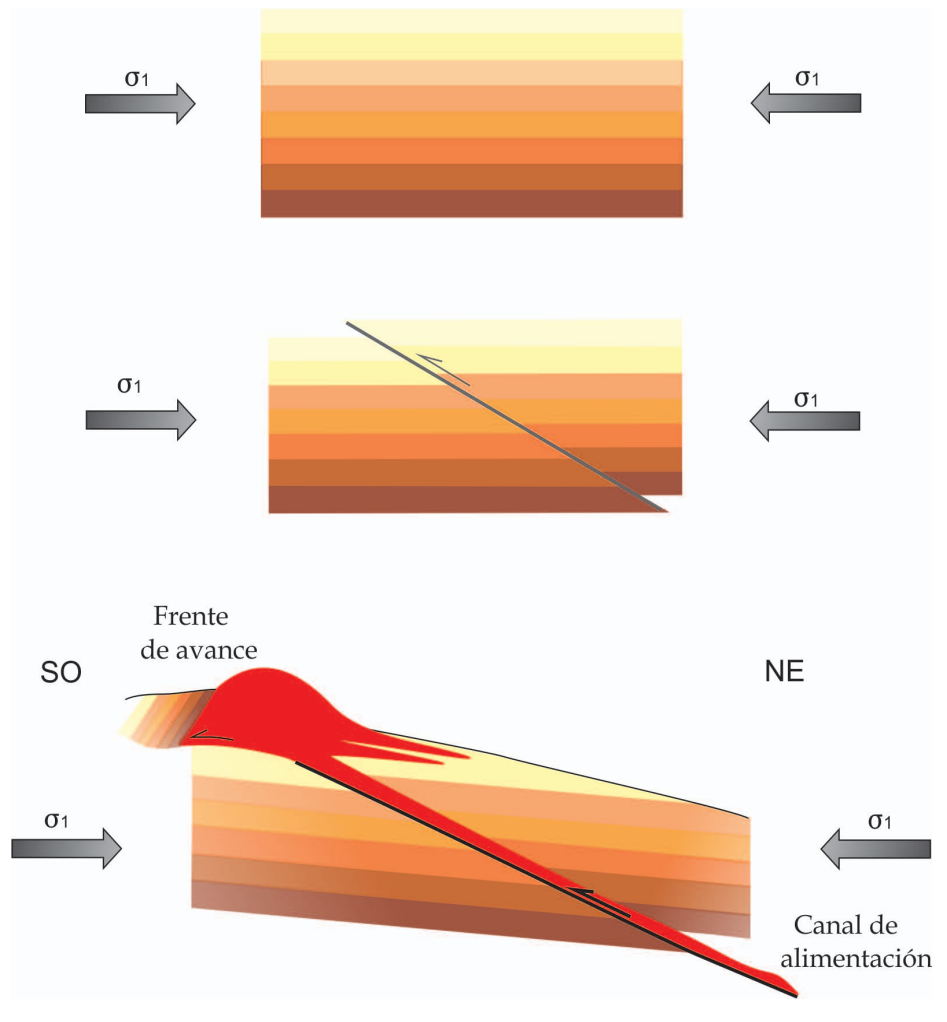


Figura 9: Modelo interpretativo del emplazamiento de las rocas subvolcánicas que forman el cuerpo Laguna Amarga, a través de un retrocorrimiento formado por un campo de esfuerzos compresivo, horizontal, responsable de la contracción andina.

corrimientos. Además, en esta región datos de pozos encuentran filones capa por debajo de los niveles de despegue de los corrimientos Mesón y Sosneado (Turienzo *et al.* 2012) indicando que las fuentes de alimentación de estos cuerpos magmáticos están más profundas que los sistemas de fallas mencionados. En consecuencia consideramos que el emplazamiento del intrusivo Laguna Amarga está relacionado con un sistema de fallas más profundo, tal como los sistemas de retrocorrimientos que nacen de cuñas del basamento asociadas a la falla del Carrizalito descriptas por Turienzo *et al.* (2010, 2012).

Implicancias tectónicas

El frente montañoso de la Cordillera Principal está marcado por la presencia de numerosos cuerpos intrusivos someros, principalmente cuerpos concordantes como lacolitos y filones capa, y en menor proporción diques. El cuerpo Laguna Amarga forma parte del magmatismo Neógeno en el sur de Mendoza, y está relacionado con el ciclo magmático de arco Huincán durante el Mioceno medio a tardío (13 a 5 Ma). Desde el punto de vista petrológico está compuesto por rocas andesíticas típicas de arco magmáticos, y por ende su emplazamiento está directamente relacionado con la subducción de la placa pacífica. El modo de intrusión de éste y otros cuerpos aledaños estuvo condicionado por el campo regional de esfuerzos contraccionales que afectó a los Andes durante el Cenozoico. Ya hemos comentado en el ítem anterior que las intrusiones magmáticas en ambientes contraccionales se ve favorecida por la presencia de fracturación de bajo ángulo. El hecho de que la gran mayoría de intrusiones a nivel mundial están directamente relacionadas con orógenos contraccionales refuerza esta hipótesis (Hutton 1997). El frente montañoso de los Andes se caracteriza por haber sido construido a partir de sistemas de corrimientos con propagación hacia el antepaís dando lugar a una red de fracturación interconectada por encima de los despegues principales ubicados en el borde oriental del orógeno andino (Dimieri 1997, Turienzo *et al.* 2010, 2012). Este entramado de fallas seguramente se conecta con las

zonas internas del orógeno. Si asociamos esto último con el conocimiento actual respecto de que la mayoría de los cuerpos intrusivos Andinos tienen forma tabular o laminar (Gill 2010, Menand 2011) y su modo de emplazamiento característico es a través de sistemas de diques que utilizan fallas como vías de ascenso, entonces concluiremos que es altamente probable la existencia de una estrecha relación entre los sistemas de corrimientos y los cuerpos ígneos someros presentes en la Cordillera Principal. En consecuencia interpretamos que el emplazamiento de estos cuerpos, como el intrusivo de Laguna Amarga, está directamente vinculado al campo de esfuerzos compresivos regional andino que ha dado lugar a los sistemas de fallas responsables de la construcción del frente montañoso de los Andes.

Por otra parte, el transporte lateral del magma (a lo largo de fallas de bajo ángulo) nos lleva a considerar la posibilidad de que la expansión del magmatismo cenozoico hacia el antepaís andino responda a la presencia de canales de alimentación apropiados, es decir a la existencia de sistemas de corrimientos interconectados con las zonas internas del orógeno, y no a un cambio en la posición de la fuente del magmatismo. La construcción del frente montañoso ha progresado por medio de sistemas de corrimientos con un estilo de propagación hacia el antepaís (*piggyback*). Esta propagación de la deformación llevaría asociada el emplazamiento de los cuerpos intrusivos someros. De esta manera este mecanismo podría explicar la variación de edades de los cuerpos que se ubican, en la región estudiada, en franjas longitudinales más jóvenes hacia el antepaís (Ramos y Nullo 1993). Esta estrecha relación entre cuerpos magmáticos y sistemas de corrimientos permite acotar la edad de los episodios deformacionales responsables de los corrimientos mayores.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Departamento de Geología e INGEOSUR de la Universidad Nacional del Sur por el apoyo logístico y financiero. Este trabajo fue financiado con fondos de PIP CONICET y PGI SECYT-UNS.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Anderson, E.M. 1951. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. Oliver and Boyd, 206p. Edinburgh.
- Baldauf, P. 1997. Timing of the uplift of the Cordillera Principal, Mendoza province, Argentina. Tesis doctoral, The George Washington University (inédita), 356 p., Washington.
- Combina, A. y Nullo, F. 2005. Tertiary volcanism and sedimentation in the southern Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. 6° International Symposium on Andean Geodynamics (Barcelona): 174-177.
- Combina, A. y Nullo, F. 2011. Ciclos tectónicos, volcánicos y sedimentarios del Cenozoico del sur de Mendoza-Argentina (35°-37°S y 69°30'W). *Andean Geology* 38: 198-218.
- Corry, Ch. 1988. Laccoliths: Mechanics of emplacement and growth. The Geological Society of America. Special Paper 220, 110 p., Colorado.
- Dewey, J.F. y Bird, J.M. 1970. Mountain belts and the new global tectonics, *Journal of Geophysical Research* 75: 2625-2647.
- Dessanti, R. 1973. Descripción Geológica de la Hoja 29b, Bardas Blancas, Mendoza. Servicio Nacional Minero-Geológico. Boletín 139: 1-70. Buenos Aires.
- Dimieri, L. 1992. Emplazamiento lacolítico a través de retrocorrimientos, cerro Palao Mahuida, Bardas Blancas, Mendoza. Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Monografías 8: 163-166.
- Dimieri, L. 1997. Tectonic wedge geometry at Bardas Blancas, southern Andes (36°S), Argentina. *Journal of Structural Geology* 19: 1419-1422.
- Francis, E. 1982. Magma and sediment-I. Emplacement mechanism of late Carboniferous tholeiite sills in northern Britain. *Journal of the Geological Society of London* 139: 1-20.
- Francis, E. 1983. Giant volcanic calderas. *Scientific American* 248: 46-68.
- Giambiagi, L., Bechis, F., García, V. y Clark, A. 2008. Temporal and spatial relationships of thick- and thin-skinned deformation: A case study from the Malargüe fold-and-thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics* 459: 123-139.
- Gill, R. 2010. *Igneous Rocks and Processes, a practical guide*. Wiley-Blackwell, 428 p., Oxford.

- Hollister, L. y Crawford, M. 1986. Melt-enhanced deformation - a major tectonic process. *Geology* 14: 558-561.
- Hutton, D. 1997. Syntectonic granites and the principle of effective stress: a general solution to the space problem?. En Bouchez, J., Hutton, D. y Stephens, W. (eds.): *Granite: From segregation to melt to emplacement fabrics, 189-197*. Kluwer Academic Publishers.
- Irvine, T. N. y Baragar, W. R. 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Journal of South American Earth Sciences* 8: 523-548.
- Johnson, A. and Pollard, D. 1973. Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah, I: Field observations, Gilbert's model, physical properties and flow of the magma. *Tectonophysics* 18: 261-309.
- Kerr, A. y Pollard, D. 1998. Toward more realistic formulation for the analysis of laccoliths. *Journal of Structural Geology* 20: 1783-1793.
- Koch, F.G., Johnson, A.M. y Pollard, D.D. 1981. Monoclinical bending of strata over laccolithic intrusions. *Tectonophysics* 74: T21-T31.
- Kozłowski, E., Manceda, R y Ramos, V. 1993. Estructura. En Ramos, V. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 235-256.
- Legarreta, L. y Gulisano, C. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En Chelbi G. y Spalletti L. (eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán. *Correlación Geológica Serie 6*: 221-243, Tucumán.
- Le Maitre, R., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M., Sabine, P., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A. y Zanettin, B. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, 193 p., Oxford.
- Llambías, E., Kleiman, J. y Salvarredi, J. 1993. El Magmatismo Gondwánico. En: Ramos, V. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 53-64.
- Magee, C., Stevenson C. T. E., O'Driscoll B. y Petronis M.S. 2012. Local and regional controls on the lateral emplacement of the Ben Hiant Dolerite intrusion, Ardnamurchan (NW Scotland). *Journal of Structural Geology* 39: 66-82.
- Menand T. 2011. Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies: A review. *Tectonophysics* 500: 11-19.
- Nulló, F., Stephens, G., Otamendi, J. y Baldauf, P. 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 119-132
- Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En C.J.Hawkesworth y M.J.Norry (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*: 230-249.
- Ramos, V. A. 1988. The tectonics of the Central Andes; 30° to 33° S latitude. En: Clark, S., Burchfiel, D. (eds.), *Processes in Continental Lithospheric Deformation*. Geological Society of America, Special Paper 218: 31-54.
- Ramos, V. A. y Nulló, F. 1993. El vulcanismo de arco cenozoico. En Ramos, V. A. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1: 149-160.
- Ramos, V. A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geological features and the Andean orogenic cycle. In *Backbone of the Americas: Shallow subduction, Plateau uplift, and Ridge and Terrane collision*. En Kay, S., Ramos, V. A. y Dickinson, W. (eds.) *Geological Society of America Memoir* 204: 31-66.
- Sruoga, P. Etcheverría, M., Folguera, A. y Repol, D. 2000. Hoja Geológica 3569-I, Volcán Maipo, Provincia de Mendoza. SEGEMAR, Boletín 290: 1-114, Buenos Aires.
- Stevenson C.T.E., Owens W.H., Hutton D.H.W., Hood D.N. y Meighan I.G. 2007. Laccolithic, as opposed to cauldron subsidence, emplacement of the Eastern Mourne pluton, N. Ireland: evidence from anisotropy of magnetic susceptibility *Journal of the Geological Society* 164: 99-110.
- Sun S.S. y McDonough W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D. y Norry, M.J. (eds.) *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London 42: 313-345.
- Turienzo M., Dimieri L., Frisicale M. y Araujo V. 2010. Evolución de las estructuras andinas en la región del río Diamante (34°40'ls): vinculación entre la faja corrida y plegada de Malargüe y la cordillera frontal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 352-366.
- Turienzo M., Dimieri L., Frisicale M. y Araujo V. y Sánchez N. 2012. Cenozoic structural evolution of the Argentinean Andes at 34°40'S: A close relationship between thick and thin-skinned deformation. *Andean Geology* 39: 317-357.
- Vance, J.A. 1965. Zoning in igneous plagioclase: Patchy zoning. *Journal of Geology* 73: 636-651.
- Vernon, R. H. 2004. *A practical guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press 564p. United Kingdom.
- Yrigoyen, M. 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. In *Geología y Recursos Naturales de Mendoza* (Ramos, V. editor). 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1: 123-148.

Recibido: 6 de junio, 2012

Aceptado: 27 de septiembre, 2012