

LOS CUERPOS ÍGNEOS NEÓGENOS DEL CERRO DE LAS MINAS (35,3°S - 69,9°O), CORDILLERA PRINCIPAL DE LOS ANDES, SO DE MENDOZA: GEOLOGÍA, PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

María Josefina PONS¹, Marta B. FRANCHINI², y Leopoldo LÓPEZ ESCOBAR³

¹ CONICET-Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos -INREMI, Universidad Nacional del Comahue.

E-mail: jpons@uncoma.edu.ar.

² CONICET-Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos, Universidad Nacional del Comahue. E-mail: mfranchi@uncoma.edu.ar

³ Instituto GEA, Universidad de Concepción, Chile. E-mail: llopez@udec.cl

RESUMEN

El cerro de Las Minas (35,3°S - 69,9°O) consiste en cuatro unidades ígneas epizonales: plutón diorítico-tonalítico, plutón granodiorítico, plutón granítico y diques -filones capa andesíticos. Estas unidades forman parte del arco magmático neógeno del SO de Mendoza correspondiente a la Andesita Huincán. Intruyen a rocas sedimentarias jurásicas de las Formaciones Puchenque y Auquilco y las que en las cercanías del contacto con los plutones diorítico y granítico, están modificadas a hornfels, calizas recristalizadas y skarns bandeados con mineralización de Fe.

Geoquímicamente, constituyen un conjunto de plutones cogenéticos de amplio rango composicional, metaluminosos, subalcalinos con afinidad calcoalcalina y del tipo I, características que son semejantes a las de otros plutones de márgenes convergentes vinculados a *skarns* de Fe. Han evolucionado por cristalización fraccionada de sus componentes minerales principales (plagioclasa-piroxeno-anfibol-magnetita-titanita) y mezcla localizada entre los magmas diorítico y granodiorítico. Sus patrones de elementos trazas incompatibles y tierras raras son similares a los observados en las rocas ígneas: a) del arco volcánico neógeno (Andesita Huincán), b) vinculadas a otros *skarns* de Fe del SO de Mendoza (Hierro Indio y El Kaiser), c) del cerro Nevazón (37,5°S) perteneciente al arco volcánico paleógeno del NO de Neuquén y, finalmente, d) del arco volcánico cuaternario de un sector de la zona volcánica sur (TSVZ) (34,5°-37°S) de los Andes, emplazados en una corteza continental relativamente delgada (35-50 km). Esto sugiere que las rocas ígneas del cerro de las Minas se formaron a partir de magmas parentales calcoalcalinos y metaluminosos, derivados de una fuente mantélica similar, con escasez o ausencia de granate residual en la fuente.

Palabras clave: *Magmatismo, neógeno, SO Mendoza, Argentina, petrología.*

ABSTRACT: *The Neogene igneous bodies of the Cerro de las Minas (35.3°S-69.9°W), Main Cordillera of the Andes, SW of Mendoza: geology, petrography and geochemistry.* The cerro de las Minas (35.3°S-69.9°W) consists of four epizonal igneous units: diorite-tonalite, granodiorite and granite plutons and andesite dikes and sills. These units are part of the Neogene magmatic arc of SW Mendoza (Andesita Huincán). They intrude the sedimentary Jurassic Puchenque and Auquilco Formations. Near the contacts with plutons, the sedimentary rocks are modified to biotite and pyroxene hornfels, recrystallized limestones and superimposed banded Fe-*skarns*.

Geochemically, they are cogenetic plutons with a wide compositional range. They are metaluminous, subalkaline with a calc-alkaline affinity, I-type plutons, like other plutons from convergent margins associated with Fe *skarns*. They evolved through a fractional crystallization process involving their main mineral components, (plagioclase-pyroxene-anphibol-magnetite-titanite), and *mingling* between the diorite and granodiorite magmas. Their incompatible trace elements and REE patterns are similar to igneous rocks a) from the Neogene volcano-plutonic arc (Andesita Huincán), b) associated with Fe *skarns* of SW Mendoza (Hierro Indio and El Kaiser), c) of the cerro Nevazón, from the Paleogene volcano-plutonic Arc of NW Neuquén, and c) of the Andean Quaternary volcanic segment of the TSVZ (34.5°-37° SL), which are emplaced on a relatively thin continental crust (35-50 km). This suggests that the parental magma of the cerro de las Minas plutons came from calc-alkaline and metaluminous magmas derived from primary magmas generated in a similar mantle source, with little or no residual garnet.

Keywords: *Neogene, magmatism, SW Mendoza, Argentina, petrology.*

INTRODUCCIÓN

El cerro de Las Minas se localiza en la Cordillera Principal del suroeste de Mendoza, (35,3° S, y 69,9°O), en la unidad morfoestructural de faja plegada y corrida de Malargüe. Durante el Terciario, esta región estuvo sometida a varios eventos tectónicos

acompañados de una intensa actividad magmática. Los plutones, los diques y los filones capa del cerro de Las Minas intruyeron la secuencia sedimentaria jurásica y en el contacto con estas unidades formaron aureolas metamórficas zonadas de hornfels y calizas recristalizadas y *skarns* con mineralización de Fe (Angelelli 1942, Arrospe

1972, Pons *et al.* 2002). Los antecedentes sobre la geología del área son escasos. Arrospe (1972) describe la geología y la petrografía de los cuerpos ígneos (tonalita-granodiorita-diorita) que afloran en los márgenes del arroyo Vegas Peladas. El autor incluye a estos cuerpos ígneos dentro del Mollitense de Groeber (1947, Terciario

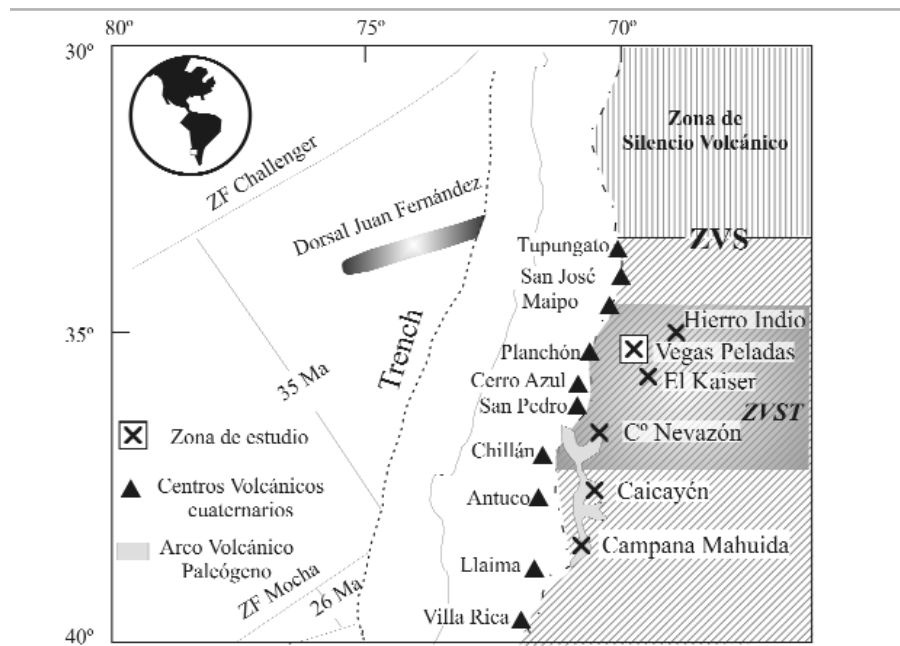


Figura 1: Mapa de ubicación del área de estudio, de otras rocas ígneas asociadas a *skarns* de Fe de del arco volcánico Neógeno (Hierro Indio y El Kaiser), del arco volcánico Paleógeno (Cerros Nevazón, Campana Mahuida y Caicayén) y de los centros volcánicos cuaternarios dentro del segmento de la zona volcánica sur (modificado de Tormey *et al.* 1991, Franchini *et al.* 2003).

inferior) y vincula la mineralización de hierro al plutón granodiorítico más diferenciado. Nullo *et al.* (2002) asignan estas rocas al ciclo eruptivo Huincán (Mioceno medio y superior).

Esta contribución tiene por objetivos: a) analizar las características geológicas y petrográficas de las unidades ígneas que forman el cerro de las Minas, sus relaciones de corte y modo de emplazamiento; b) caracterizar químicamente los diferentes cuerpos ígneos y compararlos con las rocas ígneas neógenas y paleógenas genéticamente vinculadas a *skarn* mineralizados de la cordillera del sudoeste de Mendoza y noroeste de Neuquén, respectivamente; c) comparar las características petrográficas y geoquímicas de las rocas ígneas del cerro de las Minas con las del arco volcánico cuaternario de los Andes del Sur, (34,5°-37°S) y d) incrementar el conocimiento sobre la evolución y metalogénesis del arco magmático neógeno de esta porción de los Andes y que sea de utilidad para aplicarlo en el descubrimiento de nuevos depósitos minerales.

METODOLOGÍA

En el campo se identificaron los plutones, se determinaron sus formas, tamaños, mor-

fologías de las cúpulas, naturaleza de sus contactos y sus relaciones espaciales. Se analizaron 36 secciones petrocalcográficas en el laboratorio del CIMAR, Universidad Nacional del Comahue. Finalmente se analizaron por FRX e ICP-MS en el Instituto de Geociencias, Universidad de Sao Paulo (Brasil) y en *Acme Analytical Laboratories Ltd.*, Canadá, respectivamente, los elementos mayoritarios y trazas, incluyendo tierras raras, en las muestras más frescas y representativas de cada plutón. Para clasificar las rocas ígneas se realizó el recálculo de los elementos mayoritarios al 100% en base anhidra.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El área de estudio se localiza en el margen continental activo del continente sudamericano, en el cinturón orogénico andino correspondiente a uno de los tres segmentos de subducción normal (33° 30' - 37° 00' S) de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental sudamericana (Jordan *et al.* 1983) (Fig. 1). Pertenece a la región morfoestructural conocida como faja plegada y corrida de Malargüe ubicada en la porción sur de la provincia geológica de la Cordillera Principal (Ramos y Nullo 1993). Esta región se

caracteriza por un basamento volcánicoclástico-plutónico de edad permotriásica, sobreyacido por una espesa (> 6.200 m) secuencia sedimentaria, jurásica-cretácica y terciaria (Grupos Cuyo, Lotena Chacay, Mendoza, Neuquén y Malargüe), rica en niveles calcáreos. Los esfuerzos compresivos del ciclo diastrófico andino originaron láminas de cabalgamiento en las rocas sedimentarias con vergencia hacia el este, inversión de las estructuras normales triásicas, plegamientos, retrocabalgamientos y fallamientos, formando estructuras de diferente magnitud con orientación norte-noreste, norte-noroeste y norte. Las estructuras plegadas menores controlaron el emplazamiento de los cuerpos ígneos terciarios (Kozłowski *et al.* 1993) y la distribución de los depósitos minerales asociados a estos cuerpos (Méndez *et al.* 1995) (Fig. 2).

GEOLOGÍA LOCAL

La Formación Puchenque aflora al NE del cerro de Las Minas, en ambas márgenes del arroyo Vegas Peladas, con un espesor aparente de 500 metros. Está constituida por la alternancia de niveles de *mudstone*, *wackestone* de color gris a gris oscuro, ricos en fauna de amonites y bivalvos, con escasa participación de areniscas y sabulitas. Por encima de esta unidad se encuentran los niveles de yeso de la Formación Auquilco, con afloramientos restringidos a asomos discontinuos a lo largo del margen NE del mismo arroyo (Fig. 3). Las rocas ígneas neógenas intruyen a modo de pequeños plutones, diques y filones capa a las sedimentitas jurásicas formando una aureola metamórfica zonada con desarrollo de hornfels, calizas recristalizadas y sobrepuestos a ellos, dos *skarns* bandeados portadores de magnetita (Pons *et al.* 2004b, Pons inédito). La cartografía detallada del área ha permitido diferenciar cuatro unidades ígneas (Fig. 3): (1) plutón diorítico-tonalítico (2) plutón granodiorítico, (3) plutón granítico y (4) diques y filones capa andesíticos. Todos ellos fueron afectados por una falla subvertical de rumbo NO, cuya traza coincide con el cauce del arroyo Vegas Peladas y que ha expuesto las relaciones de contacto entre las unidades cartografiadas. Sobre el extremo sudeste del valle, en el margen norte del arroyo, afloran man-

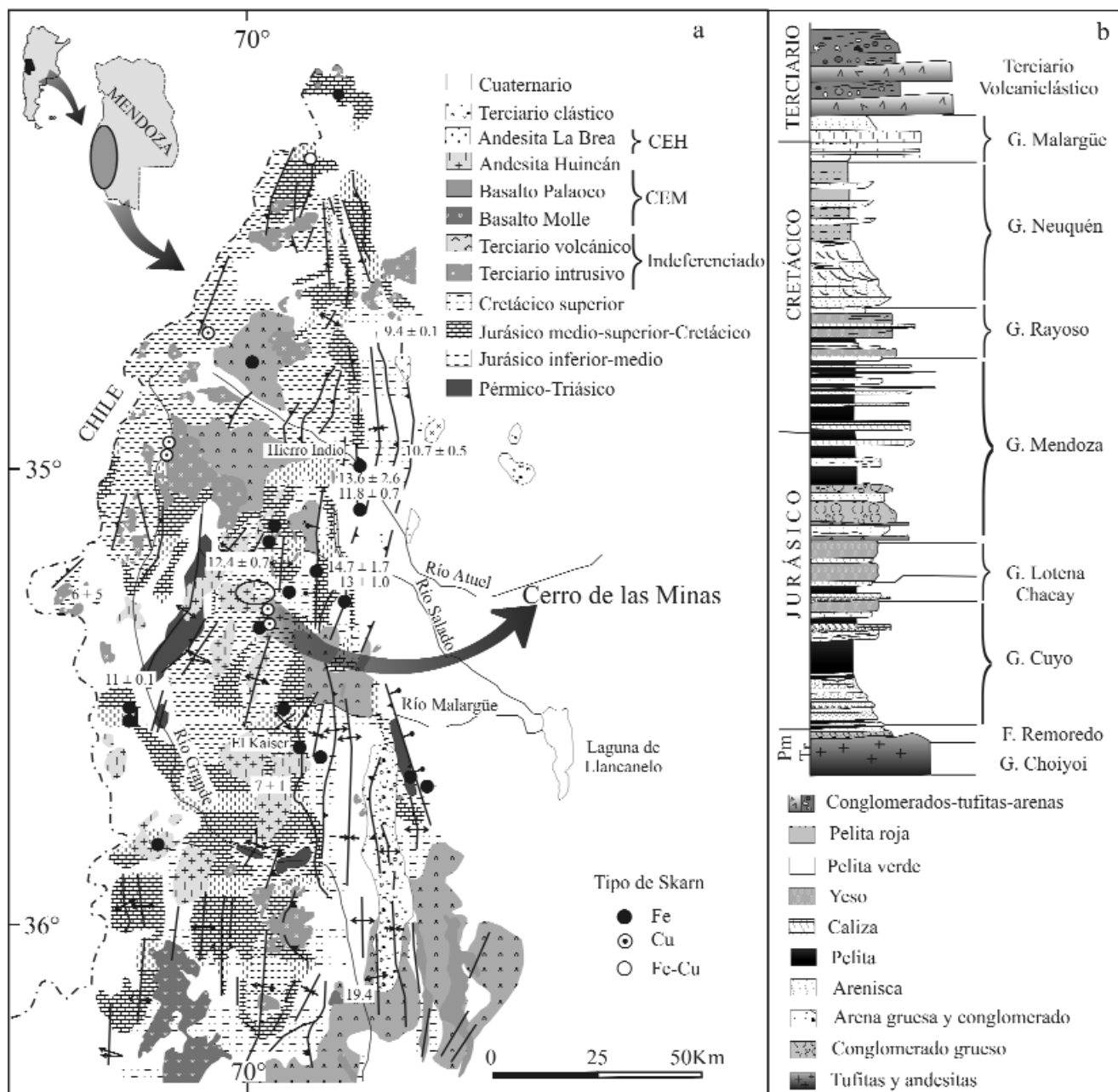


Figura 2: a-Mapa geológico del SO de la provincia de Mendoza (modificado de Kozłowski 1993; Méndez *et al.* 1995 y de Nullo *et al.* 2002) con la ubicación del cerro de Las Minas y de otros plutones asociados a skarn de Fe y Cu; b- Columna estratigráfica tipo de la sucesión jurásica-terciaria andina de la cuenca neuquina - sur mendocina de la zona Malargüe (modificada de Legarreta *et al.* 1993). Las edades que figuran en el mapa se tomaron de las compilaciones de edades de varias fuentes que se resumen en los trabajos de Ramos y Nullo 1993 y Nullo *et al.* 2002.

tos de basaltos en discordancia angular sobre la secuencia sedimentaria y las unidades intrusivas (Fig. 3).

GEOLOGÍA Y PETROGRAFÍA DE LOS CUERPOS ÍGNEOS

PLUTÓN DIORÍTICO-TONALÍTICO

Con una superficie de 13 km² y una relación

axial de 3,5, constituye el afloramiento de mayor extensión del cerro de las Minas (Fig. 3). Es elongado según un rumbo NO, paralelo al arroyo Vegas Peladas, masivo y localmente diaclasado. Su tamaño de grano es fino y sus texturas varían desde microgranuda porfiroide en el centro del cuerpo a glomerofírica-porfírica hacia los bordes. Está constituido por dos facies: la más extendida, diorítica, gris oscura (IC 20%) y otra

tonalítica, gris clara (IC 15%), arealmente restringida. La primera está compuesta por plagioclasa zonada y maclada (83%), anfíbol (5-10%), piroxeno (0-6%), biotita (<2-4%), cuarzo (<2%), con magnetita (hasta 5 %), esfena, apatita y trazas de circón como accesorios. La facies tonalítica tiene mayor proporción de cuarzo intersticial (7%). En ambas facies el anfíbol se presenta en cristales individuales euhedrales a subhedrales y

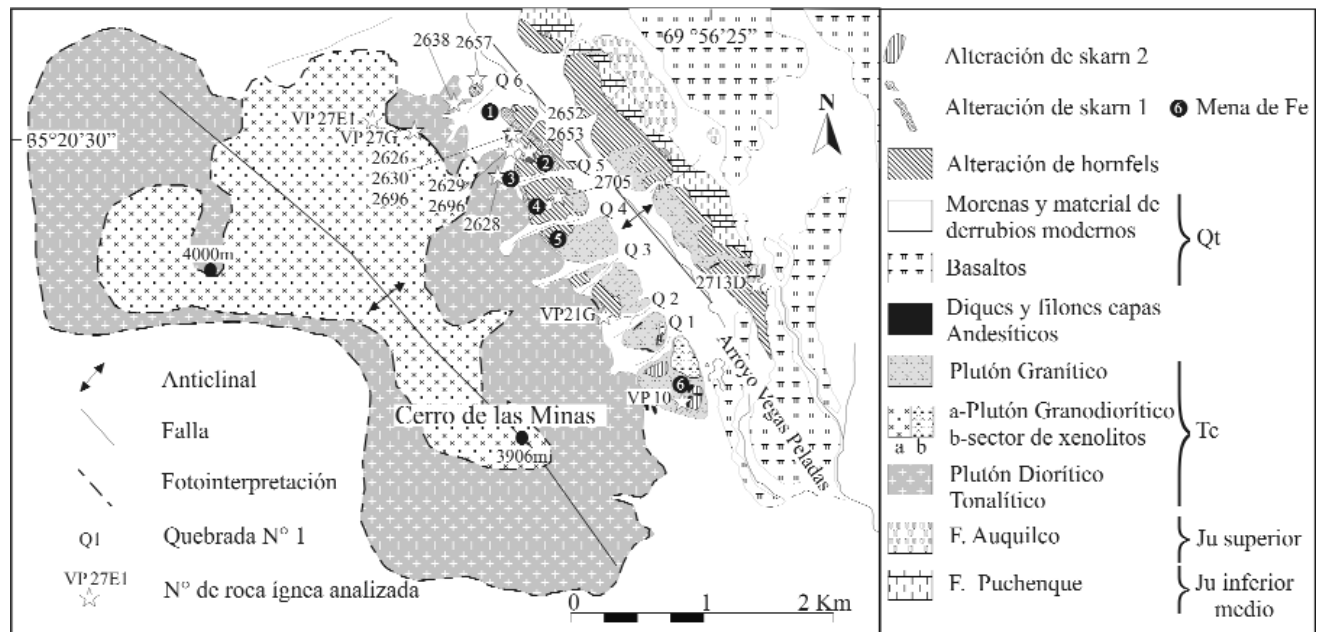


Figura 3: Mapa geológico del Cerro Las Minas en el que se señala la ubicación de las muestras analizadas.

en la facies más máfica, está intercrecido con magnetita y biotita formando halos alrededor del ortopiroxeno, hábito que sugiere un proceso de hidratación del piroxeno (Fig. 4 a). En las dos facies la biotita se presenta en cristales anhedrales, intercrecida con el anfíbol o menos frecuente, en cristales individuales. Ocasionalmente, la plagioclasa aparece mantecada con textura *antirapakini* (Fig. 4b). La apatita se presenta con más de una variedad textural: en cristales prismáticos finos incluidos dentro de las plagioclasas o como individuos mayores (diámetros de 40 μm), subhedrales a anhedrales con numerosas inclusiones que le dan un aspecto poroso. La esfena aparece como un accesorio primario, por lo general en cristales finos e idiomorfos intersticiales, o como producto de la alteración del anfíbol y de la magnetita. Ambas facies tienen miarolas rellenas con feldespato-anfíbol-magnetita y superficies de diaclasas tapizadas por anfíbol.

PLUTÓN GRANODIORÍTICO

Es elongado en dirección NO, tiene una superficie aflorante de 5,14 km^2 y su relación axial es de 2,6. Es gris claro (IC 10-7%), su textura es granuda a porfiroide hacia los bordes y está constituido por plagioclasa (78-76%), cuarzo (15-22%), anfíbol

(5-7%) y como accesorios contiene biotita, magnetita, pirita y circón (2%). Es común la presencia de parches o fantasmas de plagioclasa con desarrollo de textura *antirapakini* y de cuarzo gráfico dentro del feldespato alcalino. Intruye por el N y centro del cerro de las Minas al plutón diorítico-tonalítico, con contactos netos, definidos y superficies planas. En la quebrada 6 (Fig. 3) está expuesto el contacto entre ambos plutones y desde el techo del plutón granodiorítico emergen numerosos diques leucocráticos porfíroides y pegmatitas máficas (ricas en anfíbol, feldespato y magnetita) de espesores delgados (5-15 cm) que intruyen, a través de fracturas subverticales, al plutón diorítico (Figs. 5 a, b y c). Si bien los contactos entre estos diques y la diorita son netos,

presentan alta cohesividad, lo que indicaría un contacto caliente, con bajo contraste térmico entre ambas rocas. Localmente, en los contactos se desarrolla una textura brechoide y la granodiorita contiene fragmentos redondeados a subredondeados de diorita (Figs. 5 d y e).

Otro ejemplo de relaciones de contacto entre ambos plutones y también con la caja sedimentaria se puede observar en la base de la quebrada 1 (margen SO del arroyo, Fig. 3), con una exposición excepcional y arealmente restringida (664 m^2) del cuerpo granodiorítico con xenolitos de diorita y fragmentos de la roca de caja sedimentaria (Figs. 6a, b y c). Los fragmentos dioríticos (50% del afloramiento) son subredondeados a subangulosos, sus tamaños varían desde

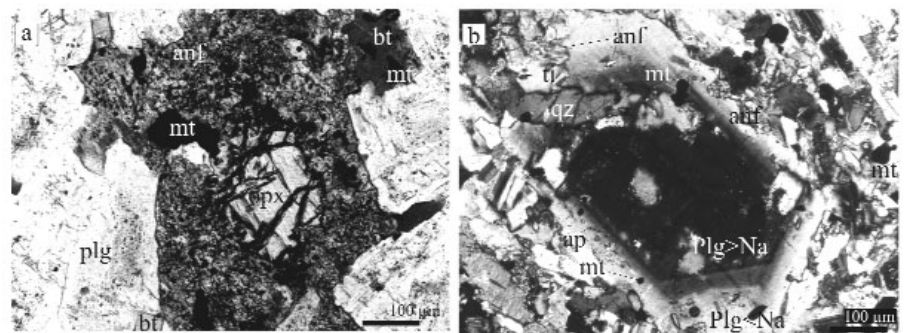


Figura 4: Microfotografías del cuerpo diorítico (nicoles cruzados) a) borde de anfíbol, magnetita y biotita alrededor del ortopiroxeno y b) fenocristal de plagioclasa con desarrollo de textura *antirapakini* e inclusiones de microlitos aciculares de anfíbol, apatita y de magnetita equidimensionales

unos pocos centímetros a varios metros de largo (Fig. 6 a). Es común que un fragmento presente dos tipos de bordes, subredondeado y anguloso (Figs. 6 a y b). También es común la presencia de numerosas venillas leucocráticas (granodiorita) que los atraviesan y dividen en varios bloques angulosos con escaso a casi nulo desplazamiento (Fig. 6 e-g). En otros casos, hay concentración de fragmentos angulosos rodeando bloques dioríticos mayores y por sus escasos desplazamientos se los puede vincular con éstos (Figs. 6 f y g). Presentan textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa y anfíbol (1 x 0,1cm) que se orientan con sus ejes mayores paralelos a los bordes del fragmento. La mineralogía de estos fragmentos difiere del plutón diorítico principal en los siguientes aspectos: 1) carecen de minerales opacos y cuarzo intersticial; 2) el anfíbol es de hábito prismático largo (relación de aspecto de 10), de color rojizo oscuro, con pleocroísmo extremo y no presenta reacción con la pasta; los mafitos (anfíbol, piroxeno \pm biotita) de menor tamaño están totalmente alterados a clots de anfíbol verde, fibroso (del grupo actinolita-ferro actinolita) y titanitas anhedrales; 3) los fenocristales de pla-

gioclasa son escasos y contienen parches y venillas de un feldespato alcalino. En la pasta, los cristales de plagioclasa tienen los contornos desdibujados por el crecimiento de un feldespato más alcalino ($n < 1,54$). Desde el centro y hacia el borde de los fragmentos los cristales de plagioclasa presentan un aumento gradual del grado de alteración a minerales arcillosos. En contacto con la matriz granodiorítica leucocrática, los fragmentos de diorita presentan un borde enfriado de 20 mm de espesor o bien una zona de reacción de hasta 2 cm de espesor compuesta por anfíbol verde de grano fino \pm titanita que pasa a una zona constituida por feldespato alcalino y gradualmente, a la matriz granodiorítica (Figs. 6 h, i y j).

La composición mineralógica de la granodiorita en contacto con los xenolitos dioríticos también difiere de la mineralogía del cuerpo granodiorítico principal: 1) no contiene biotita, magnetita y anfíbol primario; 2) tiene menor proporción de cuarzo intersticial; 3) presenta anfíbol fibroso secundario intersticial, similar al observado en los xenolitos dioríticos y zonas más oscuras con abundante concentración de este anfíbol secundario, es posible que se hayan forma-

do de la desintegración de xenolitos de diorita en la roca hospedante y 4) contiene mayor proporción de plagioclasa con textura *antirapakivi*. Los fragmentos de la roca sedimentaria son escasos ($< 2\%$), tabulares y de dimensiones variables (entre 0,05 m y 8 m long.). Estas rocas han sido transformadas en hornfels gris y castaño claro, de grano muy fino, aunque muchas presentan foliación derivada de los planos de estratificación original. Todas estas características sugieren un comportamiento frágil de la caja y alto contraste térmico entre las sedimentitas y el intrusivo granodiorítico hospedante (Figs. 6 c y d).

PLUTÓN GRANÍTICO

Se distingue en el campo por su color blanco (IC: 0-0,5 %). Está expuesto en el extremo N y E del cerro, como un cuerpo elongado a lo largo de ambas márgenes del arroyo Vegas Peladas, con una extensión de 1,7 x 0,2 km y relación axial de 8,5, si bien la continuidad de su afloramiento se ve interrumpida por los abundantes detritos de falda (Figs. 3 y 7). Las laderas, en ambas márgenes del arroyo, ofrecen ejemplos espectaculares de la morfología de su cúpula y relaciones de intrusividad con la caja sedimentaria y con los plutones diorítico y granodiorítico. En el margen NE, el cuerpo granítico intruye a la Formación Puchenque con relaciones de contacto concordantes (Fig. 7 a). La cúpula del plutón es convexa hacia arriba, conjuntamente con la deformación de las capas de la roca de caja suprayacentes, producida por los esfuerzos del magma durante la intrusión. Estos esfuerzos también provocaron la fracturación de la roca de caja y el desprendimiento de numerosas apófisis desde el techo del plutón, a modo de diques y filones capa (morfología similar a la definida por Llambías (2003) para los lacolitos), conformando un excelente ejemplo de fracturación hidráulica (*stopping*) (Fig. 7b). Este cuerpo incorporó xenolitos de la roca de caja sedimentaria (*pendant*) de hasta varias decenas de metros, bien angulosos, que conservan los planos de estratificación, junto con xenolitos de la diorita notoriamente más redondeados y de menores dimensiones. En la base de la quebrada 1 se observan sus contactos con el

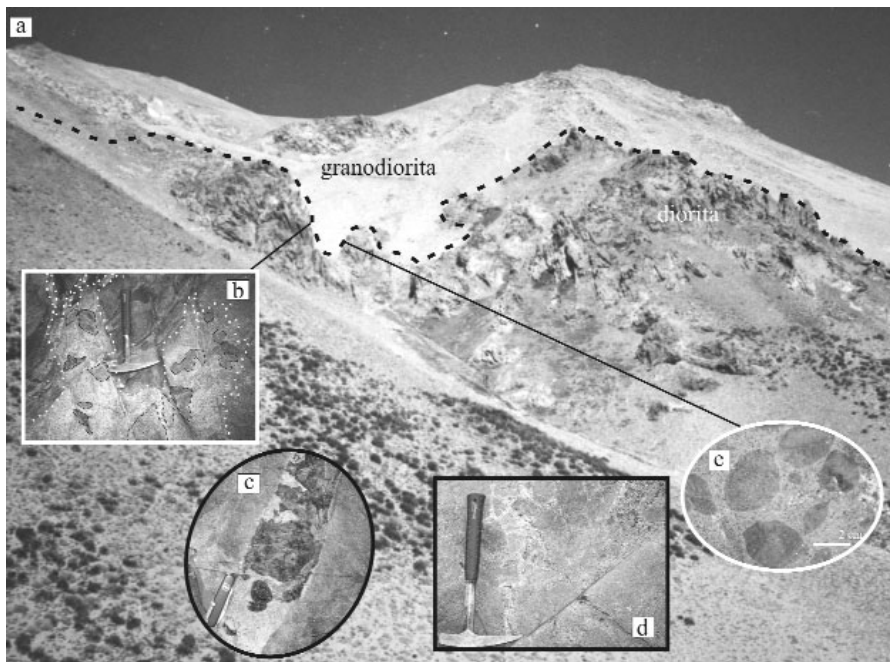


Figura 5: a) Aspecto de los afloramientos de los plutones diorítico y granodiorítico, la línea de trazos negra marca el contacto entre ambos; b y c) diaclasas subverticales, pegmatitas máficas y el detalle del contacto entre ambos plutones; d) dique leucocrático porfiroide que incluye fragmentos redondeados del plutón diorítico; e) detalle de los fragmentos redondeados del plutón diorítico en la matriz granodiorítica.

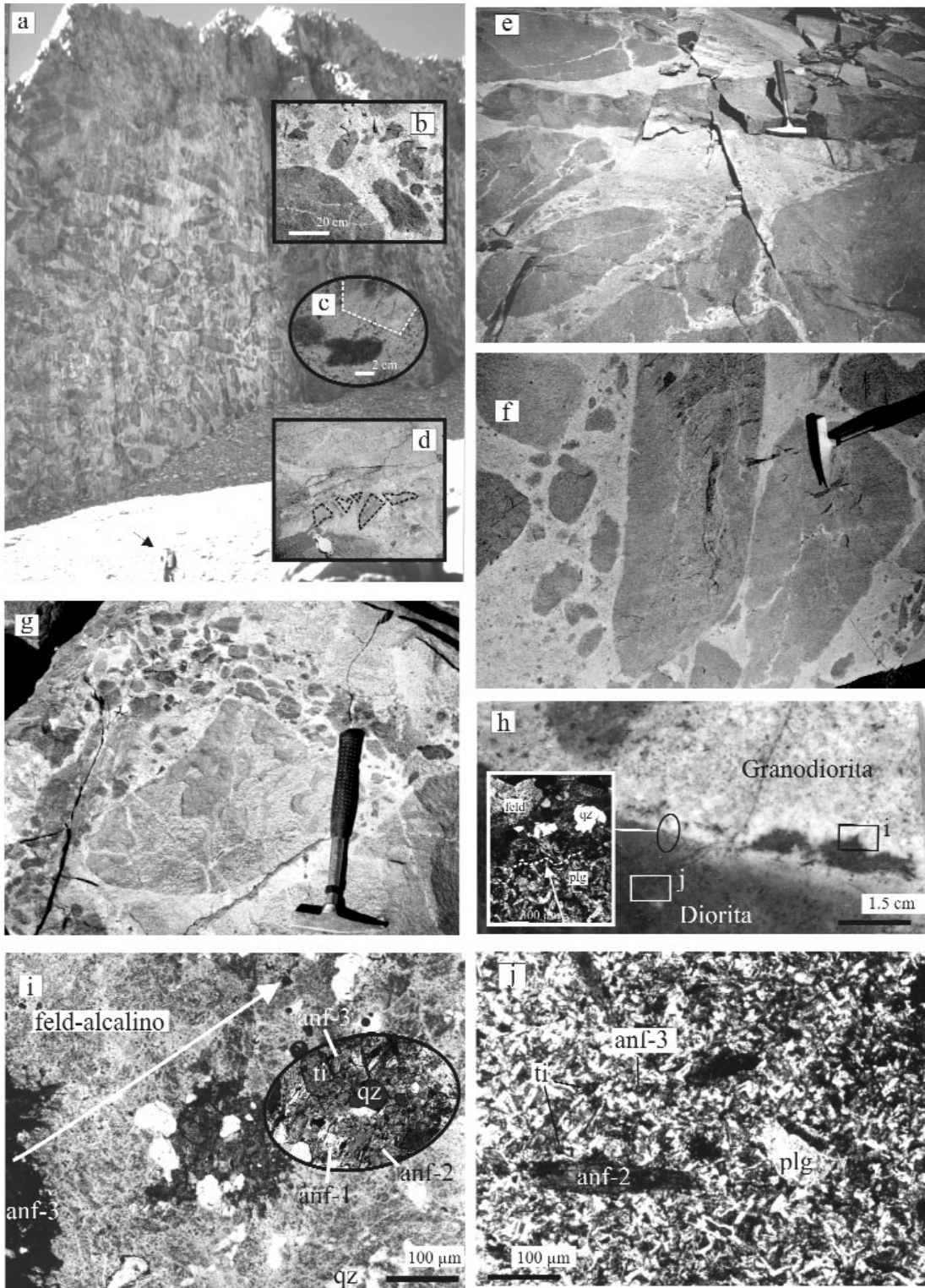


Figura 6: a) Aspecto del afloramiento de la granodiorita con xenolitos de diorita; b) detalle del contacto entre los xenolitos dioríticos y la matriz granodiorítica; c) desintegración parcial de un xenolito de diorita subredondeado y fragmentos angulosos de la roca sedimentaria, d) aspecto de los xenolitos angulosos de la roca sedimentaria resaltados con la línea de trazos blanca; e, f y g) más ejemplos del aspecto de los xenolitos dioríticos dentro de la matriz granodiorítica, sus bordes enfriados, fragmentos menores alrededor de los mayores y las venillas leucocráticas tardías que los atraviesan; h) contacto entre el xenolito diorítico y la matriz granodiorítica con el desmoronamiento de un borde enfriado y detalle del mismo (microfotografía, la flecha blanca indica la dirección desde el xenolito diorítico hacia la matriz granodiorítica) y de la zona de anfíbol; i) microfotografía de la zona de anfíbol (rectángulo en la figura 6 h), con anfíbol verde secundario que gradúa a la zona rica en feldespatos alcalinos y detalle de las relaciones cronológicas entre anfíboles: parche del anfíbol primario (anf-1) dentro del anfíbol rojizo oscuro (anf-2) con alteración parcial a anfíbol verde fibroso (anf-3) y titanita (la flecha blanca indica la dirección desde el xenolito diorítico hacia la matriz granodiorítica), j- microfotografía del xenolito de diorita (rectángulo en la Fig. 6 h): textura porfírica (fenocristales de anfíbol rojizo y plagioclasa en una pasta de plagioclasa con clots de anfíbol verde, fibroso y titanita.

plutón granodiorítico y en lo alto de la misma, con el plutón diorítico. En ambos casos, los contactos son netos y bien definidos (Figs. 3 y 7 c). La textura del plutón varía desde seriada, en

el centro del cuerpo, a microgranuda porfíroide, en el borde. Está compuesto por plagioclasa zonada (40%), cuarzo intersticial (60%), con escasos minerales accesorios (citrón) y relictos de minerales máficos

(<1%); el resto ha sido alterado a un anfíbol verde fibroso del grupo tremolita-ferroactinolita. Es común la presencia de intercrecimiento de cuarzo gráfico y antiperitas en los contactos entre granos de cuarzo y fel-

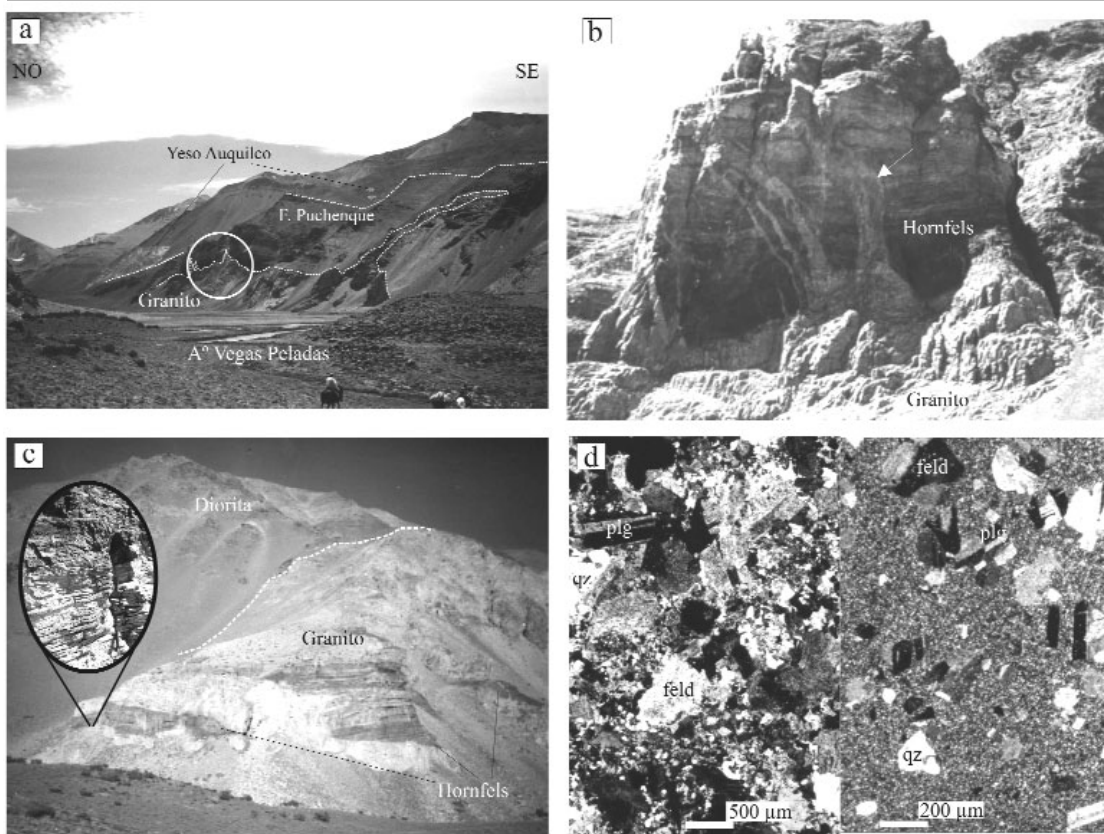


Figura 7: a) Foto panorámica de las relaciones estratigráficas entre las Formaciones Puchenque y Auquilco y de intrusividad del cuerpo granítico; b) Detalle de la cúpula del cuerpo granítico, la flecha blanca señala los xenolitos de roca sedimentaria incluidos dentro de los diques riolíticos (margen NE del arroyo); c) vista panorámica del cuerpo granítico y diques en el margen SO del arroyo, arriba y a la izquierda se observa el contacto con el cuerpo diorítico y en la porción inferior hay fragmentos de la roca sedimentaria envueltos por un dique riolítico, el óvalo señala el contacto foliado entre ambas rocas; d) microfotografía de las texturas seriada del cuerpo granítico y porfírica del dique riolítico (nicoles cruzados).

despato. Los cristales de plagioclasa no desarrollan formas tabulares perfectas y presentan crecimiento y venilleo de un feldespato más alcalino (Fig. 7 d).

Del cuerpo principal del plutón granítico emanan numerosos diques y filones capa riolíticos, con potencias variables, que se emplazan en la roca sedimentaria. Se caracterizan por su textura porfírica a microporfírica y están formados por fenocristales y glomérulos de plagioclasa (25%) y cuarzo (2%) con engolfamientos, en una pasta felsítica de grano muy fino (<10 μm) (Fig. 7 d). En el contacto con las sedimentitas, los diques y filones más potentes (>3 m) forman una zona de brecha (>15 cm espesor) constituida por clastos angulosos de la roca sedimentaria de tamaños variables inmersos en la matriz clara del filón y/o dique.

DIQUES Y FILONES CAPA ANDESÍTICOS

Intruyen a todas las unidades descriptas, son de color morado y de escasa exposición en el sector norte del cerro (Fig. 3), donde la abundancia de detritos de falda restringen

sus afloramientos a dos cuerpos de 1 x 2 m, aparentemente concordante con la roca de caja. En el sector SE del cerro afloran diques tabulares con espesores variables de hasta 2 m que intruyen a los plutones granodiorítico y granítico. Presentan textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa (30-52%), anfíbol (3-5%), en una pasta de plagioclasa (40-63%). Algunos fenocristales de plagioclasa tienen texturas tipo *antirapakini* y es factible que se hayan formado por descompresión durante el ascenso rápido del dique. Ocasionalmente su pasta está alterada a parches y motas de sericita y los mafitos primarios a clorita.

COMPOSICIÓN QUÍMICA

Las rocas analizadas (diorita-tonalita, granodiorita y granito y diques y filones capa andesíticos) presentan concentraciones de SiO₂ que varían entre 54,9 y 75,5 % (Cuadro 1); los valores mayores corresponden al plutón granítico. Al emplear el diagrama de sílice versus álcalis de Middlemost (1994) para su clasificación, los grupos rocosos resultantes son similares a los definidos pe-

trográficamente. Sin embargo, debido a las concentraciones elevadas de álcalis, los diques andesíticos y el granito se clasifican como traquiandesita y sienogranito, respectivamente (Fig. 8 a). Todas las rocas analizadas son subalcalinas con tendencia calcoalcalina (Figs. 8 b y c). De acuerdo a la relación A/CNK (Fig. 9 a) son metaluminosas, tal como lo indica la mineralogía definida previamente. Las razones moleculares A/CNK son iguales o inferiores a 1, límite propuesto por Chappell y White (1992) para separar los granitos tipo I de los tipo S de Australia. En el diagrama K₂O vs. SiO₂ (Fig. 9 b), la mayoría de las muestras se ubican en el campo de las rocas con potasio normal, dos muestras del plutón granodiorítico y la muestra del dique andesítico caen en el campo de alto potasio y el dique riolítico, con alteración de sus feldespatos, cae en el campo de bajo potasio. La concentración de TiO₂ disminuye, significativamente desde el cuerpo diorítico al granítico. Por otro lado, el Zr aumenta en la misma dirección. En consecuencia, la razón Zr/TiO₂ resulta un excelente índice con el cual se puede comparar la distribución de los ele-

CUADRO 1: Elementos mayoritarios de los cuerpos ígneos del cerro de las Minas.

Muestra	2629	2652	2653	2628	2696	2626	2630	2638	2686	VP21 G	2705	VP27E1	VP27G	2713D	VP10	2657
Cuerpo	Plutón diorítico	Plutón diorítico	Plutón diorítico	Plutón diorítico	Plutón diorítico	Plutón diorítico	Plutón diorítico	Plutón diorítico	Plutón diorítico	Plutón diorítico	Dique grano-diorítico	Plutón grano-diorítico	Plutón grano-diorítico	Dique riolítico	Plutón granítico	Dique andisítico (4)
Elemento%																
SiO ₂	56,29	55,91	53,73	54,78	56,74	54,84	54,81	55,15	56,81	58,85	60,85	65,12	63,62	74,03	74,6	54,3
Al ₂ O ₃	18,17	17,52	18,60	18,51	17,93	18,38	18,30	17,53	17,24	17,4	16,74	15,17	16,07	13,85	14,25	17,32
TiO ₂	0,792	0,865	0,832	0,7	0,75	0,851	0,856	0,98	0,73	0,71	0,59	0,58	0,61	0,19	0,19	0,97
Fe ₂ O ₃	7,70	7,36	9,04	8,53	7,78	8,16	8,27	8,15	7,28	6,94	4,9	5,02	5,16	0,58	0,42	8,66
MnO	0,145	0,087	0,118	0,08	0,13	0,146	0,163	0,13	0,12	0,1	0,05	0,05	0,05	0,02	0,02	0,2
CaO	7,03	6,12	7,26	7,14	6,48	7,62	7,27	7,49	7,09	6,17	4,88	4,04	4,64	1,85	0,57	4,2
MgO	2,80	3,08	3,05	2,97	2,69	2,98	3,01	4,16	3,77	2,86	1,87	1,88	2,06	0,19	0,1	3,08
K ₂ O	1,31	1,89	1,10	1,46	1,33	1,17	1,22	1,11	1,78	1,93	2,43	3,6	3,14	0,14	2,35	2,74
Na ₂ O	3,61	3,85	3,79	3,44	3,48	3,87	3,85	3,18	3,29	3,69	3,36	3,29	3,46	7,3	6,32	4,1
P ₂ O ₅	0,229	0,200	0,279	0,32	0,25	0,256	0,250	0,21	0,24	0,22	0,17	0,14	0,18	0,04	0,04	0,29
LOI	0,85	1,91	1,16	1,2	1,1	0,82	0,98	1,2	1	0,9	3,6	0,7	0,7	1,8	1	3,7
Total	98,93	98,79	98,96	99,13	98,66	99,09	98,98	99,29	99,35	99,77	99,44	99,59	99,69	99,99	99,86	99,56

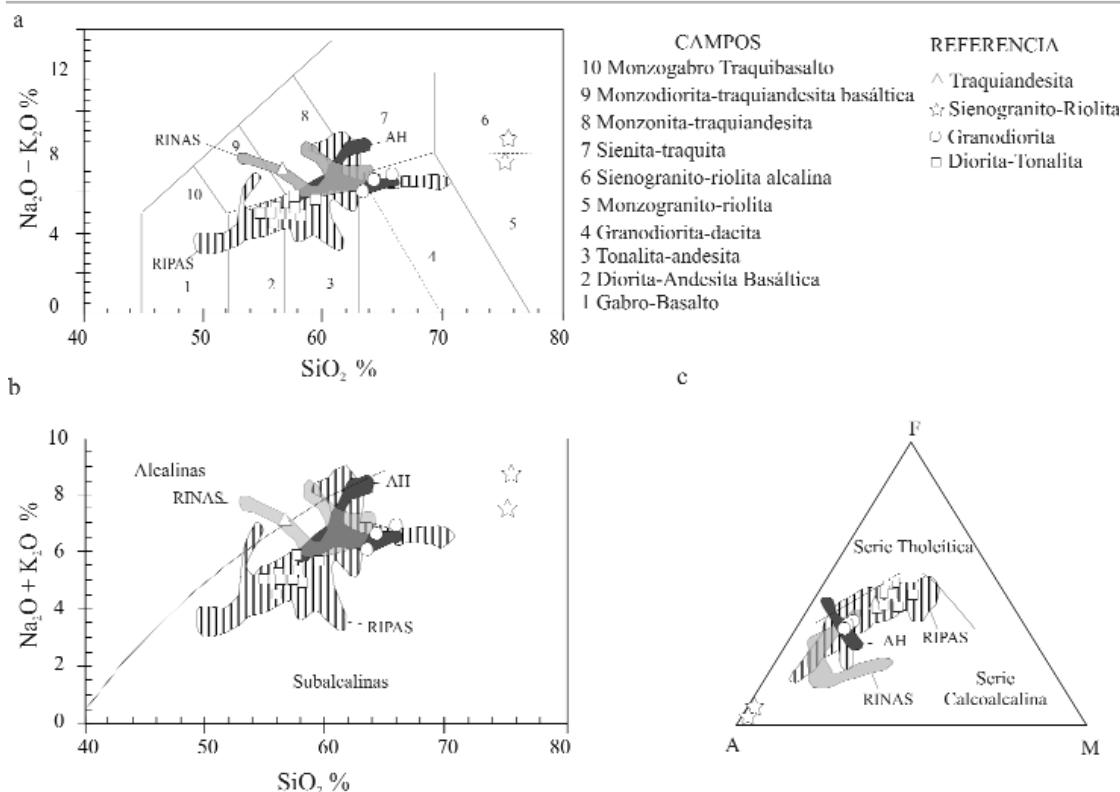


Figura 8: a) Clasificación TAS (álcalis totales versus dióxido de silicio) (luego de Middlemost, 1994 y Bellieni *et al.* 1996); b) álcalis totales versus dióxido de silicio; c- diagrama AFM de las rocas ígneas del cerro de Las Minas. Para comparar se han agregado los campos de las rocas ígneas neógenas asociadas a skarns del SO de Mendoza (RINAS: Hierro Indio y El Kaiser; Pons *et al.* 2004), de otras rocas ígneas neógenas del sudoeste de Mendoza (Andesita Huincán; AH, Nullo *et al.* 2002) y de las rocas ígneas del arco volcánico paleógeno de Neuquén asociadas a skarn (RIPAS: Franchini *et al.* 2003).

mentos químicos en las rocas estudiadas (Fig. 10). Con el aumento de la razón Zr/TiO₂ disminuyen las concentraciones de MgO, FeO + Fe₂O₃, y TiO₂, tendencias que están expresadas, mineralógicamente, por la ausencia de piroxeno, disminución de minerales máficos y ausencia de magnetita, titanomagnetita y titanita en las rocas más silíceas. Las concentraciones de Al₂O₃ y CaO tienen similar comportamiento, mientras que el K₂O y el Na₂O aumentan con el incre-

mento de la razón Zr/TiO₂. El granito y el dique riolítico presentan valores de K₂O menores a los esperados para su grado de diferenciación. En el diagrama de P₂O₅ versus Zr/TiO₂ (Fig. 10), las mayores concentraciones de P₂O₅ corresponden a la diorita que tiene mayor proporción de apatita modal; este óxido disminuye con la diferenciación. Asimismo, las concentraciones de los elementos compatibles Sc, V y Ni, son mayores en la diorita (con minerales máficos y abun-

dantes óxidos) y bajos (V) a nulos (Sc y Ni) en el granito y la riolita. Dado que las muestras de diorita no tienen olivino, los porcentajes variables de piroxenos ± magnetita pueden ocasionar la dispersión de los valores de Ni. Con respecto a los elementos litófilos, las concentraciones más bajas de Rb, K y Ba se hallan en las rocas menos diferenciadas (plutón diorítico) mientras que los máximos se corresponden con el plutón granodiorítico. El Th también aumenta con el aumento

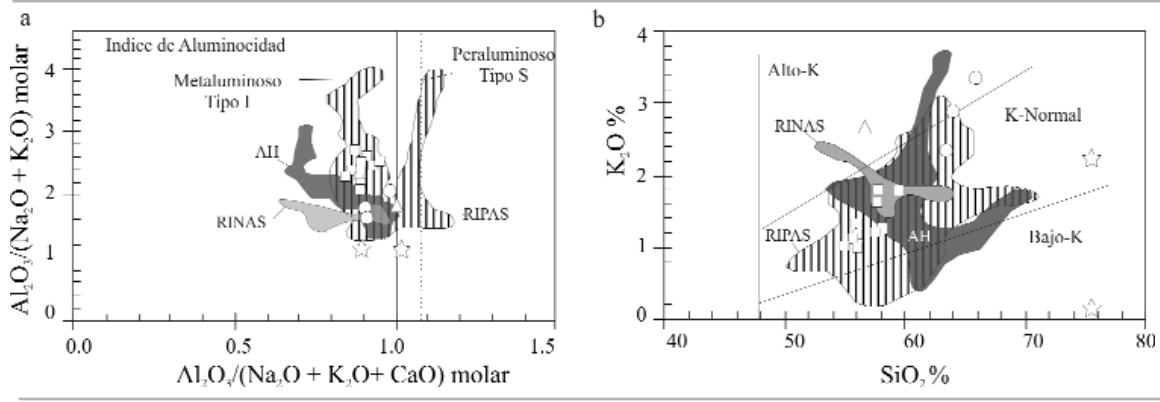


Figura 9: a) Diagramas de saturación en alúmina y b) K₂O versus SiO₂ (según de Le Maitre 1989).

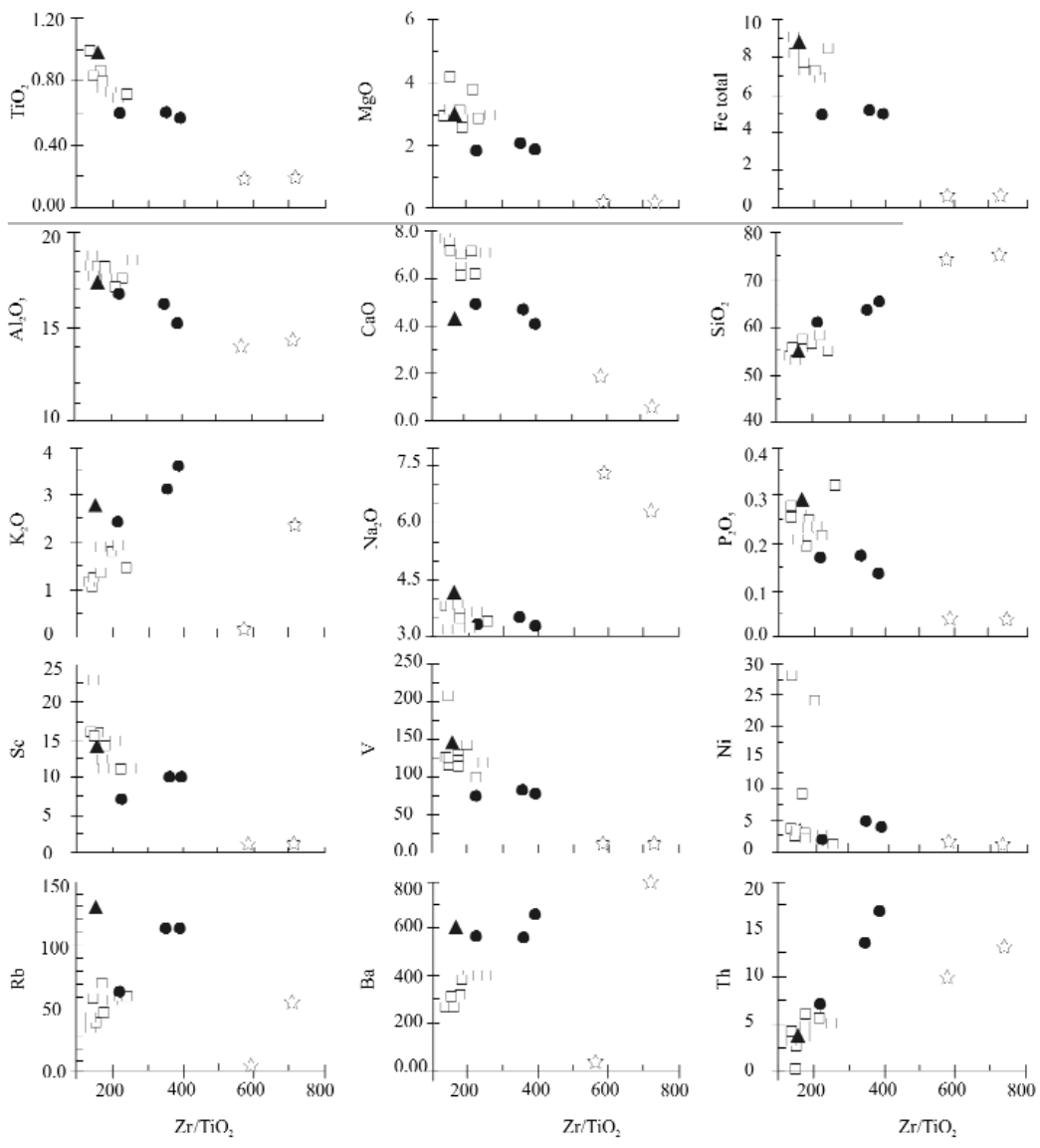


Figura 10: Diagramas de variación Zr/TiO₂ para los óxidos mayoritarios y traza seleccionados de las rocas ígneas del cerro de las Minas.

de la razón Zr/TiO₂ y es más abundante en las rocas más diferenciadas (granodiorita y granito) donde forma parte de la composición de los zircones.

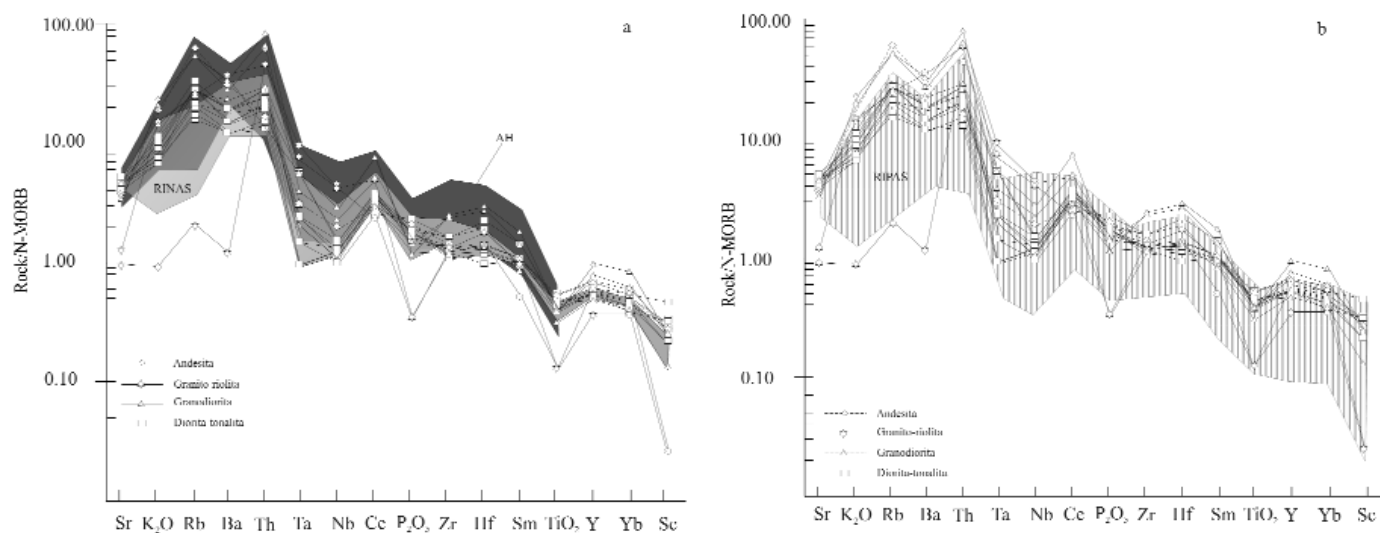
Las concentraciones de tierras raras junto con las de otros elementos traza fueron volcadas en un diagrama spider normalizado a MORB, siguiendo el orden de elementos y

factores de normalización de Pearce (1982, 1983 y 1996) y Pearce *et al.* (1984) (Fig.11 a; Cuadro 2). El patrón es similar para la mayoría de las rocas analizadas, con un enri-

□ Plutón diorítico-tonalítico ● Plutón granodiorítico ☆ Plutón granítico ▲ Diques andesíticos

CUADRO 2: Elementos traza y tierras raras de los cuerpos ígneos del cerro de las Minas; n/a hace referencia al elemento no analizado.

Muestra	2629	2652	2653	2628	2696	2626	2630	2638	2686	VP21 G	2705	VP27E1	VP27G	2713D	VP10	2657
Elementoppm																
Ba	313	394	256	399	377	263	268	307	412	405,2	551	656,5	562	24,2	773,1	596
Ce	37	45	39	29,6	40	34	40	34,5	39,9	45,8	34,4	76	52,5	22,4	49,9	35,3
Nb	6	6	5	4,1	4,4	5	5	5,3	4,7	6,2	5,1	9,9	8,1	14,2	14,6	7,8
Ni	3	9	3	1,5	1,8	3	3	28	24	2,5	2	3,9	4,9	1,3	0,3	3,1
Rb	47	69	38	60,2	45,5	34	44	61	57,8	62,8	63,7	111,6	111,8	4,2	52,9	129,2
Sc	14	12	16	11	11	16	16	23	15	11	7	10	10	1	1	14
Sr	603	601	601	662,7	613,6	643	607	538	621,7	555,8	526,7	417,2	477,5	115,4	150,1	499,1
Th	4	6	< 3	5,1	4,2	3	3	4,1	6	5,7	7	16,8	13,5	9,6	13	3,6
V	116	120	126	121	126	125	117	209	142	102	75	76	81	8	7	143
Y	21	18	21	20,5	20,3	20	20	25,3	21,1	21,6	18	29,3	23,5	11	18	24,6
Zr	137	147	124	172,4	130,5	117	127	139,9	147,6	156,7	130,8	227	217	109,6	137,6	152,2
Cs	1,8	n/a	1,5	1,1	1,3	1,3	1,9	1,9	2	4,3	1,2	1,5	1,9	0,5	0,7	6,8
Hf	3,6	n/a	2,8	5,4	3,9	3,3	3,5	4,1	3,9	4,8	3,8	7,1	6,6	3,4	4,3	4
Ta	0,3	n/a	0,2	0,3	0,4	0,2	0,2	0,4	0,4	0,5	0,5	1	0,7	1,3	1,6	0,6
La	18,8	17	16	13,1	17,9	15,3	17,3	14,7	18,7	19,1	15,3	33,5	23,4	10,5	19,4	17,9
Ce	41,4	45	36,9	29,6	40	34,1	39,4	34,5	39,9	45,8	34,4	76	52,5	22,4	49,9	35,3
Pr	5,18	n/a	4,6	3,98	5,25	4,31	5,01	4,47	4,99	5,58	4,36	8,61	6,14	2,48	5,63	5,07
Nd	21	< 22	21,5	18,9	23,1	18,1	22,2	19,3	22	24,8	18,9	32,1	24,7	8,6	18,8	22,5
Sm	4,3	n/a	4,3	3,8	4,5	4	4,2	4,5	4,6	5	3,6	6,1	4,9	1,7	3,4	4,5
Eu	1,27	n/a	1,45	1,32	1,18	1,23	1,25	1,26	1,13	1,23	1,13	1,08	1,05	0,22	0,69	1,37
Gd	3,09	n/a	3,41	4,02	4,51	3,26	3,29	4,98	3,88	4,18	3,9	5,58	4,54	1,41	2,64	4,44
Tb	0,66	n/a	0,72	0,55	0,54	0,61	0,64	0,72	0,6	0,68	0,52	0,89	0,74	0,25	0,48	0,66
Dy	3,57	n/a	3,99	3,28	3,18	3,41	3,46	4,18	3,56	3,9	2,91	5,42	4,06	1,59	2,67	3,94
Ho	0,63	n/a	0,79	0,66	0,63	0,63	0,79	0,8	0,68	0,8	0,57	1,06	0,84	0,33	0,6	0,78
Er	2	n/a	1,99	2,2	1,92	1,76	1,76	2,62	2,22	2,05	1,94	2,98	2,22	0,99	1,63	2,18
Tm	0,37	n/a	0,32	0,29	0,24	0,28	0,28	0,33	0,27	0,31	0,25	0,46	0,38	0,21	0,28	0,31
Yb	1,95	n/a	2,13	1,94	1,82	1,62	1,81	2,23	2	2,05	1,69	2,81	2,14	1,24	1,85	2,24
Lu	0,32	n/a	0,31	0,33	0,32	0,26	0,27	0,35	0,27	0,36	0,27	0,48	0,38	0,25	0,35	0,28

**Figura 11:** Diagrama de multielementos de las rocas del cerro de las Minas, para compararse han agregado los campos de las RINAS, AH y RIPAS. Orden y factores de normalización según Pearce (1982, 1983).

quecimiento marcado en los elementos más incompatibles, desde el Sr hasta el Th, con concentraciones de Rb, Ba, K y Th enriquecidos en 2,1-64; 1,21-38,7; 7,4-24 y 14-84

veces MORB, respectivamente. El enriquecimiento en Rb, Ba, K y Th, con respecto a MORB y la disminución de los HFSE con respecto a las tierras raras livianas (LREE),

que presentan las rocas más diferenciadas del cerro de las Minas, se correlaciona con la ausencia de accesorios y máficos. En el caso del dique riolítico, la deficiencia en K, Rb, y

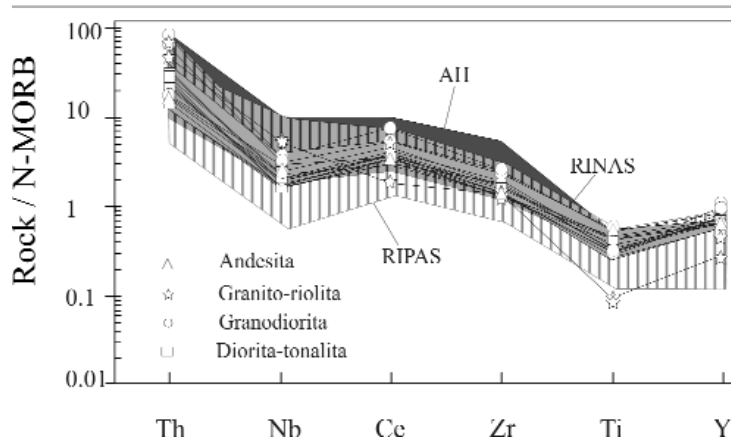


Figura 12: Ploteo de abundancia de elementos traza normalizados a promedio de N-type MORB tholeítico (Pearce 1996).

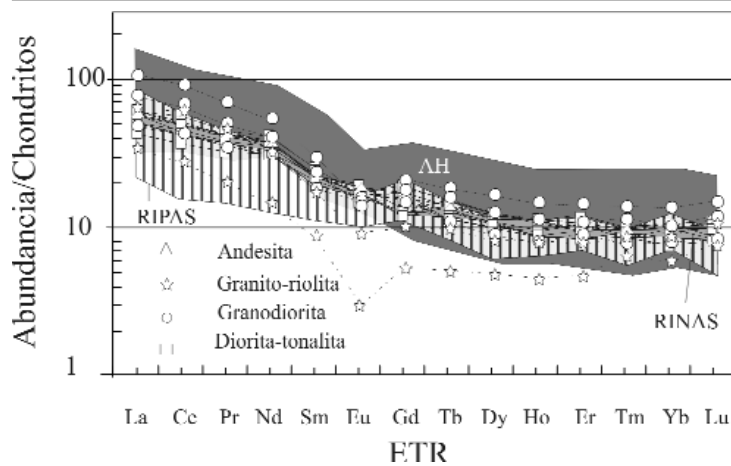


Figura 13: Análisis de tierras raras en roca total normalizadas a chondrito (Boyn-ton 1989).

Ba, como se explicara previamente, obedece a la alteración hidrotermal que lo afecta. En el diagrama de multi-elementos de la figura 12, se observa una anomalía negativa de Nb respecto al Th y Ce para la mayoría de las rocas estudiadas, que es característica de los basaltos calcoalcalinos de arcos de islas (Pearce 1996) y márgenes continentales activos y una anomalía negativa de Ti e Y para las muestras de granito y riolita, que expresa bien el grado de extensión del fraccionamiento dado por la cristalización de los óxidos de hierro y titanio, ambas con las mínimas concentraciones de estos elementos. Las concentraciones de Y y Zr cercanos a 1 para las rocas menos silíceas, indican la ausencia de granate residual en la fuente, en equilibrio con el magma (Pearce 1996). Los análisis de tierras raras en roca total (Cuadro 2) normalizados a condrito (Boyn-ton 1989) se muestran en la figura 13. Las concentraciones de La están enriquecidas entre 33 y 108 veces con respecto al condrito y el Yb supera entre 8 y 15 veces los valores del condrito, correspondiendo, en am-

bos casos, los valores más altos a la granodiorita. El granito y el dique riolítico están empobrecidos en todas las tierras raras (La 34-63 e Yb 6-9). A pesar de que la plagioclasa es uno de los minerales más abundantes en la diorita, ésta carece de anomalía negativa de Eu. Esta anomalía se esboza en la granodiorita y es bien marcada en el dique riolítico y el granito. En términos generales el conjunto de las rocas estudiadas sigue un patrón de tierras raras similar de relaciones (La/Yb)_N bajas que varían en un rango restringido entre 4,4 y 8, independiente del grado de diferenciación. Dado que las relaciones La/Sm, Sm/Yb y La/Yb son una medida del comportamiento de la pendiente de las tierras raras livianas y pesadas, respectivamente, los bajos valores obtenidos para todas las rocas del cerro de Las Minas (La/Sm < 6, Sm/Yb < 2,5, La/Yb < 12), sugieren que los magmas de los que ellas derivan se emplazaron en una corteza relativamente fina (35-50 km), caracterizada por la escasez o ausencia de granate como fase mineral residual en equi-

librio con el fundido (Kay *et al.* 1999) (Figs. 14 a y b).

DISCUSIÓN

CRONOLOGÍA DE LOS CUERPOS ÍGNEOS

La cartografía de detalle y las relaciones de corte expuestas en este trabajo, han permitido identificar nuevos cuerpos ígneos y determinar sus cronologías relativas en el siguiente orden: (1) plutón diorítico-tonalítico; (2) plutón granodiorítico; (3) plutón granítico; (4) diques y filones capa andesíticos y cubriendo a éstos los mantos de basaltos. Arspide (1972) asigna las unidades intrusivas (1 a 2) al Mollelitense y las unidades efusivas al Palaocolitense de Groeber (1947), equivalentes a las rocas plutónicas andinas de edad oligocena-miocena y a la Formación Palaoco del Mioceno superior-Plioceno, respectivamente (Dessanti 1978). En la síntesis regional de Nullo *et al.* (2002), las unidades intrusivas se asignan a la Andesita Huincán (17,3-14,4 Ma).

RELACIONES DE CONTACTO ENTRE LOS CUERPOS ÍGNEOS

Los siguientes elementos descriptos al analizar la geología de los cuerpos ígneos, indican que estas rocas se emplazaron en los niveles someros de la corteza, en un medio rígido (Llambías 2003): 1) las pegmatitas máficas derivadas del plutón granodiorítico que intruyen al plutón diorítico; 2) el tamaño de grano fino y la textura porfírica de estos cuerpos; 3) la presencia de miarolas, brechas, venillas y alteraciones; 4) los xenolitos de roca sedimentaria alojados en los plutones diorítico, granodiorítico y granítico, son angulosos y preservan las estructuras primarias. Sin embargo, la morfología (redondeamiento-angulosidad) de los xenolitos dioríticos dentro del cuerpo granodiorítico sugiere que el comportamiento reológico de estas rocas fue más complejo localmente. La intrusión del magma granodiorítico en el cuerpo diorítico y la incorporación, en el primero, de xenolitos dioríticos, tienen que haber comenzado antes que el magma diorítico cristalizara completamente, de allí los bordes redondeados que presentan varios xenolitos (comportamiento

dúctil del cuerpo diorítico). Una vez finalizada la cristalización de los xenolitos dioríticos y al continuar la inyección del magma granodiorítico, se produjo el fracturamiento (angulosidad) y el venilleo de estos bloques mayores, es decir que la fragmentación se produjo por una rotura tardía, de comportamiento frágil (Llambías 2003). En algunos casos esta rotura tardía no alcanzó a separar los distintos fragmentos del xenolito original, como lo demuestran los fragmentos menores alrededor de un bloque mayor.

La elevada proporción de xenolitos dioríticos en el cuerpo granodiorítico con formas redondeadas a subredondeadas, los bordes enfriados y las venillas leucocráticas de granodiorita que los atraviesan, sugieren que hubo una mezcla física (*mingling*) entre estos dos magmas de composición, temperatura y estados de cristalización ligeramente diferentes (Hibbard 1995). Por otro lado, los feldespatos manteados en la diorita y granodiorita y las diferencias mineralógicas que presentan estas rocas con respecto a sus composiciones originales observadas en los cuerpos diorítico y granodiorítico vecinos (p. ej., ausencia de mafitos, presencia de anfíbol pardo rojizo de hábito prismático largo, feldespatos alcalinos, titanita), indicarían que, localmente, hubo modificación química. También las bandas metamórficas descritas en el contacto entre ambas facies (diorita-granodiorita) son frecuentes en los cuerpos donde ha habido mezclas (químicas) entre magmas de bajo contraste térmico, proceso que produce la disgregación de cúmulos de cristales en el magma menos cristalizado (Figura 5) y la difusión de elementos entre ambos (Hibbard 1995). En la diorita, es probable que la transformación del piroxeno en anfíbol, biotita y magnetita se haya producido debido al enfriamiento durante la inyección del magma granodiorítico, más frío y félsico, que promovió la contracción y el posterior fracturamiento del cuerpo diorítico, con exolución de fluidos antes de que esta roca cristalizara completamente. Esta textura es común en cuerpos ígneos generados por mezcla de magmas (P. González, com. pers.).

De acuerdo a las consideraciones previas, los magmas de composición diorítico y granodiorítico han interactuado como una mezcla física (*mingling*), con intercambio

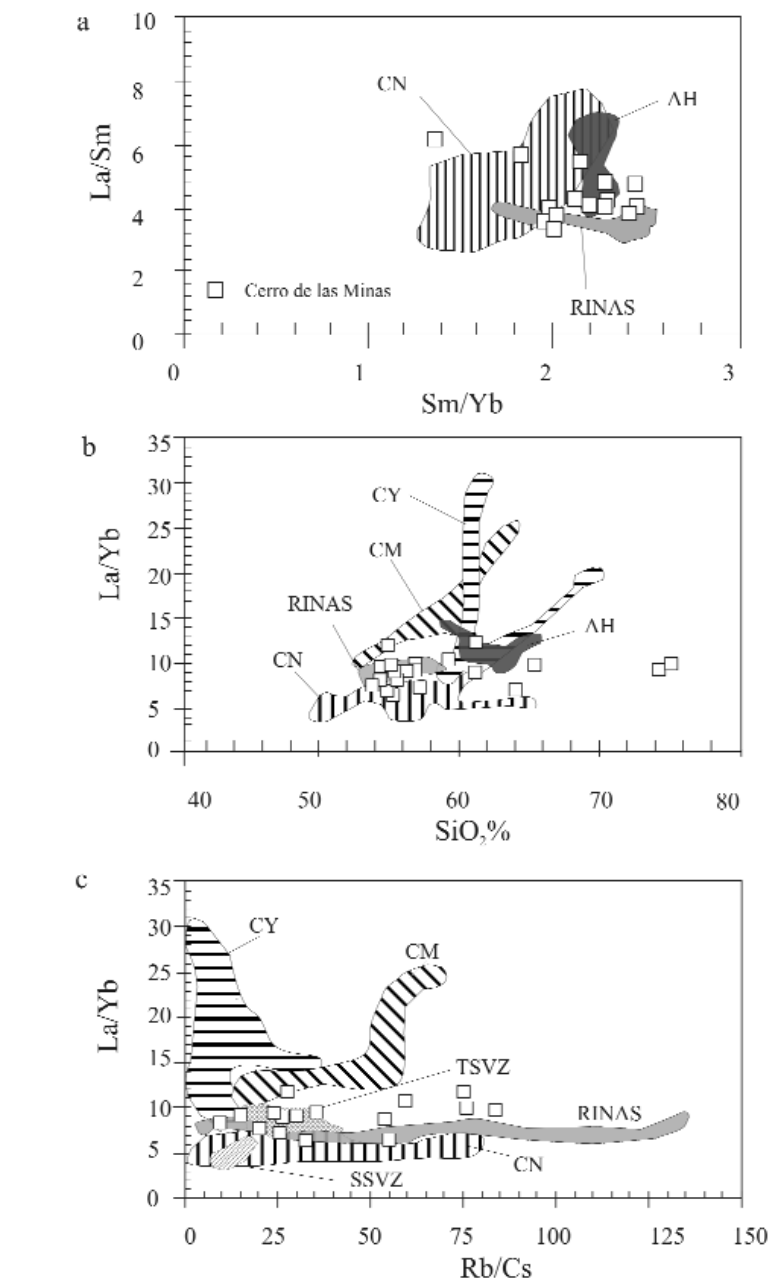


Figura 14: a) Relaciones La/Sm versus Sm/Yb de las rocas ígneas del cerro de las Minas comparadas con los campos de las rocas ígneas del cerro Nevazón, del Paleógeno de Neuquén y de las rocas ígneas del sudoeste de Mendoza (AH y RINAS); b) Dia-grama La/Sm versus SiO₂ y c) Dia-grama La/Yb versus Rb/Cs para las rocas ígneas del cerro de las Minas, también se graficaron los campos de las rocas ígneas ne-ógenas del sudoeste de Mendoza (AH y RINAS) y del Pale-ógeno de Neuquén (CN-CY-CM).

químico localizado. La presencia de xenolitos de una facies dentro de otra y sus características reológicas implican que estos magmas no alcanzaron a mezclarse totalmente (*mixing*) y, por lo tanto, a hibridizarse químicamente, debido a que el magma más máfico alcanzó el estado sólido antes de producida la mezcla química (Marshall y

Sparks 1984).

EVIDENCIAS DE EVOLUCIÓN DE LOS CUERPOS ÍGNEOS POR CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA

Los diagramas de Harker (Fig.10) ponen de manifiesto la participación de procesos de

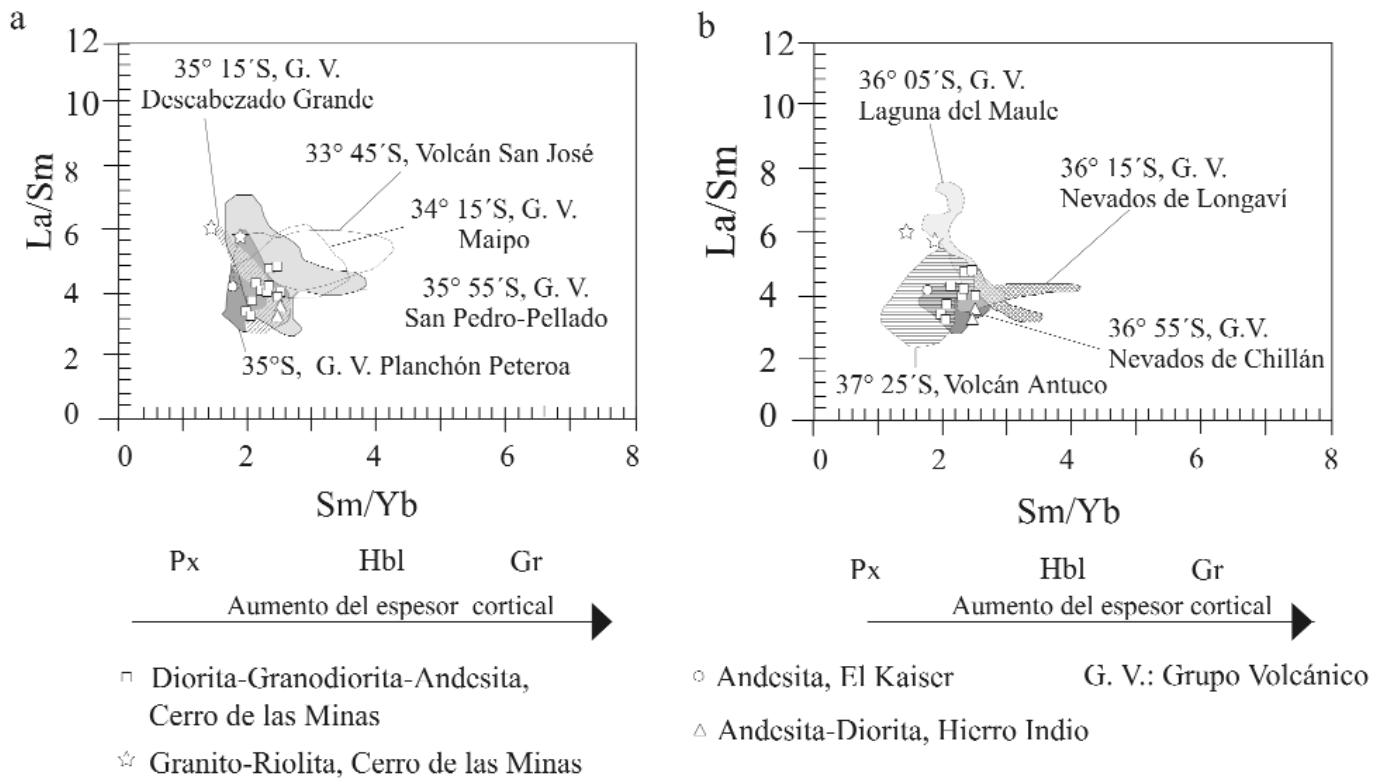


Figura 15: Relaciones La/Sm versus Sm/Yb para las rocas cerro de las Minas, Hierro Indio y El Kaiser, comparadas con aquellas de la SVZ (datos del Complejo volcánico Pedro-Pellado de David-son *et al.* 1988; otros datos de la SVZ de archivos de L. López Escobar). Estos diagramas ilustran las relaciones entre los modelos de tierras raras y el espesor cortical (Hildreth y Moor bath 1988).

cristalización fraccionada en la evolución de los cuerpos ígneos en los siguientes aspectos: 1) la concentración de TiO₂ disminuye, significativamente, desde el cuerpo diorítico al granítico, como consecuencia del fraccionamiento de los óxidos e hidróxidos de Fe y Ti, 2) la disminución en las concentraciones de Al₂O₃ y CaO y el aumento de las concentraciones de K₂O y Na₂O con el incremento de la razón Zr/TiO₂ es coherente con el fraccionamiento de las plagioclasas. El granito y el dique riolítico, con valores de K₂O menores a los esperados para su grado de diferenciación, se desvían de esta tendencia debido a la alteración sódica que los afecta (Pons inédito), 3) la disminución de P₂O₅ con el aumento de la razón Zr/TiO₂ (Fig. 10) concuerda con la disminución de apatita modal desde la diorita al granito, sugiriendo un fraccionamiento de este mineral con el aumento en el grado de diferenciación, 4) el que las concentraciones más bajas de K, Rb y Ba se encuentren en las rocas del plutón diorítico mientras que los máximos se encuentran en las rocas del plutón granodiorítico es tam-

bién concordante con un proceso de cristalización fraccionada. La dispersión en los valores de estos elementos en el granito y en el dique riolítico obedece a la movilización de K₂O y ganancia de Na₂O dada por la acción de procesos hidrotermales. El grado de diferenciación también se pone de manifiesto en las concentraciones de los elementos compatibles Sc, V y Ni, que pueden ser incorporados en los silicatos y óxidos que cristalizan temprano (Sc en piroxenos, V en los óxidos de hierro y Ni en olivino y espinelas). La anomalía negativa de Ti e Y para las muestras de granito y riolita expresa bien el grado de extensión del fraccionamiento de los óxidos de hierro y titanio, ambas con las mínimas concentraciones de estos elementos. El empobrecimiento en todas las tierras raras (La 34-63 e Yb 6-9) observado en el plutón granítico y en el dique riolítico se puede explicar por la carencia o escasez de minerales máficos y accesorios que las concentran (p. ej., anfíbol, piroxeno, magnetita, apatita y titanita). La carencia de anomalía negativa de Eu en la diorita, a pesar que la plagioclasa es uno

de los minerales más abundantes en ella, puede obedecer a la escasez o ausencia del fraccionamiento de este mineral en su magma parental. Otra explicación podría ser, que el magma parental, al tener una alta fugacidad de oxígeno, como lo demuestra la gran abundancia de magnetita, hace que el Eu, al igual que las otras tierras raras, actúe con valencia +3 y no +2, por lo cual no entra en la estructura cristalina de la plagioclasa. Esta anomalía se esboza en la granodiorita y es bien marcada en el dique riolítico y el granito, donde señala la participación del fraccionamiento de los feldespatos en la diferenciación de estos últimos cuerpos ígneos.

COMPARACIÓN CON OTRAS ROCAS ÍGNEAS NEÓGENAS ASOCIADAS A SKARNS DE FE DE LA CORDILLERA PRINCIPAL MENDOCINA

Los cuerpos ígneos que forman los cerros Mojón de las Aguadas-Redondo y Caceras del Colorado, se emplazan en este segmento de la Cordillera Principal del SO de

Mendoza, al norte y al sur, respectivamente, del cerro de Las Minas (Figs. 1 y 2). En el contacto con las rocas sedimentarias, estas rocas ígneas también han originado skarns y mineralización de hierro (prospectos Hierro Indio y El Kaiser, Fig. 2). De acuerdo a las edades obtenidas hasta el presente (7 ± 1 Ma, Ramos y Nullo 1993; $13, 6 \pm 2.6$; $11, 8 \pm 0.8$ Nullo *et al.* 2002; $15, \pm 3$, Franchini *et al.* 2005, Franchini *et al.* en prensa), estas rocas ígneas forman parte del magmatismo neógeno asignado por Nullo *et al.* (2002) a la Andesita Huincán (AH), (Fig 2). En Hierro Indio y El Kaiser, las rocas ígneas intruyen a las rocas sedimentarias del Grupo Mendoza, a modo de pequeños plutones dioríticos ($10.000- 630.000$ m²) y numerosos diques y filones capa de composición andesítica. Los plutones dioríticos tienen una coloración gris a gris verdosa, presentan una textura microporfírica y del mismo modo que las rocas del cerro de las Minas, están compuestos mayoritariamente por plg + anf + px \pm mt \pm ti y cuarzo intersticial. Sin embargo, los diques y filones andesíticos de Hierro Indio y El Kaiser, difieren de los cuerpos similares del cerro de las Minas en su color gris claro y su textura porfírica, con fenocristales de anfíbol negro de gran desarrollo ($1,5-2 \times 0,3-0,5$ cm). La mineralogía rica en magnetita de estas rocas ígneas (Franchini y Dawson 1999, Pons *et al.* 2004, Franchini *et al.* 2005) sugiere que los magmas de los cuales derivan evolucionaron en un ambiente con alta fugacidad del oxígeno. Las composiciones químicas de las rocas ígneas de Hierro Indio y El Kaiser son similares a las rocas ígneas del cerro de las Minas analizadas en este trabajo y a las facies más máficas de la Andesita Huincán (Nullo *et al.* 2002). En efecto: 1) son rocas subalcalinas con afinidad calcoalcalina, metaluminosas, de alto y medio potasio (Figs.8 y 9), 2) sus elementos traza normalizados a MORB (Pearce 1996) muestran una anomalía de Nb con respecto a Th y Ce, concentraciones mayores de Nb y Zr y menores de Ti e Y con respecto a MORB, que son características de los basaltos calcoalcalinos (Fig. 12), 3) los patrones de sus elementos traza normalizados a MORB (Pearce 1982, 1983, Pearce *et al.* 1984) son típicos de un arco continental calcoalcalino, con altas y variables concentraciones de elementos

alcalinos, alcalinotérreos y Th y baja relaciones HFSE/LREE (Figs. 11, 12 y 13) (Kay *et al.* 1987, 1988, Pearce 1996), 4) sus concentraciones de elementos mayoritarios y traza, incluyendo tierras raras, son típicas de los plutones primitivos, del tipo I, asociados a los skarns de Fe (Christiansen y Keith 1996, Meinert 1995).

COMPARACIÓN CON LAS ROCAS ÍGNEAS PALEÓGENAS ASOCIADAS A SKARNS DE LA CORDILLERA PRINCIPAL NEUQUINA

En la Cordillera Principal del NO de Neuquén ($36^{\circ} 30'-38^{\circ}S$), las rocas ígneas paleógenas de los cerros Nevazón y Caicayén y del distrito Campana Mahuida, también han generado skarns mineralizados: de tipo reducidos con características de skarns de Au (Cerro Nevazón), skarns de Fe (pirita) (Caicayén) y skarns de Cu (Campana Mahuida). Los dos últimos están vinculados genéticamente a alteraciones de tipo pórfiro de Cu y un pórfiro de Cu, respectivamente. Si bien estos tres grupos rocosos se formaron a expensas de magmas similares generados a partir de la fusión de una fuente mantélica, las diferencias evolutivas entre ellos se correlacionan con distintos estilos de alteración y mineralización en los skarns (Franchini *et al.* 2003).

Las diferencias y similitudes entre los plutones del SO de Mendoza y los plutones de la Cordillera Principal del NO de Neuquén, se visualizan en los diagramas La/Yb versus Rb/Cs y La/Yb versus SiO₂ de las figuras 14 a y c. En estos diagramas, las rocas ígneas neógenas del SO mendocino (Vegas Peladas, Hierro Indio, y El Kaiser) definen una tendencia horizontal similar a la de las rocas ígneas del cerro Nevazón. Estas rocas son las más primitivas del grupo rocoso del NO neuquino; sus magmas parentales no experimentaron contaminación cortical y fraccionamiento del anfíbol como los intrusivos de Caicayén y Campana Mahuida (véase discusión en Franchini *et al.* 2003). Presentan razones La/Yb bajas y constantes pero razones Rb/Cs y concentraciones de SiO₂ variables. Las concentraciones de Rb variables en las rocas de Vegas Peladas y de Cs en las rocas de Hierro Indio y El Kaiser, son responsables de la dispersión de la

razón Rb/Cs. Dado que los procesos de cristalización fraccionada prácticamente no alteran el valor de la razón Rb/Cs, es probable que los procesos hidrotermales posteriores hayan afectado dicha razón en estas rocas, adquiriendo valores muy dispersos, pues la movilidad del Rb puede ser distinta a la del Cs en estos últimos procesos. La razón La/Yb constante en las rocas del SO de Mendoza puede obedecer al fraccionamiento de minerales con similares coeficientes de distribución sólido/líquido para las tierras raras pesadas y livianas (ej. olivino \pm plagioclasa \pm ortopiroxeno) (Rollinson 1993).

También las concentraciones de tierras raras de las rocas mendocinas son similares a las concentraciones que presentan las rocas del cerro Nevazón (CN) ($37,5^{\circ} S$) y las rocas volcánicas del arco volcánico cuaternario del segmento de transición ($34,5^{\circ}-37^{\circ} S$) de los Andes del Sur, (grupos volcánicos Planchón-Peteroa, $35^{\circ}-35,2^{\circ}S$ y Nevados de Chillán, $36,9^{\circ}S$; Figs. 1, 12; 14 y 15) emplazadas en una corteza continental relativamente delgada (30-50 Km) (Davidson *et al.* 1988, Hildreth y Moorbath 1988, Franchini *et al.* 2003), sugiriendo que estas rocas han evolucionado a partir de magmas primarios, calcoalcalinos originados por aproximadamente un 10% de fusión del manto de naturaleza peridotítica, con escasez a ausencia de granate residual. Sin embargo, la diferencia en la razón Sm/Yb para similares razones La/Sm entre estos grupos rocosos, sugiere un ligero aumento del espesor cortical de sur a norte (Fig 15). Las rocas ígneas de Vegas Peladas, Hierro Indio, y el Kaiser ($35,0^{\circ}-35,7^{\circ}S$) son similares a las de los grupos volcánicos Planchón Peteroa ($35^{\circ}-35,2^{\circ}S$) y Nevados de Chillán ($36,9^{\circ}S$), emplazados en una corteza relativamente delgada (~ 35 km) (Hildreth y Moorbath 1988, Tormey *et al.* 1991), mientras que las rocas de cerro Nevazón caen dentro del campo del volcán Antuco, emplazado en una corteza aún más fina (~ 30 km) (Franchini *et al.* 2003).

CONCLUSIONES

Las rocas ígneas del cerro de las Minas ($35,3^{\circ}S$) constituyen un ejemplo de la actividad magmática que tuvo lugar en el arco

volcánico neógeno del segmento sur de la Cordillera Principal mendocina. Consisten en un conjunto de plutones cogenéticos con un amplio rango composicional (diorita-granito), que evolucionaron por cristalización fraccionada de sus componentes minerales principales (pl-px-anf-mt-ti), en ambientes con alta fugacidad de oxígeno y procesos localizados de *mingling* entre magmas de bajo contraste térmico (diorítico-granodiorítico). Los emplazamientos de estos cuerpos intrusivos tuvieron lugar en niveles corticales superficiales y en un medio rígido. Sus características petrográficas y geoquímicas (calcoalcalinas, metaluminosas, del tipo I) son similares a las de otros cuerpos ígneos neógenos asociados a *skarns* de Fe del SO de Mendoza (Hierro Indio, El Kaiser) y a las rocas ígneas del cerro Nevazón (arco volcánico paleógeno del NO neuquino), para las cuales se ha establecido un origen a partir de magmas primarios calcoalcalinos producidos por aproximadamente un 10% de fusión de un manto peridotítico, con escasez a ausencia de granate residual. Sin embargo, un leve aumento en la razón Sm/Yb para similares razones La/Sm al pasar de las rocas neuquinas (sur) a las mendocinas (norte), sugiere un ligero aumento del espesor cortical durante el Neógeno desde el NO de Neuquén al SO de Mendoza. Esta tendencia es similar a la observada en el frente volcánico cuaternario de los Andes entre los 34,5° y 37°S. Desde el punto de vista metalogenético, las rocas ígneas de Vegas Peladas, Hierro Indio y El Kaiser, guardan similitudes con los plutones primitivos vinculados a los *skarn* de Fe de otros márgenes convergentes del mundo, como por ejemplo Iron Hill, Merry Widow, Iron Crown y Zeballos, en British Columbia, Canadá (Meinert 1984 y 1995, Ettlinger 1990), Peña Colorada, en Colima, México (Zürcher *et al.* 2001), Karakaene-Ndi y Goto, en Faléme Iron District, Senegal (Schwartz y Melcher 2004), que han experimentado escasa o nula contaminación cortical y evolucionaron en un ambiente con alta fugacidad del oxígeno.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a los Dres. Etcheverry, de Barrio y Lanfranchini, sus colaboraciones y

sugerencias durante el trabajo de campo y al Dr. Pablo González por sus excelentes sugerencias y aportes y también a los árbitros por la lectura crítica del trabajo, que ayudaron a mejorar este manuscrito. Este proyecto fue financiado por el PIP 2726 (CONICET) y un subsidio personal otorgado por la SEG.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V. 1942. El yacimiento de calcopirita del cerro La Virgen. Los depósitos de magnetita y hematina de Vegas Peladas y los de Baritina y mineral manganesífero del arroyo Las Minas. Distrito de Malargüe, Departamento de San Rafael. Dirección de Minas y Geología. Carpeta 101, 17 p. y 4 láminas, Buenos Aires.
- Arrospeide, A. 1972. Depósitos Minerales de Hierro de Vegas Peladas Mina Nenche. Dep. de Malargüe, Mendoza, Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología 3 (1-2): 117-131.
- Bellieni, G., Visentin, E. y Zanettini B. 1996. Use of Chemical TAS Diagram (Total Alkali Silica) for Classification of Plutonic Rocks: Problems and Suggestions. I.U.G.S. Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, Contribution 157, 3 p., Pavoda.
- Boynton, N.V. 1989. Cosmochemistry of the rare earth elements: condensation and evaporation processes. En Lipin, B. R. y MacKay, G.A. (eds.) Geochemistry and Mineralogy of Rare Earths, Mineralogical Society of America, Review in Mineralogy 21: 1-24.
- Chappell, B.W. y White, A.J.R. 1992. I- and S-type granites in the Lachland fold belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh 83: 1-26.
- Christiansen, E.H. y Keith, J.D. 1996. Trace Element Systematics in Silicic Magmas: A Metallogenic Perspective. En Wyman, D.A. (ed.) Geological Association of Canada, Short Course Notes 12:115-151.
- Dessanti, R.N. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 28b, Malargüe, Provincia de Mendoza, SSM, Servicio Geológico Nacional, Boletín 149, 50 p., Buenos Aires.
- Davidson, J. P, Fergusson, K. M., Colucci, M. T. y Dungan, M. A. 1988. The origin and evolution of magmas from the San Pedro-Pellado volcanic complex, S. Chile: multicomponent sources and open system evolution. Contributions to Mineralogy and Petrology 100: 429-445.

- Ettlinger, D. 1990. A geological analysis of gold skarns and precious metal enriched iron and copper skarns in British Columbia, Canada. Ph. D. Thesis, Department of Geology, Washington State University, (inédita) 246 p., Washington.
- Franchini, M. B. y Dawson, K. 1999. Manifestaciones metálicas asociadas a skarns del sudoeste de Mendoza y noroeste de Neuquén. En Zappetini, E. (ed) Recursos minerales de la República Argentina., Anales 35: 1535-1545.
- Franchini, M. B., López Escobar, L., Schalamuk, I. B. A. y Meinert, L. 2003. Magmatic characteristics of the Paleocene Cerro Nevazón region and other Late Cretaceous to Early Tertiary calc-alkaline subvolcanic to plutonic units in the Neuquén Andes, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 16: 399-421.
- Franchini, M. B., de Barrio, R. E., Ríos, F. J., Schalamuk, I. B., Lanfranchini, M., Pons, M.J. 2005. Petrología, química mineral y paragénesis del depósito Hierro Indio, Mendoza. Guías para la exploración de Fe. En Cabaleri N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Ostera, H.A. y Panarello, H.O. (eds.) 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 303-310.
- Franchini, M.B., de Barrio, R., Pons, M.J., J., Schalamuk, I.B., Ríos, J., y Meinert, L. 2007. Fe Skarn, IOCG-, and Manto-Type Cu (Ag) Deposits in the Andes Cordillera of SW Mendoza (34-36°S), Argentina. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum (CIM), Exploration and Mining Geology, y la Geological Society (eds.) IOCG deposits and Fe Skarns, Canada Special Issue 16: 2-3 (en prensa).
- Groeber, P. 1947. Observaciones Geológicas a lo largo del meridiano 70. Hojas Bardas Blancas y Los Molles. Revista Sociedad Geológica Argentina 2 (4): 409-433, Buenos Aires.
- Haller, M. J., Nullo F. E. y Proserpio C. A. 1985. Geoquímica de elementos mayores de las volcánitas andinas del Terciario inferior (34°-36°). Departamento de Geología, Universidad de Chile, Comunicaciones 35: 97-100, Santiago.
- Hibbard, M.J. 1995. Petrography to petrogenesis. En McConnin, R. (ed.), Prentice Hall, Englewood cliffs, New Jersey, 586 p., New Jersey.

- sey.
- Hildreth, W.E. y Moorbath, S. 1988. Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 455-489.
- Jordan, T., B. Isacks, Ramos, V.A. y Allmendinger, R.W. 1983. Mountain building model: The Central Andes. *Episodes* (3): 20-26, Ottawa.
- Kay, S., MaksaeV, V, Mpodozis, C, Moscoso, R, y Nasi, C. 1987. Probing the evolving Andean lithosphere; Mid-late Tertiary magmatism in Chile (29°-30.5°S) over the zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research* 92: 6173-6189.
- Kay, S., MaksaeV, V, Mpodozis, C, Moscoso, R., Nasi, C. y Gordillo C. 1988. Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28°S y 33°S: correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal of South American Earth Sciences* 1: 21-28.
- Kay, S., Mpodozis, C., Ramos V., Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33.8°S). *Geological Society of America, Special Paper* 265:113-137.
- Kay, S., Mpodozis, C. y Coira, B. 1999. Neogene magmatism, tectonism and mineral deposits of the Central Andes (22° to 33°S). En Skinner, B. J. (ed.) *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*, Society of Economic Geology Special Publication 7: 27-59.
- Kozłowski, E.E, Manceda R. y Ramos V.A. 1993. Estructura. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1(18): 87-114, Mendoza.
- La Rocque, J.A. 1968. Informe final del Cerro Torrecillas, Área de reserva N° 31, provincia de Mendoza, Argentina. Plan Cordillerano, DGF, (inédito) 10 p., Buenos Aires.
- Legarreta, L., Gulisano, A. y Uliana, A. 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1(9): 87-114, Mendoza.
- Linares, E. y González, R. 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1975-1987. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria 19, 628 p., Buenos Aires.
- Llambías, E.J. 2003. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria 27, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 15, 182 p., Buenos Aires.
- Marshall, L.A. y Sparks, R.S. 1984. Origin of some mixed-magma and net-veined ring intrusions. *Journal of the Geological Society* 141: 171-182, London.
- Meinert, L. 1984. Mineralogy and Petrology of Iron Skarns in Western British Columbia, Canada. *Economic Geology* 79: 869-882.
- Meinert, L. 1995. Igneous petrogenesis and skarn deposits. *Geological Association of Canada Special Paper* 40: 224-236.
- Méndez, V., Zanettini, J. C. y Zapettini, E. O. 1995. Geología y Metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. de la Dirección Nacional del Servicio Geológico, Secretaría de Minería de la Nación, Anales 23, 190 p., Buenos Aires.
- Middlemost, E. 1994. Naming materials in the magma igneous rock system. *Earth-Science Reviews* 37: 215-224.
- Nullo, F.E, Stephens G.S., Otamendi J. y Baldauf, P.E. 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57(2): 119-132.
- Pearce J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En Thorpe, R.S. (ed.) *Andesites*, John Wiley and Sons, 525-548, London.
- Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En Hawkesworth C.J. y Norry M.J. (eds) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Publications Limited, 230-249, Cheshire.
- Pearce, J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. En Wyman, D.A. (ed.) *Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12: 79-114.
- Pearce, J.A., Harris, N. y Tindle, A. 1984. Tectonic interpretation of Granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Pons, M., Franchini M. y Etcheverry R. 2002. Distribución de las alteraciones en la manifestación de hierro del skarn de Vegas Peladas, SO provincia de Mendoza. En Brodtkorb, M.K. y Koukharsky, M. (eds.) 6° Congreso Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Universidad de Buenos Aires, Actas: 345-351, Buenos Aires.
- Pons, M. J., Franchini, M. B. y Meinert, L. 2004. Geochemical Characterization of Neogene Magmatism linked to Skarn Mineralization, SW Mendoza, Argentina. En Abstracts of 32nd International Geological Congress, Florence, Abstracts with Programs 32(2): 917.
- Pons M.J., Franchini M.B., Schalamuk I. B. y Ulbrich Costas, M. 2004b. Magmatismo Terciario Vinculado a la Mineralización de Fe del Skarn Vegas Peladas, Cordillera Principal, SO Mendoza. En Brodtkorb, M.K., Koukhavsky, M. y Montenegro, T. (eds.) *Avances en Mineralogía, Metalogenia y Petrología*, 7° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, 273-278, Río Cuarto.
- Pons M.J. (en preparación). Geología y Metalogénesis de la mineralización de hierro asociada al skarn de Vegas Peladas, SO de Mendoza, Cordillera Principal. Trabajo de Tesis Doctoral de la Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de La Plata.
- Ramos, V.A. y Nullo, F.E. 1993. El volcanismo de arco cenozoico. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1: 149-160, Mendoza.
- Rollinson, H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Singapore Publishers Ltd., 352, Singapore.
- Schwartz, M.O. y Melcher, F. 2004. The Falémé Iron District, Senegal. *Economic Geology* 99: 917-939.
- Tormey, R. D., Frey, F. A. y López Escobar, L. 1991. Recent lavas from the Andean volcanic front (33 to 42° S); Interpretations of along-arc compositional variations. En Harmon, R.S., y Rapela C. W. (eds.) *Andean magmatism and its tectonic setting*, Geological Society of America, Special Paper 265: 57-77.
- Zürcher, L., Ruíz J. y Barton, M. D. 2001. Paragenesis, Elemental Distribution, and Stable Isotopes at the Peña Colorada Iron Skarn, Colima, Mexico. *Economic Geology* 96: 535-557.

Recibido: 20 de abril, 2006

Aceptado: 02 de octubre, 2006