

# EL BATOLITO DE LA PATAGONIA CENTRAL: EVIDENCIAS DE UN MAGMATISMO TRIASICO-JURASICO ASOCIADO A FALLAS TRANSCURRENTES

CARLOS W. RAPELA  
GUILLERMO F. DIAS  
JUAN R. FRANZESE  
GABRIELA ALONSO  
ALDO R. BENVENUTO

Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata-CONICET, Argentina

## RESUMEN

Se describen las características litológicas y el ambiente tectónico de emplazamiento del Batolito de la Patagonia Central (BPC). Este cuerpo, que aflora en forma discontinua entre las localidades de Gastre y Pilcaniyeu, fue reconocido en imágenes satelitarias, presentándose un mapeo de mayor detalle para la zona de Gastre. En el área de Gastre, el BPC está compuesto de dos superunidades y una unidad independiente, las que intruyen secuencias graníticas del Paleozoico. Recientes estudios geocronológicos Rb-Sr indican que el intervalo de emplazamiento del BPC se extendió aproximadamente 50 Ma, entre el Triásico Superior y el Jurásico Inferior a Medio. Inicia la evolución la **Superunidad Gastre**, que está integrada por granitoides foliados con hornblenda y biotita (granodioritas a granitos), en partes, con megacristales de feldespatos alcalinos, a la que intruyen, en forma neta, stocks de granitos leucocráticos. La **Superunidad Lipetrón** se compone de cuatro unidades principales: granitos leucocráticos granofíricos, granitos con hornblenda y biotita, pórfidos monzodioríticos cuarzosos y felsitas. Finalmente, la **Granodiorita Horqueta**, compuesta de granodioritas biotíticas, presenta características mineralógicas y modales distintas a las de las superunidades Gastre y Lipetrón. La composición granítica *s.str.* domina netamente la litología del BPC. Fallas transcurrentes con rumbo general NW-SE y desplazamiento dextral controlaron la generación y el emplazamiento del BPC. Extensas secuencias de rocas miloníticas, a las que se asocian volcanitas félsicas, conforman el rasgo sobresaliente de las zonas de fallas. Finalmente, se presenta un esquema tectomagmático para la evolución del BPC, vinculándose la misma con los estadios precursores al desmembramiento del continente de Gondwana.

*Palabras claves:* Granitos, Mesozoico, Fallas transcurrentes, Patagonia, Gondwana, Argentina.

## ABSTRACT

Lithological and structural characteristics of the Late Triassic-Middle Jurassic Central Patagonia Batholith (CPB) are here described. The CPB outcrops discontinuously from Pilcaniyeu to Gastre localities along a NW-SE fracture zone. At the Gastre area, a well exposed sector of 3.000 km<sup>2</sup> has been mapped in detail. The basement rocks of the CPB at the Gastre area are Late Paleozoic granitoid sequences. Two superunits and a single independent unit have been recognized within the CPB. A recent Rb-Sr geochronological study indicates that emplacement of these units began in the late Triassic and culminated during the early-middle Jurassic. The evolution of the batholith in this area started with the epizonal emplacement of the **Gastre Superunit**, composed by hornblende-biotite granodiorites and granites, that were intruded by leucocratic granites. The subvolcanic **Lipetrón Superunit** intruded the Gastre units, and is composed by leucocratic granophyric granites, quartz-monzodioritic porphyrys, hornblende-biotite granites and felsites. The biotite bearing **Horqueta granodiorite** shows a distinct mineralogical and modal composition. Measurements of the granitoid structures allied with microstructural observations suggest that the CPB was emplaced along a northwest-southeast-trending dextral zone of shear. Large mylonitic areas and felsites are associated with the main shear zones. Finally, a tecto-magmatic model is proposed relating the origin and evolution of the CPB with the forerunner stage of the breakup of Gondwana.

*Key words:* Granites, Mesozoic, Transcurrent faults, Patagonia, Gondwana, Argentina.

## INTRODUCCION

Uno de los aspectos más interesantes de las recientes investigaciones sobre el magmatismo gondwánico de Patagonia, ha sido el reconocimiento de un importante plutonismo triásico superior-jurásico inferior, previamente atribuido al Neopaleozoico (Alonso, 1987; Rapela *et al.*, 1988). Isócronas Rb-Sr en las áreas de Gastre y Pilcaniyeu definen con buena precisión la edad de este magmatismo.

Aunque afloramientos discontinuos de rocas granitoides con edades radiométricas cercanas a los 200 Ma eran ya conocidos (por ejemplo Stipanovic *et al.*, 1968; Stipanovic y Linares, 1969; Franchi y Page,

1980), su magnitud y distribución areal eran desconocidos hasta hace poco (Fig. 1). Rapela y Kay (1988) denominaron Batolito de la Patagonia Central (BPC) a las extensas suites plutónicas de esta edad que se alinean con dirección noroeste-sureste, desde Gastre hasta Pilcaniyeu.

Una gran parte de las plutonitas de esta edad fueron incluidas y descritas previamente dentro de la Formación Lipetrén en la Descripción Geológica de la Hoja 41d (Nullo, 1978). El mismo autor le atribuyó una edad pérmica *s.l.* a esta formación, sobre la base de dataciones K-Ar realizadas por otros autores en

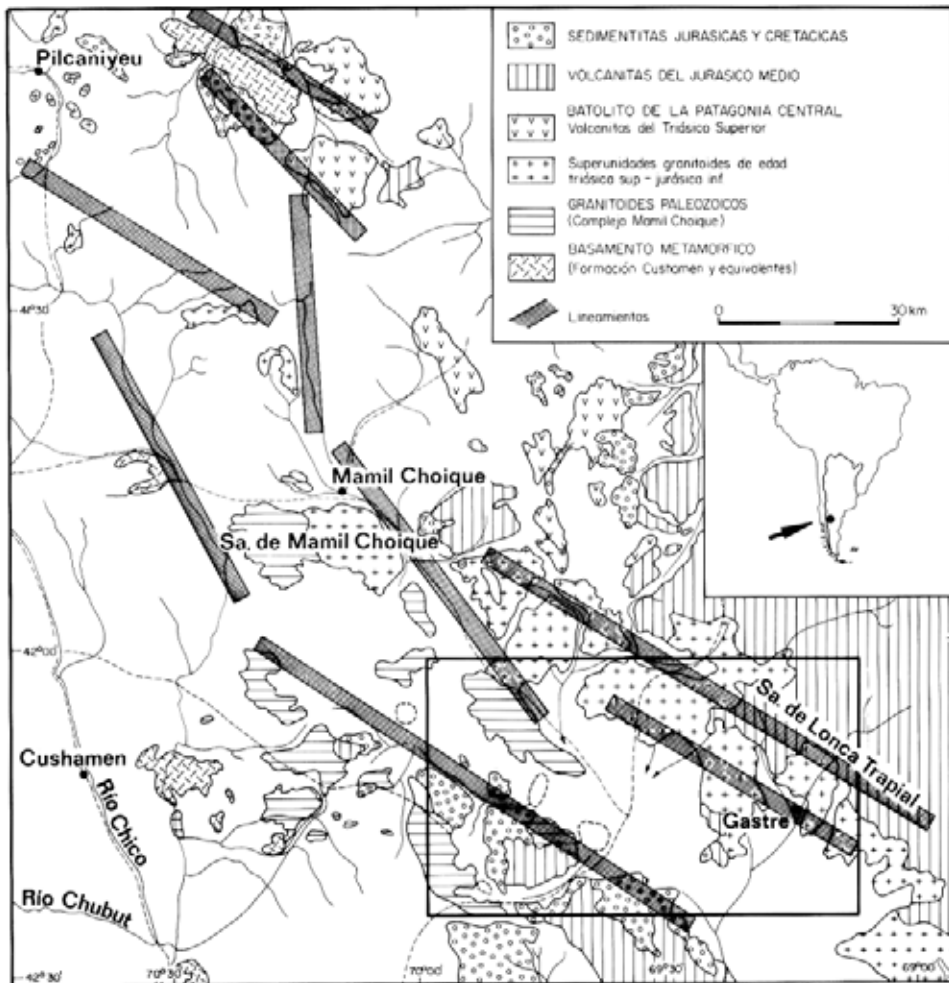


FIG. 1. Mapa geológico regional del Batolito de la Patagonia Central, obtenido a partir de imágenes Landsat MSS, falso color compuesto, a escala 1:500.000. Volcanitas jurásicas, sedimentitas jurásicas y cretácicas y del Cenozoico según Volkheimer, 1964 y Proserpio, 1978. Lineamientos modificados de Coira *et al.*, 1975. (Sa. : Sierra)

áreas aledañas (Stipanovic *et al.*, 1968; Stipanovic y Linares, 1969). El reconocimiento de esta formación fue extendido a otras comarcas aledañas dentro del Macizo Norpatagónico con las mismas connotaciones litoestratigráficas (Proserpio, 1978; Nullo, 1979). Sin embargo, no todas las rocas granitoides mapeadas como Formación Lipetrén son semejantes a las rocas del área tipo; por ejemplo, los neises graníticos de Loma Miranda en la Hoja Paso Flores (Nullo, 1979) son indudablemente diferentes, tal vez paleozoicos dada su estrecha relación con las rocas metamórficas que los alojan.

Granitos leucocráticos del norte y noreste del Macizo Norpatagónico tentativamente correlacionados con la Formación Lipetrén (Rapela y Llambías, 1985; Rapela y Caminos, 1987) demostraron recientemente ser de edad permo-triásica (Pankhurst y Rapela, 1991). A su vez, extensos sectores mapeados como granitoides paleozoicos de la Formación Mamil Choique en la Hoja 42d 'Gastre' (Proserpio,

1978), pertenecen a las unidades triásico-jurásicas (Fig. 2).

Es evidente en este punto la necesidad de contar con nuevos estudios geocronológicos y petrológicos en el Macizo, los que sin duda conducirán a modificaciones substanciales de los mapeos existentes. Uno de los objetivos de este trabajo es precisamente llamar la atención sobre el magmatismo triásico-jurásico y sus características litológicas más salientes. Otro de los objetivos principales de esta contribución es establecer el marco estructural en el cual se emplaza este magmatismo. Los estudios de lineamientos, fallas, clivajes de fractura, orientación de estructuras magmáticas primarias y texturas cataclásticas y miloníticas, han sido útiles para definir un ambiente de emplazamiento muy particular. Se discuten, finalmente, las relaciones regionales y el posible ambiente tectomagmático, a la luz de los datos presentados.

## MAPEO Y SINTESIS GEOLOGICA

La figura 1 muestra la distribución areal de las unidades geológicas pre-cenozoicas y los lineamientos más importantes en el suroeste del Macizo Norpatagónico. En el área de Gastre se realizó un estudio de mayor detalle que comprendió la ampliación del mapeo de las unidades granitoides reconocidas previamente (Rapela *et al.*, 1988) y de los lineamientos que afectan a las rocas del BPC (Fig. 2). El lineamiento de la Sierra de Lonco Trapial, con una orientación aproximada N130°, es el rasgo mejor definido (Figs. 2 y 3). Está constituido por tramos de arroyos y quebradas rectos y alineados, localmente desplazados por lineamientos menores. Por el norte llega hasta la Sierra de Lipetrén, y controla en toda su extensión la red de drenaje. En el campo se observan zonas de fuerte cataclasis y afloramientos de felsitas asociados a este rasgo.

El lineamiento de igual orientación que el anterior que se extiende desde el norte de la Sierra de Calcatapul hasta más al sur de la localidad de Gastre (Fig. 2), está definido por una ancha franja de quebradas, arroyos, crestas y bordes de afloramientos subparalelos. Se asocian a este rasgo las zonas de

deformación dúctil, con desarrollo de milonitas y ultramilonitas, como se verá más adelante en este trabajo.

La geología del pre-Mesozoico medio en el ámbito considerado del Macizo Norpatagónico está dominada por las unidades que componen el BPC. Este aparece intruyendo un basamento compuesto por relictos de un complejo metamórfico-ectinítico (Formación Cushamen; Volkheimer, 1964) de probable edad precámbrica superior-paleozoica inferior, y por granitoides paleozoicos asignados a la Formación Mamil Choique (Proserpio, 1978), o Complejo Mamil Choique (Fig. 2).

A este magmatismo le sucedió en el Jurásico Superior, luego de la depositación de las sedimentitas de la Formación Cañadón Asfalto (Stipanovic *et al.*, 1968), un volcanismo mesosilícico con secuencias sedimentario-piroclásticas asociadas, denominado Formación Taquetrén (Nullo y Proserpio, 1975). Sedimentitas continentales cretácicas, volcánicas silíceas terciarias y basaltos de plateau cenozoicos completan la columna estratigráfica local (Proserpio, 1978).

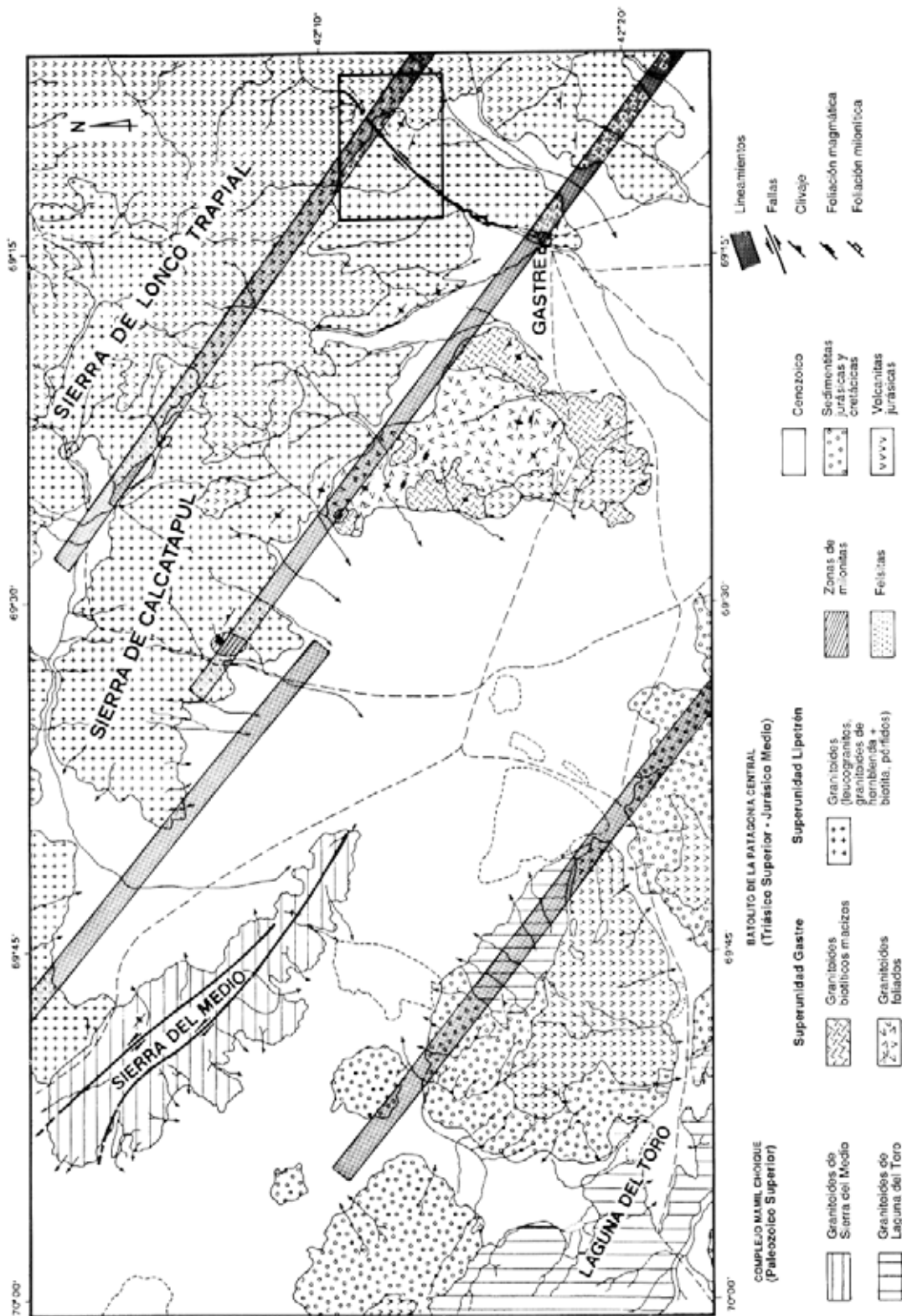


FIG. 2. Mapa geológico del área de Gastre. Obtenido sobre la base de interpretación de imágenes Landsat MSS banda 7 blanco y negro a escala 1:100.000 y fotografías aéreas escala 1:50.000. Complejo Mamil Chique, sedimentitas jurásicas y cretácicas y lineamientos mayores según Proserpio, 1978.

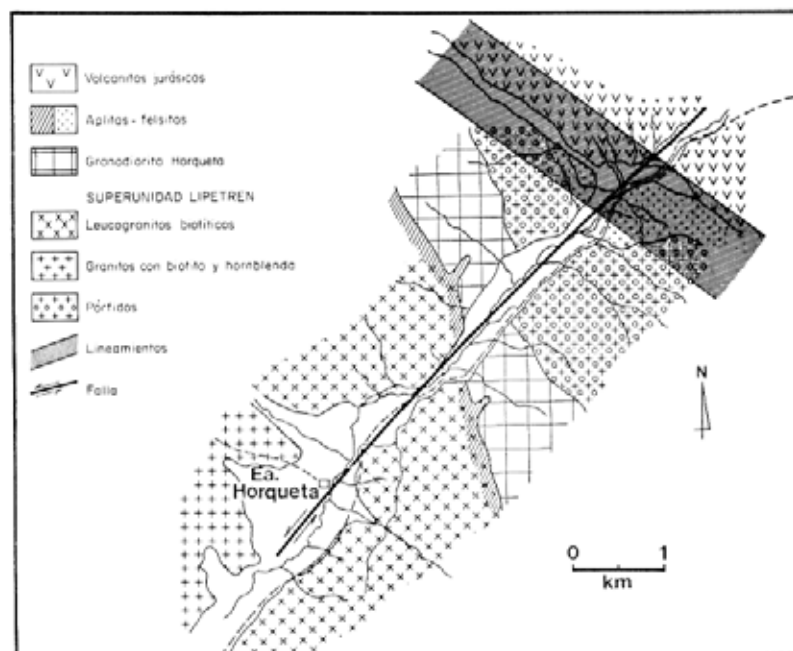


FIG. 3. Esquema geológico de las relaciones entre las unidades del BPC en la zona de Estancia Horqueta. (Ea. : Estancia).

### LITOLOGÍA DEL BATOLITO DE LA PATAGONIA CENTRAL (BPC)

Aunque las descripciones petrográficas y mineralógicas se circunscriben al área de Gastre, donde los afloramientos son representativos de muchas unidades, también se realiza una primera aproximación de la composición litológica global del batolito, integrando información modal de otras áreas. En algunas unidades del BPC la composición de la plagioclasa fue determinada con microsonda electrónica, las que serán individualizadas con 'ME' a continuación de la composición correspondiente. Las restantes determinaciones se realizaron por vía óptica.

#### ROCAS DE CAJA

En el área de Gastre no fueron observados contactos directos entre unidades del BPC y los granitoides paleozoicos del Complejo Mamil Choique (Fig. 2). Los dos sectores con afloramientos mayores, Sierra del Medio y el área de Laguna del Toro, dieron edades isotópicas Rb-Sr correspondientes al Paleozoico superior, aunque diferentes entre sí,  $269 \pm 27$  Ma y  $345 \pm 5$  Ma, respectivamente (Rapela *et al.*,

1989; Rapela, Harrison y Pankhurst, en prep). Por esta razón se los describe por separado, presentándose su composición modal en la figura 4.

#### GRANITOIDES SIERRA DEL MEDIO

Descripciones de este sector en particular, han sido presentadas anteriormente por Llambías *et al.*, 1984. Se trata de rocas tonalíticas a graníticas *s.str.* con textura granuda (algunas con tendencia porfiroídea) constituida por plagioclasa  $An_{28-30}$  (determinaciones ópticas) en cristales euhedrales de 2-4 mm con abundantes hojuelas de biotita y muscovita primaria (1-2, 5 mm), acompañadas por apatita y minerales opacos y alteradas a clorita y epidota.

El cuarzo es intersticial (1-3 mm) y forma agregados con bordes dentados y laminillas de Bohnn. El microclino es el último en cristalizar, con textura peritítica y englobando pequeños cristales de cuarzo, muscovita y biotita. Como accesorios se encuentran presentes apatita y titanita. Enclaves subangulosos de rocas esquistosas y micáceas son comunes en algunos sectores.

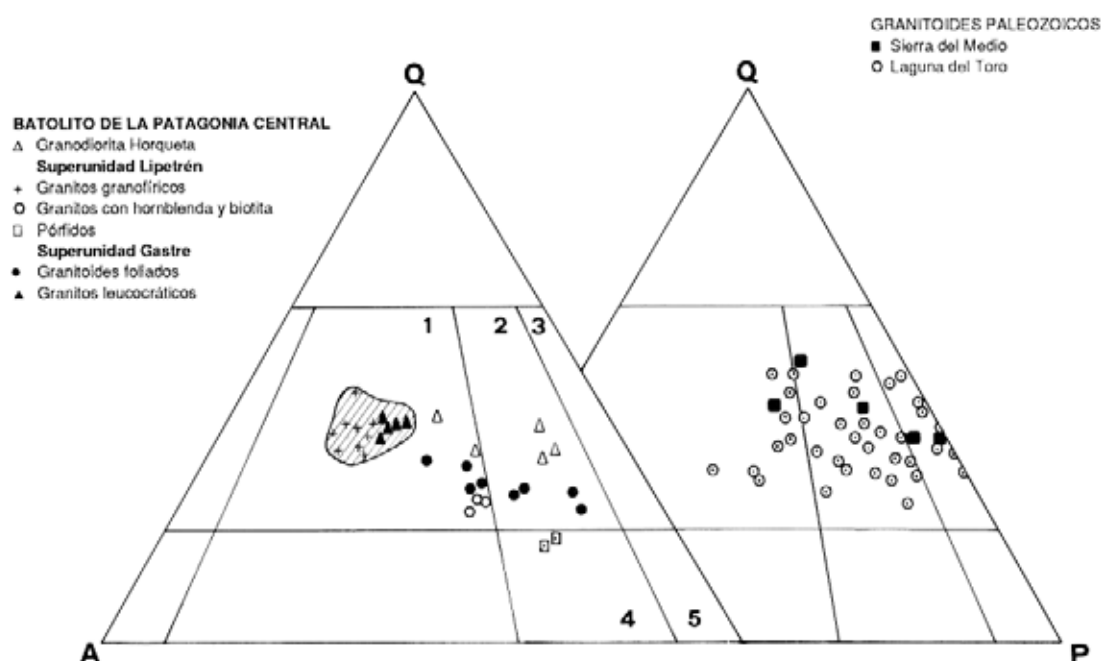


FIG. 4. Diagrama QAP modal de las superunidades del BPC y los granitoides paleozoicos del Complejo Mamil Choique en el área de Gastre. El campo rayado marca la composición preferencial de los granitos leucocráticos en otros sectores del BPC (Pilcaniyeu y Sierra de Mamil Choique, ver Fig. 1).

### GRANITOIDES LAGUNA DEL TORO

En forma similar a las anteriores se trata de rocas que gradan desde tonalitas a granitos con biotita y muscovita, con coloraciones gris blanquecinas y rosadas.

Poseen textura granuda con cristales poiquilíticos de plagioclasa  $An_{12-22}$  (0,7-3,4 mm) que engloban biotita, muscovita y cuarzo. Hay abundantes hojuelas de 2-3 mm de biotita (hasta un 19%) acompañadas por muscovita (1-2 mm), que constituyen glomérulos.

El cuarzo, ocelar e intersticial (2-3,5 mm) y el microclino (2-3 mm) engloban a los restantes minerales.

### EL BATOLITO DE LA PATAGONIA CENTRAL

Para los efectos de la descripción litológica y mapeo del BPC se utiliza el concepto de 'superunidad' introducido por Cobbing y Pitcher (1972) y empleado recientemente en el norte del Macizo Norpatagónico (Rapela y Caminos, 1987).

El concepto de superunidad es utilizado aquí en el sentido de su definición original, es decir abarcativo

de unidades sincrónicas y comagmáticas. Todas las unidades de una determinada superunidad definen una única isócrona Rb-Sr, con igual relación inicial  $^{87}Sr/^{86}Sr$  y tendencias geoquímicas que sugieren una filiación común (Rapela y Alonso, 1991).

En el área del BPC abarcada en este estudio (Fig. 2) se reconocieron dos superunidades y una unidad granitoide menor. Estudios geocronológicos paralelos a esta contribución sugieren que el intervalo de intrusión del BPC se extendió aproximadamente 50 Ma, desde el Triásico Superior al Jurásico Inferior (Rapela *et al.*, 1989; Rapela, Harrison y Pankhurst, en prep.). Las edades que se mencionan a continuación corresponden a isócronas Rb-Sr, obtenidas en dichos estudios.

La **Superunidad Gastre** ( $220 \pm 1,7$  Ma) está constituida por dos unidades: granitoides foliados con biotita y hornblenda y granitos leucocráticos. La **Superunidad Lipetrén** ( $207 \pm 1$  Ma) se compone de cinco unidades: granitos leucocráticos granofíricos, granitos con hornblenda y biotita, pórfidos cuarzo-monzodioríticos y felsitas. Finalmente, la **Granodiorita Horqueta** ( $172 \pm 15$  Ma; isócrona no bien definida que debe interpretarse con precaución),

compuesta de granodioritas biotíticas, tiene características petrográficas y modales diferentes a las de las restantes superunidades.

Recientemente, en el área de Pilcaniyeu (Fig. 1), fue reconocida la **Superunidad Pilcaniyeu** que incluye dos unidades, con una edad de  $186 \pm 4$  Ma (isócrona Rb-Sr) que confirma un período de emplazamiento del BPC hasta el Jurásico Inferior (G. Alonso<sup>1</sup>).

#### SUPERUNIDAD GASTRE

Está intruida en la Sierra de Calcatapul por las unidades de la Superunidad Lipetrén (Fig. 2). Se presenta cubierta, a su vez, en el sector sur de la misma sierra por las volcanitas jurásicas de la Formación Taquetrén. No se observaron contactos entre la Superunidad Gastre y los granitoides paleozoicos.

#### GRANITOIDES FOLIADOS CON BIOTITA Y HORNBLENDA

Esta unidad está intruida por granodioritas y granitos (Fig. 4) foliados con biotita y anfíbola, que presentan una coloración grisácea y grano medio. La plagioclasa ( $Ab_{68}-An_{27}-Or_4$ , ME) se presenta en cristales euhedrales de hasta 5 mm con texturas intercrystalinas tipo 'patch' y cribadas (hornblenda más biotita), y texturas intracrystalinas con synneusis y crecimientos mirmequíticos en los bordes. La anfíbola y biotita (1-2 mm) cristalizan en los contornos de las plagioclasas y constituyen la foliación de la roca, formando en partes, glomérulos con cuarzo intersticial, acompañados por titanita, apatita y minerales opacos. El cuarzo (0,5-2 mm) y el feldespato potásico (0,8-2 mm) son los últimos minerales en cristalizar, con carácter intersticial.

Las variaciones en el contenido modal de los minerales esenciales en ocho muestras (1.000 puntos) es la siguiente: cuarzo: 19-27%; plagioclasa: 29-54%; microclino: 9-28%; biotita: 8-11%; anfíbola: 2-12%. En las cercanías del Puesto Jaramillo aflora una granodiorita foliada que ha desarrollado porfirocristales de hasta 3 cm de largo de feldespato potásico, que constituye una variedad local dentro de esta unidad. Enclaves ígneos máficos elipsoidales de hasta 15-20 cm, en parte orientados con la foliación primaria, son muy comunes en toda la unidad. Es-

casos diques microdioríticos de 1,5 m de potencia fueron observados en algunos sectores.

#### GRANITOS LEUCOCRATICOS

Intruyendo con contactos netos a los granitoides foliados se encuentran cuerpos menores de granitos leucocráticos macizos (Fig. 2), sin enclaves máficos, con escasa biotita y coloraciones que van desde el gris blanquecino al rosado.

Su textura es granuda de grano medio y está constituida por plagioclasa  $An_{16-18}$  (0,8-4,5 mm) con 'patching zoning' y, cristales subhedrales de microclino peritítico (0,9-2,7 mm) con crecimientos gráficos. El microclino presenta rebordes de albita secundaria y perfitas de reemplazo 'en manchas'. La biotita aparece dispersa en láminas individuales (0,5-2,8 mm) y el cuarzo (0,7-3,5 mm) aparece en forma intersticial con textura ocelar.

En la figura 4 se observa que estos granitos macizos tienen composiciones muy próximas a los granitos granofíricos de la Superunidad Lipetrén, con contenidos modales que varían entre 35-38% para el cuarzo, 31-37% para el feldespato potásico, 23-26% para la plagioclasa y 3-6% para la biotita (cuatro muestras).

#### SUPERUNIDAD LIPETREN

Intruye a la Superunidad Gastre con contactos netos y es cubierta en la Sierra de Lonco-Trapial por las potentes coladas de las volcanitas jurásicas de la Formación Taquetrén (Fig. 2).

#### GRANITOS GRANOFÍRICOS

Esta facies es la más abundante en extensión y está constituida por granitos rosados de grano mediano, que por sectores poseen numerosas diferenciaciones aplíticas internas, con contactos transicionales hacia el granito y miarolas de 2-3 mm de diámetro.

Las texturas que presentan estos leucogranitos son de naturaleza subsolvus, relacionadas a eutécticos, con abundantes crecimientos simplectíticos de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Son muy frecuentes las texturas granofíricas con simplectitas de cuarzo-feldespato potásico alrededor de fenocristales de feldespato potásico y de albitización con

<sup>1</sup> 1991. Estudio geoquímico e isotópico del plutonismo granítico en el sector occidental del Macizo Norpatagónico, área de Pilcaniyeu-Lipetrén. CONICET (Inédito) 98 p. La Plata, Argentina.



formación de pertitas de reemplazo (pseudomorfismo). La plagioclasa ( $An_{10-14}$ ) presenta 'synneusis' con cristales de feldespato potásico (2-5 mm) y 'patching zoning'; el cuarzo (0,5-3,2 mm) presenta textura ocelar que reemplaza al feldespato potásico formando engolfamientos y la biotita (0,4-1,2 mm), escasa, se distribuye en láminas individuales.

El análisis modal de 10 muestras (1.000 puntos por muestra) de esta unidad, señala que el cuarzo varía entre 32 y 45%, el feldespato alcalino entre 32 y 46%, la plagioclasa entre 16 y 25% y la biotita entre 0,2 y 7%. El índice de color promedio es igual a 1. En la figura 4 estos granitos forman un apretado conjunto cuya distribución coincide con la de los granitos de la Formación Lipetrén en su sección tipo (Hoja 41d Lipetrén; Nullo, 1978) inmediatamente al noroeste del área de Gastre. Todos estos granitos leucocráticos han sido considerados recientemente como una única superunidad (Rapela y Alonso, 1991).

#### GRANITOS CON BIOTITA Y HORNBLENDA

Estos granitos presentan coloraciones gris-verdosa a gris-rosada, con grano fino a medio, y contienen escasos enclaves ígneos de 2-3 cm, parcialmente asimilados. Tiene contactos netos con la unidad de granitos granofíricos (Fig. 3). Su textura es granuda porfídica con plagioclasas (2,25-4 mm) zonadas (centro  $Ab_{54}-An_{45}-Or_1$ , borde  $Ab_{72}-An_{27}-Or_1ME$ ), unidas en synneusis con cristales subhedrales de feldespato perfitico y poiquilitico (2,5-5,2 mm). La hornblenda (1-2 mm) y la biotita (1,4-3 mm) constituyen glomérulos con plagioclasa intersticial, acompañados por magnetita y titanita. El último mineral en cristalizar es el cuarzo, que lo hace en forma intersticial entre los cristales precedentes.

La moda de tres muestras determinó las siguientes variaciones en los porcentajes de minerales esenciales: cuarzo 21-24%; plagioclasa 43-45%; feldespato alcalino 26-29%; biotita 3-6% y anfíbola 1-3%. Comparados con la unidad de granitos granofíricos, los granitos con biotita y hornblenda presentan menor proporción de cuarzo y feldespato alcalino, hallándose cercanos al campo de las granodioritas (Fig. 4).

#### PORFIDOS CUARZO-MONZODIORÍTICOS

Estas rocas (Fig. 3), presentan coloraciones grisáceas y rosadas y se caracterizan por la presen-

cia de porfirocristales de plagioclasa de 6-7 mm y glomérulos de biotita (1-2 mm) y anfíbola (0,6-2,3 mm), en una pasta de grano fino y composición cuarzo-feldespática. Las rocas gradan desde una textura felsoporfídica hasta una textura porfídica con pasta microgranuda, en una seriación que presenta estados intermedios. Moda de dos muestras: cuarzo 13-15%; plagioclasa 50-52%; feldespato alcalino 17-18%; anfíbola 7-8% y biotita 3-6%.

#### FELSITAS

Estas rocas afloran solamente en las inmediaciones o sobre los lineamientos. Presentan grano muy fino y coloración rosada clara a caramelo similar a la de los granitos granofíricos, con contactos netos hacia los mismos. En el área de La Horqueta estas felsitas presentan fluidalidad y nódulos dispersos de 1-2 cm. Al microscopio se observa una pasta microcristalina de feldespato y cuarzo.

Es posible que las felsitas constituyan una facies fina, subvolcánica, de los granitos granofíricos. La presencia de ignimbritas riolíticas triásicas en áreas aledañas (Nullo, 1979) es consistente con esa posibilidad.

#### GRANODIORITA HORQUETA

Esta unidad tiene contactos netos con los granitos granofíricos y los pórfidos cuarzo-monozodioríticos de la Superunidad Lipetrén (Fig. 3). Algunos diques aplíticos mayores, similares a los relacionados con la unidad de granitos granofíricos, intruyen a la granodiorita, por lo que la ubicación estratigráfica de esta unidad es todavía incierta.

Las rocas presentan coloraciones grisáceas, gradando, en parte, al rosado, por concentraciones locales de feldespato potásico. Su grano es mediano y se encuentran atravesadas por diques aplíticos delgados. Tienen una textura seriada con plagioclasas zonadas unidas en synneusis ( $An_{17}$ , oligoclasa) (1-2 mm), y mirmequitas en los bordes. La biotita (0,4-0,9 mm) se presenta en láminas individuales con alteración a clorita y epidota. El cuarzo, con textura ocelar, y el feldespato potásico perfitico son los últimos en cristalizar englobando a los otros minerales.

En el diagrama QAP (Fig. 4) se observa que esta unidad define una tendencia modal granodiorita-granito con un contenido de cuarzo modal mayor que las respectivas tendencias de las superunidades Gastre y Lipetrén. La composición modal de cuatro



muestras (1.000 puntos por muestra) indica variaciones del cuarzo entre 30 y 36%, plagioclasa 40 y 50%,

feldespato alcalino 11 y 23% y biotita 5 y 6%.

### ESTRUCTURAS DE DEFORMACION ASOCIADAS A LOS LINEAMIENTOS

El rasgo estructural más sobresaliente de la región se evidencia en imágenes satelitarias y fotografías aéreas como una serie de lineamientos, que fueran descritos y definidos como 'Sistema Gastre' por Coira *et al.* (1975). En ese trabajo se los interpreta como las direcciones principales de un sistema de fracturación regmático, con un sentido de cizalla levógiro. Las evidencias que sustentan este movimiento son todas de carácter indirecto, tales como la expresión topográfica de levantamientos por arrastre y pliegues de arrastre de la cubierta volcano-sedimentaria.

La observación de campo en las zonas próximas a los lineamientos principales (Fig. 2) revela la existencia de una importante franja de cataclasitas. Hacia el interior de dichas zonas se encuentran también milonitas y ultramilonitas. Asociado a las mismas se observa la presencia de un importante sistema de diques subvolcánicos de composición intermedia hasta ácida, en forma de cuerpos tabulares de 1-10 m de espesor dispuestos N130°/90°, en forma subparalela a los lineamientos.

En las zonas externas el fenómeno cataclástico se manifiesta en la fragmentación del material granítico de las superunidades Gastre y Lipetrén. En el afloramiento, la roca se hace disgregable, gradando desde granitoides con escasa cataclasis hasta verdaderas cataclasitas. La estructura mesoscópica

presente, es un clivaje de corte apretado de tipo anastomosado hasta rómbico, separando microlitones de 0,5-5 mm de espesor. La orientación de esta estructura (Fig. 5a, promedio: N125°/90°) es paralela a la de los lineamientos Gastre. La presencia de cataclasis y brechamiento en muchos de estos planos demuestra, además, un desplazamiento entre los mismos, aunque este rasgo bien puede ser una reactivación posterior. En corte delgado se observa una importante granulación de los minerales, con láminas y bandas de deformación y abundante mortero de cuarzo; la textura resultante es granoclástica.

La foliación primaria (magmática) de la Superunidad Gastre, generada por la disposición subparalela de agregados y enclaves en las rocas granodioríticas, participa de una disposición general similar, tal como lo manifiesta la figura 5b. El clivaje de corte traspone las estructuras anteriores primarias, enmascarándolas en partes.

En las zonas internas de los lineamientos (Fig. 2, sur de Estancia Jaramillo) se observan franjas paralelas de protomilonitas y milonitas. En las protomilonitas la recrystalización y el acomodamiento de filosilicatos produce una estructura fuertemente bandeada, con el aspecto de roca néisica. Las bandas oscuras tienen concentraciones de clorita, biotita y anfíbola, y alternan con bandas claras separadas, en

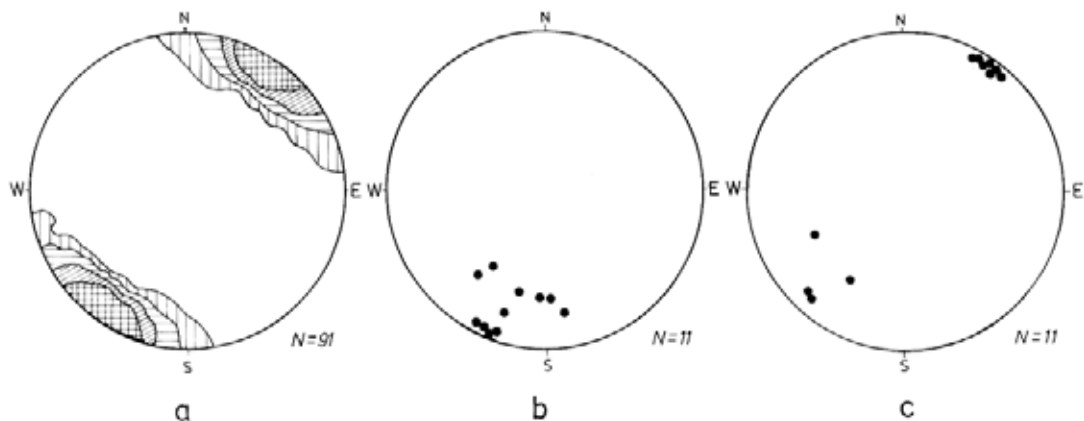


FIG. 5. Diagramas de polos de estructuras planares en los granitoides del área de Gastre. a. Clivaje de fractura de las superunidades Gastre y Lipetrén; b. Foliación primaria de la Superunidad Gastre; c. Foliación milonítica en las zonas de cizalla (lineamientos de la figura 2).

parte, por planos discretos de fracturación. Las bandas claras son de cuarzo en agregados recristalizados de forma alargada paralelamente a la estructura planar y porfiroclastos de plagioclasa y microclino con claros indicios de fracturación interna. Se observa un comportamiento diferencial de los componentes frente a la deformación, la cual se evidencia mayormente en el cuarzo y las micas. Este bandeo es coincidente en posición con el clivaje de corte anteriormente mencionado, del cual es sólo una variación.

Las milonitas se disponen en forma de bandas con anchos de escala microscópica hasta mesoscópica, verticales y con rumbo N130°. Estas zonas de intensa deformación afectan tanto a los granitoides de las superunidades Gastre y Lipetrén como a los diques subvolcánicos que las intruyen. Son rocas grises y rosadas, de grano fino, con relictos estirados de material original (estructura flaser), textura porfidoclastica y una fuerte foliación milonítica. La orientación de esta foliación es paralela a la dirección de los lineamientos principales de la zona, tal como se observa en las figuras 2 y 5c. Dentro de esta foliación se encuentra una lineación de escala mesoscópica, que inclina con ángulos mayores de 70°, y que puede ser interpretada como una dirección de intersección o ejes de pliegues de una deformación por cizalla simple (Passchier, 1982). Al microscopio se observa que la estructura planar está determinada por una matriz muy fina de cuarzo recristalizado y alargado, clorita, micas y minerales opacos que se disponen en láminas subparalelas, con evidencia de flujo de material. Esta foliación se deflecta al rodear a los cristales más resistentes.

Los porfiroclastos muestran claros ejemplos de rotación rígida y de solución por presión, con colas y sombras de presión en su mayor parte asimétricas (Fig. 6). También hay sistemas de cizallas internos en los porfiroclastos (Simpson y Schmid, 1983) (Fig. 7) y microfiliaciones de cuarzo internas a las bandas C (milonitas S-C, Culshaw, 1987). El análisis de la simetría de la estructura permite clasificar a estos porfiroclastos como del tipo sigma de Passchier y Simpson (1986) y son, por lo tanto, excelentes marcadores cinemáticos de la deformación (Figs. 6-8).

A partir de la observación detallada de los sistemas de porfiroclastos y de la microfiliación interna a las bandas C (Fig. 8) se pudo definir el sentido de desplazamiento en las megafallas que determinan el

lineamiento Gastre. Dicho desplazamiento es de tipo dextral con una reducida componente vertical, paralela a los planos de foliación milonítica. Cabe destacar que el sentido dextral del desplazamiento se corrobora también a través de la observación de imágenes satelitarias de estos lineamientos en la Sierra de Mamil Choique, donde el lineamiento Gastre desplaza a otros más antiguos.

Uno de los rasgos salientes de los lineamientos en el área de Gastre es la asociación de rocas felsíticas a lo largo de la traza de los mismos. Esto es especialmente evidente en la Sierra de Calcatapul (Fig. 2) y Estancia Horqueta (Fig. 3). Los diques de la Superunidad Lipetrén están también localizados en una íntima asociación con estas bandas miloníticas mayores y son partícipes del mismo fenómeno de milonización, aunque en un grado variable. En algunas rocas la deformación es muy intensa, mientras que en otras las zonas miloníticas son más pequeñas y los sectores entre bandas contiguas mantienen en buena medida la textura porfídica original. De Wit *et al.* (1987) describieron una relación muy similar entre diques félsicos y los sistemas de fracturación principales de Barberton Greenstone Belt de Sudáfrica. Si bien el marco geológico es diferente, pues en aquel caso se trataba de corrimientos subhorizontales, los autores interpretaron a estas rocas como generadas durante el proceso de fracturación y emplazadas en zonas de falla.

Tanto la disposición vertical de la foliación milonítica como algunas características mesoscópicas internas, evidencian una importante componente horizontal de desplazamiento en estos lineamientos. En ese sentido apunta la orientación subvertical de la dirección de ejes de pliegues intrafoliares dentro de la matriz milonítica y el sentido de cizalla que se deduce de los indicadores asimétricos en los porfiroclastos. Por otro lado es difícil suponer, en esas franjas verticales, un desplazamiento de inclinación de tal magnitud que genere zonas de milonitas como las descritas aquí.

Hacia el WNW de Gastre, en la Sierra de Calcatapul (Fig. 2), se puede observar una secuencia perfil que va desde un granito de la Superunidad Lipetrén hasta ultramilonitas del mismo granito, asociadas a volcanitas porfídicas, en una forma similar a la descrita precedentemente. Estos afloramientos fueron mapeados anteriormente como Formación Calcatapul

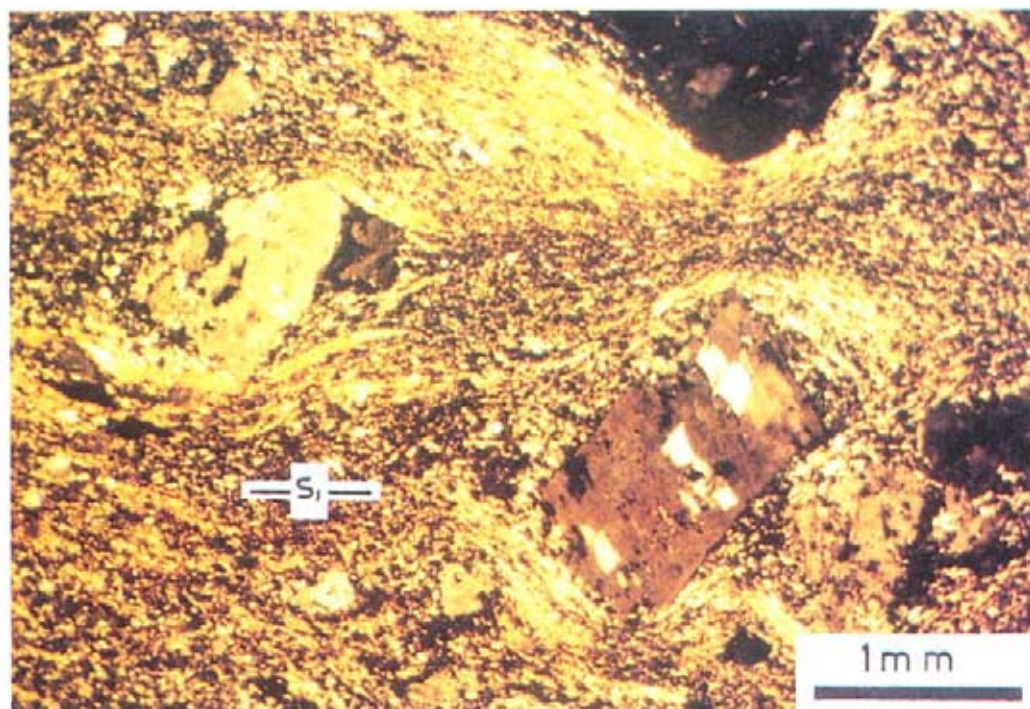


FIG. 6. Cristales de feldespatos rotados y con sombras de presión asociadas en una milonita de volcanita. S1: foliación milonítica. Corte no orientado.

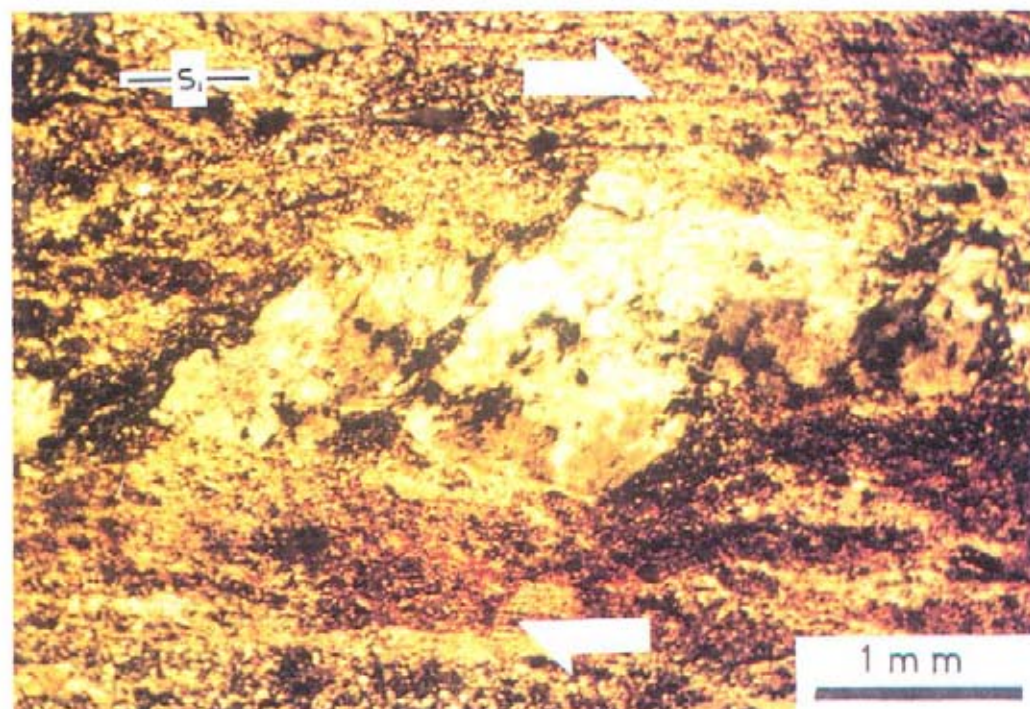


FIG. 7. Porfiroblastos de feldespato con sistema de fracturación interna indicando un sentido de cizalla externo dextral (flechas). S1: foliación milonítica. Corte horizontal.



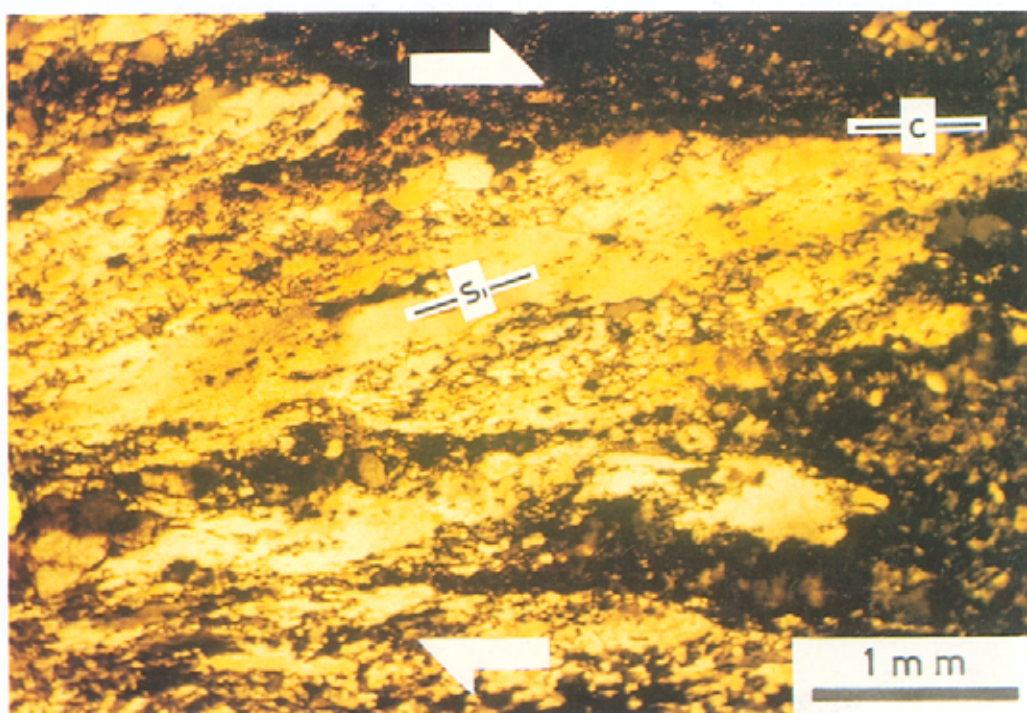


FIG. 8. Microfoliación SC en una milonita cuarzo-feldespática biotítica. Las superficies C están remarcadas por concentraciones de biotita, mientras que la foliación S1 está señalada por la disposición paralela de granos de cuarzo alargados. Las flechas indican el sentido de cizalla.

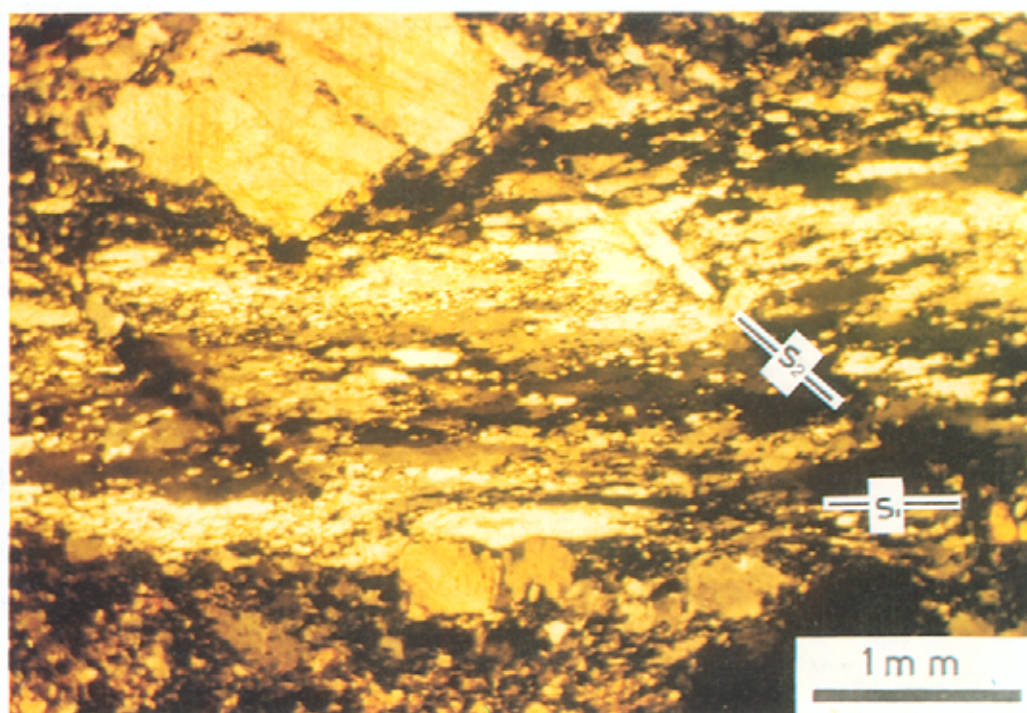


FIG. 9. Foliación milonítica S1 dada por granos de cuarzo deformados (D1), posteriormente crenulados por una segunda deformación (D2), que generó un clivaje de crenulación S2. Superunidad Gastre.

y asignados al Paleozoico (Proserpio, 1978). Buena parte, si no todos, los afloramientos asignados a esta formación en el área considerada, están constituidos por la asociación litológica descrita precedentemente, que claramente se superpone a las plutonitas eomesozoicas. Superpuesta a esta deformación por cizalla (D1) se ha encontrado una fase posterior (D2), que se manifiesta en los cortes delgados, por el plegamiento de la foliación milonítica (Fig. 9). Esto

genera una nueva superficie, S2, que conforma un clivaje de crenulación de actitud N175°/50°W.

Todas estas observaciones tienden a caracterizar al sistema de lineamientos de Gastre como la manifestación de una importante zona de fallas transcurrentes, que probablemente han controlado el emplazamiento del BPC como se discutirá más adelante.

## DISCUSION

### COMPARACIONES REGIONALES Y PROVINCIAS MAGMATICAS

Las superunidades del BPC, muestran variaciones composicionales desde monzodioritas cuarzosas hasta granitos leucocráticos. Sin embargo, estos últimos predominan netamente, con variedades granofíricas, aplíticas y porfídicas en las cuales las estructuras miarolíticas son muy comunes. En determinados sectores, y asociadas íntimamente a los granitos leucocráticos de la Superunidad Lipetrén, se encuentran volcanitas riolíticas (felsitas) que en parte muestran variedades piroclásticas con texturas eutaxíticas. Todas estas características de fábrica sugieren claramente un emplazamiento epizonal hasta subvolcánico para las superunidades del BPC. En sectores aledaños, en intercalaciones piroclásticas en volcanitas riolíticas, ambas incluidas en la Formación Garamilla (Nullo, 1978), se han descrito restos de una flora de *Dicroidium* (Stipanovic *et al.*, 1968; Nullo, 1979). La edad de esta flora es consistente con la edad triásica superior determinada en las plutonitas de Gastre, y un elemento importante que apunta a la coetaneidad general, en sentido amplio de ciclo magmático, entre las unidades subvolcánicas del BPC y las secuencias ignimbríticas representadas por la Formación Garamilla.

No obstante que la composición modal del BPC sigue tendencias semejantes a las de las típicas secuencias calcoalcalinas (Fig. 4; ver Lameyre y Bowden, 1982), la predominancia notable de las composiciones graníticas *s.str.* y la ausencia de tonalitas, dioritas y gabros define una diferencia substancial con la composición de los arcos plutónicos cordilleranos. Estudios geoquímicos realizados en forma paralela a los geológico-petrográficos que aquí se presentan indican una afinidad calcoalcalina

para todas las superunidades distinguidas dentro del BPC (Rapela y Alonso, 1991).

No obstante que es posible la distinción entre superunidades basándose en criterios petrográficos cuantitativos (Fig. 4), la relativa homogeneidad composicional del BPC dificultará futuras tareas en ese sentido. Así, los términos más evolucionados de las superunidades Gastre y Lipetrén, que a su vez son muy abundantes, tienen composiciones modales muy parecidas (Fig. 4). Ese no es el caso de los batolitos cordilleranos como el Batolito Patagónico o el Batolito de la Costa del Perú, donde el reconocimiento de superunidades es más sencillo, dado que las diferencias composicionales y texturales son mucho mayores. La composición modal QAP del BPC es, por otra parte, distinguible de la de los granitoides neopaleozoicos que forman la caja (Fig. 4). Estos últimos, con una mineralogía peraluminosa (muscovita primaria), forman un campo composicional desde tonalitas a granitos coincidente con el campo de los granitoides formados por fusión cortical (Lameyre y Bowden, 1982).

La evolución eomesozoica del BPC en el área de Gastre comienza con la intrusión de un complejo plutónico epizonal (Superunidad Gastre) y finaliza con la intrusión y/o erupción de un complejo plutónico-volcánico compuesto, mayoritariamente, por granitos leucocráticos e ignimbritas riolíticas (Superunidad Lipetrén). Esta evolución es notablemente semejante a la descrita para otros sectores del norte del Macizo Norpatagónico (Rapela y Llambías, 1985; Rapela y Caminos, 1987). La detallada comparación composicional de aquellas unidades con el magmatismo de la Cordillera Frontal llevó a considerar que ambas constituían una única provincia magmática (Rapela y Llambías, 1985), de vasta extensión regional (Rapela y Kay, 1988; Kay *et al.*, 1989; Mpodozis y

Kay, 1990). El período de emplazamiento y erupción de este magmatismo en el Macizo Norpatagónico parece circunscrito mayormente al lapso 260-180 Ma (Pankhurst y Rapela, en prensa).

### LA MEGAFALLA DE GASTRE

Una de las características salientes del BPC es su estrecha relación espacial con fallas transcurrentes de rumbo general N130°, que conforman el llamado 'lineamiento Gastre'. Muy bien definido en imágenes satelitarias, este lineamiento es la expresión visual de una extensa zona de cizalla cortical. Cataclasitas, milonitas y ultramilonitas aparecen estrechamente asociadas a la misma. Además, diques subvolcánicos de composición predominantemente ácida se encuentran también relacionados a esta zona de debilidad cortical.

La fracturación regional afectó al basamento de granitoides paleozoicos, a las superunidades Gastre y Lipetrén, y también a los diques subvolcánicos asociados. La foliación ígnea primaria de la unidad más antigua de la Superunidad Gastre es coincidente también con la dirección de las fallas transcurrentes. El clivaje de fractura que traspone las estructuras primarias de las superunidades tiene direcciones prácticamente coincidentes con las mismas. Toda esta evidencia sugiere que las fracturas regionales con dirección N130° se mantuvieron activas durante un largo período de tiempo, y el campo de esfuerzo asociado acompañó toda la evolución y emplazamiento del BPC, por lo menos hasta el Jurásico Superior.

La existencia de una fase D2, con estructuras asociadas de orientación casi norte-sur, se vincula a deformaciones más modernas, posiblemente relacionadas a los estadios iniciales de la tectónica andina.

La magnitud del desplazamiento producido por la transcurrencia dextral de la megafalla de Gastre es difícil de inferir basándose en la evidencia geológica disponible. Los afloramientos de las unidades pre-mesozoicas al norte y sur del lineamiento Gastre son muy saltuarios, cubiertos en su mayor parte por volcanitas ácidas cretácico-terciarias y el plateau basáltico patagónico. Es posible, sin embargo, hacer algunas consideraciones cualitativas sobre la base de las características de las zonas de cizalla, ya que éstas tienen una magnitud regional importante -tanto paralela como normal al rumbo del sistema-, estando

asociadas, además, a un potente magmatismo ácido.

Es interesante considerar como hipótesis de trabajo desplazamientos mayores, del orden de los centenares de kilómetros, ya que, en ese caso, la reconstrucción paleogeográfica del suroeste de Gondwana sería considerablemente afectada.

Para ilustrar esa posibilidad, téngase en cuenta que un desplazamiento de rumbo dextral en la megafalla de Gastre supondría que el bloque al sur de la misma tuvo una posición original situada al sureste de su ubicación actual. Ello implicaría que durante el Paleozoico Superior, la posición de al menos algunos sectores de Patagonia era más próxima al sur de Africa que la que admiten los modelos actuales de reconstrucción del continente de Gondwana (De Wit *et al.*, 1988). Desplazamientos del orden de 500-600 km implicarían que extensos sectores del suroeste del Macizo Norpatagónico situados actualmente en posición de intraplaca, se encontraban durante el Paleozoico Superior cercanos al margen continental. El rumbo noroeste-sureste del BPC sería paralelo a ese paleomargen, marcando la distribución perigondwánica de la provincia de Choyoi (Kay *et al.*, 1989).

El reconocimiento de la probable extensión hacia el noroeste de la megafalla de Gastre se ve dificultado por la superposición de las estructuras y el magmatismo andinos. Es sugestivo, no obstante, que la extrapolación de su traza sea coincidente con el fallamiento Nahuel-Huapi (Dalla Salda y Franzese, 1987) y, en el sector chileno entre los 38° y 40°30'S, con fallas NW-SE, que controlan la distribución de los granitoides paleozoicos y jurásicos (Mapa Geológico de Chile, Hoja 4, SERNAGEOMIN, 1982; Munizaga *et al.*, 1988). Esa latitud marca el límite más austral del plutonismo neopaleozoico en la Cordillera de la Costa de Chile, el que a partir de allí se desarrolla en el ámbito del Macizo Norpatagónico (Hervé *et al.*, 1987).

### MODELO TECTOMAGMATICO

Los resultados de este estudio tienden a confirmar la hipótesis de que las etapas previas al desmembramiento del supercontinente en la Patagonia central se caracterizaron por el desarrollo de fallas transcurrentes a las que se asocia un intenso magmatismo silícico. La generación de estos magmas debió involucrar necesariamente la fusión de corteza continental. Es altamente improbable que



un magmatismo silíceo de tal magnitud se genere enteramente por fusión de la astenósfera o materiales ígneos básicos. Parece más plausible la intervención en su génesis de la corteza inferior de Patagonia, sobrecalentada por el ascenso de material astenosférico a lo largo de sectores de debilidad cortical. El intervalo de relaciones iniciales  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,705-0,708) y  $\epsilon\text{Ndt}$  (-2,5 a -11) indica una composición de la fuente dominada por una corteza continental relativamente antigua (Pankhurst y Rapela, en prensa). Durante el emplazamiento final de estos magmas, a niveles muy altos hasta subvolcánicos, debieron ocurrir fraccionamientos de baja presión responsables de las variaciones mineralógicas (Fig. 4) y químicas observadas (Rapela y Alonso, 1991).

La asociación magmatismo silíceo-fallas transcurrentes sugiere, además, una considerable extensión en profundidad para el sistema de fallas estudiado, posiblemente basicortical. Emplazamientos graníticos asociados a zonas de cizalla transcurrentes en fallas transcorticales han sido recientemente descritos en distintos cinturones de Europa y Asia (Hutton, 1988). El emplazamiento epizonal de los fundidos graníticos a lo largo de zonas de cizalla se produce por el desarrollo restringido de un ambiente tensional asociado a tectónicas tipo pull-apart (Davies, 1982; Guineberteau *et al.*, 1987). En el norte de la Patagonia, la falla del río Colorado ha sido interpretada como una megafalla transcurrente (Martínez, 1980; Japas, 1988). Al norte de la misma se desarrolla el importante magmatismo silíceo de Lihuel Calel, de edad triásica (Linares *et al.*, 1980). Estos antecedentes sugieren que las características estructurales y magmáticas que se describen para el BPC se repitieron con distinta magnitud en otros sectores del norte de la Patagonia.

Geoquímicamente las superunidades del BPC no muestran afinidades con granitoides alcalinos de intraplaca y su mayor similitud es con los granitoides de tipo 'I' relacionadas a subducción (Rapela y Alonso, 1991). Se diferencian a su vez de éstos en la gran abundancia de granitos leucocráticos muy evolucionados, como los representados en este caso por la superunidad Lipetrén. La simultaneidad al menos parcial de los fenómenos transcurrentes menciona-

dos con una subducción pacífica en la Patagonia cercana a los 200 Ma debe ser tenida en cuenta, toda vez que existe abundante evidencia de un magmatismo de esa edad que fue asociado a un margen convergente (*cf.* por ejemplo, Franchi y Page, 1980). El ambiente geotectónico sería en algunos aspectos similar al actual para el norte de Centro América, donde la transcurrencia de la placa centroamericana determina un ambiente y magmatismo transtensional que se confunden con los productos de la subducción de la placa de Cocos (Burkart y Self, 1985).

El modelo tectomagmático que mejor describe la mayoría de estas observaciones geológico-estructurales tiene las siguientes características principales:

1. Generación de megafallas transcurrentes de gran desarrollo vertical. Las mismas se vinculan a los estadios precursores al desmembramiento de Gondwana, que se iniciaron probablemente durante el Triásico medio a superior.
2. Las zonas de debilidad estructural creadas indujeron al ascenso y acumulación de material astenosférico de alta temperatura en la base de la corteza inferior. Los productos de la fusión de la misma constituirían la fuente principal de los magmas primarios del Batolito de la Patagonia Central.
3. El ascenso de los magmas se vio favorecido a lo largo de zonas de cizalla mayores. A nivel epizonal, y a consecuencia de un régimen transtensional generado por la transcurrencia, se produjo la acumulación de los líquidos en cámaras magmáticas subvolcánicas.
4. Durante el emplazamiento se produce la diferenciación del magma primario, debida principalmente a fraccionamientos sólido-líquido. La presencia de ignimbritas y riolitas asociadas a estos plutones sugiere -aunque no prueba- mecanismos de emplazamiento tipo caldera.
5. Los fenómenos transcurrentes fueron probablemente simultáneos con el inicio de una subducción pacífica en Patagonia, durante el Jurásico más inferior.

## CONCLUSIONES

1. El Batolito de la Patagonia Central constituye la expresión principal de un magmatismo triásico-jurásico asociado a megafallas transcurrentes de

rumbo general noroeste-sureste.

2. En el área de Gastre se reconocieron dos superunidades (superunidades Gastre y Lipetrén) y



- una unidad menor (Granodiorita Horqueta) dentro del BPC. El análisis modal indica que la composición granítica *s.str.* predomina netamente, aunque se observan transiciones a granodioritas y monzodioritas cuarzosas.
- Las texturas y estructuras de las plutonitas muestran evidencias inequívocas de un emplazamiento epizonal hasta subvolcánico. Las ignimbritas riolíticas y piroclásticas de la Formación Garamilla de edad triásica superior, están probablemente vinculadas genéticamente a la Superunidad Lipetrén.
  - El 'lineamiento Gastre' (Coira *et al.*, 1975) es la expresión actual en superficie de un sistema de fallamiento transcurrente dextral activo durante el Triásico Superior-Jurásico, que controló el emplazamiento del BPC. El alojamiento del material magmático se habría producido en zonas de transtensión vinculadas a la transurrencia.
  - En las zonas de falla se desarrollaron extensas secuencias cataclásticas y miloníticas, frecuentemente acompañadas de volcanitas felsíticas hasta intermedias, orientadas paralelamente a las fallas principales. En las rocas graníticas son muy comunes las texturas de deformación al estado frágil y también al plástico, vinculadas a diferentes niveles corticales en la evolución de la transurrencia.
  - Se presenta un modelo tectomagmático para la generación del BPC, que vincula al mismo con los estadios precursores del desmembramiento de Gondwana. Asimismo, se presenta como hipótesis de trabajo la posibilidad de que desplazamientos dextrales de gran magnitud de la falla de Gastre hayan modificado, durante el Mesozoico inferior, la paleogeografía del sur de Gondwana.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue llevado a cabo con fondos provistos por el CONICET al primer autor (PID 39045/03/85; 3-006 000/88). En diversos estadios de su preparación la investigación se benefició con las opiniones intercambiadas con E. Llambías, L. Dalla-Salda y L. Spalletti (Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata). La versión final fue considerablemente mejorada gracias a la revisión crítica realizada por F. Hervé, M.A.

Parada (Universidad de Chile) y V. Ramos (Universidad de Buenos Aires). Se agradece a la Comisión Nacional de Energía Atómica por la ayuda logística y alojamiento en el área de Gastre y a G. Grissom por los análisis con microsonda en la Universidad de Stanford. Finalmente, este trabajo es una contribución a los Proyectos IGCP 249 'Andean Magmatism and its Tectonic Setting' e IGCP 279 'Terranes in Latin America'.

#### REFERENCIAS

- Alonso, G. 1987. Resultados geoquímicos y geocronológicos preliminares de los cuerpos graníticos de Pilcaniyeu, provincia de Río Negro. *Symposium on Circum-Pacific Phanerozoic Granites. In Congreso Geológico Argentino, No. 10, Actas*, Vol. 4, p. 27-29. Tucumán.
- Burkart, B.; Self, S. 1985. Extension and rotation of crustal blocks in northern Central America and effect on the volcanic arc. *Geology*, Vol. 13, p. 22-26.
- Cobbing, E.J.; Pitcher, W.S. 1972. Plate tectonics and The Peruvian Andes. *Nature*, No. 240, p. 51-53.
- Coira, B.; Nullo, F.; Proserpio, P.; Ramos, V. 1975. Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 30, No. 4, p. 361-383.
- Culshaw, N. 1987. Microstructure, c-axis pattern, microstrain and kinematic of some S-C mylonites in Grenville gneiss. *Journal of Structural Geology*, Vol. 9, No. 3, p. 299-312.
- Dalla Salda, L.; Franzese, J. 1987. Las megaestructuras del Macizo y la Cordillera Patagónica argentina y la génesis de las cuencas volcánico-sedimentarias terciarias. *Revista Geológica de Chile*, No. 31, p. 3-13.
- Davies, F.B. 1982. Pan-African granite intrusion in response to tectonic volume changes in a ductile shear zone from northern Saudi Arabia. *Journal of Geology*, Vol. 90, No. 5, p. 467-483.
- De Wit, M.J.; Armstrong, M.J.; Hart, R.J.; Wilson, A.H. 1987. Felsitic igneous rocks within the 3.3- to 3.5-Ga Barbeton Greenstone Belt: high crustal level equivalents of the surrounding tonalite-trondhjemite terrain, emplaced during thrusting. *Tectonics*, Vol. 6, No. 5, p. 529-549.
- De Wit, M.J.; Jeffery, M.; Bergh, H.; Nicolaysen, L. 1988. Geological Map of sectors of Gondwana. *American Association of Petroleum Geologists and University Witwatersrand*.

- Franchi, M.R.; Page, R.N. 1980. Los Basaltos Cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 35, No. 2, p. 208-229. Buenos Aires.
- Guinoberteau, B.; Bouchez, J.L.; Vignerresse, J.L. 1987. The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone; structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 99, No. 6, p. 763-770.
- Hervé, F.; Godoy, E.; Parada, M.A.; Ramos, V.; Rapela, C.W.; Mpodozis, C.; Davidson, J. 1987. A general view of the Chilean-Argentinian Andes with emphasis on their early history. In *Circum-Pacific Orogenic Belts and Evolution of the Pacific Ocean Basins* (Monger, J.W.H.; Francheteau, J.; editors). AGU Geodynamic Series, Vol. 18, p. 97-113.
- Hutton, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanism and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, Vol. 79, p. 245-255.
- Japas, M.S. 1988. Análisis cuantitativo de la deformación en el sector oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires y su implicancia geodinámica. Tesis (Inédito). *Universidad Nacional de Buenos Aires*, 359 p.
- Kay, S.; Ramos, V.; Mpodozis, C.; Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*, Vol. 17, p. 324-328.
- Lameyre, J.; Bowden, P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology, Geothermal Resources*, Vol. 14, p. 169-186.
- Linares, E.; Llambías, E.J.; Latorre, C.O. 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y Geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 35, No. 1, p. 87-136. Buenos Aires.
- Llambías, E.J.; Llano, J.A.; Rossa, N.; Castro, C.E.; Puigdomenech, H.H. 1984. Petrografía de la Formación Mamil Choique en la Sierra del Medio, Departamento Cushamen, Provincia del Chubut. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 9, Actas, Vol. 2, p. 554-567.
- Martínez, C. 1980. Geologie des Andes boliviennes. *Travaux et documents de l'Ostrom*, No. 119, 352 p. Paris.
- Mpodozis, C.; Kay, S.M. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes Chilenos (28-31°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 17, No. 2, 153-180.
- Munizaga, F.; Hervé, F.; Drake, R.; Pankhurst, R.J.; Brook, M.; Schelling, N. 1988. Geochronology of the Lake Region of south-central Chile (38-42°D): preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, No. 3, p. 308-318.
- Nullo, F.E. 1978. Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, provincia de Río Negro. *Servicio Geológico Nacional, Boletín*, No. 158, 88 p. Buenos Aires.
- Nullo, F.E. 1979. Descripción geológica de la Hoja 39c, Paso Flores, provincia de Río Negro. *Servicio Geológico Nacional, Boletín*, No. 167, 70 p. Buenos Aires.
- Nullo, F.E.; Proserpio, C.A. 1975. La Formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia de acuerdo a la flora, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 30, No. 2, p. 133-150.
- Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W. (En prensa). Triassic 'Gondwana' granites of the Northpatagonian Massif. (Abstract). *Hutton Conference*, Canberra, Australia.
- Passchier, C.W. 1982. Mylonitic deformation in the Saint-Barthelemy Massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylite. *GUA Paper of Geology, Series 1*, No. 16, 173 p.
- Passchier, C.W.; Simpson, C. 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, Vol. 8, No. 8, p. 831-844.
- Proserpio, C.A. 1978. Descripción geológica de la Hoja 42d, Gastre, provincia de Chubut. *Servicio Geológico Nacional, Boletín*, No. 159, 75 p.
- Rapela, C.W.; Alonso, G. 1991. Composición litológica y geoquímica el Batolito de la Patagonia Central. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 6, Actas, Vol. 1, p. 236-240. Viña del Mar.
- Rapela, C.W.; Llambías, E.J. 1985. Evolución magmática y relaciones regionales de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 40, p. 4-25.
- Rapela, C.W.; Caminos, R. 1987. Geochemical characteristics of the upper paleozoic magmatism in the eastern sector of Northpatagonian Massif. *Revista Brasileira de Geociencias*, Vol. 17, No. 4, p. 535-543.
- Rapela, C.W.; Kay, S. 1988. Late Paleozoic to Recent Magmatic Evolution of Northern Patagonia. *Episodes*, Vol. 2, No. 3, p. 175-182.
- Rapela, C.W.; Harrison, S.M.; Pankhurst, R.J. 1988. Latest Gondwanaland Plutonism in Central Patagonia: granitoids in the Gastre area (42°15', 69°13'). *Symposium on Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. In *Geological Society of America, Congress, Abstract with Programs*, p. A5. Denver, Colorado.
- Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Harrison, S.M. 1989. The Gondwana Plutonism of Northern Patagonia. In *International Geological Congress*, Vol. 2, No. 28, p. 675. Washington.
- Servicio Nacional de Geología y Minería. 1982. Mapa Geológico de Chile, Escala 1:1.000.000. Santiago.
- Simpson, C.; Schmid, S.M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 94, p. 1281-1288.
- Stipanovic, P. 1967. Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. *Revista de la Asociación Geológica Ar-*

- gentina*, Vol. 22, No. 2, p. 101-133.
- Stipanovic, P.N.; Rodrigo, F.; Baulies, O.L.; Martínez, C.G. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 23, No. 2, p. 67-98.
- Stipanovic, P.; Linares, E.L. 1969. Edades Radimétricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín*, Vol. 47, p. 51-96. Córdoba.
- Volkheimer, W. 1964. Estratigrafía de la zona extrandina del departamento Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42 y 42°30' y los meridianos 70 y 71. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 19, No. 2, p. 85-107.
- Volkheimer, W. 1973. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 28, No. 1, p. 13-36.