EL BATOLITO ELQUI-LIMARI (PALEOZOICO SUPERIOR-TRIASICO): CARACTERISTICAS PETROGRAFICAS, GEOQUIMICAS Y SIGNIFICADO TECTONICO

CARLO NASI P.
CONSTANTINO MPODOZIS M.
PAULA CORNEJO P.
RAMON MOSCOSO D.
VICTOR MAKSAEV J.

Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago, Chile.

RESUMEN

El Batolito Elqui-Limarí (BEL) constituye la porción centro-occidental y meridional, de un macizo granítico de edad paleozoica superior-triásica, expuesto en la Cordillera de los Andes entre los 28°y 31°S, el cual, junto con una secuencia de rocas volcánicas contemporáneas, representa la prolongación hacia el norte y hacia el oeste del cinturón magmático de la Cordillera Frontal argentina.

El BEL está formado por un conjunto de plutones individuales, agrupados en dos asociaciones intrusivas mayores: Superunidad Elqui (SUE), de edad carbonífera y Superunidad Ingaguás (SUI), de edad pérmico-triásica. La SUE está formada por plutones de emplazamiento profundo, con una extensiva deformación sinmagmática y, en parte, también milonítica, expuestos en el sector occidental de BEL y agrupados, a su vez, en tres unidades plutónicas: tonalitas y granodioritas de hornblenda y biotita, con dioritas cuarcíferas y gabros subordinados (Unidad Guanta); granodioritas y granitos de biotita ± muscovita (Unidad Cochiguás); y granodioritas y granitos cataclásticos de biotita, con inclusiones de esquistos pelíticos (Unidad El Volcán). La SUI aflora fundamentalmente al este de la SUE y está formada por plutones epizonales y "stocks" subvolcánicos no deformados, agrupados en cinco unidades plutónicas; pequeños cuerpos de gabros de piroxeno (Gabros de La Laguna); granodioritas de biotita y hornblenda (Unidad Los Carricitos); granitos rosados de biotita y grano medio (Unidad El León); granitos rosados de grano grueso, con biotita ± anfíbola e inclusiones microdioríticas (Unidad Chollay); y granitos rojos y pórfidos riolíticos con "ojos" de cuarzo (Unidad Colorado).

Ambas superunidades representan una sucesión de intrusiones desde términos básicos a ácidos, de tendencia calcoalcalina, similar a la de otros granitoides calcoalcalinos de márgenes continentales activos. La SUE muestra una variación desde granitoides tempranos metaluminosos, con bajas razones iniciales Sr^{87}/Sr^{86}, a granitoides tardíos, marcadamente peraluminosos, de posible origen cortical (tipo S). La SUI incluye también granitoides tempranos, metaluminosos, de tipo I y facies tardías muy evolucionadas, pero moderadamente peraluminosos de tipo I y S, con razones iniciales Sr^{87}/Sr^{86}, que sugieren un origen cortical. La diferente naturaleza y evolución de ambas superunidades parece reflejar un cambio desde una corteza prebatolítica, con una importante componente metasedimentaria al oeste, a una corteza más bien "granítica" al este.

Desde el punto de vista tectónico, ambas superunidades representan dos etapas en la evolución del Arco Magmático del Paleozoico superior-Triásico a lo largo del margen Pacífico de Gondwana.

ABSTRACT

The Elqui-Limarí Batholith (BEL) forms the southwestern and southern part of a Late Paleozoic-Triassic granitic massif, exposed continuously between latitudes 28° to 31° south. The granitoids together with their synchronical volcanic cover represent the northward and westward extention of the magmatic belt of the Argentine Frontal Range.

The BEL is a complex assemblage composed by a large number of individual plutons grouped in two mayor associations or "Super Units": Elqui Super Unit (ESU) of Carboniferous age and Ingaguás Super Unit (ISU) of Permian to Triassic age. The ESU includes deep-seated plutons with protoclastic and partly milonitic textures, exposed along the western side of the batholith. Individual plutons are grouped as well, into three major units:

Revista Geológica de Chile No. 25-26, p. 77-111, 13 figs., 11 fotos, 5 tablas, 1985.

hornblende-biotite tonalites and granodiorites with subordinated gabbros and quartz diorites (Guanta Unit); biotite ± muscovite granodiorites and granites (Cochiguás Unit); and strongly deformed biotite granodiorites and granites with pelitic xenoliths (El Volcán Unit). ISU plutons crop out westward of the ESU granitoids together with minor stocks and plutons that intrude the western carboniferous plutons. The ISU includes non deformed shallow-level granitoides, grouped into five major units: small isolated gabbros (Gabros de La Laguna); biotite-hornblende granodiorites (Los Carricitos Unit); middle grained "pink" biotite granites (El León Unit); coarse grained "pink" biotite ± hornblende granites with microdiorite inclusions (Chollay Unit); and "red" granites and "quartz eyed" ryolithic porphyries (Colorado Unit).

Both Super Units represent a succession of intrusions from early basic to acid facies with calc-alkaline affinities, similar to other calc-alkaline suites related to active continental margins. The Carboniferous Elqui Super Unit shows a variation from early metaluminous granitoids with low $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial ratios to strongly peraluminous, crustal derived, S type, late granitoids. The Permian-Triassic ISU association also shows earlier metaluminous I type facies and highly evolved, but slightly peraluminous, I and S type silica rich granites, with $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial ratios that suggest a crustal origen. The different nature and evolution of both Super Units seem to reflect a mayor change from a prebatholithic crust with an important metasedimentary component in the west, to a more "granitic" one to the east.

From a tectonic point of view, the two Super Units represent two stages in the development of the Late Paleozoic-Triassic magmatic "arc" along the Pacific margin of Gondwanaland.

INTRODUCCION

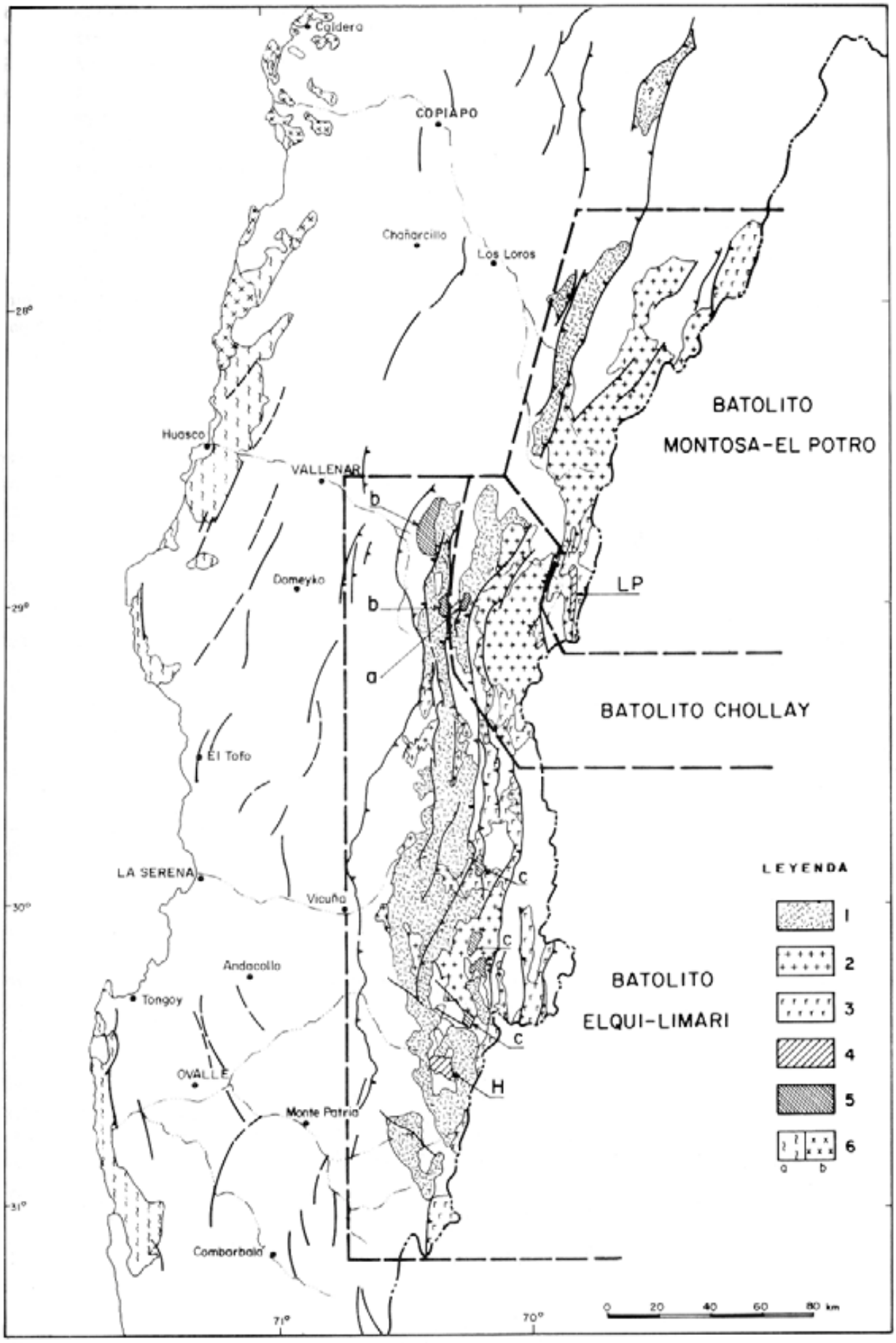
Un extenso sector de la Alta Cordillera andina entre los 28° y 31°S está constituido por un macizo de rocas graníticas del Paleozoico superior-Triásico. Sus afloramientos forman una franja continua, que se extiende por más de 300 km desde el río Grande (31°S), en la Cordillera de Ovalle, hasta el río Copiapó (28°S). Tres cuerpos principales, de dimensiones batolíticas, forman este macizo paleozoico: el Batolito Elqui-Limarí (Mpodozis *et al.*, 1976), en la porción sur y centro-occidental (28° 45'-31°S); el Batolito Chollay (Nasi, *et al.*, en prep.), en la parte central (28°45'-29°15'); y el Batolito Montosa-El Potro (Mpodozis, *et al.*, en prep.), en el extremo norte (27°45'-29°S) (Fig. 1). En este trabajo se exponen antecedentes petrográficos, geocronológicos y geoquímicos, junto con algunas ideas acerca del origen, naturaleza y evolución de los granitoides que constituyen el Batolito Elqui-Limarí (BEL).

El BEL conforma un cuerpo elongado en dirección norte-sur, que aflora en forma continua, por más de 200 km, desde las nacientes del río Grande en la Cordillera de Ovalle hasta los ríos del Carmen y Primero, en la hoya del río Huasco, alcanzando un ancho máximo de 60 km en el valle del río Turbio, entre Rivadavia y el río de La Laguna. Corresponde a un complejo intrusivo, formado por más de un centenar de plutones individuales, de edad palozoica superior-triásica, intruidos por plutones y stocks de edad terciaria, que representan una parte subordinada del BEL.

La composición de los granitoides paleozoico-triásicos varía desde gabros a pórfidos riolíticos, e incluye tonalitas de hornblenda y biotita, granodioritas de biotita ± muscovita y granitos hololeucocráticos. Los granitos y pórfidos riolíticos muestran una estrecha relación espacial y temporal, con una cubierta de rocas volcánicas ácidas (Formación Pastos Blancos), que alcanza su máximo desarrollo en la zona cercana a la frontera y en la Cordillera Frontal argentina. Las rocas de caja de estos granitoides están representadas por un complejo de acreción de edad carbonífera(?) (Complejo Metamórfico El Tránsito; Hervé, 1982; Ribba, 1985), esquistos pelíticos y neises graníticos del Paleozoico inferior (Complejo Metamórfico El Cepo, Neises de La Pampa; Nasi *et al.*, en prep.; Mpodozis y Cornejo, en prep.; Ribba, 1985), y por secuencias sedimentarias del Devónico-Carbonífero (Formación Las Placetas, Formación Hurtado; Nasi *et al., op. cit.*; Mpodozis y Cornejo, *op. cit.*).

El Batolito Elqui-Limarí constituye un elemen-

FIG. 1. Distribución de las rocas paleozoicas en Chile entre los 27° y 31°S. 1. Granitoides carboníferos (Superunidad Elqui); 2. Granitoides pérmico-triásicos (Superunidad Ingaguás); 3. Formación Pastos Blancos (Paleozoico Superior Triásico inferior?); 4. Secuencias sedimentarias del Paleozoico: H. Formación Hurtado (Devónico-Carbonífero?) LP. Formación Las Placetas (Carbonífero superior?); 5. Unidades metamórficas del Paleozoico: a. Neises de la Pampa (Silúrico?); b. Complejo Metamórfico El Tránsito (Paleozoico inferior?); c. Complejo Metamórfico El Cepo (Paleozoico inferior). 6. Unidades de rocas paleozoicas en la Cordillera de la Costa: a. Rocas metamórficas b. Granitoides.


Caldera
COPIAPO
Chañarcillo
Los Loros
28°
Huasco
VALLENAR
BATOLITO
MONTOSA-EL POTRO
b
Domeyko
b
LP
a
BATOLITO CHOLLAY
El Tofo
LA SERENA
Vicuña
c
c
Andacollo
BATOLITO
ELQUI-LIMARI
Tongoy
c
OVALLE
H
Monte Patria
31°
Combarbalá
71°
70°
0 20 40 60 80 km
LEYENDA
1
2
3
4
5
6
a b

to morfo-estructural elevado por sistemas de fallas inversas, sobre secuencias volcano-sedimentarias mesozoicas, ubicadas al oeste, y secuencias volcánicas ácidas de la Formación Pastos Blancos (Paleozoico superior-Triásico Inferior) ubicadas al este (Fig. 1). Cubriendo tanto los márgenes como la zona central del batolito, se disponen delgadas franjas de rocas sedimentarias y volcanoclásticas del Mesozoico, limitadas por fallas inversas de alto ángulo. Al este del batolito (entre los ríos Primero y La Laguna), afloran cuerpos aislados de granitoides paleozoicos, que intruyen a la Formación Pastos Blancos, y representan plutones periféricos del BEL.

ANTECEDENTES GEOLOGICOS Y NOMENCLATURA

Las primeras referencias acerca de granitoides paleozoicos en la Alta Cordillera de Ovalle y La Serena corresponden a Domeyko (1903), quien estableció la edad pre-jurásica del "granito" de Paihuano, cubierto por calizas liásicas del Cerro Tres Cruces, y de la extensa unidad de rocas intrusivas de la Cordillera de La Punilla, dispuesta bajo sedimentos marinos jurásicos expuestos en la Cordillera Doña Ana. Posteriormente, Willis (1929) reconoció los granitos pre-liásicos de Rivadavia y Monte Grande, en el alto valle del Elqui y asignó correctamente al paleozoico los granitoides del río Tránsito, en la Cordillera de Vallenar.

Los primeros estudios detallados de los complejos intrusivos paleozoicos del valle del Elqui corresponden a Dediós (1967), quien diferenció, en la región de Paihuano, cinco unidades petrográficas diferentes, estableciendo para ellas un cuadro cronológico, al considerar sus relaciones de contacto y determinaciones radiométricas (Pb-α), obteniendo edades que abarcan el rango Devónico-Triásico. Posteriormente, Mpodozis *et al.* (1976), basados en los trabajos de Mpodozis (1974) y Rivano (1975), analizaron las características fundamentales del plutonismo de la Cordillera Frontal entre los 30° y 33°S, tramo en el cual se encuentra gran parte del Batolito Elqui-Limarí. De acuerdo a las características petrográficas y químicas, así como a la cronología relativa de los granitos, estos autores diferenciaron tres asociaciones plutónicas fundamentales: granodioritas y tonalitas de biotita y hornblenda; granodioritas con muscovita; y granitos hololeococráticos.

A partir de 1981, y en forma paralela a los trabajos de Cornejo (1982), Parada *et al.* (1981) y Parada (1982, 1984 y 1985) respecto de la petrografía, geoquímica, geocronología y petrología de los granitoides preandinos en el valle del río Elqui, los autores emprendieron el estudio sistemático de los granitoides paleozoicos, como parte del levantamiento geológico de la Alta Cordillera del Norte Chico (Mpodozis y Cornejo, en prep.; Nasi *et al.*, en prep.). El mapeo detallado de los granitoides paleozoicos, junto con estudios de petrografía, estructura, geoquímica y geocronología, permitieron comprobar que, tanto el Batolito Elqui-Limarí, como los batolitos Chollay y Montosa-El Potro, están formados por un número limitado de "tipos" de rocas intrusivas. Cada uno de estos "tipos" de granitoides presenta una combinación particular de características como textura, color, granulometría, composición mineralógica, relaciones de contacto, deformación, tipo de xenolitos y presencia o ausencia de diques asociados, que resultan distintivas y que permiten reconocerlos y diferenciarlos a lo largo de toda la extensión del macizo granítico paleozoico.

Estas características permitieron utilizar como base de nomenclatura formal, la terminología de **unidades** y **superunidades** desarrolladas por Cobbing y Pitcher (1972); Cobbing *et al.* (1977, 1981); Cobbing y Mallick (1983) y Pitcher (1985), en base a los conceptos de Larsen (1948), y aplicada a la descripción del Batolito Costero del Perú. De acuerdo a estos autores, un conjunto de tipos litológicos que posea en común las características antes mencionadas, puede ser descrito como constituyentes de una **superunidad**, en la cual cada tipo litológico particular representa una **unidad**. Generalmente, y este es el caso de los granitoides paleozoicos del BEL, cada unidad está representada por una intrusión individual separada por contactos de otras unidades. Cada unidad puede ser reconocida como constituyente de varios plutones separados, entendiéndose por **plutón**, más que un cuerpo de determinadas dimensiones, una unidad de estructura, que caracteriza magmas emplazados dentro de un único y continuo contacto exterior.

Según los autores citados, las unidades que forman una superunidad usualmente representan asociaciones consanguíneas. En el caso de los batolitos de la Alta Cordillera del Norte Chico, se ha utilizado el término **superunidad**, para agrupar a un conjunto de unidades que, además de presentar en común las características antes mencionadas, tienen rangos similares de edad relativa y absoluta y que, por lo tanto, pertenecen a un mismo evento o

TABLA 1. CARACTERIZACION DE LAS UNIDADES DEL BATOLITO ELQUI-LIMARI

(Tomados de Mpodozis y Cornejo, en prep. y Nasi *et al.*, en prep.)

	UNIDAD	TIPO LITOLOGICO	MINERALES MAFICOS	EDADES RADIOMETRICAS	CARACTERISTICAS MACROSCOPICAS	MODO DE AFLORAMIENTO
SUPER UNIDAD INGAGUAS	Colorado	Monzogranitos y sienogranitos gráficos hololeucocráticos, de grano fino a grueso, con cavidades miarolíticas; pórfidos riolíticos con grandes cristales de cuarzo y feldespato potásico.	Biotita reemplazada por clorita; anfíbola, generalmente ausente.		Color rojo ladrillo. En algunos sectores contienen xenolitos riolíticos de la Formación Pastos Blancos.	Pequeños plutones lenticulares, elongados NNW-NNE, dispersos en todo el BEL. Intruyen a la Unidad Chollay y El León.
	Chollay	Principalmente monzogranitos; granodioritas y sienogranitos subordinados. Rocas leucocráticas y hololeucocráticas, de grano grueso a muy grueso.	Biotita cloritizada; anfíbola muy subordinada. Algunos plutones contienen anfíbola y biotita en proporciones similares.	K-Ar (Bi) 238 ± 6 Ma	Color rosado. No presentan efectos de deformación. Algunos plutones contienen abundantes xenolitos microdioríticos subredondeados y están cortados por enjambres de diques básicos.	Plutones subcirculares y tabulares, de paredes verticales y techo plano. Afloran en el sector noroccidental del BEL.
	El León	Principalmente monzogranitos; granodioritas y sienogranitos subordinados. Rocas hololeucocráticas de grano medio a grueso, que en algunos casos presentan cavidades miarolíticas.	Biotita generalmente reemplaza a clorita. Anfíbola sólo ocasional y subordinada.	K-Ar (Bi) 238 ± 4 Ma 276 ± 4 Ma	Color rosado. Sin efectos de deformación. No contiene inclusiones y los diques básicos que la intruyen son poco frecuentes.	Plutones heterodimensionales de márgenes irregulares, elongados NS-NNW, de paredes verticales y techo plano. Presentan contactos intrusivos o bien transicionales con la Unidad Los Caricitos. Afloran principalmente al Sur del río Turbio, en el sector central y occidental del BEL y en la periferia, al este del BEL.
	Los Carricitos	Granodioritas leucocráticas, de grano medio.	Biotita fresca. Hornblenda generalmente poco alterada, ocasionalmente reemplazada por placas de biotita secundaria y clorita.	K-Ar (Bi) 238 ± 4 Ma 221 ± 3 Ma K-Ar (Hb) 207 ± 9 Ma	Color blanco a gris. No presenta efectos de deformación y contiene escasos xenolitos microdioríticos, ligeramente ovoidales. Los diques básicos son poco frecuentes.	Plutones de dimensiones reducidas, generalmente lenticulares, elongados NS-NNE de paredes verticales y techo plano. Intruyen a la Unidad Guanta, y afloran en la parte central, occidental y oriental del BEL.
SUPER UNIDAD ELQUI	El Volcán	Granitos y granodioritas leucocráticas de grano grueso a muy grueso, que pasan gradualmente a cataclasitas, microbrechas miloníticas, protomiloníticas y neises miloníticos, con megacristales de feldespato potásico y cuarzo.	Biotita marcadamente pleocroica, generalmente reemplazada por clorita, epidota y esfeno, desde los márgenes y en los planos del clivaje. También existe reemplazo pseudomórfico por muscovita.	K-Ar (Bi) 247 ± 4 Ma	Color blanco a pardo-rojizo. Presenta efectos cataclástico y/o miloníticos. Contiene numerosos xenolitos, inclusiones y "roof-pendants" de esquistos pelíticos.	Cuerpos alargados NS-NNW heterodimensionales. Muestran contactos transicionales e intrusivos con la Unidad Coehiguás. Afloran en el extremo sur del BEL.
	Coehiguás	Granodioritas y monzogranitos de dos micas. Rocas leucocráticas, de grano medio a grueso.	Biotita, cloritizada en grado variable, con inclusiones de circón. Muscovita primaria, en cristales idiomorfos, formando cúmulos con biotita, y en cristales menores de hábito intersticial. Hornblenda generalmente ausente.	K-Ar (Muse) 301 ± 4 Ma 259 ± 6 Ma K-Ar (Bi) 235 ± 6 Ma	Color gris claro. Presentan efectos de deformación sinmagmática, y son comunes las inclusiones de esquistos pelíticos. Generalmente intruidas por enjambres de diques básicos. Se encuentran asociadas a zonas pegmatíticas con mineralización de fluorita.	Plutones de gran dimensión, elongados NS, en contacto gradual o intrusivo en la Unidad Guanta. Dispersos a lo largo del BEL.
	Guanta	Tonalitas y granodioritas (gabros y dioritas cuarcíferas subordinadas). Rocas leucocráticas a mesocráticas de grano grueso.	Hornblenda generalmente muy fresca, marcadamente pleocroica. Biotita reemplazada, en grado variable, por clorita, epidota, esfeno y prehnita (en los planos del clivaje).	K-Ar (Hb) 310 ± 18 Ma 303 ± 9 Ma 297 ± 9 Ma 266 ± 7 Ma 256 ± 7 Ma K-Ar (Bi) 260 ± 6 Ma 258 ± 4 Ma 252 ± 6 Ma 250 ± 4 Ma 245 ± 4 Ma	Color gris-verdoso. Presenta una marcada foliación sinmagmática y/o milonítica, gran cantidad de xenolitos biotíticos e inclusiones microdioríticas ovoidales, orientadas según la foliación. Intruida por enjambres de diques básicos y ácidos, en menor proporción.	Grandes plutones tabulares elongados NS. Forman gran parte del sector occidental del BEL.

episodio magmático mayor, sin que las unidades que la forman, estén necesariamente ligadas entre sí por relaciones de consanguineidad petrológica. Es así como dentro del complejo paleozoico superior-triásico del Batolito Elqui-Limarí, se han reconocido siete unidades intrusivas agrupadas en dos superunidades mayores: Superunidad Elqui y Superunidad Ingaguás (Tabla 1).

UNIDADES Y SUPERUNIDADES DEL BATOLITO ELQUI-LIMARI

LA SUPERUNIDAD ELQUI

La Superunidad Elqui (SUE) constituye la mayor parte del Batolito Elqui-Limarí. Está representada por un conjunto de grandes plutones tabulares, expuestos a lo largo del margen occidental del batolito, según una franja continua, que se extiende entre el río Tránsito (en el valle del río Huasco) y el río Claro (en el valle del río Elqui). Más al sur, se dispone en dos franjas meridianas, separadas por cuerpos de granitoides terciarios (Fig, 1).

Los granitoides de la SUE varían desde gabros a granitos, predominando las facies tonalíticas y granodioríticas. Son rocas leucocráticas y mesocráticas, de grano grueso a muy grueso, cuya característica más resaltante es la presencia de una foliación sinmagmática y/o milonítica de intensidad variable. Tres asociaciones petrográficas, que representan una secuencia de intrusiones desde facies más básica a ácidas forman la SUE en el Batolito Elqui-Limarí; tonalitas y granodioritas de hornblenda y biotita **(Unidad Guanta)**; granodioritas y granitos de biotita ± muscovita **(Unidad Cochiguás)**; y granitos cataclásticos de biotita **(Unidad El Volcán)** (Fig. 2).

La Unidad Guanta

La Unidad Guanta (la más extensa dentro de la SUE) agrupa a un conjunto de plutones de formas tabulares, de decenas de kilómetros de largo y sólo algunos kilómetros de ancho, de los cuales el mayor es el Plutón Guanta, expuesto en los alrededores del poblado homónimo, ubicado en el valle del río Turbio y del cual esta unidad recibe su nombre (Nasi *et al.*, en prep.) (Fig. 2).

Esta unidad representa la asociación de rocas más antiguas dentro del BEL. Está formada principalmente por tonalitas y granodioritas de biotita y hornblenda y, en forma subordinada, por dioritas cuarcíferas y gabros (Fig. 3). Son rocas leucocráticas y mesocráticas, por lo general de grano grueso, que presentan un típico color gris verdoso. Una de sus características más sobresalientes es la presencia de un bandeamiento mesoscópico regional, de tipo protoclástico o sinmagmático, marcado por la orientación subparalela de los cristales de biotita, anfíbola y plagioclasa. Comúnmente contienen inclusiones micáceas ovoidales de bordes difusos, orientados según la foliación sinmagmática y xenolitos microgranulares de composición diorítica, de bordes irregulares y nítidos. Los xenolitos llegan a ser tan abundantes que en algunos sectores constituyen bandas de rocas migmatíticas, como las que afloran en las quebradas Paihuano y El Pangue (Mpodozis y Cornejo, en prep.), Tapalca y Las Lechuzas (Nasi *et al.*, en prep.).

También se encuentran dentro de la Unidad Guanta, franjas de rocas cataclásticas, caracterizadas por la presencia de milonitas y neises miloníticos. Estas franjas presentan márgenes transicionales y también abruptos con rocas no cataclásticas de la misma unidad.

Gran cantidad de diques, principalmente básicos y subordinadamente ácidos, se encuentran intruyendo a las rocas de la Unidad Guanta, especialmente en el valle del río Turbio.

Las granodioritas y tonalitas presentan textura hipidiomorfa-gruesa, inequigranular, generalmente orientada. Están formadas por cristales, generalmente frescos, de hornblenda marcadamente pleocroica; cristales de biotita generalmente reemplazada, en grado variable, por clorita, epidota, esfeno y cristales de prehnita, dispuestos en los planos de clivaje; andesina zonada y parcialmente sericitizada, con bordes mirmequíticos en los contactos con el feldespato potásico, el cual, junto con el cuarzo se muestra en forma intersticial en las facies tonalíticas. En las facies granodioríticas, forma grandes cristales anhedrales de ortoclasa pertítica, con maclas de microclina sobreimpuesta.

Las tonalitas gradan a dioritas cuarcíferas y "gabros" de hornblenda, por una disminución en el contenido de cuarzo y feldespato potásico, manteniendo las proporciones de hornblenda y biotita.

Las milonitas y neises miloníticos son rocas de grano medio a fino, con texturas heterogranoblásticas a granolepidoblásticas, formadas por porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa, junto a biotita y anfíbola de neoformación.

Las rocas de la Unidad Guanta se caracterizan por su índice de color modal entre 20 y 45, así como por el bajo contenido de minerales opacos. Muestran, además, un amplio rango de variación en

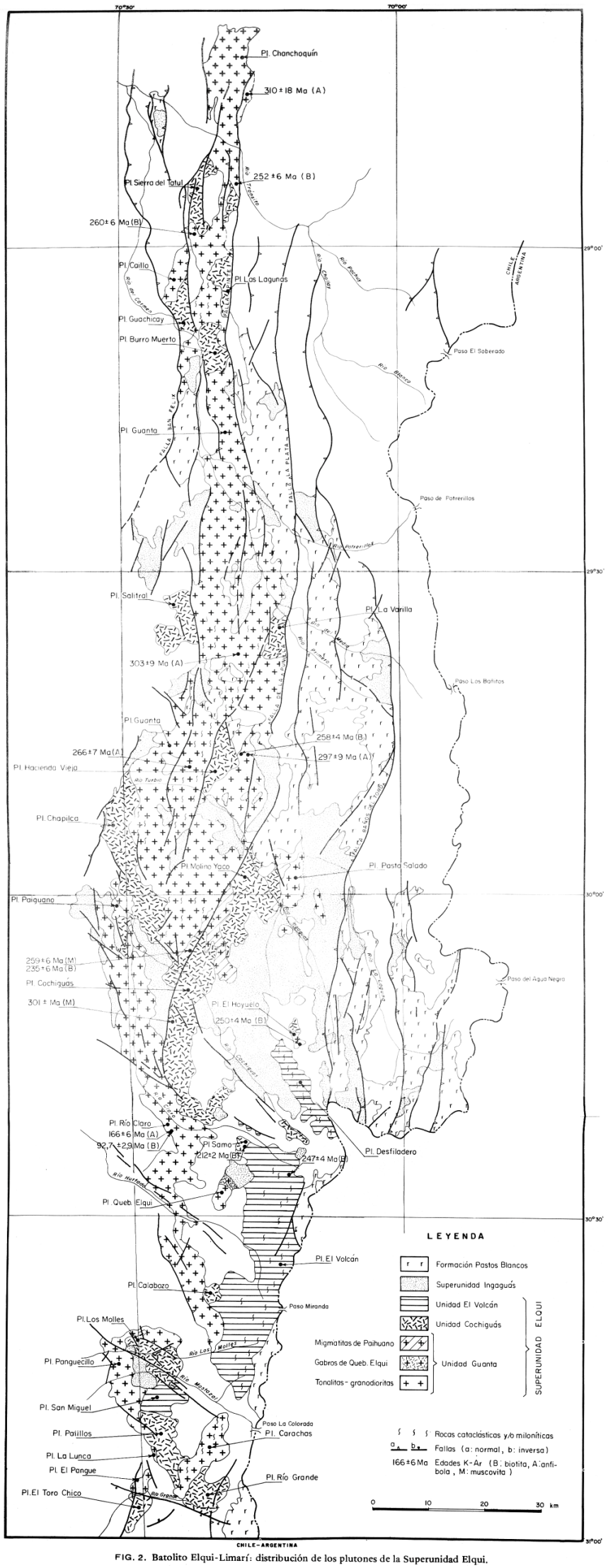


FIG. 2. Batolito Elqui-Limarí: distribución de los plutones de la Superunidad Elqui.

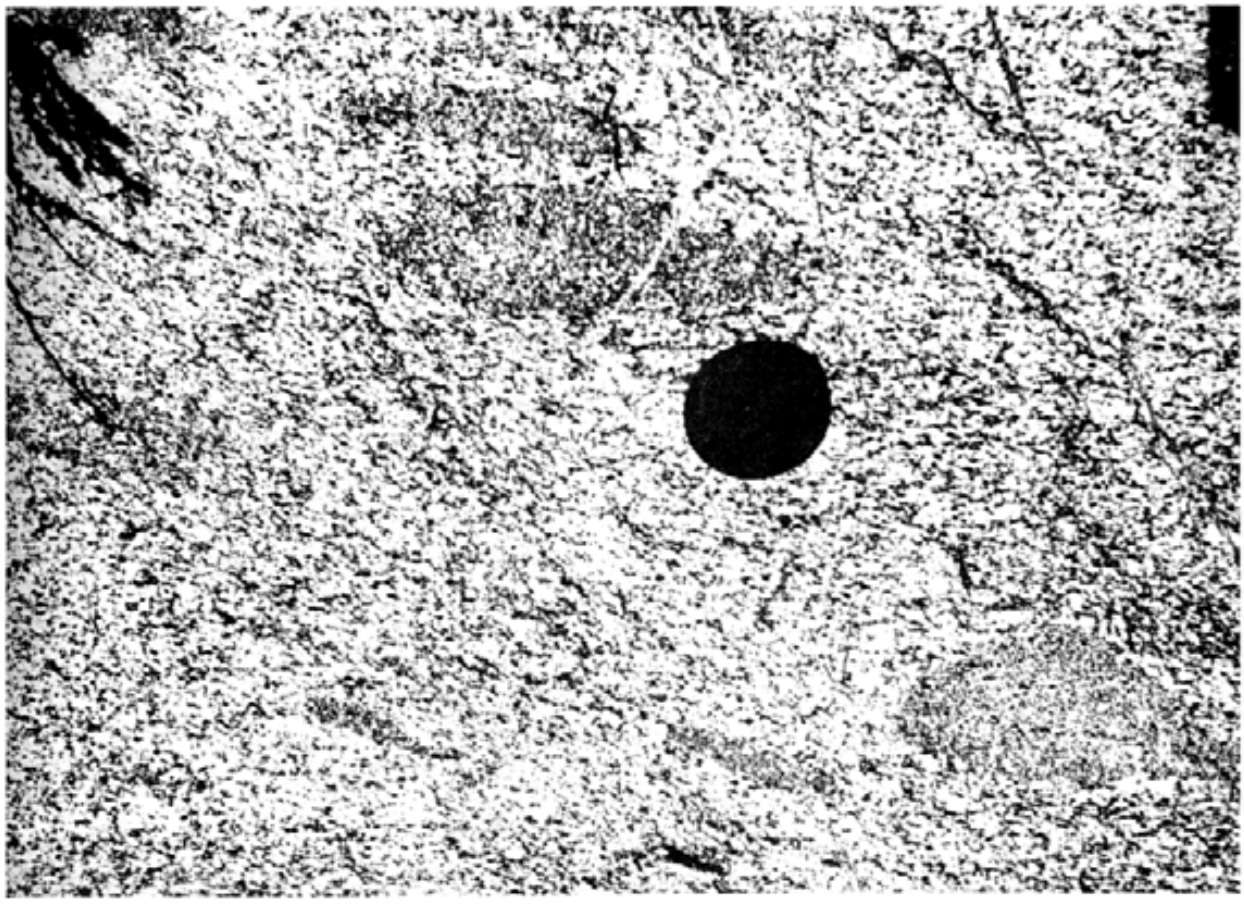


Foto 1. Aspecto de las tonalitas de hornblenda y biotita de la Unidad Guanta, con sus minerales máficos y xenolitos orientados. Quebrada Las Lechuzas (Plutón Guanta).

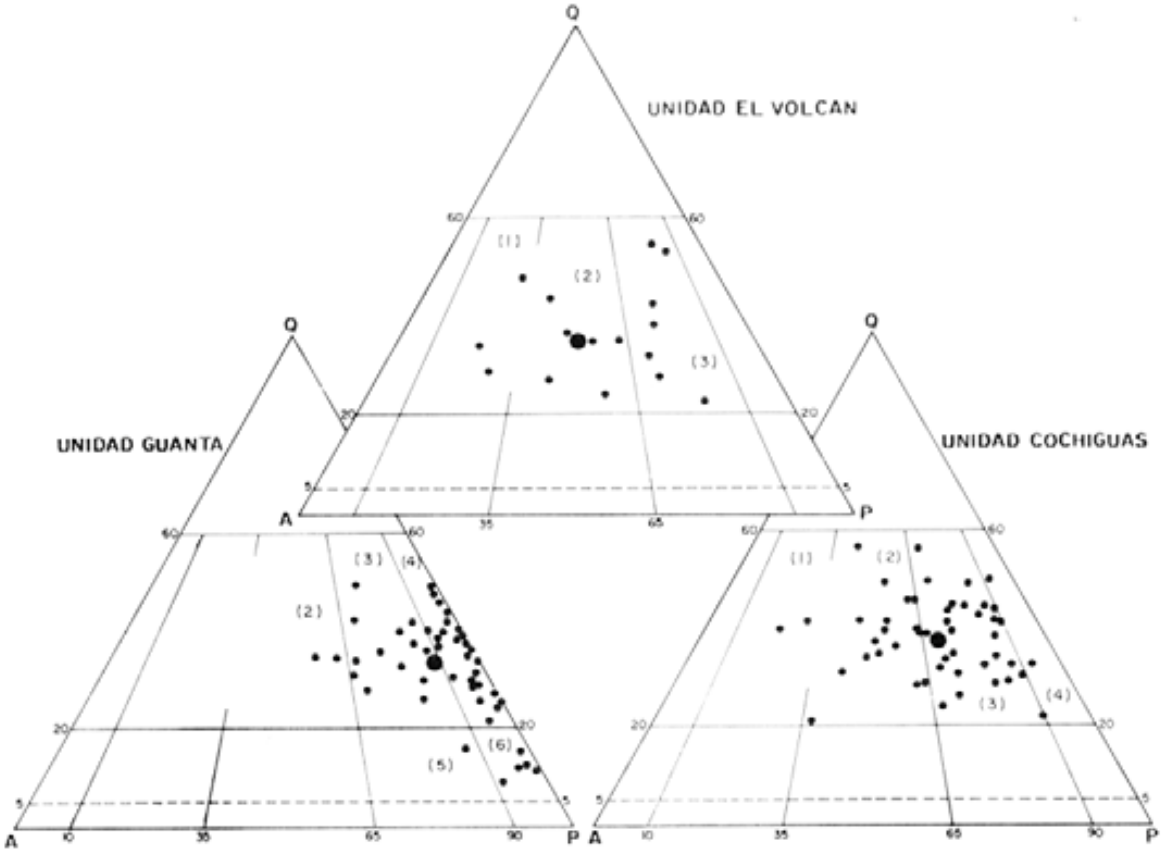


FIG. 3. Diagramas de clasificación modal de Steckeisen (1976) para intrusivos de la Superunidad Elqui. 1. Sienogranitos; 2. Monzograntios; 3. Granodioritas; 4. Tonalitas; 5. Monzodioritas cuarcíferas; 6. Dioritas cuarcíferas. Círculo mayor: composición modal promedio.

el contenido de cuarzo y plagioclasa modal (Tabla 2), pero leves variaciones en el contenido de feldespato potásico.

En el diagrama QAP, las rocas de la Unidad Guanta se distribuyen en el campo definido por la serie calcoalcalina tronjemítica, de bajo potasio, en el sentido de Lemeyre y Bowden (1982).

La Unidad Cochiguás

La Unidad Cochiguás se encuentra típicamente expuesta en el curso inferior del río Cochiguás, en donde fue definida por Mpodozis y Cornejo (en prep.). Agrupa a un conjunto de plutones de formas irregulares, generalmente elongados norte-sur, que afloran principalmente en la zona central y occidental del BEL, intruyendo o bien en contacto gradual con la Unidad Guanta (Fig. 2). Esta Unidad es equivalente de la "Asociación de granodioritas con muscovita", una de las facies principales del BEL descritas por Mpodozis *et al.* (1976).

La Unidad Cochiguás está formada por granodioritas y monzogranitos de biotita ± muscovita y, ocasionalmente, sólo muscovita. Son rocas leucocráticas a hololeucocráticas, de grano medio a grueso, con facies pegmatíticas asociadas, que muestran un característico color gris claro a blanco y que, en algunos casos (Plutón Hacienda Vieja), presentan texturas orbiculares. La muscovita, mineral característico de esta unidad, ocurre diseminada en forma homogénea en todo el plutón (Plutón Burro Muerto) o bien sectorialmente y en forma esporádica (Plutón Paiguano). También se encuentran grandes cristales de muscovita en venas y zonas de venas pegmatíticas, como ocurre en las quebradas Carrizal y Calabozo, y en la Cuesta del Toro Chico.

En general, los plutones de la Unidad Cochiguás presentan una foliación protoclástica menos generalizada que en la Unidad Guanta y las franjas de rocas cataclásticas son poco frecuentes dentro de esta unidad. Algunos cuerpos contienen abundantes xenolitos de esquistos y rocas córneas pelíticas y, al igual que los plutones de la Unidad Guanta, se encuentran intruidos por familias de diques básicos que en algunos sectores (Río Claro, Quebrada Tapalca) representan más del 40% de las rocas expuestas.

Las granodioritas y monzogranitos de dos micas presentan texturas alotriomórficas e hipidiomórficas inequigranulares, constituidas por plagioclasa, biotita, hornblenda y muscovita, ortoclasa, microclina y cuarzo. A diferencia de la Unidad Guanta, la biotita es el mineral máfico

Foto 2. Granodiorita de dos micas de la Unidad Cochiguás, cortada por enjambres de filones básicos en la quebrada Carrizal, Río Cochiguás (Plutón Cochiguás).

dominante, ya que la hornblenda se presenta ocasionalmente y en forma subordinada. Como rasgos texturales característicos destacan las texturas de "patchy zoning" en plagioclasa, el desarrollo generalizado de pertitas en ortoclasa, y la presencia de cristales intersticiales de microclina, además del desarrollo de maclas de microclina sobre cristales mayores de ortoclasa.

La muscovita se presenta en cristales idiomórficos "primarios" de tamaño comparable al de la biotita (0,5-2 mm). Junto a ellos se encuentran cristales de menor tamaño, que forman "agujas" dispuestas a lo largo de los planos de clivaje de plagioclasa y ortoclasa, y ocupan también las zonas intergranulares y microfracturas entre estos minerales y el cuarzo. Además, existen cristales de muscovita y biotita de origen secundario, como reemplazo pseudomorfo de los máficos primarios (hornblenda, biotita).

En el diagrama QAP, utilizado por Lemeyre y Bowden (1982), los granitoides de la Unidad Cochiguás se distribuyen tanto en el campo de la serie calcoalcalina tronjemítica y granodiorítica como en el campo de los granitos removilizados, formados por fusión cortical (Lemeyre y Bowden, 1982). Se caracterizan, además, por su amplio rango de variación en el contenido de cuarzo modal y por su índice de color entre 1 y 20, notablemente menor que el de las tonalitas y granodioritas de la Unidad Guanta.

La Unidad El Volcán

La Unidad El Volcán, definida por Mpodozis y Cornejo (en prep.) en el cerro El Volcán (valle del río Hurtado), es la que posee los afloramientos más restringidos de la Superunidad Elqui. Se expone en el sector fronterizo con Argentina, entre los ríos Claro y Hurtado (Plutón El Volcán), así como al sureste del río Cochiguás (Plutón Desfiladero) y en las nacientes del río San Miguel (Plutón San Miguel) (Fig. 2). Los plutones San Miguel y Carachas, presentan contactos intrusivos con las tonalitas y granodioritas de la Unidad Guanta y con las granodioritas y granitos de la Unidad Cochiguás. Sin embargo, en el valle del río Claro, los granitos del Plutón El Volcán, se encuentran en contacto aparentemente transicional con la Unidad Cochiguás.

La Unidad El Volcán está formada, principalmente, por mozogranitos de biotita, que gradan a facies granodioríticas y sienograníticas. Son rocas de grano grueso a muy grueso y color variable desde blanco a pardo-rojizo. Se caracterizan por presentar texturas cataclásticas y, en parte, miloníticas, con grandes porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa. En los plutones Desfiladero y El Volcán, las granodioritas y granitos pasan gradualmente, hacia el este, a cataclasitas, microbrechas miloníticas, protomilonitas y neises miloníticos. Estas forman parte de una faja de cizalle que constituye el borde oriental del Batolito Elqui-Limarí, entre los ríos Ingaguás y Grande (Fig. 2).

Son comunes dentro de esta unidad (especialmente en el Plutón El Volcán) las inclusiones y "roof-pendants" de esquistos pelíticos, afines al Complejo Metamórfico El Cepo (Paleozoico inferior?).

Las rocas de la Unidad El Volcán presentan una textura hipidiomorfa inequigranular y están constituidas por cristales deformados de plagioclasa granular que, en las rocas más deformadas se conservan sólo como porfiroclastos de albita. La biotita es marcadamente pleocroica y se presenta en forma de cristales "crenulados", reemplazada por clorita, epidota, esfeno y también por muscovita, asociada a cúmulos de pequeños cristales de biotita de neoformación. El feldespato potásico forma grandes cristales pertíticos que, en algunos casos, presentan macla de microlina sobreimpuesta. El cuarzo se presenta como grandes cristales de extinción ondulosa, o bien, formando mosaicos sacaroidales y poligonales en las rocas donde la neomineralización predomina sobre los efectos de cataclasis.

La Unidad El Volcán muestra una gran dispersión dentro del campo de los granitos y granodioritas en un diagrama QAP (Fig. 3), lo cual se debe,

TABLA 2. ANALISIS MODALES PROMEDIO DE LOS GRANITOIDES DE LA SUPER UNIDAD INGAGUAS
(Tomados de Mpodozis y Cornejo, en prep. y Nasi *et al.*, en prep)

	UNIDAD GUANTA		UNIDAD COCHIGUAS		UNIDAD EL VOLCAN		UNIDAD LOS CARRICITOS		UNIDAD LEON		UNIDAD CHOLLAY		UNIDAD COLORADO	
	X	RANGO	X	RANGO	X	RANGO	X	RANGO	X	RANGO	X	RANGO	X	RANGO
Cuarzo	25,3	(6,9–44,1)	33,7	(14,2–47,6)	32,1	(18,0–51,2)	31,0	(17,3–38,3)	32,4	(19,0–52,0)	42,9	(36,8–49,0)	32,1	(20,5–42,9)
Plagioclasa	45,2	(23,9–65,3)	36,9	(15,0–60,0)	30,3	(11,4–47,2)	45,5	(30,0–56,9)	30,9	(15,9–44,3)	11,2	(8,5–14,0)	24,7	(1,1–40,0)
Feldespato potásico	5,1	(0,0–25,0)	17,9	(0,7–46,8)	28,3	(7,0–41,8)	10,3	(3,5–31,6)	30,7	(12,6–45,1)	41,3	(33,5–49,2)	38,3	(26,1–76,2)
Anfíbola	6,6	(0,0–27,6)	1,1	(0,0–35,1)	0,2	(0,0– 1,3)	3,0	(0,0–16,2)	0,5	(0,0– 5,5)	–	–	0,3	(0,0– 2,7)
Biotita	10,0	(0,0–29,4)	6,2	(0,0–19,7)	7,4	(1,7–14,2)	7,2	(0,0–17,5)	3,5	(0,0–10,4)	–	–	2,6	(0,0–10,4)
Muscovita	–	–	3,2	(0,0–10,6)	1,6	(0,0– 5,5)	–	–	–	–	–	–	0,41	–
Opacos	1,1	(0,0–11,9)	0,3	(0,0– 2,2)	0,4	(0,0– 2,1)	0,5	(0,0– 1,1)	0,5	(0,0– 2,7)	0,6	(0,2– 1,0)	0,9	(0,0– 4,6)
Accesorios	0,7	(0,0– 2,8)	0,3	(0,0– 5,5)	0,9	(0,0– 2,8)	0,2	(0,0– 0,8)	0,4	(0,0– 1,2)	–	–	0,2	(0,0– 0,9)
Alteración	6,0	(0,0–24,9)	0,7	(0,0–14,0)	1,6	(0,0– 7,2)	2,1	(0,0– 7,7)	1,3	(0,0– 9,2)	2,5	(1,8– 3,3)	0,9	(0,0– 4,7)
I.C.M.	24,3	(14,0–45,1)	8,1	(1,1–35,1)	9,6	(2,3–21,4)	12,2	(5,3–19,4)	6,0	(2,0– 9,9)	4,5	(3,5– 5,5)	4,6	(0,9– 6,7)

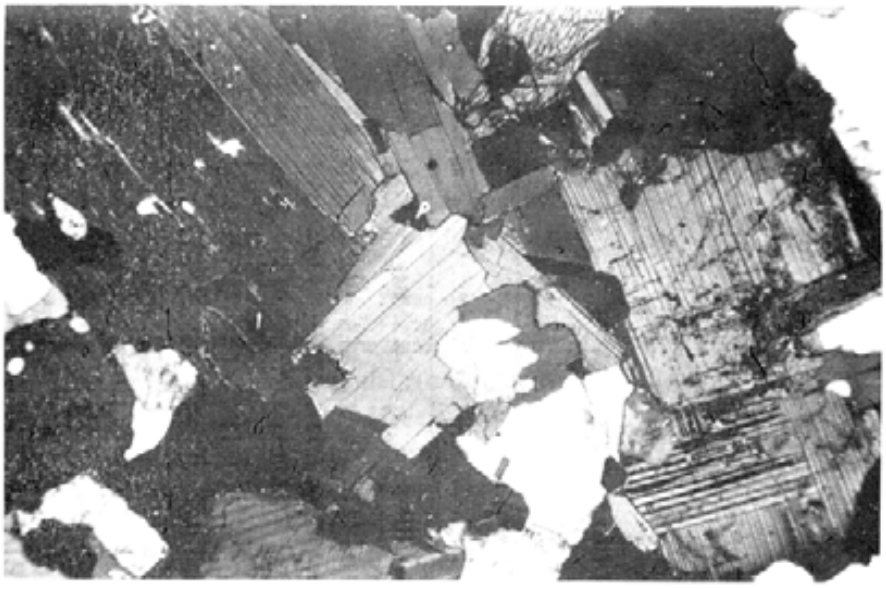


Foto 3. Unidad Guanta: Tonalita de grano grueso; plagioclasa, hornblenda y biotita, cuarzo intersticial (Muestra N-BT-302).

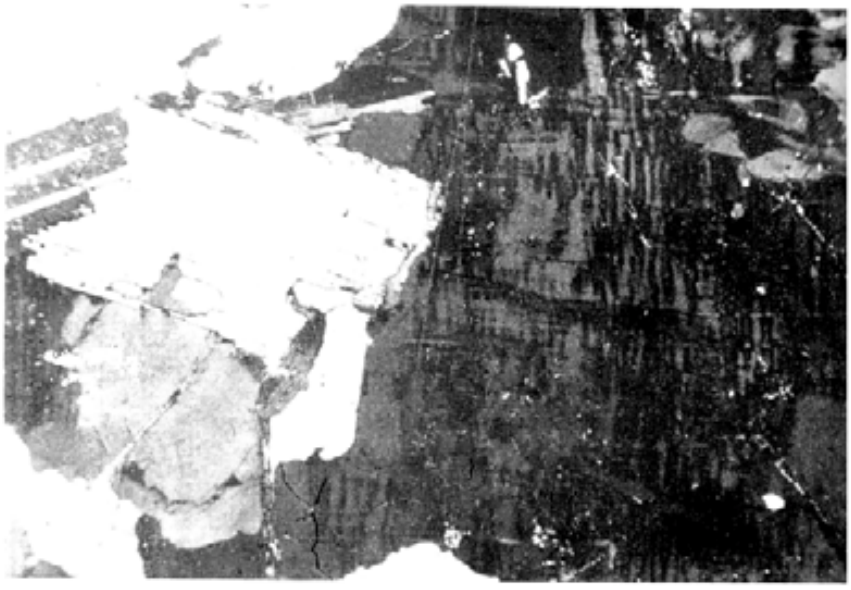


Foto 4. Unidad Cochiguás: Granodiorita con muscovita: cristales de feldespato potásico pertítico, con macla de microclina, cuarzo y muscovita "primaria" (Muestra H-245).

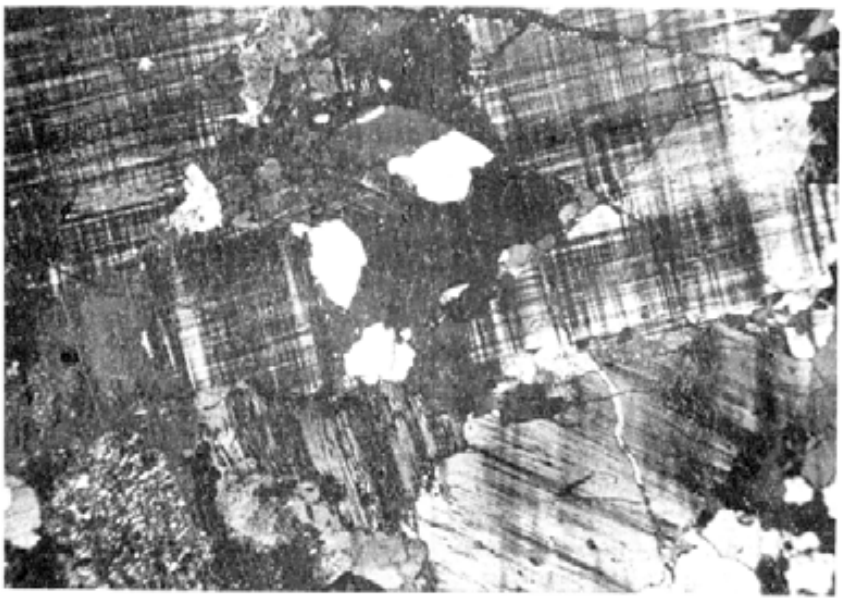


Foto 5. Unidad El Volcán: Monzogranito cataclástico de grano grueso; feldespato potásico con maclas de microclina, plagioclasa alterada; cuarzo deformado granular y biotita cloritizada (Muestra HC-29).

en parte, a la escasa precisión de los análisis modales en rocas de grano grueso, así como también a la recristalización inducida por la deformación. Debido a ello, los análisis modales presentados en la tabla 2 no deben ser considerados totalmente representativos de la composición primaria de estos granitos.

La Superunidad Ingaguás

La SUI está representada por un conjunto de plutones tabulares, elongados norte-sur, que afloran al este de la SUE, formando el margen oriental del BEL. Otros cuerpos de menor dimensión se encuentran en los sectores occidental y central del batolito, emplazados en los granitoides de la SUE (Fig. 4), mostrando contactos de paredes verticales y techo plano.

Dentro de esta superunidad predominan ampliamente las facies de granitos rosados, con términos granodioríticos subordinados, y pequeños afloramientos aislados de gabros. Son rocas no deformadas, texturalmente heterogéneas y, por lo general, con cavidades miarolíticas. Contienen escasos xenolitos y, generalmente, están exentas de diques básicos asociados.

Esta superunidad está estrechamente relacionada, espacial y temporalmente, con la cubierta de volcanitas ácidas de la Formación Pastos Blancos del Paleozoico superior-Triásico Inferior (Fig. 4).

Cuatro asociaciones petrográficas mayores y pequeños cuerpos aislados de gabros (Gabros de La Laguna) forman la SUI en el Batolito Elqui-Limarí: granodioritas de biotita y hornblenda (Unidad Los Carricitos); granitos hololeucocráticos rosados de biotita y grano medio (Unidad El León); granitos hololeucocráticos rosados, de biotita y anfíbola de grano grueso (Unidad Chollay); y granitos de grano fino a grueso y pórfidos riolíticos rojos (Unidad Colorado).

Los Gabros de La Laguna

Corresponden a un conjunto de stocks de algunas decenas de metros de diámetro, que afloran entre los ríos La Laguna e Ingaguás (Fig. 4). Intruyen a las volcanitas ácidas de la Formación Pastos Blancos y se encuentran intruidas por diques y pórfidos graníticos rojos de la Unidad Colorado. Son rocas de color negro a verde oscuro, de grano grueso, que destacan entre los afloramientos graníticos del área.

El stock de La Laguna, aflora en la confluencia de la quebrada El Tapado con el río La Laguna y corresponde a un monzogabro de clinopiroxeno de grano grueso, compuesto por grandes cristales de plagioclasa (3-5 mm), labradiorita (An_{54}-An_{58}), augita oxidada, parcialmente reemplazada por anfíbola fibrosa y clorita, asociada a cúmulos de magnetita. En forma subordinada, se encuentra cuarzo y feldespato potásico, ocupando espacios intersticiales. Estos minerales tienden a desarrollar texturas gráficas e incluyen a cristales accesorios de apatita.

Una muestra del stock de la quebrada El Pidén, presenta textura hipidiomórfica granular y está compuesta por plagioclasa (60%) tabular muy fracturada, con rasgos de zonación en los núcleos y reemplazo por plaquitas de sericita, caolinita, además de clorita, y guías de epidota. El mineral máfico dominante es hornblenda (30%) de color verde pálido, sin alteración, con inclusiones de apatita, magnetita y pequeños cristales de plagioclasa y piroxeno. También se encuentran grandes cristales de biotita (5%) seudomorfa de clorita, con gránulos de esfeno, en los planos de clivaje junto a cristales de prehnita y epidota. Intersticialmente y en proporción subordinada, se encuentra cuarzo. Como minerales accesorios se reconocen apatita, esfeno y magnetita.

La Unidad Los Carricitos

Esta unidad aflora típicamente en el sector de Los Carricitos al este de Guanta, en donde fue definida por Nasi *et al.* (en prep.). Agrupa a un conjunto de plutones de formas generalmente lenticulares, elongados norte-sur a noreste. Estos cuerpos afloran principalmente en el valle del río Turbio (plutones Los Carricitos y Balala) y en el río Cochiguás (Plutón Carrizal) (Fig. 4), intruyendo a la Unidad Guanta y a la parte basal de la Formación Pastos Blancos. Cuerpos de menores dimensiones (Plutón Los Maitenes) se encuentran en el borde oriental del batolito, entre los ríos Ingaguás y La Laguna, intruyendo al Complejo Metamórfico El Cepo. En este sector, así como en el río Cochiguás, presentan contactos graduales y transicionales con los granitos rosados de la Unidad El León. En el río Turbio, en cambio, los granitos de la Unidad El León intruyen al Plutón Los Carricitos (Fig. 4).

La Unidad Los Carricitos está formada, exclusivamente, por granodioritas de biotita y hornblenda, de grano medio y color gris.

Estas rocas presentan una textura hipidiomórfica inequigranular y están formadas por cristales de plagioclasa, anfíbola y biotita (levemente alterados), feldespato potásico, cuarzo y escasos (0,3-1,5%) minerales opacos (magnetita) (Tabla 2). La plagioclasa (andesina) forma grandes cristales zonados ("patchy zoning") en el núcleo; el máfico dominante es la biotita. La hornblenda está subordinada y ocasionalmente reemplazada por placas de biotita se-

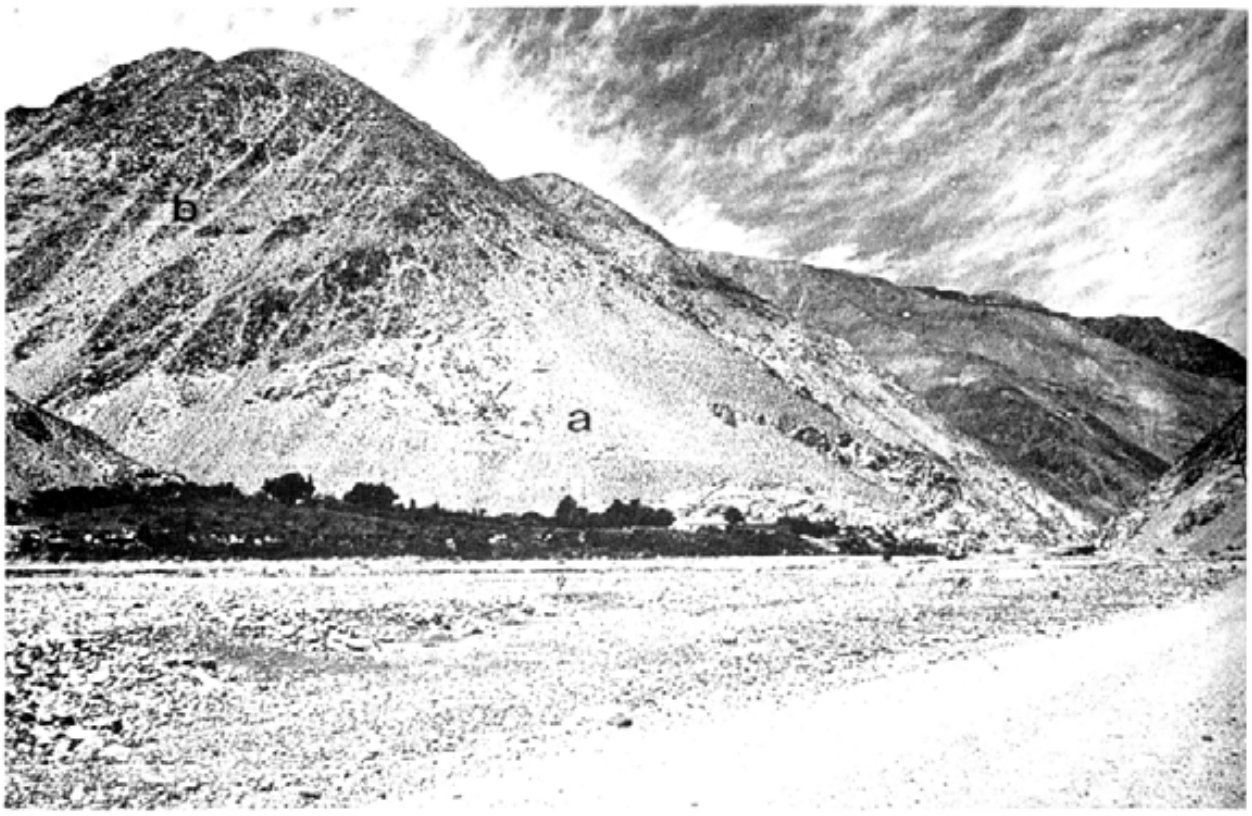


Foto 6. Granitos rosados de la Unidad El León (a) intruyendo, con contactos de techo plano, a tonalitas de la Unidad Guanta (b) . Localidad de Los Tilos, Río Turbio.

cundaria y clorita. La ortoclasa forma cristales pertíticos o agregados intersticiales y el cuarzo aparece como cristales xenomorfos con golfos de corrosión y en agregados intersticiales.

En un diagrama QAP las rocas de la Unidad Los Carricitos, ocupan un área restringida dentro del campo de las granodioritas, con variaciones significativas sólo en el porcentaje de cuarzo modal (Fig. 5). Su índice de color modal (10-20) (Tabla 2) es mucho más alto que el resto de las rocas de la Superunidad Ingaguás (1-5) y ligeramente mayor que la generalidad de las muestras de la Unidad Cochiguás.

La escasa alteración, su menor granulometría y la ausencia de foliación permiten separarla con facilidad de las unidades más antiguas, litológicamente similares.

De acuerdo con su composición modal, las rocas de la Unidad Los Carricitos muestran una correspondencia con la serie calcoalcalina tronjemítica, de bajo potasio de Lemeyre y Bowden (1982).

La Unidad El León

La Unidad El León (Mpodozis y Cornejo, en prep.) aflora principalmente al sur del río Turbio y es la más extensa dentro de la SU1 en el Batolito Elqui-Limarí. Esta unidad está constituida por monzogranitos y sienogranitos expuestos típicamente en Sierra El León (Río Cochiguás) donde constituyen el Plutón El León, que se extiende desde el valle del río Cochiguás hasta el río Ingaguás (Fig. 4). Las rocas de la Unidad El León intruyen, con contactos nítidos y tajantes, tanto a los granitoides de la Superunidad Elqui, como a los esquistos del Complejo Metamórfico El Cepo y a las riolitas de la Formación Pastos Blancos. Plutones aislados afloran en la periferia del BEL, al este de la Falla Baños del Toro (Plutones Quebrada Seca, Río Colorado, El Toro; Fig. 4), intruyendo a la Formación Pastos Blancos. En el sector occidental del BEL, granitoides de la Unidad El León, forman cuerpos de paredes verticales y techos planos, que intruyen a las rocas de la superunidad Elqui, como es el caso del Plutón Monte Grande (Fig. 4) y de los pequeños cuerpos expuestos en el río Turbio, al este de Guanta (Nasi *et al.*, en prep.).

Los plutones de la Unidad El León, poseen una notable homogeneidad litológica, con amplio predominio de monzogranitos de biotita y, ocasional-

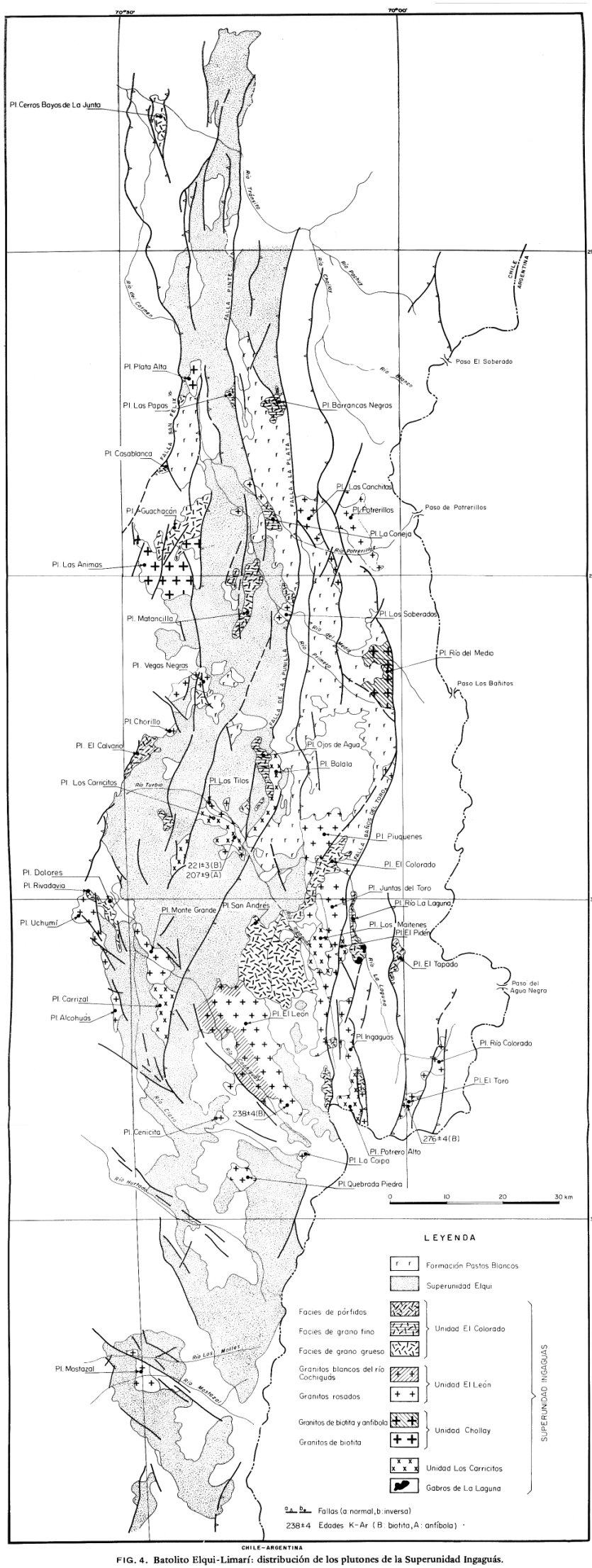


FIG. 4. Batolito Elqui-Limarí: distribución de los plutones de la Superunidad Ingaguás.

Foto 7. Vista general del flanco occidental del valle del río Ingaguás (curso medio). Granitos rosados de la Unidad El León (a) intruyendo a esquistos del Complejo Metamórfico El Cepo (b), fallados sobre la Formación Pastos Blancos (c). Al fondo, pórfidos graníticos rojos (d) de la Unidad Colorado (Plutón San Andrés), que intruyen a las unidades anteriores.

mente, biotita y anfíbola. Son comunes las cavidades miarolíticas indicadoras de emplazamiento en niveles altos de la corteza. Los monzogranitos pasan transicionalmente a sienogranitos y, ocasionalmente, a granodioritas. Presentan un típico y distintivo color rosado que, exepcionalmente, pasa a un color blanco, debido a variaciones en la coloración macroscópica de los feldespatos (Río Cochiguás; Fig. 4).

Los granitos presentan textura alotriomorfa a hipidiomorfa equigranular y están formados por cristales de ortoclasa pertítica con laminillas de exsolución (venas) de albita; plagioclasa (oligoclasa-andesina) con zonación normal y, en algunos casos, parches de reabsorción; biotita muy escasa, generalmente reemplazada por clorita y; ocasionalmente, cristales de anfíbola. El cuarzo se presenta en grandes cristales xenomorfos, con bordes y canales de corrosión, en parte entrecrecido con ortoclasa pertítica. En algunas muestras se reconocen pequeños cristales de muscovita secundaria intersticial, junto a los minerales accesorios (apatita, esfeno, circón y escasos opacos). Asociaciones de cristalización tardía, formadas por agregados cristalinos de cuarzo, microlina y plagioclasa sin alteración, se disponen ocupando espacios intersticiales entre los grandes cristales de origen más temprano.

Las rocas de la Unidad El León tienen un índice de color modal menor que 10 y se ubica, en su gran mayoría, en el campo de los monzogranitos en un diagrama QAP (Fig. 5), mostrando significativas variaciones en el contenido del cuarzo, para una misma relación plagioclasa-feldespato potásico.

La Unidad Chollay

Esta unidad, aunque de escasa representación en el Batolito Elqui-Limarí, forma más del 80% del Batolito Chollay (Nasi *et al.*, en prep.) ubicado entre los 28° y 29°S (Fig. 1). Aflora en sectores periféricos del Batolito Elqui-Limarí, al norte del río Primero (Plutón Río del Medio) y al oeste del río del Carmen (Plutones Plata Alta y Las Animas), formando cuerpos subcirculares y elongados norte-sur, que intruyen a la Unidad Guanta y a volcanitas ácidas de la Formación Pastos Blancos (Fig. 4).

La Unidad Chollay está constituida por monzogranitos y sienogranitos rosados, hololeucocráti-

cos, entre los que predominan los monzogranitos de grano grueso a muy grueso, con biotita y hornblenda subordinada. También se reconocen monzogranitos y granodioritas con igual porcentaje de hornblenda y biotita, facies ausentes en la Unidad El León.

Los granitos presentan textura alotriomorfa a hipidiomorfa y están formados por grandes cristales de cuarzo, por lo general, con marcada extinción ondulosa; plagioclasa (oligoclasa) albitizada, con bordes mirmequíticos o engolfados y afectados por alteración sericítica; y feldespato potásico en forma de grandes cristales pertíticos, con textura gráfica o vermicular, ocasionalmente, con macla de microclina. La biotita es escasa y está generalmente reemplazada a clorita. Entre los minerales accesorios se encuentran minerales opacos, esfeno, apatita y circón (Tabla 2).

Las Unidades Chollay y El León, presentan características litológicas, relaciones de contacto y edades radiométricas (ver más adelante), que las hacen evidentemente equivalentes; sin embargo, la Unidad Chollay se diferencia por la presencia de facies menos diferenciadas (granitos y granodioritas de hornblenda y biotita); la presencia de inclusiones microdioríticas; su mayor "granulometría" y por el carácter batolítico de la mayoría de los cuerpos que la representan. Lo anterior podría sugerir para la Unidad Chollay niveles de emplazamiento relativamente más profundos que los de la Unidad El León. Sin embargo, los antecedentes disponibles no son concluyentes a este respecto.

La Unidad Colorado

La Unidad Colorado es la asociación de rocas más jóvenes de la Superunidad Ingaguás. Está constituida por sienogranitos y monzogranitos de un color rojo ladrillo, muy característico, que permite distinguirlos con facilidad del resto de las unidades intrusivas que conforman el Batolito Elqui-Limarí.

Esta unidad se encuentra expuesta típicamente en la quebrada El Colorado (afluente del río Turbio), de la cual recibe su nombre (Nasi *et al.*, en prep.), ubicada unos 6 km al oeste del Complejo Aduanero de Las Juntas del Toro (Fig. 4). Los plutones de la Unidad Colorado se encuentran dispersos dentro del BEL, pero también existen numerosos plutones ubicados en la periferia de éste. A excepción del Plutón San Andrés (Fig. 4), son cuer-

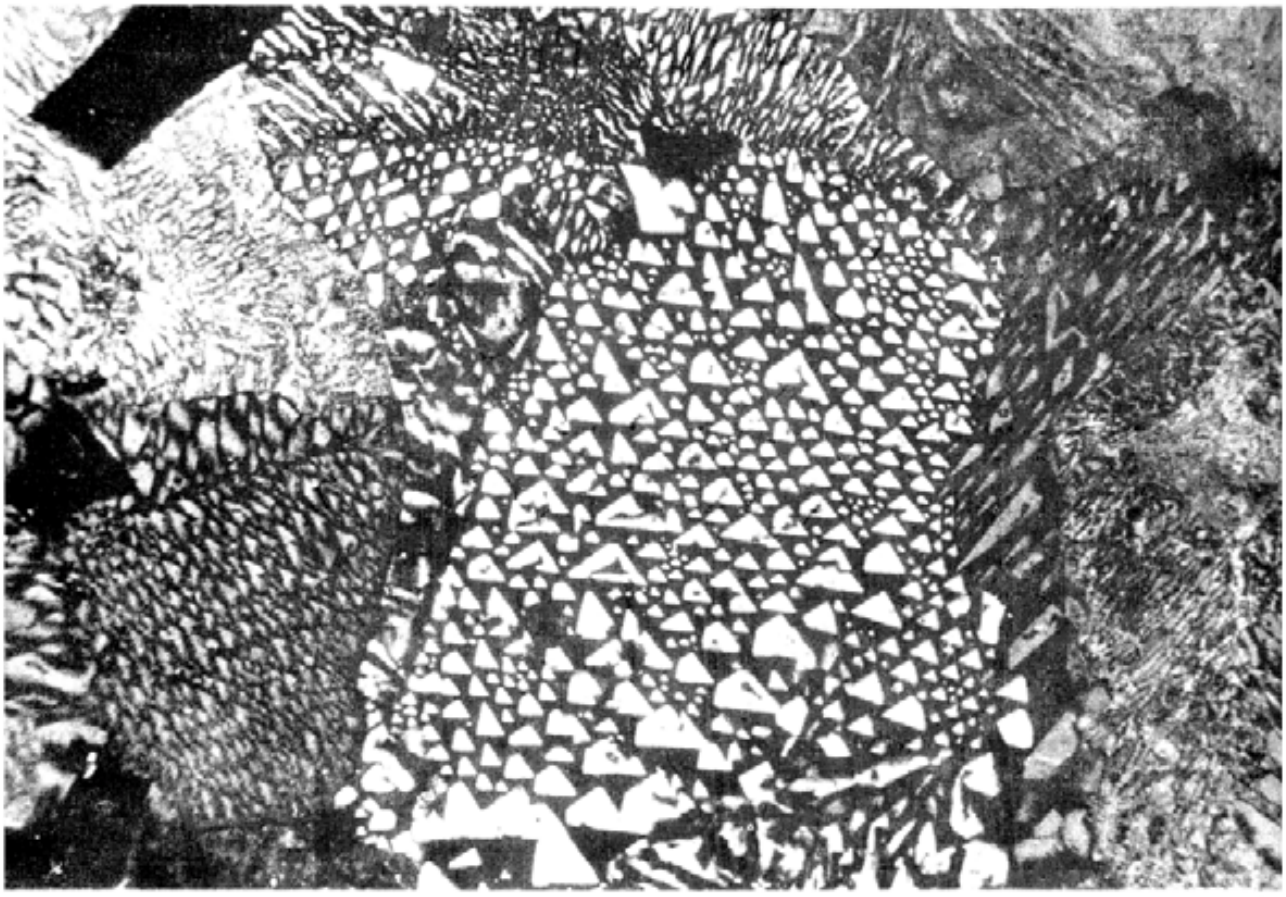


Foto 8. Entrecrecimiento gráfico de cuarzo cuneiforme y feldespato potásico, en pórfidos graníticos de grano grueso de la Unidad Colorado (Plutón San Andrés).

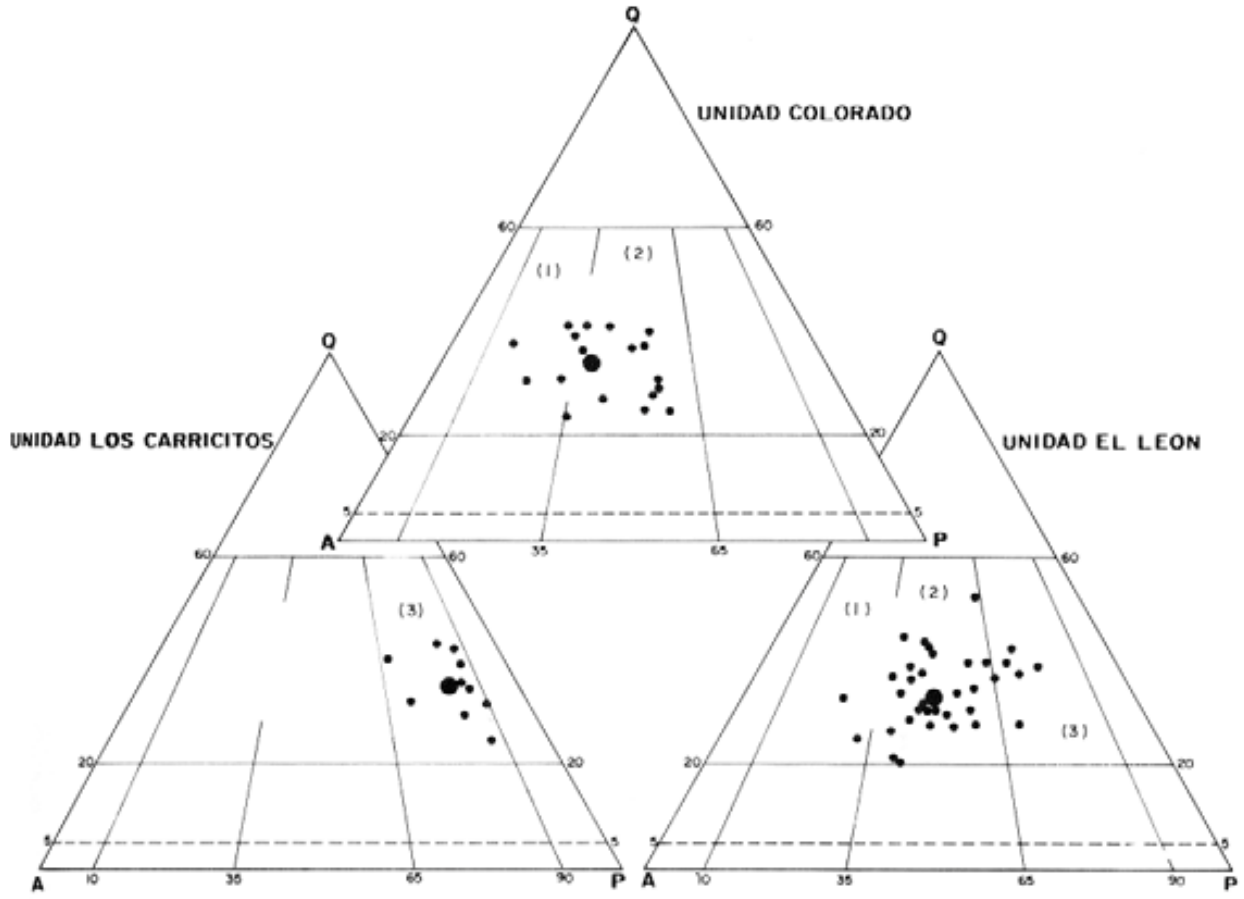


FIG. 5. Diagramas de clasificación modal de Streckeisen (1976) para intrusivos de la Superunidad Ingaguás. 1. Sienogranitos; 2. Monzogranitos; 3. Granodioritas. Círculo mayor: composición modal promedio.

pos de pequeñas dimensiones, generalmente de formas tabulares, elongados NNW-NNE (Plutones Calvario, Colorado, Guachacán, Los Molles; Fig. 4).

Los granitos de la Unidad Colorado intruyen, en forma tajante y nítida, a los granitoides de la Superunidad Elqui, a las Unidades Los Carricitos, El León y Chollay y, también, a riolitas de la Formación Pastos Blancos. En las quebradas Casablanca y El Calvario se encuentran cubiertos por sedimentos marinos y continentales del Triásico Medio y Superior (formaciones San Félix y Las Breas; Nasi *et al.*, en prep.; Moscoso *et al.*, 1982). Al igual que la mayoría de las unidades de la Superunidad Ingaguás los plutones de la Unidad Colorado son cuerpos de paredes verticales y techos planos, no muestran efectos de deformación y presentan escasos diques básicos asociados. Sin embargo, algunos cuerpos (Plutón Colorado) muestran una corona de diques aplíticos rojos, de composición sienogranítica. Localmente contienen xenolitos de rocas volcánicas ácidas, similares a aquéllas que constituyen la Formación Pastos Blancos.

La Unidad Colorado está formada por rocas de variado tipo, que van desde sienogranitos y monzogranitos gráficos, de grano grueso, con cavidades miarolíticas (Plutones San Andrés y Casablanca) hasta granitos gráficos, de grano fino, que pasan, transicionalmente, a facies porfíricas (Plutones Colorado, El Calvario y El Pidén) y pórfidos riolíticos con "ojos" de cuarzo (Plutones Rivadavia* y El Tapado).

Son rocas hololeucocráticas, con alto contenido de feldespato potásico (mayor que 30%). Las facies de grano grueso presentan textura hipidiomorfa y alotriomorfa, generalmente equigranular, y están formadas por megacristales de plagioclasa (oligoclasa) con bordes irregulares, parcialmente reabsorbidos y con rasgos relictos de zonación normal en la periferia y zonación a "parche" en el núcleo. El cuarzo forma megacristales anhedrales o subhidiomorfos con canales y golfos de corrosión y también aparece constituyendo entrecrecimientos gráficos con ortoclasa micropertítica. El feldespato potásico es pertítico. La biotita, en general, está totalmente reemplazada a clorita, encontrándose hornblenda en forma esporádica y muy subordinada. En las facies de pórfidos riolíticos los fenocristales de cuarzo, plagioclasa y ortoclasa, se disponen en

* El Plutón Rivadavia fue descrito por Dediós (1967) bajo el nombre de "Formación Rivadavia". Al considerar que estaba formado por rocas volcánicas, el autor citado le asignó una edad paleozoica inferior. Sin embargo, Letelier (1977) probó la naturaleza intrusiva de dichos pórfidos que, en el presente trabajo, se consideran pertenecientes a la Unidad Colorado.

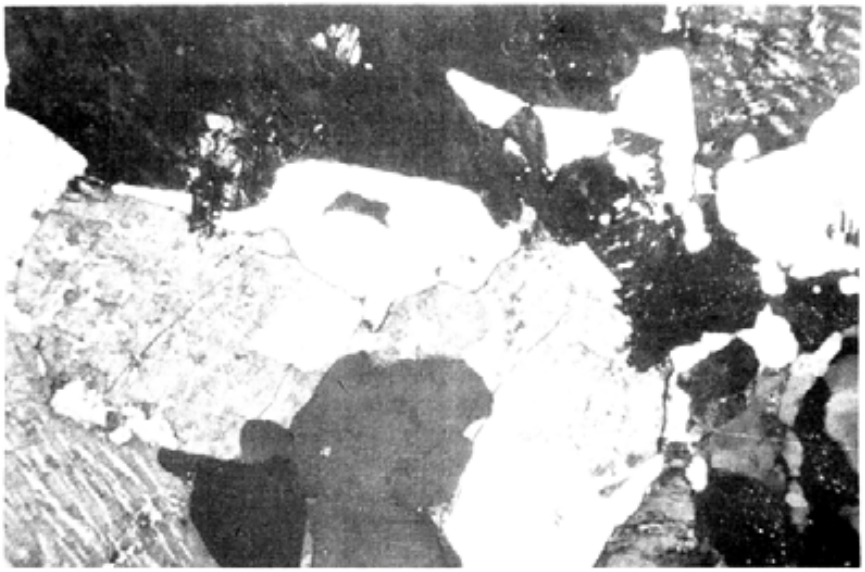


Foto 9. Unidad El León: Monzogranito; cristales de ortoclasa pertítica, cuarzo y biotita (Muestra HC-7).

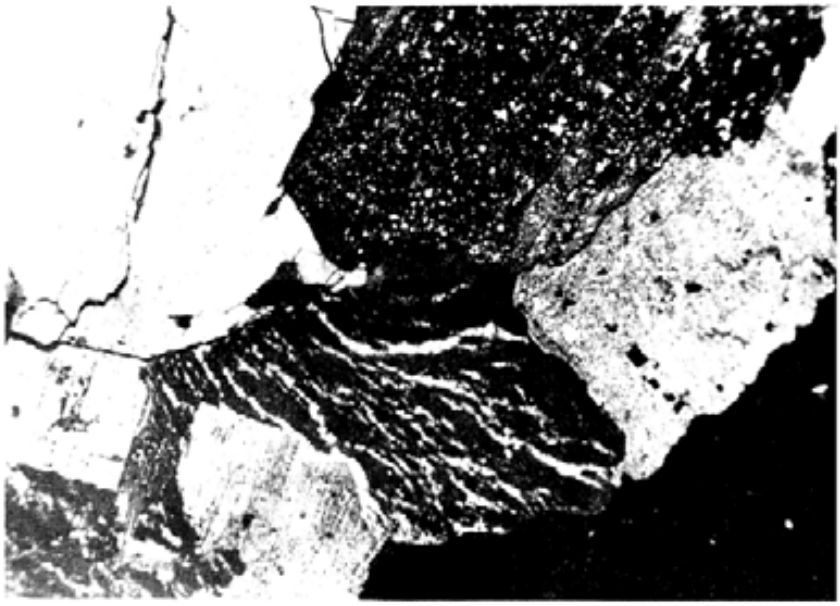


Foto 10. Unidad Chollay: Monzogranito de grano grueso; plagioclasa sericitizada, feldespato potásico pertítico y cuarzo (Muestra IS-G).

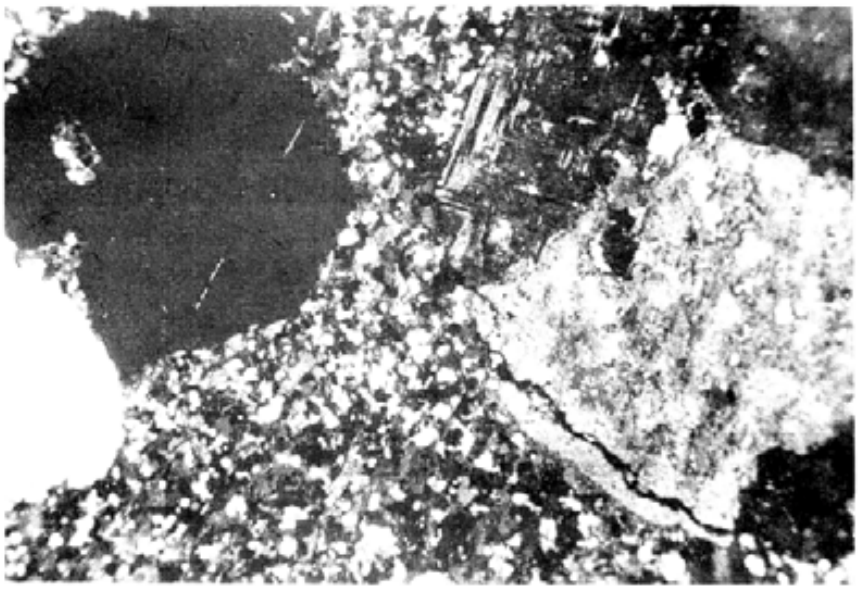


Foto 11. Unidad El Colorado: Pórfido granítico; fenocristales de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo con golfos de corrosión; masa fundamental microgranular de cuarzo y feldespato (Muestra (AH-153).

una masa fundamental microgranular de cuarzo, feldespato potásico, biotita secundaria y gránulos de minerales opacos; estos últimos, junto a esfeno, circón y apatita, representan los minerales accesorios más comunes.

La composición modal promedio de las rocas de la Unidad Colorado (Tabla 2; Fig. 5) es similar a la que presentan las Unidades Chollay y El León; sin embargo, su índice de color modal es menor.

La presencia de texturas gráficas, cavidades marolíticas y de xenolitos de la roca de caja, en las facies de grano fino y porfíricas, sugiere, para los plutones de la Unidad Colorado, un emplazamiento en niveles corticales muy elevados e incluso hasta subvolcánicos.

En un diagrama QAP, los granitos hololeucocráticos de las Unidades Chollay, El León y Colorado se distribuyen principalmente en el campo de los "granitos removilizados", formados por fusión cortical, definidos por Lemeyre y Bowden (1982).

EDAD DEL MAGMATISMO

Las relaciones estratigráficas y de contacto del Batolito Elqui-Limarí, permiten establecer un rango de edad y un cierto orden cronológico relativo para las distintas unidades plutónicas. En la localidad la Pampa, ubicada en el valle del río Tránsito, granitoides de la Superunidad Elqui intruyen a los Neises de La Pampa (Ribba, 1985) en los cuales Hervé *in* Ribba (1985) obtuvo una edad Rb-Sr de 415 ± 14, esto es, Silúrico Superior. Además, la Superunidad Elqui está intruida por los granitoides de la Superunidad Ingaguás, los cuales tendrían una edad máxima carbonífera superior, ya que intruyen a la Formación Las Placetas, asignada al Carbonífero Superior (Tavera, 1971). De acuerdo a estas relaciones de contacto, se puede asignar a la SUE un rango Devónico-Carbonífero. La edad mínima de los granitoides de la SUI sería triásica media, ya que están cubiertos por las formaciones San Félix y Las Breas, con contenido fosilífero de esa edad (Zeil e Ichikawa, 1958; Dediós, 1967; Letelier, 1977; Ribba, 1985) y por formaciones marinas (Formación Lautaro, Tres Cruces) con fósiles del Jurásico Inferior (Sinemuriano). Lo anterior permite asignar a la SUI un rango de edad comprendido entre el Pérmico y el Triásico Inferior.

En cada superunidad es posible, además, establecer un orden cronológico relativo de las unidades, basado en sus relaciones de intrusión. En la Superunidad Elqui, la Unidad Guanta es más antigua que la Unidad Cochiguás y ésta, a su vez, sería anterior o bien equivalente temporal de la Unidad El Volcán. En la Superunidad Ingaguás, no todas las unidades se encuentran en contacto, por lo que sólo es posible establecer que la Unidad Los Carricitos es más antigua que la Unidad El León y que ambas, junto a la Unidad Chollay y a los Gabros de La Laguna son anteriores a la Unidad Colorado.

En la tabla 3, se presentan las edades radiométricas obtenidas en los granitoides de la SUE y de la SUI, dentro del Batolito Elqui-Limarí. Estas abarcan un rango de tiempo que comprende desde el Carbonífero hasta el Triásico (Fig. 6), si se considera la escala geológica del tiempo de Van Eysinga (1978); si se adopta la escala de Harland *et al.* (1982), dicho rango se extendería hasta el Jurásico Inferior alto.

En la SUE se distinguen dos grupos de edades (Fig. 6): un conjunto de edades carboníferas y otro de edades esencialmente pérmicas. El grupo carbonífero queda definido por: una isocrona Rb-Sr de 328 Ma, realizada en muestras indiferenciadas de la SUE (Parada *et al.*, 1981); por tres determinaciones, K-Ar en anfíbola, de 310-297 Ma, realizadas en tonalitas y granodioritas de biotita y hornblenda de la Unidad Guanta, en los Plutones Chanchoquín y Guanta (Fig. 2; Tabla 3); y por la determinación, K-Ar en muscovita, de 301 Ma, en granodioritas de la Unidad Cochiguás (Mpodozis y Cornejo, en prep.), en el Plutón Cochiguás (Fig. 2).

El conjunto de edades más jóvenes* de la SUE, queda definido por diez edades K-Ar, siete de ellas en biotita, dos en anfíbola y una en muscovita, con valores entre 266 y 235 Ma.

Es interesante destacar que todas las edades K-Ar carboníferas fueron obtenidas en hornblenda y muscovita y que éstas son bastante concordantes con la única edad Rb/Sr de este grupo. En cambio, las edades pérmicas se obtuvieron, en su gran mayoría, en biotita y aquéllas en hornblenda y

* Edades aún más jóvenes se obtuvieron en un par de anfíbola-biotita (165 y 92,7 Ma), en el Plutón Río Claro (Unidad Guanta; Fig. 2; Tabla 3). Esas edades discordantes se deberían, sin embargo, al efecto termal producido por la intrusión de granitoides paleógenos que afloran en las cercanías.

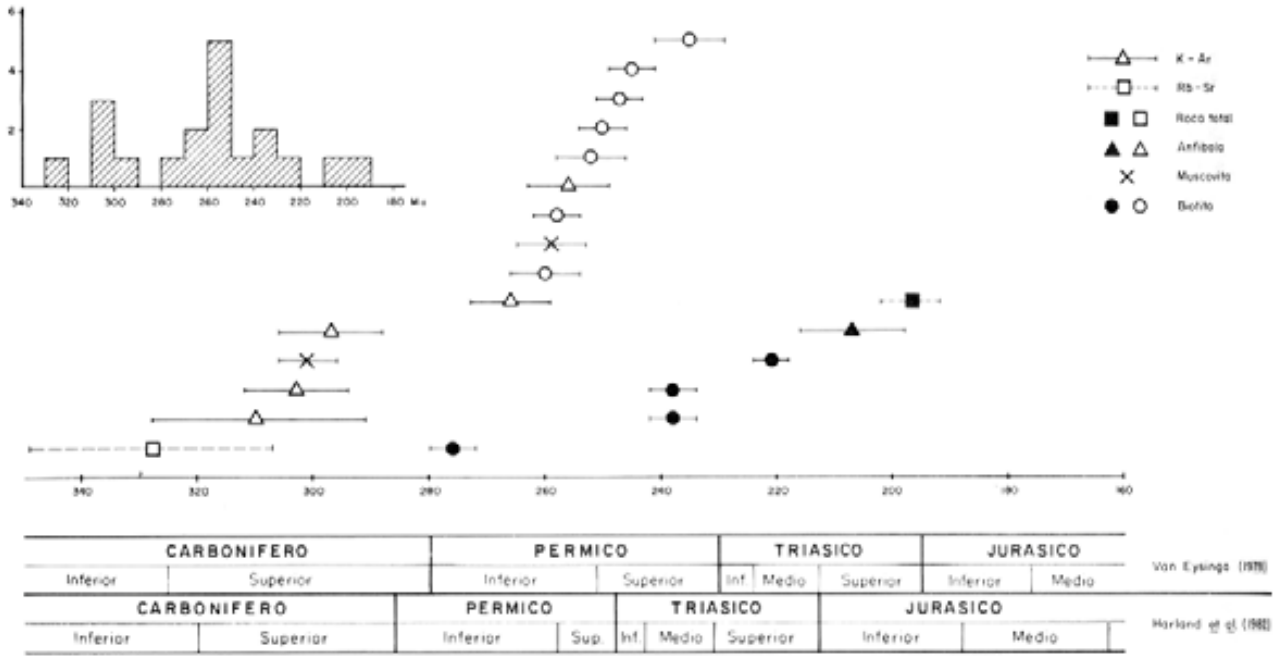


FIG. 6. Cuadro de distribución de edades radiométricas, obtenidas en granitoides del Paleozoico superior-Triásico dentro del Batolito Elqui-Limarí. Símbolos blancos: Superunidad Elqui; Símbolos negros: Superunidad Ingaguás.

muscovita se encuentran dentro de las más antiguas de este grupo. Lo anterior podría indicar que las edades K-Ar en anfíbola y la edad Rb/Sr representan una edad cercana al emplazamiento de los granitoides de la SUE. Las edades K-Ar en biotita podrían, en cambio, reflejar un evento termal, posiblemente relacionado al magmatismo del Permo-Triásico (SUI y Formación Pastos Blancos).

Algunos antecedentes respecto del rejuvenecimiento diferencial de algunas edades en las rocas de la SUE son las edades discordantes obtenidas en una misma unidad y en localidades muy cercanas, como es el caso del Plutón Chanchoquín (310 ± 18 y 252 ± 6 Ma) y en el estero Guanta, dentro del plutón homónimo (297 ± 9 y 258 ± 4 Ma) (Fig. 2). Edades radiométricas, similares a las del grupo de edad pérmica de la SUE, han sido obtenidas en rocas de caja de esta superunidad. Edades K-Ar en muscovita de 238 ± 10, 229 ± 6 y 231 ± 6 Ma se obtuvieron en esquistos cuarzo micáceos del Complejo Metamórfico El Tránsito (Hervé *in* Ribba, 1985). Mpodozis y Cornejo (en prep.) obtuvieron, en rocas córneas del Complejo Metamórfico El Cepo, edades K-Ar en biotita de 240 ± 3 y 224 ± 2 Ma. En este último caso se comprueba que estas edades están relacionadas con la intrusión de granitos de la SUI (Unidad El León).

Las edades radiométricas obtenidas en granitoides de la Superunidad Ingaguás comprenden un rango de tiempo, que abarca desde el Pérmico Inferior al Triásico Superior o Jurásico Inferior, dependiendo de la escala de tiempo geológico que se considere (Tabla 3; Fig. 6).

Las edades de la SUI son, sin excepción, más jóvenes que el grupo de edades carboníferas de la SUE, lo cual es concordante con sus relaciones de contacto. Las edades jurásicas e incluso aquéllas del Triásico Superior obtenidas en la SUI son, por el contrario, discordantes con las relaciones de campo observadas para los granitoides de esta superunidad. Estos granitoides se encuentran cubiertos, en clara discordancia, por depósitos sedimentarios marinos y continentales (Formaciones San Félix, Las Breas, Lautaro, Tres Cruces) cuyo contenido fosilífero permite asignarlas, sin duda, al Triásico Medio-Superior y Jurásico Inferior.

Si bien los antecedentes expuestos no son suficientes para establecer, con seguridad, la edad absoluta de los granitoides de la SUE y la SUI, ni tampoco para explicar las diferencias en los valores radiométricos obtenidos especialmente en la SUE, es posible asignar, en forma preliminar, una edad carbonífera a la SUE y una edad permotriásica inferior(?) a la SUI.

TABLA 3. EDADES RADIOMETRICAS DE GRANITOIDES DE LAS SUPERUNIDADES ELQUI E INGAGUAS

MUESTRA No.	ROCA	METODO	MATERIAL	% K	% Ar^{40} At	Vol. Ar^{40} Rd	EDAD Ma	UBICACION	UNIDAD	REFERENCIA
TRA-36	Tonalita	K-Ar	Anfíbola	0,283	19,35	3,721	310 ± 18	Chanchoquín	Guanta	(2)
RBT-239	Granodiorita	K-Ar	Anfíbola	0,746	29	9,545	303 ± 9	Cordillera La Punilla	Guanta	(1)
RBT-261	Tonalita	K-Ar	Anfíbola	0,706	35	8,850	297 ± 9	Estero Guanta	Guanta	(1)
RBT-265	Diorita-Cuarcífera	K-Ar	Anfíbola	0,906	25	10,078	266 ± 7	Guanta	Guanta	(1)
LP-119	Granodiorita	K-Ar	Biotita	6,973	8,5	75,86	260 ± 6	Quebrada Romerito	Guanta	(5)
RBT-263	Granodiorita	K-Ar	Biotita	6,002	9	64,721	258 ± 4	Quebrada Pimpinela	Guanta	(1)
NBT-302	Tonalita	K-Ar	Biotita	7,234	9	73,868	245 ± 4	Quebrada La Plata	Guanta	(1)
NBT-302	Tonalita	K-Ar	Anfíbola	1,144	26	12,200	256 ± 7	Quebrada La Plata	Guanta	(1)
LP-247B	Tonalita	K-Ar	Biotita	6,722	20,19	70,63	252 ± 6	La Arena	Guanta	(5)
HC-77A	Tonalita	K-Ar	Biotita	7,169	11	74,779	250 ± 4	El Hoyuelo	Guanta	(3)
HC-211	Granodiorita	K-Ar	Biotita	7,265	20,5	28,863	92,7 ± 2,9	Río Claro	Guanta	(3)
HC-211	Granodiorita	K-Ar	Anfíbola	1,051	21,5	70,62	165 ± 6	Río Claro	Guanta	(3)
HC-266	Granodiorita	K-Ar	Muscovita	8,023	9	101,973	301 ± 4	Quebrada Carrizal	Cochiguás	(3)
HC-219	Granodiorita	K-Ar	Muscovita	7,860	11,8	85,158	259 ± 6	Quebrada El Pangue	Cochiguás	(3)
HC-219	Granodiorita	K-Ar	Biotita	6,758	14,8	65,841	235 ± 6	Quebrada El Pangue	Cochiguás	(3)
HC-25	Granito	K-Ar	Biotita	6,510	11	66,913	247 ± 4	Quebrada Caballo (Río Claro)	El Volcán	(3)
–	Tonalita-granodiorita	Rb-Sr	–	–	–	–	328 ± 21	Ríos Claro y Turbio	Superunidad Elqui	(4)
IS-5	Granito	K-Ar	Biotita	6,251	5,6	61,87	238 ± 6	Río Chollay	Chollay	(1)
NBT-353	Granodiorita	K-Ar	Biotita	7,062	8	69,949	238 ± 4	Pico de Las Palas	Los Carricitos	(1)
RBT-132	Granodiorita	K-Ar	Anfíbola	0,704	50	6,010	207 ± 9	Río Turbio	Los Carricitos	(1)
RBT-132	Granodiorita	K-Ar	Biotita	6,182	8	56,438	221 ± 3	Río Turbio	Los Carricitos	(1)
HC-136	Granito	K-Ar	Biotita	6,719	5	77,802	276 ± 4	Río El Toro (La Laguna)	El León	(3)
HC-11	Granito	K-Ar	Biotita	2,943	16	29,036	238 ± 4	Quebrada Larga (Río Cochiguás)	El León	(3)
–	Granitos	Rb-Sr	–	–	–	–	197 ± 5	Ríos Claro-Turbio	Superunidad Ingaguás	(4)

(1) Nasi *et al* ., en prep.; (2) Hervé (*in* Ribba, 1985); (3) Mpodozis y Cornejo, en prep.; (4) Parada *et al.* (1981); (5) Ribba (1985).

TABLA 4. ANALISIS QUIMICOS DE ELEMENTOS MAYORES DE GRANITOIDES DEL BATOLITO ELQUI-LIMARI
(Tomado de Mpodozis y Cornejo (en prep.); Nasi *et al.* (en prep.)).

	SUPER UNIDAD ELQUI						SUPER UNIDAD INGAGUAS					
	UNIDAD GUANTA No. ANALISIS: 14		UNIDAD COCHIGUAS No. ANALISIS: 14		UNIDAD EL VOLCAN No. ANALISIS: 8		UNIDAD LOS CARRICITOS No. ANALISIS: 5		UNIDAD EL LEON No. ANALISIS: 13		UNIDAD COLORADO No. ANALISIS: 13	
	X	RANGO	X	RANGO	X	RANGO	X	RANGO	X	RANGO	X	RANGO
SiO_2 =	61,35	(50,15– 69,13)	72,00	(67,99– 74,83)	71,94	(68,66– 75,11)	67,17	(63,55– 69,28)	74,67	(69,14– 78,65)	74,71	(68,18– 77,69)
TiO_2 =	0,83	(0,29– 1,85)	0,23	(0,05– 0,55)	0,25	(0,05– 0,61)	0,44	(0,25– 0,71)	0,20	(0,04– 0,62)	0,20	(0,07– 0,50)
Al_2O_3 =	16,61	(15,13– 21,29)	14,61	(13,26– 15,67)	14,04	(13,00– 15,62)	15,74	(15,51– 16,08)	13,03	(11,56– 14,56)	12,92	(11,67– 14,70)
Fe_2O_3 =	1,99	(1,31– 4,52)	0,61	(0,10– 1,64)	0,66	(0,20– 1,31)	1,44	(1,02– 2,40)	0,63	(0,18– 2,04)	0,97	(0,28– 2,04)
FeO =	3,94	(1,93– 6,45)	1,69	(0,57– 3,15)	2,63	(1,22– 5,14)	2,16	(1,78– 2,99)	1,37	(0,54– 2,34)	0,78	(0,12– 2,18)
MnO =	0,10	(0,05– 0,22)	0,05	(0,03– 0,08)	0,11	(0,04– 0,50)	0,07	(0,05– 0,12)	0,09	(0,03– 0,52)	0,04	(0,01– 0,09)
MgO =	2,23	(1,18– 4,29)	0,49	(0,06– 1,28)	0,39	(0,07– 0,74)	1,42	(1,09– 1,81)	0,29	(0,00– 0,93)	0,27	(0,02– 0,99)
CaO =	5,11	(2,42– 9,42)	2,18	(0,53– 3,69)	1,84	(0,58– 3,36)	3,89	(3,16– 4,32)	1,04	(0,16– 2,53)	0,61	(0,11– 1,48)
Na_2O =	3,31	(2,68– 4,38)	3,68	(2,82– 5,23)	2,93	(2,35– 3,83)	3,87	(3,34– 4,39)	3,91	(3,57– 4,53)	4,22	(2,91– 5,50)
K_2O =	2,05	(0,39– 3,48)	2,88	(1,63– 4,53)	3,48	(2,46– 4,68)	1,98	(1,86– 2,18)	3,61	(2,87– 4,34)	3,93	(2,81– 5,92)
P_2O_5 =	0,27	(0,11– 0,99)	0,11	(0,05– 0,15)	0,12	(0,06– 0,20)	0,18	(0,12– 0,36)	0,06	(0,00– 0,17)	0,06	(0,01– 0,22)
H_2O^+ =	1,43	(0,09– 2,19)	1,05	(0,74– 1,51)	1,16	(0,71– 1,60)	1,33	(0,86– 1,85)	0,75	(0,30– 1,36)	0,81	(0,35– 1,50)
H_2O^- =	0,13	(0,00– 0,28)	0,11	(0,00– 0,22)	0,06	(0,00– 0,23)	0,04	(0,00– 0,12)	0,08	(0,00– 0,19)	0,06	(0,14– 0,14)
CO_2 =	0,09	(0,00– 0,20)	0,10	(0,00– 0,22)	0,07	(0,00– 0,14)	0,12	(0,05– 0,22)	0,08	(0,00– 0,27)	0,20	(0,01– 0,90)
S =	0,01	(0,01– 0,04)	0,01	(0,00– 0,01)	0,01	(0,01– 0,01)	0,01	(0,01– 0,01)	0,01	(0,00– 0,01)	0,01	(0,01– 0,01)
C =	0,05	(0,01– 0,13)	0,05	(0,01– 0,14)	0,08	(0,03– 0,17)	0,04	(0,01– 0,06)	0,06	(0,01– 0,11)	0,09	(0,01– 0,15)
TOTAL =	99,86	(99,47–100,34)	99,83	(99,60–100,14)	99,88	(99,48–100,48)	99,89	(99,54–100,17)	99,86	(99,40–100,24)	99,87	(99,51–100,28)

X: promedio

TABLA 5. ANALISIS PROMEDIO DE ELEMENTOS TRAZAS PARA LOS GRANITOIDES DEL BATOLITO ELQUI-LIMARI
(Tomado de Mpodozis y Cornejo, en prep.; Nasi *et al.*, en prep.)

	UNIDAD GUANTA 13 análisis		UNIDAD COCHIGUAS 11 análisis		UNIDAD EL VOLCAN 4 análisis		UNIDAD LOS CARRICITOS 6 análisis		UNIDAD EL LEON 7 análisis		UNIDAD COLORADO 12 análisis	
	X	RANGO	X	RANGO	X	RANGO	X	RANGO	X	RANGO	X	RANGO
Bario	303	(240–770)	627	(360–1.300)	588	(430–650)	470	(350–580)	527	(90–1.100)	566	(260–840)
Rubidio	67	(22–177)	113	(43– 200)	155	(124–209)	71	(48–108)	163	(85– 209)	183	(107–260)
Estroncio	234	(203–710)	244	(89– 350)	140	(74–250)	400	(340–440)	118	(23– 260)	84	(23–240)
K/Rb	176	(20–310)	233	(160– 320)	186	(169–210)	240	(154–290)	192	(160– 280)	184	(154–220)
Rb/Sr	0,26	(0,04–0,87)	0,76	(0,13–2,3)	1,16	(0,5–2,8)	0,18	(0,11–0,32)	3,84	(0,43–8,48)	4,16	(0,45–13,21)

CARACTERISTICAS GEOQUIMICAS

Las características geoquímicas de los granitoides del Paleozoico superior-Triásico Inferior, del Batolito Elqui-Limarí, se describen en base al análisis de 71 muestras por elementos mayores y de 53 muestras por elementos trazas (Ba, Rb, Sr), realizados en los laboratorios del Servicio Nacional de Geología y Minería (Tablas 4, 5).

La geoquímica de elementos mayores y elementos trazas se resume en las figuras 7-9. Dentro del BEL, los granitoides preandinos, que constituyen las Superunidades Elqui e Ingaguás, definen, en un diagrama AFM (Fig. 7), suaves curvas de variación con una marcada tendencia calcoalcalina. Sin embargo, ambas superunidades muestran entre sí características geoquímicas diferentes, lo que permite suponer que no están genéticamente relacionadas.

Superunidad Elqui

Los granitoides de la Superunidad Elqui presentan un amplio rango de variación composicional (SiO_2 50-75%; Tabla 4). Son rocas metaluminosas a peraluminosas que, en general, muestran una tendencia al aumento de la peraluminosidad, con el incremento del SiO_2 (Fig. 11). Los óxidos mayores definen, respecto del SiO_2, curvas de variación continuas, con fuerte disminución en el contenido de calcio, hierro total, titanio, magnesio y manganeso, y un marcado incremento en el potasio (Fig. 8). El contenido de aluminio disminuye ligeramente y el sodio permanece prácticamente constante en los diagramas de variación. Los valores promedio de Rb, Sr y Ba y sus "trends" de variación respecto del SiO_2, permiten separar claramente las tonalitas y granodioritas de hornblenda y biotita de la Unidad Guanta de las granodioritas y granitos de dos micas de la Unidad Cochiguás (Fig. 9). La Unidad Guanta tiene contenidos comparativamente más altos de Ba y Sr, mientras que el contenido de Rb y el valor de las razones K/Rb y Rb/Sr son marcadamente menores que los obtenidos en rocas de la Unidad Cochiguás (Tabla 5). Los granitos de la Unidad El Volcán son químicamente muy similares a las rocas de la Unidad Cochiguás, pese a que, en promedio, son más ricos en Rb y notablemente más pobres en Sr (Tabla 5). Estas dos últimas unidades muestran distintas tendencias de variación de la razón Rb/Sr respecto del SiO_2 (Fig. 9).

Superunidad Ingaguás

Los granitoides de la Superunidad Ingaguás, presentan un rango composicional comparativamente más restringido que las rocas de la Superunidad Elqui, y se pueden separar de acuerdo con la geoquímica de elementos mayores y trazas, en dos grupos principales: las granodioritas de biotita y hornblenda de la Unidad Carricitos (SiO_2 entre 63,5% y 69,5%) y los granitos hololeucocráticos de las unidades El León y Colorado (SiO_2 entre 71,5% y 78%) (Tabla 4).

Las granodioritas de la Unidad Los Carricitos varían desde metaluminosas a peraluminosas (Fig. 11) y en los diagramas de variación de óxidos mayores vs SiO_2, muestran una tendencia a la disminución en los contenidos de hierro total, titanio, magnesio y manganeso. El sodio disminuye ligeramente y el calcio, aluminio y potasio se mantienen prácticamente constantes con el aumento del SiO_2 (Fig. 8). El contenido de Sr varía entre 340 y 440 ppm, encontrándose los valores más altos en las rocas más diferenciadas (Fig. 9). Los valores de Rb (48-108 ppm) y la razón Rb/Sr (0,11-0,32) son relativamente bajas (Tabla 5). Rb y Ba muestran una marcada correlación positiva (respecto del contenido de SiO_2) y la razón Rb/Sr una aparente correlación negativa (Fig. 9).

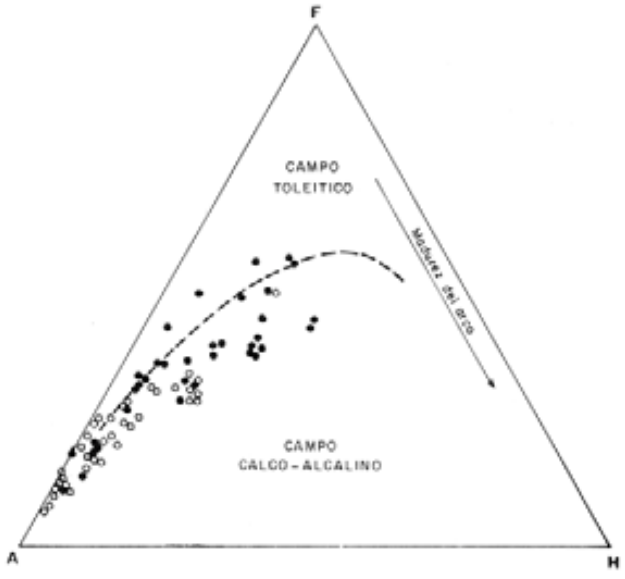


FIG. 7. Diagrama AFM para granitoides del Paleozoico superior-Triásico en el Batolito Elqui-Limarí. ○: Superunidad Elqui. ●: Superunidad Ingaguás.

Los granitos hololeucocráticos (Unidades El León y Colorado) son rocas moderadamente peraluminosas, con una razón molecular $Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O$ generalmente restringida entre 1,0 y 1,1 (Fig. 11). A diferencia de la Unidad Los Carricitos, las rocas de las Unidades El León y Colorado muestran una ligera disminución de calcio y aluminio, y un incremento del potasio, con el aumento del SiO_2, mientras que el sodio y manganeso permanecen constante (Fig. 2). Presentan contenidos notablemente menores de Sr (23-260 ppm) y marcadamente más altos de Rb (85-260 ppm) y de la razón Rb/Sr (0,43 y 13,21) (Tabla 5). El Rb y la razón Rb/Sr muestran una correlación positiva respecto del SiO_2, mientras que Sr y Ba se correlacionan negativamente (Fig. 9).

Las diferentes tendencias geoquímicas, que muestran entre sí cada unidad o grupo de unidades dentro de cada una de las superunidades descritas, especialmente en cuanto a la variación de elementos trazas (Figs. 8, 9) indicarían, según McCourt (1981) que las unidades o grupos de unidades, que forman estas superunidades dentro del BEL, son el producto de magmas separados y geoquímicamente distintos y, por lo tanto, la SUE y la SUI no representarían asociaciones de unidades consanguíneas. Esto es consistente con la diferente distribución que muestran estas unidades, de acuerdo con su composición modal en los diagramas QAP de Streckeisen (1976) (Figs. 4, 5), siguiendo la distribución de las series definidas por Lemeyre y Bowden (1982). Los análisis modales de la Superunidad Elqui se ubican, en conjunto, en el área de las Series Calcoalcalinas "tronjemíticas" y "granodioríticas", mientras que los granitos leucocráticos de la Superunidad Ingaguás (Unidades El León, Chollay y Colorado) se ubican en el campo de los granitos "removilizados".

Las relaciones mutuas de contactos intrusivos, que muestran, por lo general, las unidades plutónicas del BEL, indican un carácter polimagmático para este batolito.

Las unidades permotriásicas de El León y Colorado son, desde el punto de vista geoquímico y litológico, muy similares. Sin embargo, no representan una misma serie de diferenciación continua, sino que corresponderían, más bien, a diferentes pulsos, con rangos composicionales similares y contactos intrusivos entre sí, formados a partir de magmas parentales, con una composición y evolución también similares.

Finalmente, la tendencia al incremento del Rb y Rb/Sr y a la disminución de Sr, con respecto del incremento en SiO_2, indican, según McCourt (1981), que las variaciones al interior de las distintas unidades podrían estar relacionadas a procesos de diferenciación magmática.

ORIGEN Y NATURALEZA DE LAS SUPERUNIDADES ELQUI E INGAGUAS

El origen de los granitoides paleozoicos del BEL parece estar directa o indirectamente relacionado con procesos asociados a subducción de corteza oceánica, bajo un margen continental. Lo anterior se desprende de su carácter calcoalcalino y de su comparación con otros batolitos calcoalcalinos, relacionados con márgenes continentales activos, tales como el Batolito de Sierra Nevada, el Batolito del Sur de California (Rogers y Greenberg, 1981), y el Batolito Costero del Perú (Atherton *et al.*, *in* Griffiths y Godwin, 1983), entre otros (Figs. 10, 11).

Diversos autores (Chappel y White, 1974; White y Chappel, 1977; Takahashi *et al.*, 1980) han utilizado parámetros químicos (razón molecular S/I = $Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O$, contenido de CaO y Na_2O, presencia de diópsido o corindón normativo) y mineralógicas (presencia de hornblenda, muscovita o minerales aluminosos), además de valores de razones iniciales y tipo de inclusiones y xenolitos, para discriminar entre granitoides formados a partir de la fusión de rocas ígneas (Tipo I), de granitoides formados a partir de una fuente metasedimentaria (Tipo S). De acuerdo con estos parámetros, La Superunidad Elqui evolucionó desde facies tempranas, poco diferenciadas (Unidad Guanta), con características I, a facies tardías y diferenciadas de tipo S (Unidad El Volcán), pasando por facies intermedias, que poseen características tanto de tipo I como de tipo S (Unidad Cochiguás) (Figs. 11, 12). Las granodioritas y granitos de la Unidad Cochiguás, contienen muscovita y corindón normativo, tienen índices S/I generalmente mayores que 1,1 e incluyen xenolitos de rocas metasedimentarias, características que son típicas de granitos tipo S. Sin embargo, sus contenidos de Na_2O son marcadamente más altos que en los granitos típicamente S (ver Chappel y White,

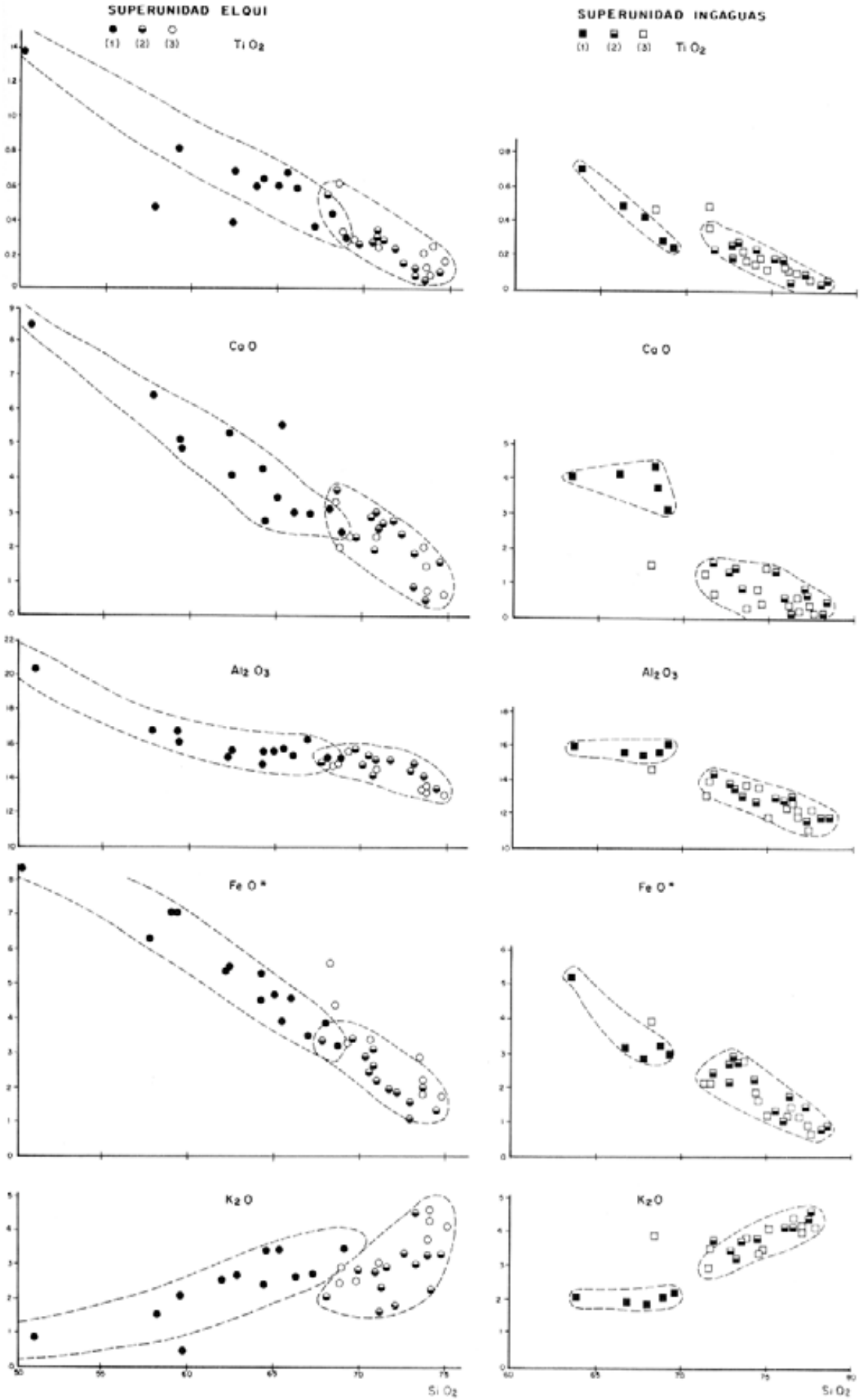


FIG. 8. Diagramas de variación de óxidos versus sílice para granitoides del Paleozoico superior-Triásico en el Batolito Elqui-Limarí. Superunidad Elqui: 1. Unidad Guanta; 2. Unidad Cochiguás; 3. Unidad El Volcán. Superunidad Ingaguás: 1. Unidad Los Carricitos; 2. Unidad El León; 3. Unidad Colorado.

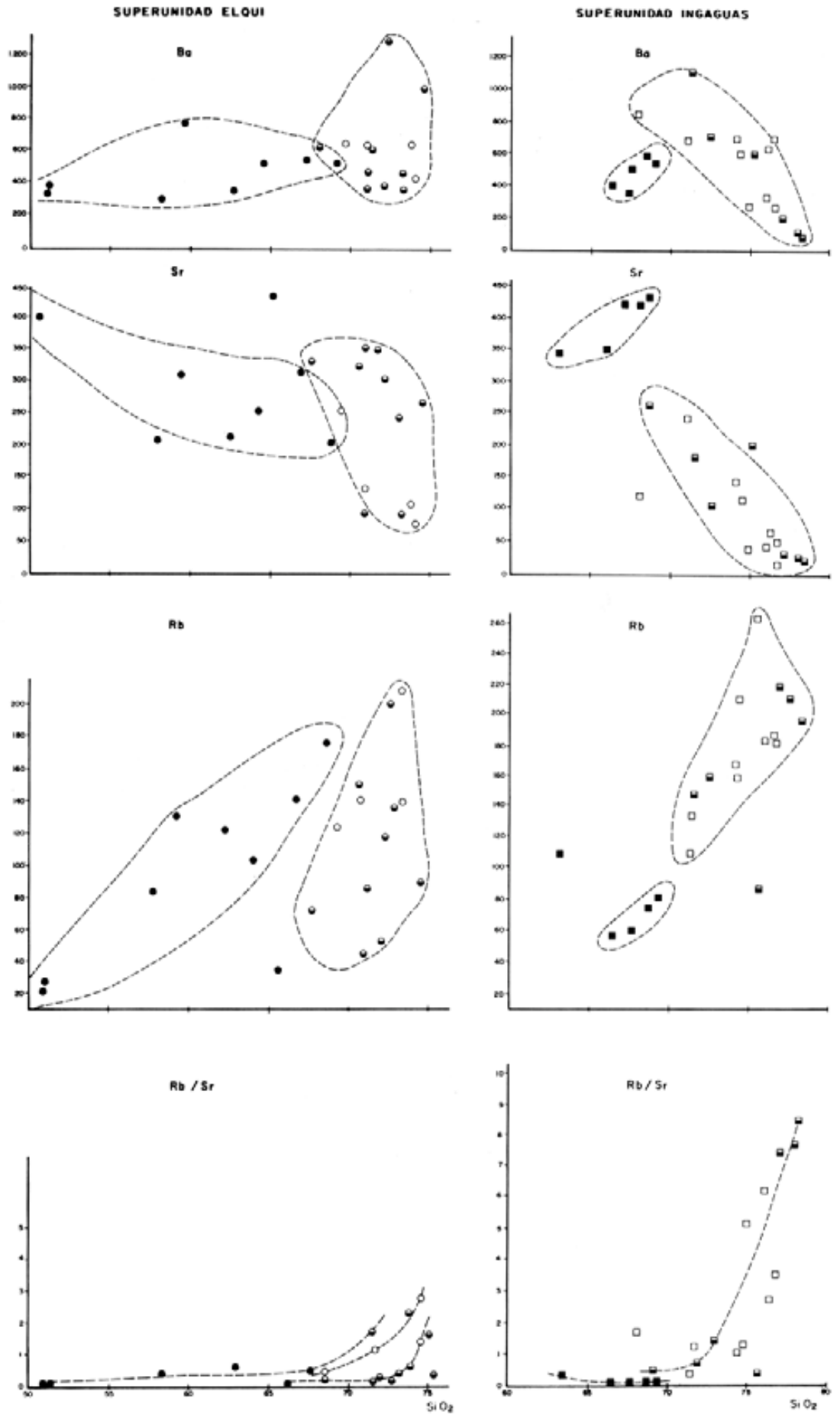


FIG. 9. Diagramas de variación de Ba, Rb, Sr, y Rb/Sr versus sílice para granitoides del Paleozoico superior-Triásico, en el Batolito Elqui-Limarí. Símbolos como en Fig. 8.

1974) y, de acuerdo con sus contenidos moleculares de Al_2O_3, K_2O, Na_2O, CaO, FeO y MgO (diagrama ACF de Takahashi *et al.*, 1981), estos granitoides se ubican fundamentalmente en el campo de los granitos I (Fig. 12). Además, el aumento del grado de prealuminosidad con el incremento en SiO_2, difiere notablemente del "trend" de los granitos S de Australia (Hine *et al.*, 1978; *in* Griffiths y Godwin, 1983), que muestran una disminución del grado de peraluminosidad (S/I) con el aumento del SiO_2. Dicha tendencia se aprecia, sin embargo, en los granitoides de la Unidad El Volcán (Fig. 11).

En la Unidad Guanta se han obtenido razones isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} con valores de 0,7058 (Parada *et al.*, 1981) y de 0,706 (Hervé *in* Ribba, 1985), que son generalmente interpretados como indicadores de magmas generados en el manto superior y que han sufrido una cierta contaminación cortical (Parada *et al.*, 1981). El carácter peraluminoso de las facies más diferenciadas de la Unidad Guanta y de la Unidad Cochiguás, sumado a la presencia de muscovita primaria en esta última, sugieren una contaminación con material metasedimentario, como el que se encuentra en forma de inclusiones y cúmulos en las granodioritas y granitos de las Unidades Cochiguás y El Volcán.

Lo anteriormente expuesto pondría de manifiesto la existencia de una importante componente metasedimentaria, como constituyente de la corteza que atravesaron los plutones carboníferos de la Superunidad Elqui. Por otra parte, sugiere un progresivo incremento en el papel de esta corteza en la evolución del magmatismo carbonífero, primero como agente de contaminación de magmas generados en el manto superior (Unidades Guanta y Cochiguás?) con características de tipo I y S y luego, como posible fuente de origen de magmas de tipo S, formados a partir de rocas metasedimentarias (Unidad El Volcán).

En la Superunidad Ingaguás, las granodioritas de la Unidad Los Carricitos presentan características de granitos I, excepto por la presencia de corindón normativo en algunas de sus muestras.

Los granitos hololeucocráticos de las Unidades El León y Colorado, tienen características variables entre el tipo I y el tipo S y se distribuyen en ambos campos del diagrama de Takahashi *et al.* (1980) (Fig. 12). La naturaleza I o S de estos granitos parece estar relacionada a su posición dentro del BEL. Al oeste de la falla La Plata-Punilla y al

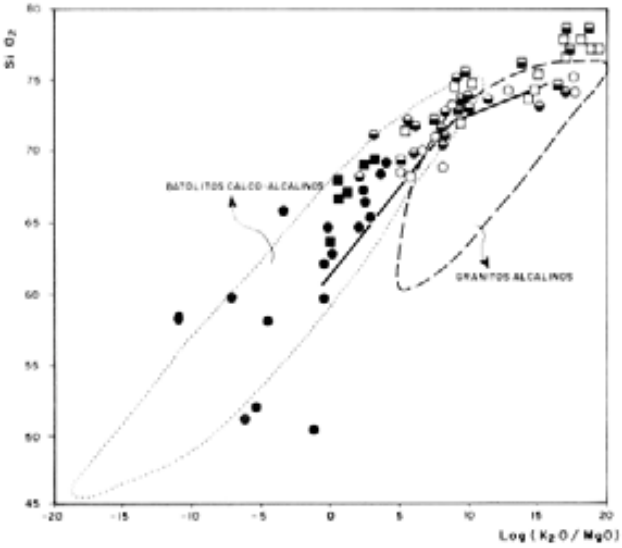


FIG. 10. Diagrama SiO_2 *versus* Log. (K_2O/MgO) de Rogers y Greenberg (1981), indicando el campo de los granitoides calcoalcalinos, asociados a márgenes continentales activos, y el campo de los "granitos" alcalinos. La Línea continua representa la tendencia de los granitoides del Batolito de Sierra Nevada. Símbolos como en Fig. 8.

sur del río Turbio, asociados a los plutones carboníferos y a los afloramientos de rocas metasedimentarias del Complejo Metamórfico El Cepo y de la Formación Hurtado, existen ambos tipos (I y S), mientras que, al este de la Falla La Plata-Punilla y al norte del río Turbio, los granitos permotriásicos son fundamentalmente de tipo I.

Según Parada (1984a, b), los granitos hololeucocráticos serían similares a los granitos algo alcalinos, anorogénicos y anhidros (Granitos A de Collins *et al.*, 1982; Myers *et al.*, 1981 y Anderson *et al.*, 1980). También presentan ciertas características similares a los "granitos alcalinos" de Rogers y Greenberg (1981). Sin embargo, su composición química y mineralógica, así como por su estrecha relación espacial y temporal con rocas volcánicas calcoalcalinas de la Formación Pastos Blancos y del Grupo Choiyoi (Coira y Koukharsky, 1976; Coira *et al.*, 1982) los granitos permotriásicos del BEL son más bien comparables con las facies más diferenciadas de batolitos calcoalcalinos, particularmente con aquéllas del Batolito de Sierra Nevada (Fig. 10). Su característica fundamental es, en todo caso, el alto contenido de sílice (68-78% de SiO_2; Tabla 4).

El valor moderadamente elevado de la razón inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,7073, obtenido en granitos de las Unidades El León y Colorado es, según Parada *et al.* (1981), compatible con un origen del

magma a partir de material cortical rico en cuarzo (Parada 1984b).

La distinta naturaleza y origen de las Superunidades Elqui e Ingaguás reflejarían un cambio fundamental en la naturaleza de la corteza prebatolítica, posiblemente relacionado con la existencia de dos asociaciones petrotectónicas mayores: una asociación occidental, con una importante componente metasedimentaria, parte de la cual estaría representada por los Complejos Metamórficos de El Tránsito y El Cepo, así como por la Formación Hurtado, en la cual se emplazaron los plutones carboníferos y una asociación oriental fundamentalmente "granítica", posiblemente representada por los Neises de la Pampa en la que se emplazaron los granitos hololeucocráticos permotriásicos. El control que ejerce la composición de la corteza en el carácter del magmatismo subsecuente, ha sido mencionado por Todd y Shaw (1985) al estudiar la distribución de los granitoides I y S dentro del "Peninsular Range Batholith" del sur de California, la cual, junto a las contrastantes características isotópicas y gravimétricas, que muestran ambos tipos de granitoides, marcan un cambio mayor en la naturaleza de la corteza prebatolítica.

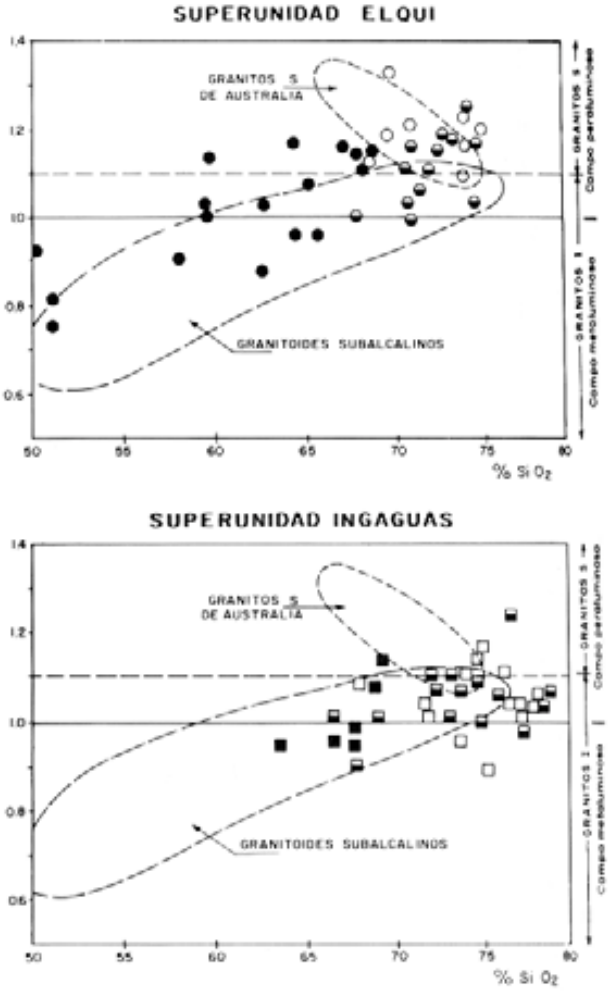


FIG. 11. Diagrama S/I (razón molecular $Al_2O_3/CaO + NaO + K_2O$) *versus* SiO_2, indicando el campo definido por asociaciones plutónicas y volcánicas, relacionadas con márgenes convergentes de placas y el campo de los granitos "S" de Australia. La línea de trazos separa, de acuerdo al grado de peraluminosidad, los campos de los "granitos I y S", según Chappel y White (1974). La línea continua separa los campos metaluminosos y peraluminosos de acuerdo a Shand (1951). Símbolos como en Fig. 8.

CONCLUSION

EVOLUCION DEL BATOLITO ELQUI-LIMARI Y SU SIGNIFICADO TECTONICO

La naturaleza del magmatismo paleozoico superio-triásico puede ser comprendida al considerar la situación geotectónica y paleogeografía existente durante el Paleozoico superior, entre los 28° y 36°S, actuales.

Según Ramos *et al.* (1984), durante el Paleozoico inferior el borde "continental" de Sudamérica no se extendía más allá de las Sierras Pampeanas. Contra ese borde se acrecionaron, progresivamente, algunos fragmentos de "Microcontinentes" o terrenos exóticos. El último de éstos ("Chilenia", Ramos *et al.*, 1984), se habría soldado al borde continental durante el Devónico Medio a Superior. A partir del Carbonífero se establece una zona de subducción activa, ubicada inmediatamente al oeste de estos terrenos recién acrecionados (Fig. 13). A consecuencia de dicho fenómeno se desarrolla un amplio prisma de acreción y el emplazamiento de granitoides calcoalcalinos carboníferos, que intruyeron, en parte, a través del prisma de acreción coetáneo. En la Cordillera del Norte Chico, según Ribba (1985), el Complejo Metamórfico del Tránsito, roca de caja de la Unidad Guanta en el río Tránsito, representaría a una asociación de prisma de acreción, que incluye esquistos pelíticos y basaltos toleíticos de fondo oceánico, y formaría parte de los complejos de acreción descritos en el párrafo precedente.

Considerando el conjunto de antecedentes expuestos, el plutonismo del Paleozoico superior del BEL comienza, probablemente, en el Carbonífero Inferior, afectando, principalmente, al prisma de acreción y/o asociaciones de antearco sincrónicas. Este se inicia con el emplazamiento de enormes

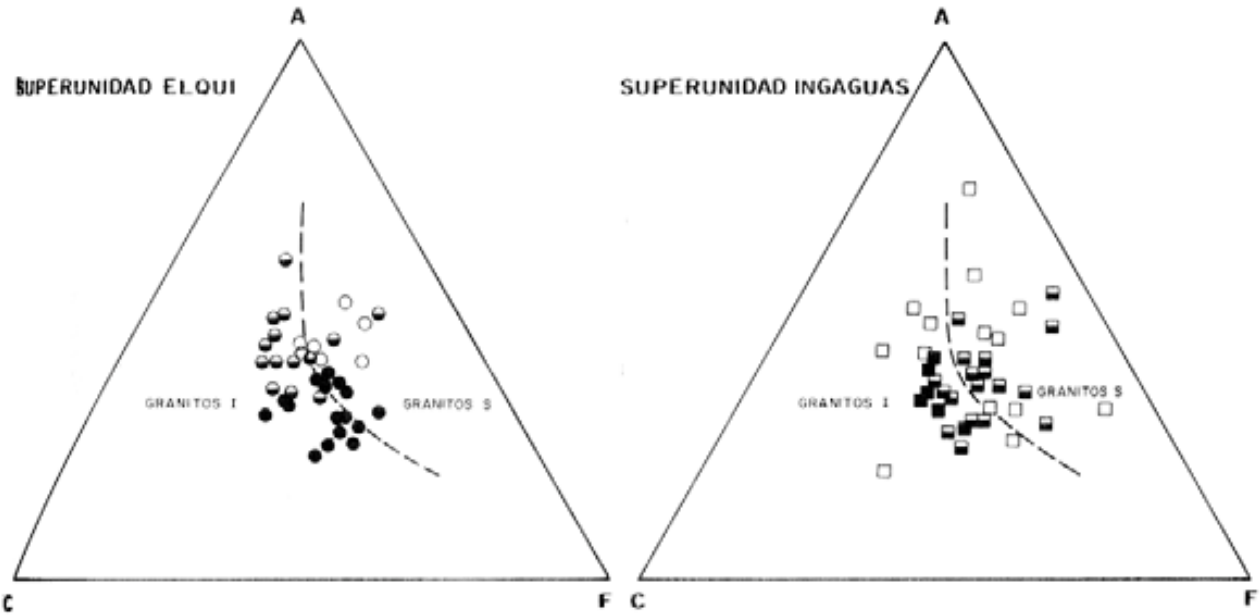


FIG. 12. Diagrama ACF (razones moleculares $A = Al_2O_3 - K_2O - Na_2O$; $C = CaO$; $F = FeO + MgO$) de Takahashi *et al.* (1980), para los granitoides del Paleozoico superior-Triásico en el Batolito Elqui-Limarí. Símbolos como en Fig. 8.

plutones tonalíticos y granodioríticos (Unidad Guanta), metaluminosos, tipo I, de posible origen subcortical, cuyas facies más diferenciadas (peraluminosas), habrían sufrido una contaminación por asimilación de material metasedimentario. El progresivo aumento de la temperatura de la corteza, asociado al emplazamiento de estos plutones, pudo haber desencadenado procesos de fusión parcial, favorecidos por el incremento del contenido de H_2O, producto del quiebre de las micas de las rocas metamórficas. Si se considera una corteza relativamente homogénea y fundamentalmente metasedimentaria, entonces los fundidos allí generados pudieron formar directamente granitos S (Unidad El Volcán), o bien, mezclarse con los magmas subcorticales, dando origen a granitoides I, pero suficientemente peraluminosos como para formar muscovita primaria (Unidad Cochiguás). Granitoides con características similares a las de la Unidad Cochiguás ("Granodioritas Híbridas"), formados por mezcla de magmas básicos subcorticales (MORB) y metasedimentos, han sido descritos por Hill *et al.* (1981) en la península de Alaska. Si, por el contrario, se considera una corteza heterogénea formada, por ejemplo, a expensas de asociaciones petrotectónicas de prisma de acreción, de algún modo comparables con la que constituye el Complejo Metamórfico El Tránsito (Ribba, 1985; Hervé, 1982), con metabasitas de fondo oceánico y metasedimentos pelágicos y de talud continental, el origen de las Unidades Cochiguás y El Volcán se podría explicar exclusivamente por fusión parcial de la corteza, sin participación de magmas subcorticales.

La extensiva deformación protoclástica y la gruesa granulometría de los plutones carboníferos, sugieren condiciones de emplazamiento en niveles corticales relativamente profundos, y bajo un régimen de stress elevado. Parada (1982) estimó para las granodioritas y granitos de dos micas, una presión y temperatura de cristalización de 5 kb y 650°C, en condiciones sobresaturadas en H_2O. Tales valores de P y T implican, según Hyndmann (1981), que estos magmas se generaron en sectores ligeramente más profundos que su lugar de emplazamiento. Las condiciones de stress y el enriquecimiento en H_2O por contaminación, pudieron detener el ascenso de los magmas tempranos provenientes del manto superior (Unidad Guanta, Unidad Cochiguás), facilitando así su emplazamiento en la parte media de la corteza.

A partir del Pérmico Inferior, el eje magmático neopaleozoico se desplazó ligeramente hacia el este, afectando la corteza "continental" del antiguo bloque alóctono de "Chilenia" (Fig. 13). El desplazamiento del "arco" va asociado a cambios fundamentales en la naturaleza, origen y condiciones de emplazamiento de los plutones permotriásicos, así como en el régimen de stress imperante y quizás en el régimen de subducción que caracterizó al período precedente.

Durante el lapso Pérmico Inferior-Triásico se intruyen grandes volúmenes de magmas graníticos, típicamente epizonales y subvolcánicos, con

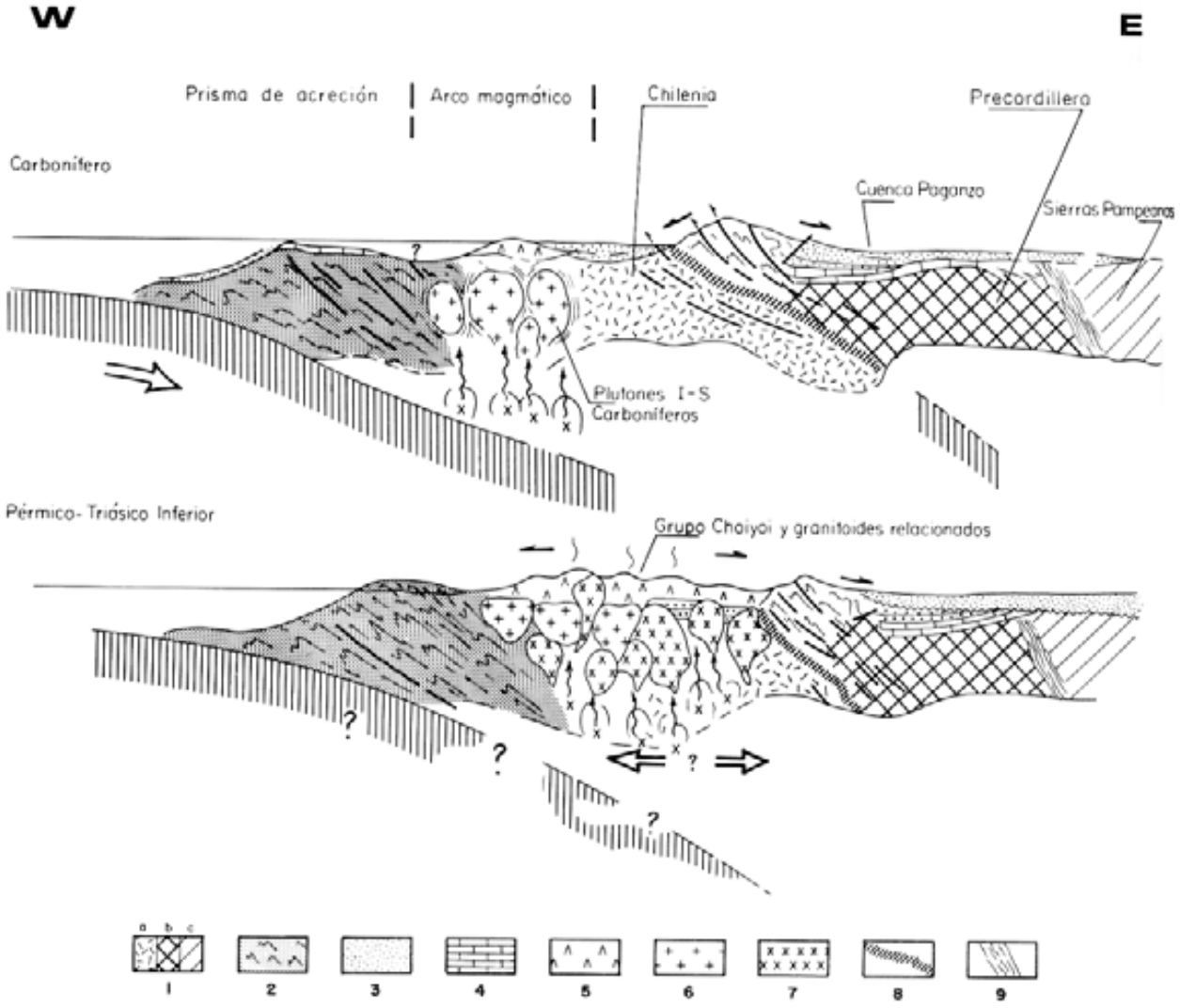


FIG. 13. Perfiles interpretativos del Carbonífero-Triásico en el borde pacífico sudamericano entre los 28 y 33°S. 1. Basamento "continental" (Precámbrico-Paleozoico inferior?) del borde sudamericano y terrenos "alóctonos" acrecionados antes del Carbonífero (1a. "Chilenia; 1b. Precordillera; 1c. Sierras Pampeanas); 2. Prismas de acreción; 3. Sedimentos terrígenos; 4. Calizas; 5. Lavas ácidas; 6. Granitoides del Carbonífero; 7. Granitoides del Pérmico-Triásico; 8. Zona de sutura(?) entre Chilenia y la Precordillera; 9. Zonas de "mélange" (adapatado de Ramos *et al.*, 1985).

texturas porfíricas y cavidades miarolíticas (Unidad El León-Unidad Colorado), asociados a grandes volúmenes de volcanitas ácidas, principalmente ignimbríticas (Formación Pastos Blancos Mpodozis y Cornejo, en prep.; Nasi *et al.*, en prep.). Parada (1982, 1983) estimó, para algunos plutones de la Unidad Colorado, una presión y temperatura de cristalización de 1 kb y 700°C mientras que, para el Plutón Monte Grande (Unidad El León), estimó una presión de cristalización de 2,5 kb. Según Brown y Tyle (1970), Harris *et al.* (1970), Tyle (1970) y Cann (1970, *in* Parada, 1982) tales condiciones son virtualmente diagnósticas de magmas subsaturados en H_2O. A su vez, este tipo de plutones de emplazamiento superficial, anhidros y asociados a volcanismo contemporáneo tienen un origen en niveles corticales más profundos que los magmas sobresaturados en H_2O y emplazados a mayor profundidad, involucrando en su génesis, el quiebre de hornblenda y biotita (Hyndmann, 1981).

El carácter fundamentalmente granítico y la moderadamente alta razón Sr^{87}/Sr^{86} de los plutones permotriásicos, son consistentes con un origen cortical, a partir de magmas generados por fusión de rocas de composición granítica o cercanamente granítica.

La ausencia de deformación protoclástica en los plutones permotriásicos sugiere condiciones de stress menores que durante el emplazamiento de los plutones carboníferos. Esto, sumado al carácter anhidro de los magmas, habría facilitado su ascen-

so a niveles superficiales y el desarrollo del volcanismo contemporáneo. Por otra parte, condiciones de menor stress pudieron facilitar una descompresión en la corteza inferior, favoreciendo así la fusión parcial y la liberación de volátiles (Bayley, 1974). Según Parada (1982, 1983), ésta se produjo a través de estructuras profundas, que afectaron la corteza inferior. En opinión de los autores, un factor importante en la generación de estos magmas, por fusión parcial de la antigua corteza continental ("Chilenia"), sería la existencia de un gradiente termal relativamente elevado, responsable del aparente rejuvenecimiento de numerosas edades radiométricas (K-Ar y Rb-Sr), tanto de la SUE como de las rocas de caja del BEL y, posiblemente, relacionado con el ascenso de magmas básicos desde la astenósfera (Gabros de La Laguna), así como a "under plating" en la base de la corteza, tal como lo muestra Hildreth (1981, Fig. 156).

AGRADECIMIENTOS

En este trabajo se entrega parte de los resultados obtenidos durante el desarrollo de los proyectos "Pisco Elqui", "Guanta" y "El Tránsito" del Servicio Nacional de Geología y Minería. Los autores agradecen especialmente las sugerencias y críticas constructivas de los colegas M. A. Parada, F. Hervé y M. Hervé. Este trabajo se presenta como una contribución a los Proyectos 211 y 249 del IGCP ("Late Paleozoic of South America" y "Andean Magmatism and its Tectonic Setting").

REFERENCIAS

ANDERSON, J. L.; CULLER, R. L.; VAN SCHUMUS, W. R. 1980. Anorogenic metaluminous and peraluminous granite plutonism in the Mid-Proterozoic of Wisconsin, USA. Contr. Mineral. Petrol., Vol. 64, p. 311-328.

ATHERTON, M. P.; MC COURT, W. J.; SANDERSON, L. M.; *et al.* 1979. The geochemical character of the segmented Peruvian Coastal Batholiths and associated volcanics. *In* Origin of Granite Batholiths; Geochemical Evidence (Atherton, M. P.; Tarney, J.; eds.), Shiva Publ. Co. Ltd., p. 45-64. Orpington, Kent, U. K.

BAYLEY, D. K. 1974. Continental rifting and alkali-magmatism. *In* The Alkaline Rocks (Soerensen, H.; ed.). John Willey & Sons, p. 148-159. New York.

BROWN, G. C.; FYFE, W. S. 1970. The production of granitic melt during ultrametamosphism. Contr. Mineral. Petrol., Vol. 28, p. 310-318.

CANN, J. R. 1970. Upward movement of granitic magma. Geol. Mag., Vol. 107, No. 4, p. 335-340.

CHAPPELL, B. W.; WHITE, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. Pac. Geol., Vol. 8, p. 173-174.

COBBING, E. J.; PITCHER, W. S. 1972. The Coastal Batholith of Central Perú. Lond., Geol. Soc., J., Vol. 128, p. 421-460.

COBBING, E. J.; OZARD, J. M.; SNELLING, N. J. 1977. Reconnaissance geochronology of the crystalline basement rocks of the Coastal Cordillera of Southern Perú. Geol. Soc. Am., Bull., Vol. 88, No. 2, p. 241-246.

COBBING, E. J.; PITCHER, W. S.; WILSON, J. J.; BALDOCK, J. W.; TAYLOR, W.; McCOURT, W. T.; SNELLING, N. Y. 1981. The Geology of the Western Cordillera of Northern Peru. Lond., Inst. Geol. Sci., Overseas Mem., No. 5, 143 p.

COBBING, E. S.; MALLICK, D. I. 1983. A New approach to mapping granites. Episodes, No. 3, p. 10-14.

COIRA, B.; KOUKHARSKY, M. 1976. Efusividad tardío-hercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona de Arroyo del Tigre, Provincia de Mendoza, República Argentina. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 1, Actas, Vol. 2, p. F105-F107. Santiago.

COIRA, B.; DAVIDSON, J.; MPODOZIS, C.; RAMOS, A. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. Earth Sci. Rev., No. 18, p. 303-332.

COLLINS, W. J.; BEAMS, S. D.; WHITE, A. J. R.; CHAPPELL, B. W. 1982. Nature and origin of A-Type granites with particular reference to Southeastern Australia. Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 80, p. 189-200.

CORNEJO, P. 1982. Geología del valle del río Hurtado. Memoria de Título. Univ. Chile, Depto. Geol., 242 p. Santiago.

DEDIOS, P. 1967. Cuadrángulo Vicuña, Provincia de Coquimbo. Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, No. 16, 65 p.

DEDIOS, P. 1978. Cuadrángulo Rivadavia, Región de Coquimbo. Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, No. 28, 20 p.

DOMEYKO, I. 1903. Geología. Tomo V. Impr. Cervantes. Santiago.

GRIFFITHS, J. R.; GODWIN., C. I. 1983. Metallogeny and tectonics of porphyry copper-molybdenum deposits in British Columbia. Can. J. Earth Sci., Vol. 20, p. 1000-1018.

HARLAND, W. B.; COX, A. V.; LLEWELLYN, P. G.; PICKTON, C. A. G.; SMITH, A. G.; WALTHERS, R. 1982. Geologic time scale. Cambridge Univ. Press. England.

HARRIS, P. G.; KENNEDY, W. Q.; SCARFE, C. M. 1970. Volcanism versus plutonism: the effect of chemical composition. In Mechanism of igneous intrusion (Newall, G.; Rast, N.; eds.). Seel House Press, p. 187-200, Liverpool.

HERVE, F. 1982. Condiciones de formación de complejos metamórficos chilenos a partir de la química de anfíbolas en metabasitas. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 3, Actas, Vol. 1, p. D93-D115. Concepción.

HILDRETH, W. 1981. Gradients in silicic magma chambers; implications for lithospheric magmatism. J. Geophys. Res., Vol. 86, No. B11, p. 10153-10192.

HILL, M.; MORRIS, J.; WHELAN, J. 1981. Hibrid granodiorites intruding the accretionary prism; Kodiak, Shumagin, and Sanak Islands, Southwest Alaska. J. Geophys. Res., Vol. 86, p. 10569-10590.

HYNDMAN, D. W. 1981. Controls on source and depth of emplacement of granitic magma. Geology, Vol. 9, p. 244-249.

LARSEN, E.S. 1948. Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore, and San Luis Rey Quadrangles, Southern California., Geol. Soc. Am., Mem., No. 29, 82 p.

LEMEYRE, J.; BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock type series: Discrimination of various granitoid series and related rocks. J. Volcanol. Geoth. Res., Vol. 14, p. 169-186.

LETELIER, M. 1977. Petrología, ambiente de depositación y estructura de las formaciones Matahuaico, Las Breas, Tres Cruces *sensu lato* e intrusivos hipabisales permotriásicos, en el área de Rivadavia-Alcohuas, valle del Elqui, IV Región, Chile. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 131 p. Santiago.

McCOURT, W. J. 1981. The geochemistry and petrography of the Coastal Batholith of Peru, Lima Segment. Lond., Geol. Soc., J., Vol. 138, p. 407-420.

MOSCOSO, R.; NASI, C.; SALINAS, P. 1982. Hojas Vallenar y parte norte de La Serena, Regiones de Atacama y Coquimbo Serv. Nac. Geol. Miner., Carta Geol. Chile, No. 55, 100 p.

MPODOZIS, C. 1974. Geología de la Cordillera de Ovalle, Provincia de Coquimbo, entre 30°20' y 30°55' Lat. sur. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 191 p. Santiago.

MPODOZIS, C.; PARADA, M. A.; RIVANO, S.; *et al.* 1976. Acerca del plutonismo tardi-Hercínico de la Cordillera Frontal entre los 30° y 33° sur (Provincias de Mendoza y San Juan, Argentina; Coquimbo, Chile). *In* Congr. Geol. Argent., No. 6, Actas, Vol. 1, p. 143-166. Bahía Blanca. 1975.

MPODOZIS, C.; CORNEJO, P. (en prep.). Hoja Pisco Elqui, Región de Coquimbo. Serv. Nac. Geol. Miner., Carta Geol. Chile.

MPODOZIS, C.; MOSCOSO, R. NASI, C. (en prep.). Hoja El Tránsito, Región de Atacama. Serv. Nac. Geol. Miner., Carta Geol. Chile.

MYERS, J. D.; GILBERT, M. C.; LOISELLE, M. C. 1981. Geochemistry of the Cambrian Wichita Granite Group and revision of its lithostratigraphy. Oklahoma Geol. Notes, Vol 41, p. 172-195.

NASI, C.; MOSCOSO, R.; MAKSAEV, V. (en prensa). Hoja Guanta, Regiones de Atacama y Coquimbo. Serv. Nac. Geol. Miner., Carta Geol. Chile, No. 67.

PARADA, M. A. 1982. Petrology of the Lower Triassic anorogenic granites in the High Andes (30°S Lat.), Chile. Ph. D. Thesis, Tohoku Univ., 165 p. Japan.

PARADA, M. A. 1983a. Crystallization conditions of epizonal leucogranite plutons in the light of compositional zoning of plagioclase, high Andes (30°S), Chile. Rev. Geol. Chile, No. 18, p. 43-54.

PARADA, M. A. 1983b. Lower Triassic alcaline granites of Central Chile (30°S) in the high Andean Cordillera. Geol. Rundsch., Vol. 70, No. 3, p. 1043-1053.

PARADA, M. A. 1984a. La asociación de granitos subsolvus e hipersolvus del Plutón Monte Grande (Chile 30°S), y el desarrollo de sus pertitas. Rev. Geol. Chile, No. 23, p. 69-77.

PARADA, M. A. 1984b. Caracterización geoquímica de elementos mayores de las rocas ígneas hercínicas de la Cordillera Frontal, entre los 30° y 33° Lat. S. *In* Congr. Geol. Argent., No. 9, Actas, Vol. 3 p. 159-170. Bariloche.

PARADA, M. A.; MUNIZAGA, F.; KAWASHITA, K. 1981. Edades Rb-Sr roca total del batolito compuesto de los ríos Elqui-Limarí en la latitud 30°S. Rev. Geol. Chile, No. 13-14, p. 87-93.

PITCHER, W. S. 1983. Granite types and tectonic environment. *In* Mountain-building processes (Hsu, K. J.; ed.). Academic Press, p. 19-40. London.

PITCHER, W. S. 1985. A multiple and composite batholith. *In* Magmatism at a Plate Edge: The Peruvian Andes (Pitcher, W. S.; Atherton, M. P.; Cobbing, R. D.; eds.). Blockie & Sons, Ltd., 328 p. London.

RAMOS, V. A., JORDAN, T. E.; ALMENDINGER, R. W. *et al.* 1984. Chilenia; un terreno alóctono a la evolución paleozoica de los Andes Centrales. *In* Congr. Geol. Argent., No. 9, Actas, Vol. 2, p. 84-106. Bariloche.

RIBBA, L. 1985. Geología del Cuadrángulo El Tránsito, Región de Atacama, Chile. Memoria de Título. Univ. Chile, Depto. Geol. Geofís., 214 p. Santiago.

RIVANO, S. 1975. Reconocimiento geológico de las nacientes del río Grande (Alta Cordillera de Ovalle, entre los 30°50' y 31°20' Lat. sur, Provincia de Coquimbo). Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 214 p. Santiago.

RIVANO, S.; SEPULVEDA, P. (en prep.). Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Serv. Nac. Geol. Miner. Carta Geol. Chile, No. 69.

ROGERS, J. J. W.; GEENBERG, J. K. 1981. Trace elements in continental margin magmatism. Part 3. Alkali granites and their relationship to cratonization: Summary. Geol. Soc. Am., Bull., Part 1, Vol. 92, p. 6-9.

STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth-Sci. Rev., Vol. 12, No. 1, p. 1-33.

TAKAHASHI, M.; ARAMAKI, S.; ISHIHARA, S. 1980. Magnetite-series/ilmenite-series versus I-type/S-type granitoids. Mining Geol., Spec. Issue, No. 8, p. 13-28.

TAVERA, J. 1971. Informe-estudio sobre material florístico procedente de Las Placetas, parte superior del río Valeriano, afluente del río Tránsito, Provincia de Atacama. Univ. Chile, Depto. Geol. (Inédito), No. 286. Santiago.

TODD, V. R.; SHAW, S. E. 1985. S-type granitoids and an I-S line in the Peninsular Ranges batholith, Southern California. Geology, Vol. 13 p. 231-233.

VAN EYSINGA, F. W. B. 1978. Geological Time Table. 3rd. edition, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam.

WILLIS, B. 1929. Earthquake conditions in Chile. Carnegie Inst. Wash., Publ., No. 382, 178 p.

WHITE, A. J. R.; CHAPPEL, B. W. 1977. Ultrametamorphism and granitoic genesis. Tectonophysics, Vol. 43, p. 7-22.

ZEIL, W.; ICHIKAWA, K. 1958. Marine Mittel-Trias in der Hochkordillere der Provinz Atacama (Chile). Neues Jahrb. Geol. Palaeontol., Abh., Vol. 103, No. 3, p. 339-351.

Trabajo recibido: 25-10-85; aceptado: 01-04-86