



Andean Geology

ISSN: 0718-7092

revgeologica@sernageomin.cl

Servicio Nacional de Geología y Minería
Chile

Urraza, Ivana A.; Grecco, Laura E.; Delpino, Sergio H.; Arrese, Mónica L.; Rapela, Carlos W.
Petrología y Estructura del Complejo Ígneo-Metamórfico Aluminé, Provincia de Neuquén, Argentina
Andean Geology, vol. 38, núm. 1, enero, 2011, pp. 98-118
Servicio Nacional de Geología y Minería
Santiago, Chile

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=173918795006>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

redalyc.org

Sistema de Información Científica

Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

Petrología y Estructura del Complejo Ígneo-Metamórfico Aluminé, Provincia de Neuquén, Argentina

Ivana A. Urraza¹, Laura E. Grecco¹, Sergio H. Delpino¹,
Mónica L. Arrese¹, Carlos W. Rapela²

¹ Departamento de Geología, Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur y CONICET, San Juan 670, (8000) Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina.

iurraza@uns.edu.ar; mlgrecco@criba.edu.ar; sdelpino@criba.edu.ar; marrese@uns.edu.ar

² Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), calle 1 Nro. 644 (B1900TAC), La Plata, Buenos Aires, Argentina.

crapela@cig.museo.unlp.edu.ar

RESUMEN. En la presente contribución se dan a conocer los resultados parciales de un estudio de detalle de los eventos magnmáticos, metamórficos y tectónicos acaecidos en el Complejo Ígneo-Metamórfico Aluminé (CIMA). Se define como CIMA al conjunto de rocas ígneas intrusivas preandinas y andinas y su encajonante metamórfico, aflorantes en el área comprendida entre los lagos Aluminé, Moquehue, Ñorquinco y Pulmarí, en la provincia de Neuquén, Argentina. Sobre la base de las observaciones de campo y de las características petrográficas y geoquímicas, las rocas granitoides constituyentes del CIMA han sido clasificadas como: 1. dioritas cuarzosas, 2. tonalitas-granodioritas, 3. granodioritas y 4. granitos. Los parámetros geoquímicos indican que las litologías definidas derivan de magmas cárnicos a levemente calcoalcalinos, de composición metaaluminosa, típicos de los batolitos Tipo I Cordilleranos asociados a márgenes continentales activos. Intercalados entre las rocas magnáticas se preservan afloramientos de basamento metamórfico compuestos por esquistos, gneises, anfibolitas y escasas areniscas cuarzosas. Cubriendo en parte a las metamorfitas y granitoides, se reconocen andesitas, tobas y basaltos. La estructura del sector se caracteriza por la presencia de tres conjuntos de lineamientos regionales principales con orientaciones NE-SW, NW-SE y N-S. Estas direcciones coinciden con las orientaciones de tres grupos de foliaciones penetrativas reconocidas en las rocas magnáticas del sector. Sobre la base del análisis petrográfico-microestructural y de mecanismos de deformación en minerales, se identificaron al menos dos eventos de deformación dúctil en las rocas magnáticas del área. Los mapeos de campo y estudios petrológicos y estructurales llevados a cabo hasta el presente, permitieron diferenciar dos sectores con características claramente contrastantes: el sector norte caracterizado por el predominio de granitoides con edades andinas (cretácicas o más modernas) y el sector sur donde dominan los granitoides preandinos de edades permotriásicas-jurásicas, emplazados en un basamento paleozoico. Si bien los diagramas geoquímicos permiten diferenciar los diferentes petrotipos definidos petrográficamente y sus tendencias evolutivas podrían indicar procesos de cristalización fraccionada, la distribución areal de los mismos, sus características petrográfico-microestructurales y la geocronología, indican que podrían corresponder a diferentes pulsos-eventos magnmáticos separados en el tiempo, aunque desarrollados en un contexto de características tectónicas similares.

Palabras clave: Complejo Ígneo-Metamórfico Aluminé, Granitoides, Rocas metamórficas, Petrografía, Geoquímica, Estructura.

ABSTRACT. Petrology and Structure of the Aluminé Igneous-Metamorphic Complex, Neuquén province, Argentina. In the present contribution, the partial results of a detailed study of the magmatic, metamorphic and tectonic events developed in the Aluminé Igneous-Metamorphic Complex (AIMC) are given. We define the AIMC as the set of pre-andean and andean intrusive igneous and metamorphic rocks, outcropping in the area located between the Aluminé, Moquehue, Ñorquinco and Pulmarí lakes in the Neuquén province, Argentina. Based on field and petrographic observations and geochemical characteristics, the granitic rocks forming part of the AIMC have been classified as: **1.** quartz diorites, **2.** tonalites-granodiorites, **3.** granodiorites and **4.** granites. The geochemical parameters indicate that the defined lithologies derive from calcic to weakly calcalkaline magmas of metaluminous composition, typical of Type I Cordilleran batholiths associated with active continental margins. Intercalated between the magmatic rocks, some outcrops of metamorphic basement composed mainly of schists, gneisses, amphibolites and scarce quartzose sandstones. Andesites, tuffs and basalts cover in part the metamorphites and granitoids are exposed. The structure of the sector is characterized by the presence of three main sets of regional lineaments, with NE-SW, NW-SE and N-S orientations. These directions coincide with the orientations of the three groups of penetrative foliations recognized in the magmatic rocks of the sector. On the basis of the petrographic-microstructural analysis and deformation mechanisms in minerals, at least two ductile deformation events were identified in the magmatic rocks of the area. Field mapping and petrological-structural studies carried out so far, allow to differentiate two sectors with clearly contrasting characteristics. The north sector is characterized by the predominance of granitoids with andean ages (Cretaceous or younger), whereas in the southern sector dominates the pre-andean granitoids of permotriassic-jurassic ages emplaced in a Paleozoic basement. Although the geochemical diagrams allow to clearly distinguish the different lithologies defined petrographically and their evolutive trends could indicate fraccional crystallization processes, its areal distribution, their petrographic-microstructural characteristics and the geochronology indicate that they correspond to different magmatic pulse-events separated in time, although developed in a similar tectonic framework.

Keywords: *Aluminé Igneous-Metamorphic Complex, Granitoids, Metamorphic rocks, Petrography, Geochemistry, Structure.*

1. Introducción

El área de estudio está situada entre los 38°48' - 39°10'S y 71°00' - 71°27'W, y cubre aproximadamente 700 km² entre los lagos Aluminé-Moquehue y Ñorquinco-Pulmarí (Fig. 1).

En este sector afloran intrusivos ígneos pre-andinos y andinos, emplazados en rocas metamórficas de edad paleozoica. El conjunto, caracterizado por complejas relaciones de campo y estructurales, se define en la presente contribución como Complejo Ígneo-Metamórfico Aluminé (CIMA).

El área se corresponde parcialmente con la Faja Batolítica Aluminé previamente definida por Ramos (1978), la cual se extiende en dirección N-S entre los megalineamientos Pino Hachado-Picún Leufú (PH-PL) al norte y Nahuel Huapi (NH) al sur, e incluye el segmento norte del Batolito Patagónico Cordillerano (BP) (Gordon and Ort, 1993).

En la presente contribución, se dan a conocer los avances de la investigación que tiene por objeto determinar las características petrológicas, geoquímicas, geocronológicas y estructurales del CIMA. La profundización en el conocimiento de los eventos magmáticos y tectonometamórficos acaecidos en este sector, es una tarea necesaria si se pretende

dilucidar las características y evolución del margen protoandino y establecer las correlaciones con el plutonismo andino subsecuente.

2. Geología regional y antecedentes

La descripción general de la geología de la zona de estudio fue realizada por Galli (1969) y Turner (1976).

Dentro del CIMA, los afloramientos de basamento metamórfico son de reducida extensión y están esencialmente confinados al sector sur del área del estudio. Están compuestos por esquistos, gneises, anfibolitas y escasas metaarenisicas cuarzosas (Grecco *et al.*, 1998; Urraza *et al.*, 2006). Para el sector oriental-nororiental de la hoja ‘Lago Aluminé’, sector norte de la zona de estudio, Galli (1969) menciona un zócalo antiguo compuesto por lutitas, filitas, cuarcitas, gneises y anfibolitas, conjunto al que le asigna edad Precámbrica. Para la zona sur del área de estudio, Turner (1965 y 1976) describe un basamento compuesto por esquistos y filitas correspondientes a la Formación Colohuincul, a la cual le atribuye una probable edad precámbrica a paleozoica, y rocas granodioríticas pertenecientes a la Formación Huechulafquen de edad

proterozoica a paleozoica inferior. Dalla Salda *et al.* (1991) denominan Complejo Colahuincul a las rocas metamórficas compuestas por gneises, migmatitas y esquistos biotíticos y cuarzosos, aflorantes en el área de San Martín de los Andes, a 130 km al sur del CIMA y reasigna una edad cretácica para las rocas granodioríticas de la zona de lago Aluminé (70 ± 19 Ma). Franzese (1995) denomina Complejo Piedra Santa a las unidades metamórficas del basamento premesozoico del área norpatagónica occidental, asignando edades devónicas y carboníferas a los esquistos de bajo grado del Cordón de La Piedra Santa, ubicado inmediatamente al sur-sureste de la zona de estudio del presente trabajo.

En un trabajo previo, Grecco *et al.* (1998) señalan que entre los granitoides del CIMA predominan las tonalitas y granodioritas, con cantidades subordinadas de leucogranitos y aplitas. Las determinaciones radiométricas previas realizadas utilizando Rb/Sr y K-Ar en rocas graníticas, indican edades variables en el intervalo entre el Permo-Triásico y el Cretácico (Cingolani *et al.*, 1991; Latorre *et al.*, 2001; Rapela, 1987; Rapela *et al.*, 1987; Varela *et al.*, 1994). Para la zona sur de la provincia del Neuquén, en la región de San Martín de los Andes, Pankhurst *et al.* (2006) describen granitos asociados a subducción de edad carbonífera-devónica, brindando edades Sm/Nd de 400 Ma para la Tonalita San Martín de los Andes, y de 290 Ma para la zona de Piedra del Águila. Inmediatamente al sur del CIMA y extendiéndose unos 250 km en dirección SSE, se encuentran las rocas plutónicas que fueran, en principio, denominadas ‘Batolito Patagónico Subcordillerano’ por Gordon y Ort (1993), y renombradas luego por Haller *et al.* (1999) como ‘Cinturón Plutónico Subcordillerano’ (CPS). Dataciones recientes U-Pb (SHRIMP) en circones, realizadas por Rapela *et al.* (2005), establecen una edad jurásica temprana para los granitoides del CPS.

Cubriendo en parte las rocas de basamento y granitoides descritos previamente, aparecen andesitas y tobas correspondientes a la Formación Auca Pan y los basaltos III y VI de probables edades eocena inferior, miocena y pleistocena inferior, respectivamente (Turner, 1965 y 1976).

3. Metodología de trabajo

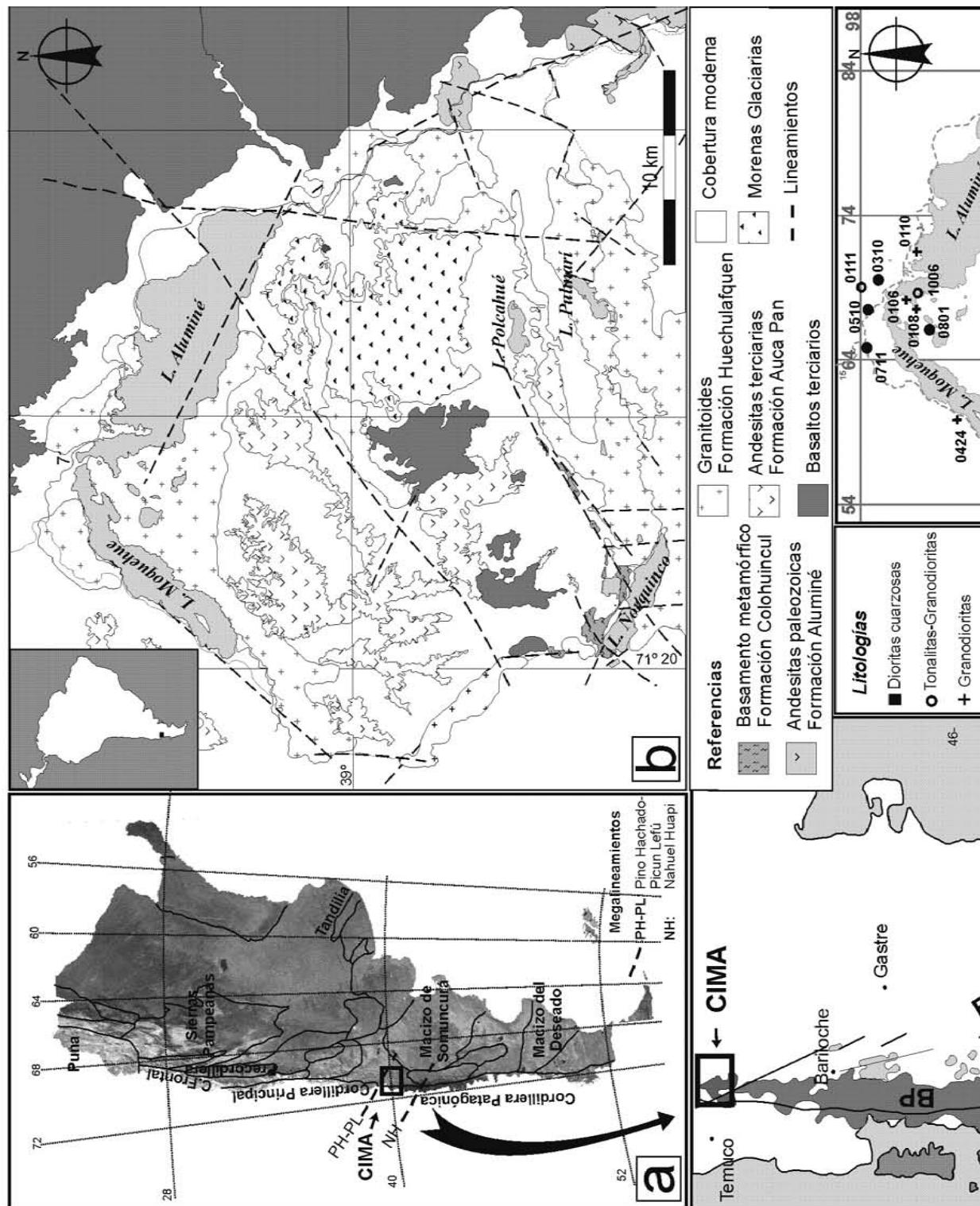
Se llevaron a cabo cuatro campañas geológicas al área de estudio. Se tomaron más de 300 mues-

tras para el análisis macroscópico y se realizaron 120 cortes delgados para el estudio petrográfico y muestras orientadas para el estudio microestructural de las mismas. Los análisis químicos de 36 muestras representativas fueron llevados a cabo en el Activation Laboratories Ltd. Canadá, utilizando la metodología de Fusión-ICP para los óxidos mayoritarios e ICP-MS para elementos minoritarios y de las tierras raras.

4. Basamento metamórfico

Según Ramos (1978) en esta zona se preservan ‘colgajos’ de basamento metamórfico de la Formación Colahuincul. Sin embargo, además de los xenolitos de rocas metamórficas incluidos en granitoides, se han reconocido afloramientos de basamento *in situ* de significativa extensión areal. Los afloramientos de basamento son discontinuos, aparecen preservados entre los abundantes cuerpos ígneos que caracterizan la región y su reconocimiento se dificulta con frecuencia debido a la abundante cobertura vegetal del área. Esta situación torna compleja la tarea de establecer con precisión las relaciones de contacto entre los cuerpos ígneos y metamórficos. Los afloramientos de basamento más importantes y continuos se encuentran ubicados principalmente en la zona sur del área de estudio. Los primeros asomos se reconocen a la latitud correspondiente al lago Polcahué, y se extienden hacia la zona comprendida por los lagos Norquinco y Pulmarí (Fig. 1). En su gran mayoría están constituidos por gneises (Qtz+Pl+Ms+And±Bt±Grt, minerales accesorios Zr, Ap, Tur y opacos); (abreviaturas según Bucher y Frey, 1994). Estas rocas intensamente foliadas, presentan inyecciones de material granítico del tipo ‘lit par lit’ y muestran frecuentemente pliegues isoclinales, intrafoliares y/o ptigmáticos. Con menor representación, se han reconocido afloramientos de anfibolitas finamente foliadas (Qtz+Pl+Hbl±Bt, minerales accesorios Zr y opacos). Estas rocas también muestran inyecciones delgadas del tipo ‘lit par lit’ a lo largo de los planos de foliación y venas graníticas irregulares, cuyo espesor varía entre 3 y 5 cm y que cortan a la foliación.

Las dos variedades de basamento descritas correspondientes a afloramientos *in situ*, han sido observadas como inclusiones de variado tamaño en dioritas cuarzosas y tonalitas. Raramente y en fajas delgadas, el basamento gnéisico pierde en parte su apariencia ptigmática y adquiere una foliación con



orientación regular muy bien definida. En este caso, la foliación está remarcada por la inyección granítica fina, el estiramiento y ‘boudinage’ de las venas más gruesas y por la distribución de abundante cantidad de micas a lo largo de dichos planos. La pérdida de la estructura gnéisica replegada en estas fajas y el incremento de filosilicatos hacen que la roca adquiera la apariencia de un esquisto.

Desde el punto de vista geocronológico, se ha obtenido una edad de 360 ± 7 Ma en análisis de U-Pb/Th en monacitas de las rocas gnéisicas del sector sur del CIMA (Urraza et al., 2008, 2009).

5. Rocas plutónicas

5.1. Características de campo y petrografía

Se clasificó a los granitoides del CIMA en cuatro tipos litológicos:

5.1.1. Dioritas cuarzosas

Son afloramientos muy extensos de color gris oscuro, que por sectores presentan inclusiones leucocráticas con formas angulosas y subredondeadas. Las dioritas constituyen la variedad de mayor basicidad encontrada en la zona, con un contenido de sílice promedio del 56%. Bajo el microscopio petrográfico (Fig. 2a y b) muestran textura inequigranular de grano fino a medio, formada por cristales de plagioclasa, cuarzo, feldespato alcalino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, anfibol y biotita. Los minerales máficos constituyen hasta el 25% modal de la roca. Esta variedad litológica aflora exclusivamente en la parte sur del área de estudio, en la zona comprendida entre los lagos Ñorquinco y Pulmarí. Las fases hidratadas hornblenda y biotita, muestran relación de reemplazo sobre los piroxenos. Como accesorios presenta circón, apatito, titanita y opacos.

5.1.2. Tonalitas-granodioritas

Las tonalidades de estas rocas varían de gris oscuro a gris claro y presentan enclaves microgranulares máficos de composición diorítica, en proporciones variables según la zona. Estas rocas tienen un contenido promedio de sílice del 63%. Están caracterizadas petrográficamente (Fig. 2c y d) por una textura inequigranular de grano medio a grueso, constituida por cuarzo, plagioclasa zonada (oligoclasa-andesina) y clinopiroxeno, hornblenda

y biotita, estos últimos constituyendo hasta el 15% modal de la roca. El clinopiroxeno muestra a veces reemplazo parcial por hornblenda, quedando fragmentos relicíticos de aquél en el núcleo de cristales de anfibol. Rocas de esta composición se encuentran representadas tanto al norte (zona de los lagos Aluminé-Moquehue) como al sur (lago Pulmarí), sin embargo únicamente en la zona sur incluyen xenolitos de basamento de diversas litologías y tamaños. Como accesorios contienen circón, apatito, titanita y minerales opacos. En algunos sectores, estas rocas se encuentran alteradas parcialmente a asociaciones de bajo grado, reconociéndose la presencia de sericitita, actinolita y sulfuros de hierro y cobre (pirita y calcopirita, principalmente).

En el sector localizado entre los lagos Ñorquinco y Pulmarí ($S39^{\circ}08'37''-W71^{\circ}12'47,5''$) se ha reconocido una unidad tonalítica-granodiorítica diferenciada del resto por ser altamente peraluminosa (TGAP). En campo, conforma un cuerpo de roca oscura, intensamente foliada, que contiene abundante cantidad de xenolitos de basamento metamórfico de variado tamaño, constituidos principalmente por esquistos, anfibolitas y gneises. Bajo el microscopio petrográfico, esta variedad muestra una foliación milonítica anastomosada sobrepuerta a la textura ígnea granular original. Se reconocen porfiroclastos de plagioclasa (andesina, con zonación oscilatoria aún reconocible en los cristales menos afectados por la deformación) y de cordierita subredondeados o elípticos. Abundante cantidad de láminas de biotita envuelven los porfiroclastos de plagioclasa y cordierita, ocupan las sombras de presión y se extienden en folias que definen la foliación milonítica. Esta última es remarcada asimismo por cintas de cuarzo con cristales tabulares ('blocky quartz') y lentes del mismo mineral con recristalización poligonal de hasta 250 μm . Se reconoce abundante sillimanita (fibrolita) que se presenta predominantemente en el interior de los cristales de cordierita, aunque los cristales aciculares suelen cortar en forma parcial algunos individuos de esta última, orientándose en paralelismo con la foliación de la roca. Los accesorios principales son circón, monacita y opacos. Se observan algunas evidencias de retrogradación de bajo grado como: pinitización de algunos cristales de cordierita, sericitación de la plagioclasa y reemplazo parcial y localizado de biotita por muscovita, en todos los casos en forma incipiente a moderada.

5.1.3. Granodioritas

Esta litología es la que presenta mayor distribución areal, pudiendo reconocerse al norte del lago Aluminé y en el área comprendida entre los lagos Pulmarí y Ñorquinco. Con un contenido promedio de sílice del 68%, son rocas de grano medio a grueso compuestas por cuarzo, plagioclasa y ortosa pertítica (Fig. 2e y f). Son esencialmente biotíticas y contienen escaso anfíbol, conservándose algunos núcleos relicíticos de clinopiroxeno. La plagioclasa (andesina) presenta una zonación oscilatoria marcada. Como accesorios contienen círcón, apatito, titanita y minerales opacos.

5.1.4. Granitos

Esta variedad ha sido reconocida exclusivamente en el sector norte del área de estudio, en la zona de los lagos Aluminé y Moquehue. Son afloramientos de grandes dimensiones, muy continuos y de color rosado. Presentan textura granular de grano grueso compuesta por cuarzo, plagioclasa zonada (oligoclasa), ortosa pertítica y escasa biotita (Fig. 2g y h). Contienen en promedio 72% de silice. La ausencia total de hornblenda constituye la principal diferencia mineralógica con las demás litologías definidas. Como minerales accesorios presenta círcón, apatito y opacos. Los minerales de alteración son epidoto, calcita, clorita y sericitita.

Estudios geocronológicos recientes mediante la metodología Ar/Ar en hornblendas, biotitas y feldespatos (Urraza *et al.*, información inédita de los autores) sobre tres de los tipos litológicos establecidos (tonalitas, granodioritas y granitos), arrojan edades que varían entre el Jurásico Medio y el Cretácico Tardío. La excepción más notoria dentro de los

cuerpos datados es la TGAP, para la cual se obtuvo en estudios previos U-Th/Pb en monacitas una edad de 250 ± 10 Ma (Urraza *et al.*, 2008, 2009).

5.2. Características geoquímicas

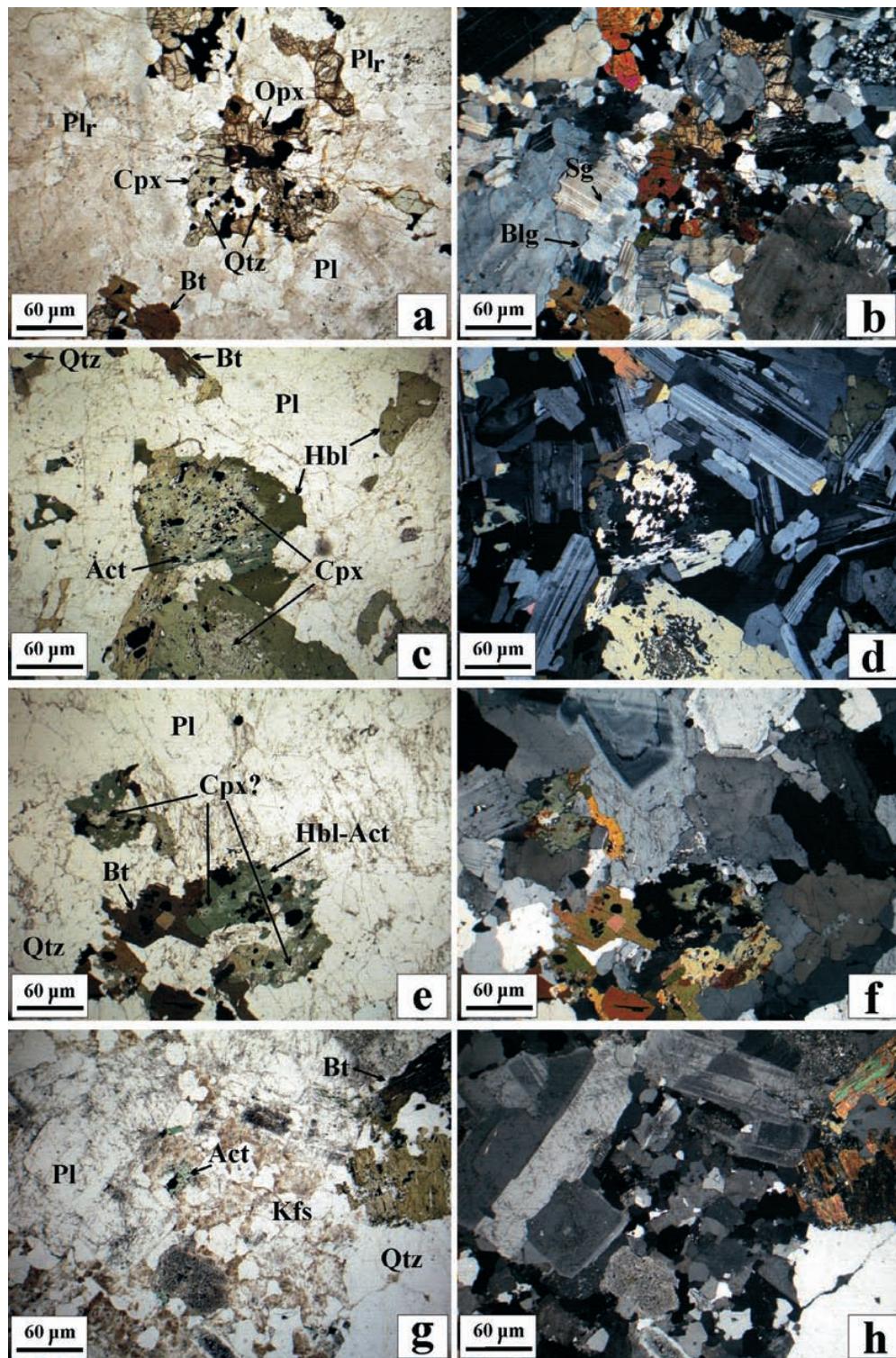
Las diferencias geoquímicas entre los petrotipos definidos para el CIMA, se han establecido sobre la base del contenido y distribución de elementos mayoritarios y trazas en 36 muestras representativas (Tabla 1).

Sobre el diagrama normativo Ab-An-Or (Barker, 1979), las rocas graníticas del CIMA muestran una línea de diferenciación que se extiende desde las dioritas cuarzosas hasta granitos, aunque se observa un predominio de facies tonalíticas a granodioríticas (Fig. 3).

La mayoría de las rocas estudiadas son subcalcinas y sobre el diagrama MALI ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ versus SiO_2 , Frost *et al.*, 2001, Fig. 4) se observa que las rocas graníticas de Aluminé caen, en su gran mayoría (dioritas cuarzosas y tonalitas), dentro de las series cárnicas, mientras que las granodioritas y granitos pasan transicionalmente al campo calcoalcalino y los granitos y la variedad TGAP se ubican específicamente dentro de este último campo.

En el diagrama que representa el índice de saturación en álumina (ASI) versus $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (mol) (Shand, 1927; Fig. 5), se observa que la mayor parte de las rocas del CIMA caen en el campo metaaluminoso. Como resultado se observa abundancia de minerales cárnicos, fundamentalmente hornblenda y augita. Además, se ha determinado que la variedad TGAP presenta un valor de ASI de 1,5, dado por la presencia de abundante cordierita.

FIG. 2. Microfotografías representativas de los cuatro petrotipos definidos. **Columna izquierda:** luz paralela; **columna derecha:** fotos equivalentes tomadas con nícoles cruzados. **a, b.** Dioritas cuarzosas. Nótese la presencia de ortopiroxeno y clinopiroxeno como mafitos principales, con escasa biotita intersticial. Cristales bastos de Pl, anhedrales, con contornos fuertemente lobulados y engolfamientos (Blg, ‘bulging’) de gran amplitud; agregados de granos recristalizados poligonales con uniones triples (Pl_j). Note la presencia de algunos subgranos que evidencian rotación en la continuidad de las maclas con el relictico, pero con pequeña variación de su orientación. El aspecto turbio de la plagioclasa se debe esencialmente a sericitización; **c, d.** Tonalitas. Cristales prismáticos subhedrales a euhedrales de plagioclasa con escasa deformación interna. Algunos presentan núcleos zonados. Se observan engolfamientos de muy pequeña amplitud (Blg), que le dan a algunos bordes cristalinos y planos de macla primaria un aspecto aserrado. La alteración sericitica incipiente está limitada a los bordes cristalinos y proximidades de microfracturas internas. Los mafitos son clinopiroxenos intensamente reemplazados por hornblenda y escasa biotita. Note que la hornblenda está en parte transformada en anfibol actinolítico; **e, f.** Granodioritas. Plagioclasa en cristales bastos, anhedrales, con fuerte zonado oscilatorio y cuarzo anhedral. Los mafitos son biotita y hornblenda, esta última transformada en gran parte en actinolita. Observe en el interior de los anfiboles, ‘fantasma’ de un mineral que podrían corresponder a restos de cristales de clinopiroxeno; **g, h.** Granitos. Cristales bastos euhedrales a subhedrales de plagioclasa zonadas. La mayoría de ellos con moderada a intensa retrogradación a sericitita y zoisita-clinzozoisita. Observe cuarzo en cristales anhedrales de gran tamaño y feldespato potásico pertítico intersticial. El mafito es exclusivamente biotita. Abreviaturas según Bucher y Frey (1994). Detalles en el texto.



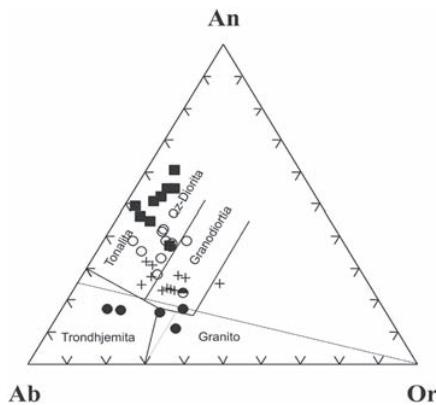


FIG. 3. Diagrama ternario normativo CIPW. Ab- An- Or. Clasificación de los petrotípos sobre la base de los campos propuestos por Barker (1979) en el diagrama Ab, An y Or. ■: dioritas cuarzosas; ○: tonalitas-granodioritas; ●: tonalitas-granodioritas altamente peraluminosas; +: granodioritas; •: granitos.

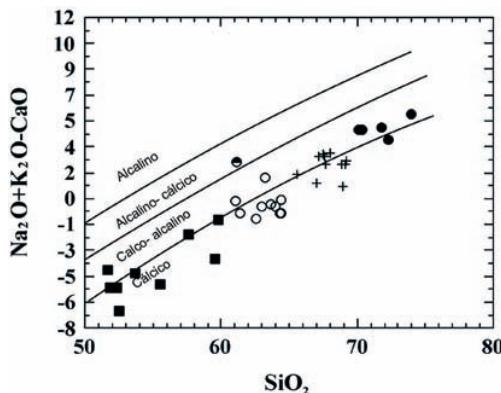


FIG. 4. Índice alcalino-cálcico modificado (MALI), (Frost *et al.*, 2001). Símbolos como en la figura 3. Detalles en el texto.

De la observación del gráfico (Fig. 5) surge que cada petrotipo muestra un nivel característico en la relación $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (mol) y al mismo tiempo una variación en el contenido de aluminio que es lo que define el valor del ASI. Por lo tanto, lo que se observa en el gráfico es una serie de secuencias subparalelas de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (mol) con contenidos variables de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}-1,37*\text{P}_2\text{O}_5+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (mol).

Además del gráfico, también se desprende que la mayoría de las rocas plutónicas del CIMA corresponden a granitos Tipo I Cordilleranos, ya que

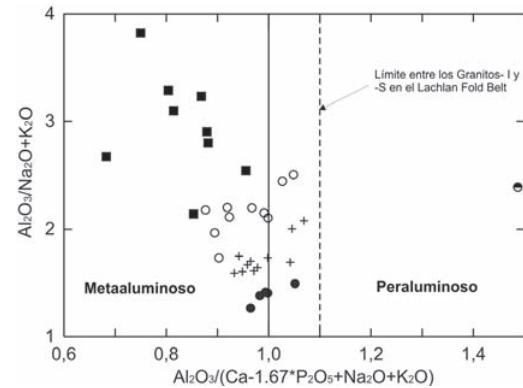


FIG. 5. Índice de saturación en alúmina (Shand, 1927). Símbolos como en la figura 3.

su ASI es inferior a 1,1. Chappell y White (1992) establecieron este límite en el Lachlan Fold Belt en Australia, para discriminar entre granitos Tipo-I y granitos Tipo-S. La litología TGAP supera este límite y se ubica por lo tanto en el campo de los granitos Tipo-S.

En los diagramas de variación tipo Harker (Fig. 6a) se observa que los principales elementos mayoritarios (Al_2O_3 , FeOt , CaO , MgO , K_2O y Na_2O) se distribuyen en secuencias más o menos alineadas. A pesar de ello, es difícil establecer si los tipos litológicos están relacionados entre sí por un proceso de fraccionamiento continuo, ya que entre ellos se observan saltos compositionales, como es el caso de las dioritas cuarzosas con el resto de los petrotípos.

Las tendencias geoquímicas reflejan las variaciones mineralógicas observadas petrográficamente en los diferentes tipos litológicos definidos. La desaparición o disminución de los minerales máficos (ortopiroxeno, clinopiroxeno, hornblenda, biotita) y plagioclasa en los términos más básicos, se correlaciona con el incremento de los minerales felsicos, esencialmente feldespato potásico y cuarzo en los términos más ácidos de la serie.

Los elementos traza Sr, Ba, Rb y Zr son los mejores indicadores de procesos geoquímicos. En los diagramas de variación de estos elementos *versus* SiO_2 (Fig. 6b), se observa con claridad que las tonalitas-granodioritas y las granodioritas definen tendencias verticales subparalelas, indicando posibles porciones 'batches' de magmas discretos, separados por pequeños hiatus compositionales de SiO_2 . Esto también se observa en el gráfico Eu/Eu* *versus* SiO_2 .

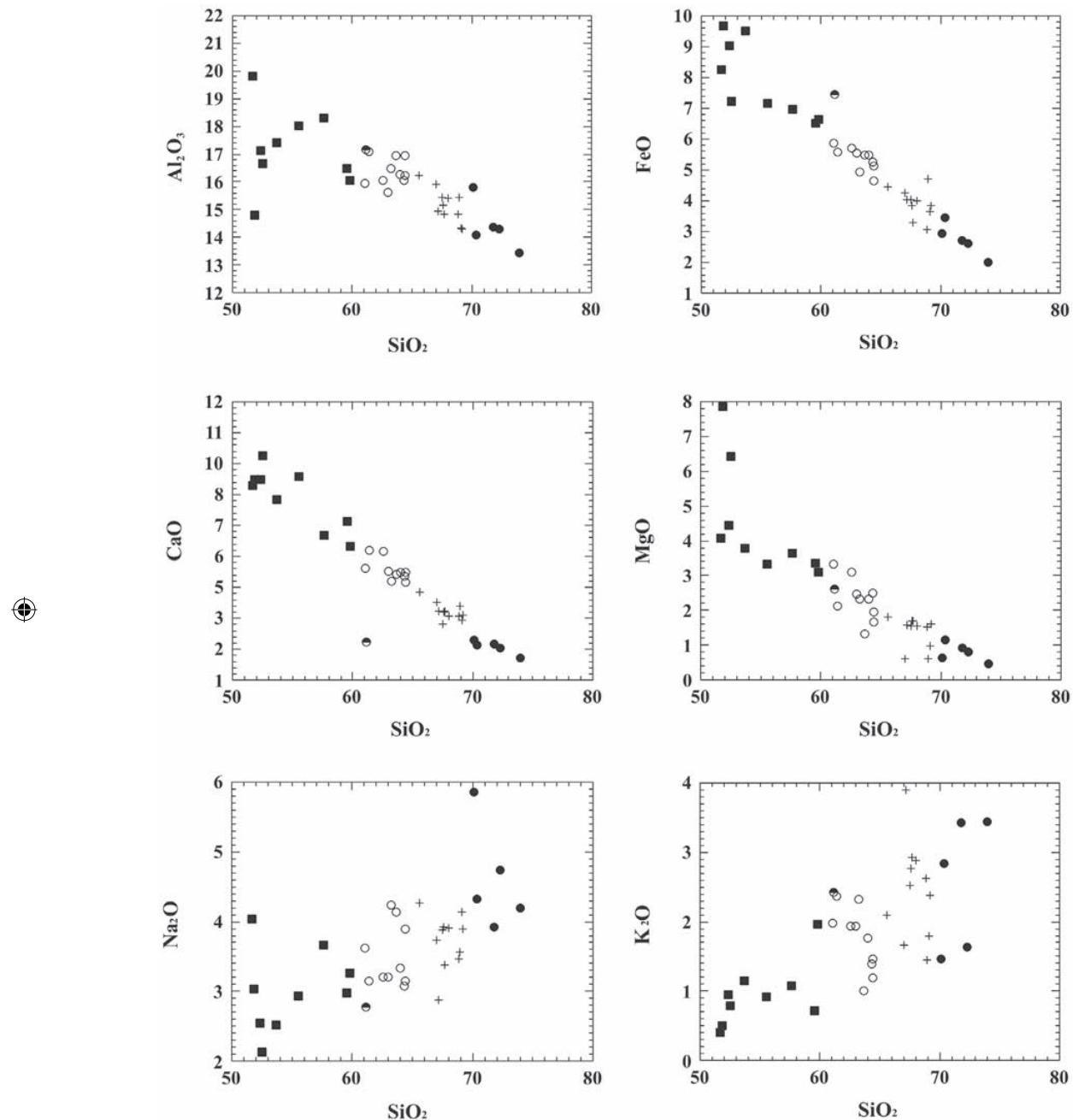


FIG. 6. a. Diagramas de variación binarios para óxidos mayoritarios. Todos los valores de los óxidos se expresan en % en peso. El gráfico CaO versus SiO_2 ha sido empleado para clasificar los cuatro petrotipos expuestos. Símbolos como en la figura 3. Detalles en el texto.

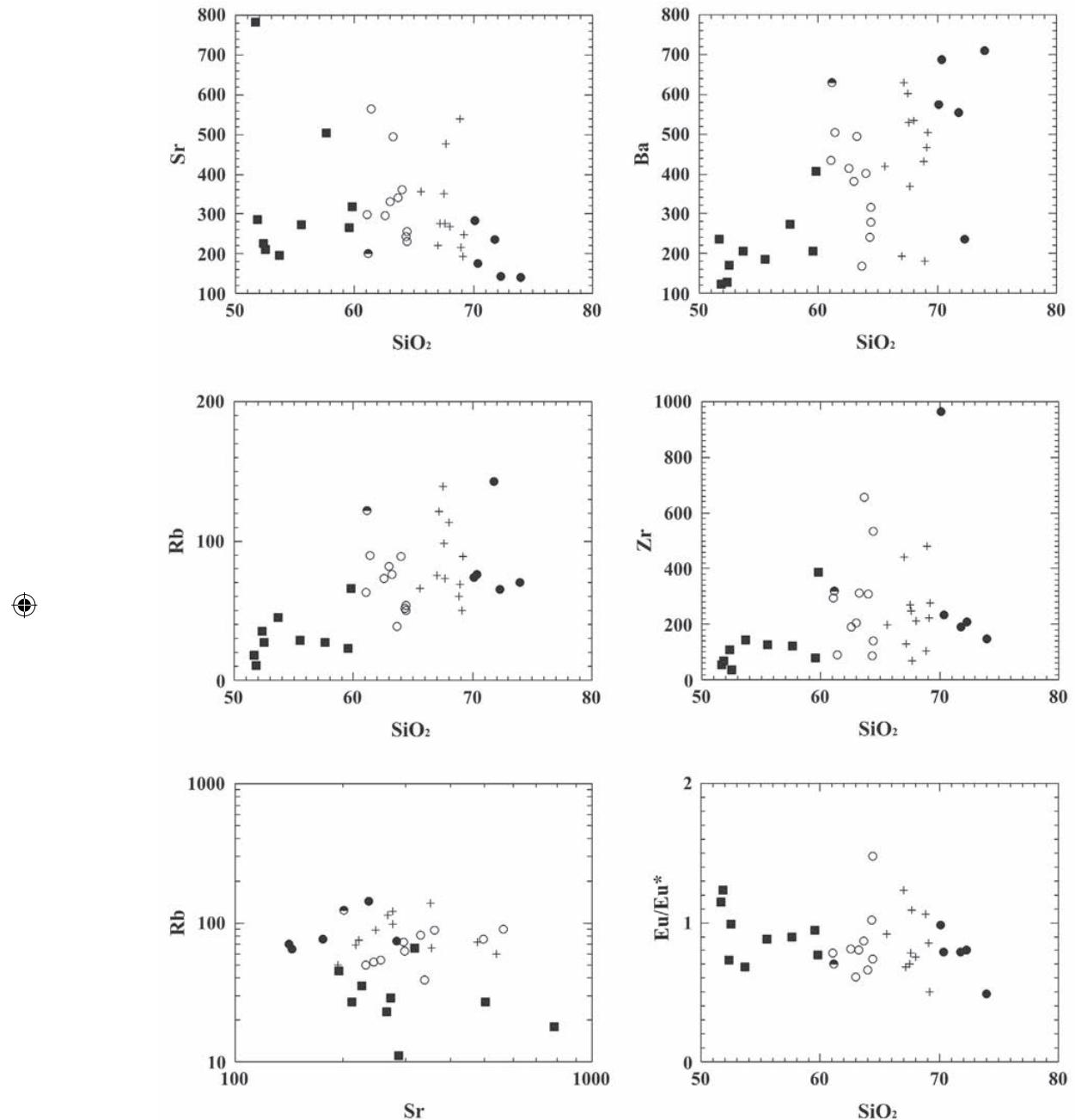


FIG. 6. b. Diagramas de variación binarios de elementos minoritarios (en ppm). Relaciones de Rb versus Sr y Eu/Eu^* versus Si_2O . Símbolos como en la figura 3. Detalles en el texto.

Los análisis de tierras raras en roca total (Tabla 1) han sido normalizados a condrita (Boynton, 1984). En general, los diagramas de tierras raras para los cuatro petrotípos estudiados muestran diseños particulares.

En el gráfico correspondiente a las dioritas cuarzosas (Fig. 7a), se observa que la muestra 040104 (simbolizada con un diamante) tiene una pendiente diferente con respecto al de las otras muestras, con un leve enriquecimiento en las tierras raras livianas; además, presenta una moderada anomalía positiva de Eu con una relación Eu/Eu* de 1,15. Para esta muestra la relación $(La/Yb)_N$ es de 5,14. La muestra se caracteriza por presentar una notoria abundancia de piroxenos (orto y clinopiroxenos), biotita, escaso anfíbol (producto de la hidratación del piroxeno) y apatito.

El resto de las muestras presentan patrones de tierras raras subparalelos entre sí, con incremento del contenido de tierras raras totales (Fig. 7a) y leves anomalías negativas de Eu, lo que indica un limitado fraccionamiento de plagioclasa. Las relaciones Eu/Eu* varían entre 0,74 y 1,23, mientras que las relaciones $(La/Yb)_N$ varían entre 2,50 y 13,87 (Tabla 1). Las tierras raras pesadas muestran un diseño casi planar y tienen concentraciones entre 10 y 20 veces el valor de concentración de la condrita patrón, mientras que las tierras raras livianas tienen valores entre 15 y 50 veces la concentración de dicho patrón.

Para las tonalitas-granodioritas y las TGAP (Fig. 7b) el diagrama muestra un notorio incremento en las tierras raras livianas (LREE) con respecto a las pesadas (HREE). Las relaciones $(La/Yb)_N$ varían entre 0,99-9,22 y las de Eu/Eu* entre 0,60-1,40, desarrollando marcadas anomalías negativas de europio y un diseño prácticamente planar de las HREE; tienen concentraciones entre 10 y 25 veces el valor de la condrita de referencia, mientras que las tierras raras livianas tienen valores de entre 30 y 100 veces la concentración del patrón. Las relaciones $(La/Yb)_N$ para las TGAP es de 8,01 y Eu/Eu* es de 0,70. Es de destacar el progresivo aumento de la cristalización de la plagioclasa en el fraccionamiento de todas estas muestras.

En las granodioritas, las tierras raras muestran un diseño (Fig. 7c) con marcado enriquecimiento de las LREE con respecto a las HREE en relación con las abundancias de la condrita patrón. Las relaciones $(La/Yb)_N$ varían entre 3,3 -27 y las de Eu/Eu* entre 0,70 y 2,66.

Para los granitos, el diagrama de tierras raras (Fig. 7d) muestra una leve anomalía de europio,

leve enriquecimiento de HREE y diseño planar de tierras raras pesadas. La relación Eu/Eu* varía entre 0,49-0,98 y la relación $(La/Yb)_N$ entre 5,30 y 11,5.

Los granitoides del CIMA muestran enriquecimiento en Rb, Ba y Th, en relación con Nb, Ta, REE, Hf y Zr (Fig. 8), comportamiento característico de las rocas de arco magmático asociadas a subducción (Thompson *et al.*, 1984). Además, su diseño es similar al que muestra el conjunto de tonalitas y granodioritas con hornblenda y biotita del Batolito Patagónico y rocas graníticas del Cinturón Subcordillerano del noroeste Patagónico (Rapela *et al.*, 2005). Los cuatro petrotípos siguen el mismo diseño, aunque los tres últimos muestran estar algo más enriquecidos en elementos incompatibles (tonalitas, granodioritas y granitos) en relación a las dioritas cuarzosas.

6. Características estructurales del CIMA

6.1. Estructuración regional y rasgos mesoscópicos

Turner (1976) y Ramos (1978) consideraron que, en general, la zona de estudio está conformada por un sistema de bloques elevados limitados por fracturas extensionales.

La región comprendida entre los lagos Aluminé-Moquehue y Ñorquinco-Pulmarí presenta lineamientos regionales de dimensiones kilométricas, que afectan tanto el basamento metamórfico como las rocas plutónicas que conforman el CIMA.

El análisis de fotografías aéreas e imágenes satelitales, combinado con controles de campo, permitieron establecer la presencia de al menos tres lineamientos regionales principales (Fig. 1):

1. NE-SW: Este lineamiento coincide con el eje mayor del lago Moquehue. Paralelos a este lineamiento se reconocen otros de similar importancia en la zona comprendida entre los lagos Ñorquinco y Polcahué, al norte del lago Pulmarí y otros de menor magnitud en el resto de la región (Fig. 1).

2. NW-SE: Este lineamiento se encuentra bien representado al norte del lago Polcahué y al sur del lago Ñorquinco. Esta dirección es una de las más importantes a escala regional y se encuentra representada por el lineamiento del lago Aluminé. Esta orientación coincide también con los megaliineamientos Pino Hachado y Nahuel Huapi. Según Ramos (1978), estas estructuras regionales serían responsables de la segmentación del batolito andino en la región de la Cordillera Neuquina.

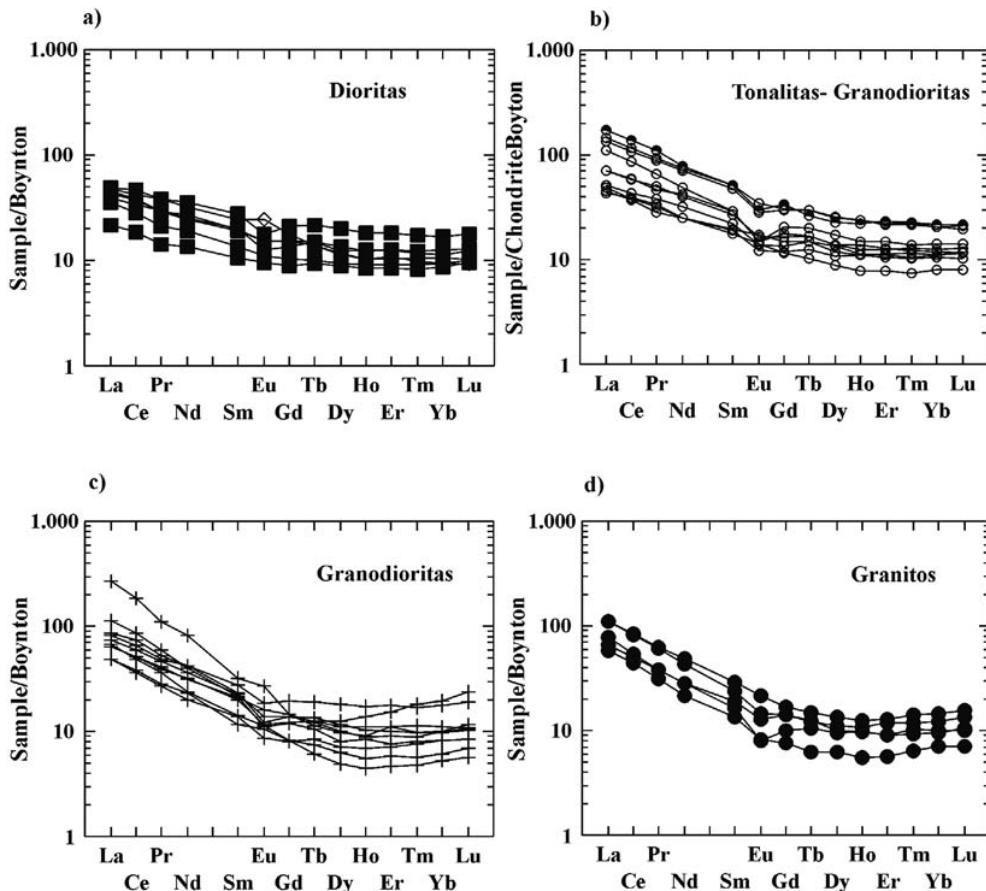


FIG. 7. **a.** Dioritas; **b.** Tonalitas-Granodioritas; **c.** Granodioritas y **d.** Granitos. Diagramas de Tierras Raras, normalizados a condrita (Boynton, 1984) de los cuatro petrotípos definidos. Símbolos como en la figura 4. El símbolo correspondiente a un diamante \diamond , corresponde a la muestra 040104 (Tabla 1). Detalles en el texto.

3. N-S: Este lineamiento se encuentra representado al este del lago Aluminé, extendiéndose por varios kilómetros hacia el sur, hasta la latitud del lago Pulmarí; también se reconoce en la zona de La Angostura y al oeste del lago Ñorquinco. Esta dirección está representada a lo largo de toda la región cordillerana, siendo una de las manifestaciones más importantes la denominada falla Liquiñe-Ofqui (Chotin y Giret, 1978; Cembrano *et al.*, 2000; Folguera *et al.*, 2002).

Todas las rocas ígneas y metamórficas del área de estudio muestran evidencias de deformación dúctil con desarrollo de foliaciones penetrativas. Se han reconocido tres orientaciones dominantes (indicadas como dirección/ángulo de buzamiento) cuyos máximos estadísticos son: 123°/72°, 220°/80°

y 277°/76° (Fig. 9). Estas tres foliaciones concuerdan en orientación con los tres sistemas de lineamientos regionales descritos.

6.2. Mecanismos de deformación

Prácticamente todos los granitoides muestreados en el área de trabajo tienen alguna evidencia de deformación dúctil. La intensidad de la deformación es variable y se manifiesta mesoscópicamente por la presencia de granitoides con foliaciones muy poco perceptibles hasta intensamente foliados. El estudio petrográfico-microestructural incluyó el análisis de mecanismos de deformación en minerales. Esta herramienta permitió identificar en los granitoides al menos dos eventos de deformación:

TABLA 1. DATOS DE ANÁLISIS QUÍMICOS DE ELEMENTOS MAYORITARIOS (% EN PESO), TRAZAS Y TIERRAS RARAS (PPM).

Muestra	Dioritas Cuarzosas								011098	020306A	0301
	020506PZ	030506bA	032704	040104	062504	062704	071298	130706			
SiO ₂	57,6	51,83	52,33	51,65	52,48	55,53	59,8	53,65	67,6	64,37	62,
TiO ₂	0,73	0,65	0,82	1,22	0,51	0,83	0,57	0,18	0,54	0,58	0,
Al ₂ O ₃	18,31	14,79	17,12	19,81	16,67	18,02	16,04	17,43	15,17	16,96	15,
FeO	6,96	9,69	9,03	8,27	7,24	7,16	6,66	9,51	3,85	4,66	5,
MnO	0,14	0,24	0,17	0,17	0,16	0,12	0,13	0,18	0,08	0,08	0,
MgO	3,64	7,85	4,44	4,07	6,43	3,33	3,09	3,79	1,69	1,94	2,
CaO	6,7	8,92	8,91	8,69	9,85	9,06	6,28	8,15	3,68	5,26	5,
Na ₂ O	3,67	3,03	2,54	4,04	2,13	2,93	3,26	2,52	3,92	3,15	3,
K ₂ O	1,08	0,51	0,95	0,4	0,79	0,92	1,96	1,15	2,77	1,47	1,
P ₂ O ₅	0,21	0,1	0,12	0,37	0,06	0,16	0,11	0,14	0,14	0,15	0,
LOI	1,05	1,24	1,85	0,06	1,97	0,65	0,34	1,07	0,84	0,65	0,
TOTAL	100,9	98,85	99,29	99,67	99,08	99,5	98,98	98,44	100,71	99,27	99,
(La/Yb)	13,87	4,27	2,88	5,14	2,5	5,66	3,11	4,69	6,74	14,07	5,
Eu/Eu*	0,9	1,23	0,73	1,15	0,99	0,88	0,77	0,8	0,78	1,48	0,
Ba (ppm)	274	123	128	235	171	186	407	207	529	316	381
Rb	27	11	35	18	27	29	66	45	98	54	82
Sr	504	287	226	783	212	273	319	195	276	256	331
Y	21	19	30	17	15	22	26	37	22	6	29
Zr	124	70	107	56	37	127	388	145	248	140	206
Nb	4	3	6	2	2	4	3	7	4	4	4
Th	3	2	2	0,64	1	2	10	3	14	4	7
Pb	5	8	15	5	34	17	7	10	7	6	22
Ga	17	15	23	24	19	21	16	19	17	16	17
Zn	70	120	81	69	80	73	170	120	50	60	59
Cu	50	20	158	20	30	75	42	20	nd	nd	27
Ni	30	nd	nd	20	33	32	24	nd	23	nd	nd
V	163	303	261	143	201	199	134	266	69	83	108
Cr	30	330	nd	20	134	39	21	20	nd	nd	nd
Hf	4	2	3	3	1	4	9	4	7	4	6
Cs	1	1	4	1	1	2	4	3	3	2	5
Sc	16	43	44	15	36	26	25	35	11	6	18
Ta	0,28	0,22	0,44	0,27	0,13	0,27	0,3	0,56	0,4	0,35	0,
Co	17	31	25	20	32	24	13	20	6	11	13
Be	2	2	1	2	1	1	nd	2	1	2	2
U	0,47	0,48	0,51	0,21	0,39	0,55	2,2	1,08	3	0,81	1,
W	0,5	nd	1,4	0,5	0,5	0,5	nd	nd	nd	nd	nd
Sn	1	2	1	1	1	2	4	2	1	1	2
Mo	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ge	1	1,9	1,6	1,7	1,7	1,4	1	1,8	1	1	1,
Tl	0,15	0,07	0,4	0,05	0,34	0,34	0,4	0,31	0,7	0,27	1,
La	14,00	12,8	15,2	14,8	6,67	13,3	12,00	16,2	23,00	14,00	21,
Ce	30,8	29,7	37,5	33,6	15,00	29,8	27,00	39,2	48,00	23,6	48,
Pr	3,5	3,88	4,63	4,6	1,75	3,53	3,61	5,17	5,67	2,32	5,
Nd	14,6	15,5	21,2	19,2	8,17	16,3	15,00	21,7	22,00	7,33	25,
Sm	3,73	3,66	5,41	4,8	2,07	3,8	3,9	5,41	4,4	1,36	5,
Eu	1,13	1,45	1,3	1,78	0,7	1,12	0,93	1,25	1,01	0,61	1,
Gd	3,92	3,48	5,41	4,63	2,29	3,94	3,5	5,91	3,6	1,17	5,
Tb	0,65	0,59	1,03	0,65	0,44	0,7	0,7	1,09	0,6	0,19	0,
Dy	3,74	3,82	6,39	3,65	2,85	4,32	3,9	7,01	3,6	1,15	5,
Ho	0,74	0,74	1,3	0,73	0,6	0,88	0,9	1,41	0,8	0,23	1,
Er	2,18	2,22	3,79	2,25	1,78	2,6	2,6	4,09	2,3	0,67	3,
Tm	0,34	0,32	0,56	0,32	0,26	0,37	0,4	0,6	0,37	0,1	0,
Yb	2,19	2,02	3,56	1,94	1,8	2,35	2,6	3,8	2,3	0,67	2,
Lu	0,33	0,3	0,58	0,3	0,31	0,39	0,41	0,56	0,35	0,11	0,
Suma REE	81,85	80,48	107,86	93,25	44,69	83,40	77,45	113,40	118,00	53,51	127,

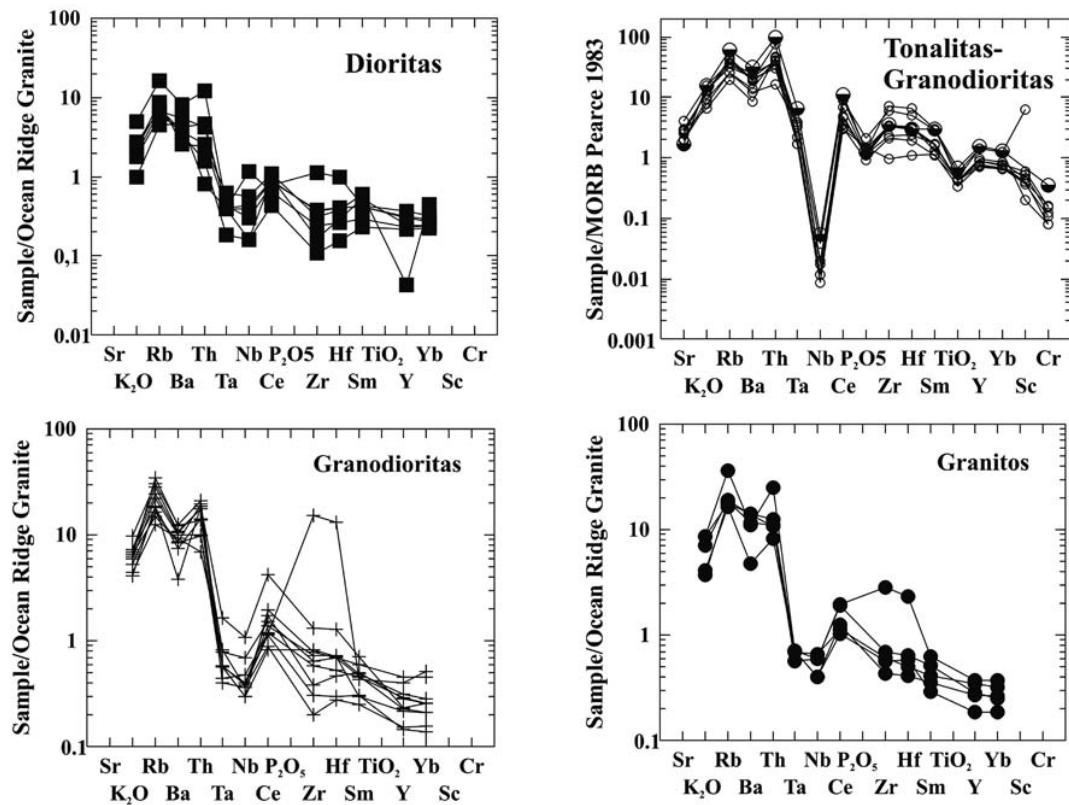
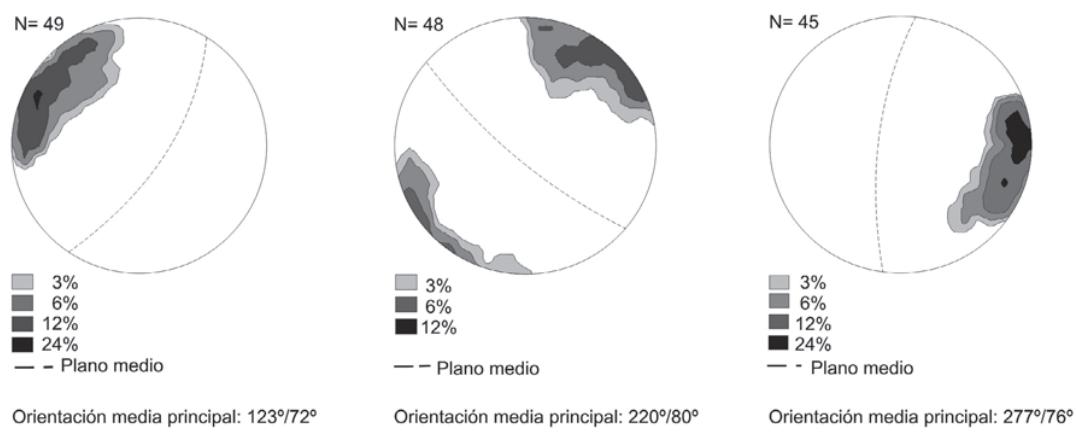
FIG. 8. Abundancias de elementos trazas en rocas graníticas del CIMA, normalizadas a ORG (Pearce *et al.*, 1984).

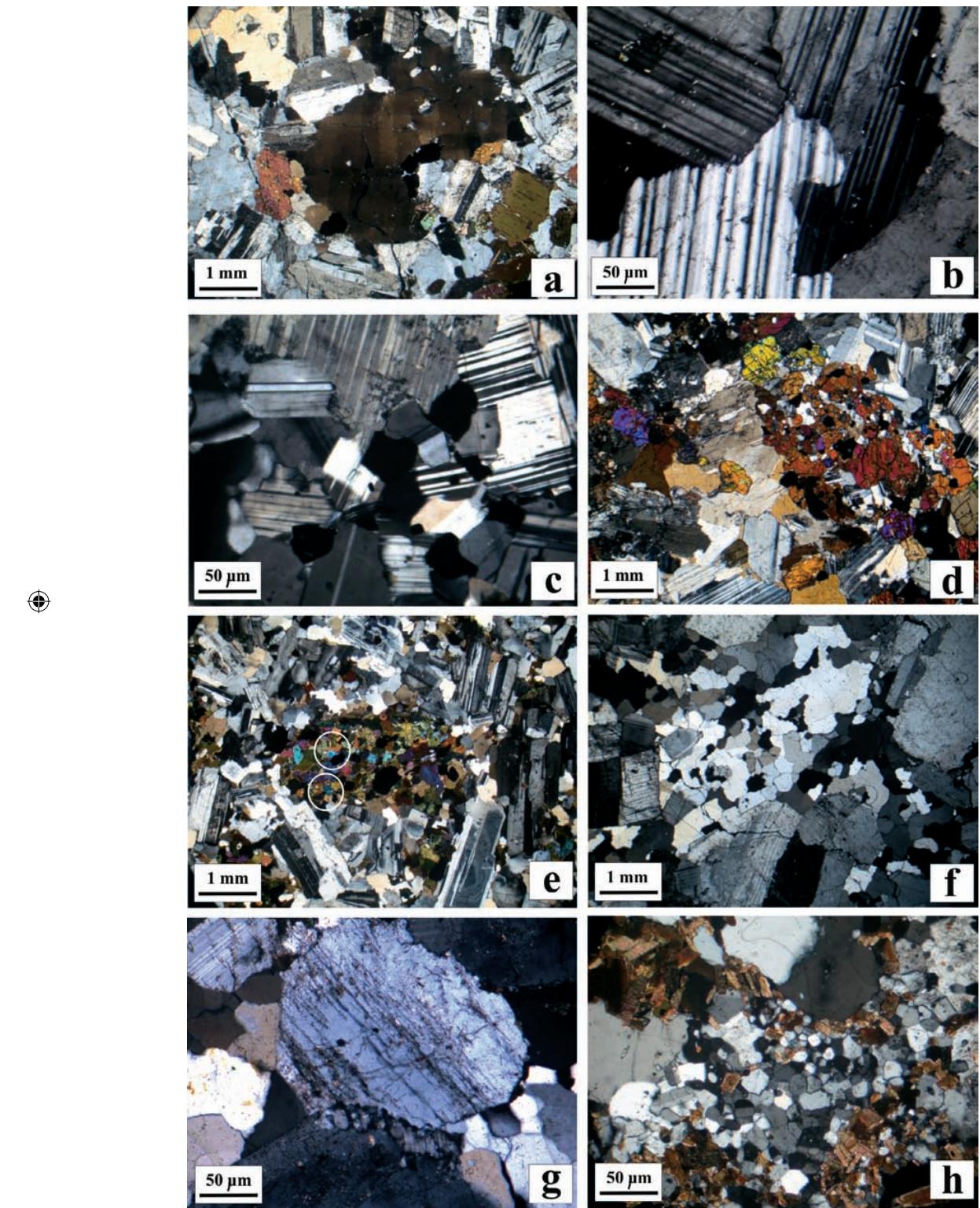
FIG. 9. Diagrama de densidad de la proyección polo a plano de los valores de foliaciones que afectan a las rocas del CIMA. Red equiárea, hemisferio inferior.

1. Un evento de deformación de alto grado metamórfico, caracterizado por la presencia de grandes cristales de cuarzo con formas ameboidales, con contactos lobulados con las otras fases coexistentes y desarrollo de extinciones tipo tablero de ajedrez ('chessboard extinctions') (Fig. 10a). Esta textura es característica de deformaciones a altas temperaturas y se desarrolla por encima de la transición de segundo orden Qtz_a-Qtz_b (Kruhl, 1996; Stipp *et al.*, 2002). A presiones bajas, esta curva de equilibrio indica que debieron superarse temperaturas mínimas del orden de los 600°C. Concordantemente con las altas temperaturas indicadas por el cuarzo, las plagioclasas muestran muy alta movilidad de los bordes de grano, con engolfamientos de gran amplitud y recristalización a agregados poligonales con uniones triples a 120° con tamaños de hasta 60-70 µm (Figs. 10b y c). Estas características indican que el mecanismo de deformación dominante fue la recristalización por migración de borde de grano (RMBG) de alta temperatura. La presencia de subgranos en algunos cristales de plagioclasa (Figs. 2b y 10c) indica que el mecanismo de recristalización por rotación de subgranos (RRS) ha contribuido también en parte a la deformación dúctil del feldespato. La combinación de ambos mecanismos es una característica frecuentemente observada en feldespatos deformados en condiciones de facies de anfibolitas altas y granulita (*e.g.*, Tullis y Yund, 1985). En las rocas dioríticas, el ortopiroxeno también muestra recristalización a agregados de cristales poligonales (de hasta 200 µm)

a lo largo de sus bordes (Fig. 10d). En las tonalitas se observa a menudo recristalización del anfíbolo a agregados de granos poligonales con tamaños variables entre 30 y 50 µm (Fig. 10e). Los mecanismos de deformación observados en el conjunto de minerales indican que este evento de deformación tuvo lugar en facies de anfibolitas alta a granulita.

2. Un evento de deformación en grado medio, caracterizado por la recristalización parcial o completa del cuarzo a agregados de cristales con formas seudopoligonales que se contactan a través de uniones triple a 120° (Fig. 10f) con tamaños de hasta 200-250 µm. Estas texturas indican recristalización por el mecanismo de migración de borde de grano (RMBG) (Régimen 3: Hirth and Tullis, 1992; GBM: Stipp *et al.*, 2002). Los cristales relícticos de feldespatos son más o menos equidimensionales, muestran extinciones ondulantes y presentan engolfamientos ('bulging') de pequeña amplitud y recristalización de grano fino de hasta 10 µm en los bordes de grano y a lo largo de fracturas internas (Figs. 10g y h). Estas características microtexturales indican deformación dúctil de los feldespatos mediante el mecanismo de RMBG (Régimen 1: Hirth and Tullis, 1992) o del tipo 'bulging' (BLG: Stipp *et al.*, 2002). El comportamiento reológico de estos minerales indica en conjunto la generación de un evento de deformación desarrollado en facies de esquistos verdes alta a anfibolitas baja, con mayor probabilidad a temperaturas superiores a los 500°C (*e.g.*, Passchier y Trouw, 1996; Stipp *et al.*, 2002).

FIG. 10. **a, b, c, d, e.** Evidencias del evento de deformación dúctil a temperatura alta a muy alta (facies de anfibolitas alta a granulitas): **a.** Cristal de cuarzo ameboidal con gran desarrollo cristalino y extinción del tipo tablero de ajedrez ('chessboard extinction'). Obsérvese el crecimiento intergranular y la inclusión parcial o total de fragmentos de las otras fases coexistentes. Nótese, además, que la plagioclasa de estas rocas presenta engolfamientos de gran amplitud; **b.** Engolfamientos de gran amplitud entre cristales de plagioclasa que indican muy alta movilidad de los límites de grano y recristalización mediante el mecanismo de RMBG; **c.** Granos recristalizados irregulares a seudopoligonales con uniones triples a 120°. Obsérvese engolfamientos de gran amplitud y granos recristalizados, ambos separados por límites de gran ángulo con el cristal relítico sin mediar subgranos visibles; **d.** Ortopyroxeno relítico en cristales bastos con recristalización a agregados de pequeños cristales poligonales (centro y arriba-izquierda). Nótese que en estas rocas la recristalización del ortopyroxeno se asocia a la presencia de plagioclasa con engolfamientos de gran amplitud (izquierda-abajo) y recristalización de grano grueso (arriba-derecha), con características equivalentes a las mostradas en las Figs. 10b y 10c que indican que ambas fases fueron deformadas durante el mismo evento de alta temperatura; **e.** Se indica con círculos la presencia de cristales de anfibol recristalizado cuyos tamaños oscilan entre 30 y 50 µm; **f, g, h.** Evidencias del evento de deformación dúctil a temperatura intermedia (facies de esquistos verdes alta a anfibolitas baja): **f.** Agregados de cristales de cuarzo recristalizado mediante el mecanismo de RMBG. Nótese los tamaños dispares de los granos irregulares o seudopoligonales con contactos lobulados o rectos y la conformación de uniones triples a 120°. Los granos relíticos y recristalizados muestran escasa o nula deformación interna y ausencia de subgranos. Obsérvese, además, que la plagioclasa que acompaña al cuarzo presenta engolfamientos de moderada amplitud; **g.** Cristales relíticos de plagioclasa con engolfamientos ('bulging') de moderada amplitud y granos recristalizados, que indican RBLG. Nótese la asociación de este comportamiento reológico de la plagioclasa, a la formación dentro de la misma roca de agregados seudopoligonales en cuarzo; **h.** Agregados de cristales seudopoligonales de plagioclasa con formación de uniones triples a 120°. Todas las microfotografías con nícales cruzados. Detalles en el texto.



El evento de deformación de mayor grado se identifica tanto en las dioritas cuarzosas como en las tonalitas-granodioritas, y con menor representatividad en las granodioritas, aflorantes en el sector sur del área. El evento de menor grado es identificado en los granitos y granodioritas aflorantes en la zona de los lagos Aluminé y Moquehue, en el sector norte del área de estudio.

7. Discusión y consideraciones finales

La zona comprendida entre los lagos Aluminé, Moquehue, Ñorquinco y Pulmarí presenta afloramientos de rocas plutónicas intermedias y ácidas, intruyendo las rocas metamórficas que conforman el basamento.

La estructuración a escala regional está caracterizada por tres orientaciones de lineamientos principales: **1. NE-SW; 2. NW-SE y 3. N-S.** Estas direcciones regionales concuerdan en orientación y localización en el terreno, con las orientaciones de foliaciones penetrativas observadas en las rocas ígneas y metamórficas del área: 123°/72°, 220°/80° y 277°/76°, respectivamente. Esta correspondencia sugiere que los grandes megalineamientos observados podrían no corresponder únicamente al acomodamiento a través de una tectónica en bloques limitados por fallas extensionales como resultado de la tectónica andina, sino a una secuencia de eventos de deformación dúctil algo más compleja y probablemente más extendida en el tiempo.

El análisis de mecanismos de deformación en minerales combinado con el estudio de paragénesis minerales relicticas y neoformadas constituye una herramienta de suma utilidad que permite acotar el número, secuencia temporal y condiciones físicas de desarrollo de los diferentes eventos tectonometamórficos acaecidos en una región. A través del estudio petrográfico-microestructural, se pudieron reconocer en los granitoides al menos dos eventos de deformación dúctil: un evento de alta temperatura desarrollado en facies de anfibolitas alta a granulita y un evento de temperatura intermedia en facies de esquistos verdes alta a anfibolitas baja. Las relaciones texturales en los granitoides en que pueden reconocerse ambos eventos superpuestos, indican que el evento de mayor temperatura es el más antiguo. En el estado actual de la investigación no es posible establecer aún con precisión las edades de ambos eventos de deformación, aunque se espera poder

definirlas a través de la conjunción de las técnicas analíticas que se están aplicando a tal efecto.

El basamento del CIMA está constituido por gneises (Qtz+Pl+Ms+And±Bt±Grt, minerales accesorios Zr, Ap, Tur y opacos) y anfibolitas (Qtz+Pl+Hbl±Bt, accesorios Zr y opacos) reconocidos en afloramientos *in situ* o como inclusiones de variado tamaño en dioritas cuarzosas y tonalitas. La estabilidad de la asociación metamórfica Qtz+Pl+Ms+And±Bt en gneises, evaluada a través de la construcción de seudosecciones utilizando la composición química global de las rocas (Urraza *et al.*, 2009), indica que esta paragénesis solo puede coexistir a temperaturas moderadas a bajas (<620°C a $X_{H_2O}=1$, o aún menores a inferiores X_{H_2O}) y a presiones por debajo de los 3,8 Kb. Las relaciones texturales observadas en gneises indican que la paragénesis metamórfica original tiene sobrepuerto un evento de deformación dúctil que da lugar a la recristalización intensa del cuarzo, moderada recristalización de la plagioclasa y a la conformación de una foliación milonítica anastomosada. Estudios geotermobarométricos preliminares (Urraza *et al.*, 2009) sobre la asociación mineral en equilibrio durante el evento de milonitzación [Bt+Grt+Sil(Fib)+opacos], indican presiones que exceden el campo de estabilidad de la asociación metamórfica primitiva (Urraza *et al.*, 2009).

El basamento del CIMA presenta analogía con el descrito por Franzese (1995) para el Complejo Piedra Santa ubicado a 70 km al sureste en continuidad con el área de estudio. Si bien no se descarta que el basamento del CIMA pudiera constituir un equivalente de mayor grado metamórfico de la Formación Colohuincul (esquistos y filitas) definida por Turner (1976) y mencionada por este autor para el sur del área de estudio, las edades carbonífera temprana obtenidas para las rocas gnésisicas del sector sur del CIMA (U-Pb en monacitas, Urraza *et al.*, 2008, 2009), son concordantes con la edad devónico-carbonífera indicada por Franzese (1995) para esquistos y gneises pelíticos del Complejo Piedra Santa.

Las rocas graníticas que constituyen el CIMA se clasificaron sobre la base de su mineralogía y geoquímica en: **1. Dioritas Cuarzosas; 2. Tonalitas-Granodioritas; 3. Granodioritas y 4. Granitos.** Todos los petrotipos, a excepción de las dioritas cuarzosas, presentan abundante cantidad de enclaves microgranulares máficos.

El análisis de la signatura petrológica y geoquímica de las rocas graníticas estudiadas, así como

la evaluación de los diagramas de multielementos, permitieron caracterizar al conjunto como resultante de un magmatismo cálcico a calcoalcalino con generación de granitoides Tipo I. Estos granitoides son típicamente representativos de magmatismo de arco de márgenes continentales activos.

Los diagramas geoquímicos de elementos mayoritarios y trazas permitieron diferenciar los petrotípos definidos. Las secuencias subparalelas de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (mol) con contenidos variables de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}-1,37*\text{P}_2\text{O}_5+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (mol) indican que cada tipo litológico representaría un pulso de magma distinto correspondiente a un mismo evento, o más de un evento separado en el tiempo.

Si bien los diagramas de variación para elementos mayoritarios presentan tendencias evolutivas asociadas a procesos de cristalización fraccionada; los diagramas de variación para elementos trazas muestran tendencias subverticales y subparalelas separadas por ‘gaps’ discretos de SiO_2 , los que forman ‘batches’ de magma, que podrían representar eventos magmáticos separados en el tiempo.

Está claro que el mayor exponente del magmatismo dentro del CIMA está representado por granitoides de edades andinas (cretácicas a más modernas, Rapela y Pankhurst, 1992; Rapela y Kay, 1988; Cingolani *et al.*, 1991; Varela *et al.*, 1994; Latorre *et al.*, 2001), perteneciente al extremo norte de BP. Sin embargo, estudios geocronológicos llevados a cabo por los autores (Urraza *et al.*, 2008, 2009), indican la presencia de granitoides preandinos representados por tonalitas correspondientes al Pérmico Tardío en la zona del lago Nørquinco en el sur del área de estudio. Estos granitoides preandinos de edad paleozoica, podrían haberse emplazado en concordancia con los eventos tectónicos gondwánicos.

Agradecimientos

Los autores agradecen a la Universidad Nacional del Sur por la prestación de equipos y vehículos para las tareas de campo. Al Dr. M. Zentilli y a Dalhousie University, Canadá, por la constante colaboración y disponibilidad de sus laboratorios. Este trabajo contó con el apoyo financiero del proyecto PIP CONICET 6412/05 otorgado a L.G. y S.D. Los análisis químicos de roca total fueron financiados mediante el subsidio PIP CONICET 02082 otorgado a C.R. Los autores agradecen los comentarios y sugerencias del Dr. E. Baldo, Dr. J.M. Tubía y Dr. C. Villaseca, que contribuyeron a mejorar significativamente este manuscrito.

Referencias

- Barker, F. 1979. Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin. In *Trondhjemites, dacites and related rocks* (Barker, F.; editor). Elsevier: 1-12. Amsterdam.
- Boynton, N.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In *Rare Earth Element Geochemistry* (Henderson, P.; editor). Development in Geochemistry 2: 63-114. Elsevier.
- Bucher, K.; Frey, M. 1994. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag: 318 p. Berlin.
- Cembrano, J.; Schermer, E.; Lavenu, A.; Sanhueza, A.; 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics* 319 (2): 129-149.
- Chappell, B.W.; White, J.R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 83: 1-26.
- Chotin, P.; Giret, A. 1978. Analysis of Northern Patagonian transverse structure (Chile, Argentina -38° to 42°S.L.) from Landsat documents. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 7, Actas 2: 197-202. Neuquén.
- Cingolani, C.; Dalla Salda, L.; Hervé, F.; Munizaga, F.; Pankhurst, R.J.; Parada, M.A.; Rapela, C.W. 1991. The magmatic evolution of northern Patagonia; New impressions of pre-andean tectonics. *Geological Society of America, Special Paper* 265: 29-43.
- Dalla Salda, L.H.; Cingolani, C.; Varela, R. 1991. El basamento pre-andino ígneo metamórfico de San Martín de los Andes, Neuquén. *Revista Geológica Argentina* 46: 223-234.
- Folguera, A.; Ramos, V.; Melnick, D. 2002. Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36-39°S) en los últimos 30 millones de años. *Revista Geológica de Chile* 29 (2): 227-240.
- Franzese, J.R. 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico neopaleozoico del Gondwana suroccidental. *Revista Geológica de Chile* 22 (2): 193-202.
- Frost, B.R.; Barnes, C.G.; Collins, W.J.; Arculus, R.J.; Ellis, D.J.; Frost, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2033-2048.
- Galli, C.A. 1969. Descripción geológica Hoja 35a, Lago Aluminé. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 108: 1-57.
- Gordon, A.; Ort, M.H. 1993. Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en las provincias de Río

- Negro y Chubut (41°-42°30' S). In Congreso Geológico Argentino, No. 12, Actas 4: 120-127. Mendoza.
- Grecco, L.E.; Gregori, A.; Delpino, H. 1998. Magmatic and tectonic evolution of northern sector of Aluminé Batholith, Neuquén Province, Argentina. Terra Nostra, Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium 16: 56. Bayreuth, Germany.
- Haller, M.J.; Linares, M.; Osteria, H.A.; Page, S.M. 1999. Petrology and Geochronology of the Subcordilleran Plutonic Belt of Patagonia, Argentina. In South American Symposium on Isotope Geology, No. 2, Carlos Paz, Argentina, Actas: 210-214. Buenos Aires.
- Hirth, G.; Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. Journal of Structural Geology 14: 145-159.
- Kruhl, J.H. 1996. Prism- and basal- and parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural gothermobarometer. Journal of Metamorphic Geology 14: 581-589.
- Latorre, C.O.; Vattuone, M.E.; Linares, E.; Leal, P. 2001. K-Ar ages of rocks from Lago Aluminé, Rucachoroi and Quillen, North Patagonian Andes, Neuquén, República Argentina. In South American Symposium on Isotopic Geology 1: 577-580. Pucón.
- Pankhurst, R.J.; Rapela C.W.; Fanning, C.M.; Márquez, M.; 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. Earth Science Reviews 76: 235-257.
- Passchier, C.W.; Trouw, R.A.J. 1996. Microtectonics. Springer-Verlag: 366 p. Berlin.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. Journal of Petrology 25 (4): 956-983.
- Ramos, V.A. 1978. Estructura. In Congreso Geológico Argentino, No. 7, Relatorio Geología y Recursos Naturales del Neuquén: 99-118. Buenos Aires.
- Rapela, C.W. 1987. El batolito patagónico entre 40°30' y 41°15'S. Estudio geoquímico preliminar. In Congreso Geológico Argentino, No. 10, Actas 4: 21-23.
- Rapela, C.W.; Munizaga, F.; Dalla Salda, L.; Hervé, F.; Parada, M.A.; Cingolani, C. 1987. Nuevas edades K-Ar de los granitoides del sector nororiental de los Andes patagónicos. In Congreso Geológico Argentino, No. 10, Actas 4: 18-20.
- Rapela, C.W.; Kay, S.M. 1988. The late Paleozoic to recent magmatic evolution of northern Patagonia. Episodes 11: 175-182.
- Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J. 1992. The granites of northern Patagonia and northern The Gastre Fault System in relation to the breakup of Gondwana. In Magmatism and the causes of continental breakup (Storey, B.; Alabaster, T.; Pankhurst, R.J.; editors). Geological Society of London, Special Publication 68: 209-220.
- Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Fanning, C.M.; Hervé, F. 2005. Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: The early Jurassic Subcordilleran Belt of northwestern Patagonia. Journal of Geological Society of London, Special Publication 246: 217-239.
- Shand, S.J. 1927. Eruptive rocks. John Wiley and Sons: 360 p. New York.
- Stipp, M.; Stünitz, H.; Heilbronner, R.; Schmid, S.M.; 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. Journal of Structural Geology 24: 1861-1884.
- Thompson, R.N.; Morrison, M.A.; Hendry, J.L.; Parry, S.J. 1984. An assessment of the relative roles of the crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. Philosophical Transaction of the Royal Society of London, Series A 310: 549-590.
- Tullis, J.; Yund, R.A. 1985. Dynamic recrystallization of feldspars: a mechanism for ductile shear zone formation. Geology 13: 238-241.
- Turner, J.C. M. 1965. Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 44: 5-51. Córdoba.
- Turner, J.C.M. 1976. Descripción geológica Hoja 36a, Aluminé. Secretaría de Estado de Minería, Boletín 145: 83 p.
- Urraza, I.A.; Grecco, L.E.; Delpino, S.H.; Arrese, M. L. 2006. Petrografía y estructura del sector norte del batolito de Aluminé, Neuquén, Argentina. In Reunión de Tectónica, No. 13, Resúmenes: 61-62. San Luis.
- Urraza, I.A.; Grecco, L.E.; Delpino, S.H.; Arrese, M. L. 2008. Determination of rock ages by chemical analysis of Th, U, Pb in the mineral monazite (Ce, La, Th REE, U) PO₄ using EPMA. Institute for Research in Materials, Annual General Meeting and Research Day, Abstract 36. Halifax, Nova Scotia, Canada.
- Urraza, I.; Delpino, S.; Grecco, L.; Arrese, M. 2009. Petrografía, geotermobarometría y geocronología del basamento del sector norte del Batolito Patagónico, Neuquén, Argentina. In Reunión de Tectónica, No. 14, Resúmenes: 34. Río Cuarto, Córdoba, Argentina.
- Varela, R.; Teixeira, W.; Cingolani, C.; Dalla Salda, L. 1994. Edad Rubidio-Estroncio de Granitoides de Aluminé-Rahue, Cordillera Norpatagónica, Neuquén, Argentina. In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas 2: 1254-1258. Concepción.