

PROVINCIAS MAGMATICAS ACIDAS Y EVOLUCION TECTONICA DE GONDWANA: ANDES CHILENOS (28-31°S)

CONSTANTINO MPODOZIS
SUZANNE MAHLBURG KAY

Servicio Nacional de Geología y Minería, Avda. Santa María 0104, Santiago, Chile
Instituto para el Estudio de los Continentes (INSTOC), Cornell University,
Snee Hall, Ithaca, NY 14853, U.S.A.

RESUMEN

Los batolitos de la Cordillera Frontal del Norte Chico (28-31°S) están formados por dos superunidades intrusivas: Elqui (SE), Carbonífero superior-Pérmico Inferior e Ingaguás (SI), Pérmico-Triásico. La SE incluye tonalitas y granodioritas calcoalcalinas de margen continental activo (Unidad Guanta) y facies tardías peraluminosas (Unidad Cochiguás), cuya geoquímica indica una fuente con componente metasedimentaria y mineralogía de alta presión. Este cambio se debería al engrosamiento tectónico de la corteza producido durante la fase San Rafael (FSR).

La SI, asociación de intrusivos epizonales, postectónicos, incluye granodioritas derivadas de la corteza inferior (Unidad Los Carricitos) y granitos calcoalcalinos hipersilíceos, provenientes de la fusión de niveles medios de la corteza en proceso de adelgazamiento extensional. La SI pertenece a la Provincia Magmática ácida Choiyoi que se extiende por más de 2.500 km a lo largo de los Andes, en Argentina y Chile.

Consideraciones regionales permiten sugerir que la FSR sería el resultado de la colisión oblicua, en el Pérmico medio, de un terreno alóctono. Esta se asocia con el cese de la subducción, engrosamiento tectónico y rotación de bloques corticales en el margen de Gondwana. El colapso extensional postectónico habría favorecido la fusión descompresional en el manto, generando basaltos que, acumulados en la interfase manto-corteza, produjeron fusión cortical, originando la SI. Colisiones pérmicas, que han sido detectadas en otros sectores del margen (New England Fold Belt, Australia) marcan el fin del período de rápida deriva de Gondwana. La subducción permaneció activa en la parte central del borde gondwánico (Patagonia-Antártica) hasta, por lo menos, el Jurásico. Durante ese período, el aislamiento térmico del manto producido por el supercontinente estacionario elevó la temperatura hasta que, nuevamente, la acumulación de magmas básicos, y subsecuente fusión cortical, originó las provincias magmáticas ácidas de Patagonia (Chon-Aike) y Antártica. Estas preceden en el tiempo la ruptura jurásica entre África y la Antártica con que se inicia la dispersión de Gondwana.

Palabras claves: Granitos, Paleozoico, Tectónica, Gondwana, Terrenos exóticos, Norte Chico, Chile.

ABSTRACT

The batholiths of the Andean Cordillera in the Atacama and Coquimbo Regions (28-31°S) reflect tectonic processes associated with the evolving margin of the Gondwana supercontinent. The batholiths consist of the Carboniferous-Lower Permian Elqui Superunit which records the final assembly of Gondwana, and the Permian-Triassic (Lower Jurassic?) Ingaguás Superunit which coincides with the period of stability of the supercontinent. These events are tied to those occurring along the Gondwana margin from Perú to Australia.

The oldest Elqui unit, Guanta, is composed of calc-alkaline tonalites and granodiorites formed along an active continental margin. These granitoids are intruded by leucocratic peraluminous granitoids (Cochiguás and El Volcán units) derived from melting of variable crustal sources. Some of these granitoids have trace element signatures consistent with a high pressure residual mineralogy suggesting that they formed by melting of a thickened crust. All of the Elqui granitoids are mesozonal and show evidence of contemporaneous and post-emplacement deformation. Their uplift is contemporaneous with a compressional deformation (San Rafael Phase) in the Argentine foreland.

The Ingaguás Superunit is an association of epizonal, post-collisional, intrusives which include granitoids derived from deep levels in a garnet-bearing thickened crust (Los Carricitos Unit) and hypersilicic, calc-alkaline to transitional A-type granites, indicating extensive crustal melting of a garnet-poor crust. These granites and the synchronous Pastos Blancos Rhyolites are part of the Choiyoi Magmatic Province which extends for more than 2,500 km along the Central and Southern Andes.

Regional considerations suggest that the uplift of the Elqui Superunit and the San Rafael Phase could have resulted from the oblique collision of an allochthonous block to the west in the mid-Permian. This collision could explain crustal thickening and the termination of subduction and block rotations in the Argentine Frontal Cordillera. The removal of the inactive subducted plate would favor decompressional melting, generating large volumes of basalt that could accumulate at the base of the crust and produce the crustal melting that formed the Choiyoi Province.

A similar Permian collision has also been suggested in the New England Fold Belt in Australia. These collisions coincide with the end of the rapid movement of Gondwana relative to the South Pole. In the central part of the Gondwana margin from Patagonia to Antarctica, subduction continued until the Jurassic. 'Thermal blanketing' of the mantle by the stationary supercontinent resulted in accumulation of basaltic magmas at the crust-mantle boundary. The basaltic magmas accumulated below the collage of arc magmatic rocks and exotic blocks accreted in the Paleozoic produced extensive melting forming the Gondwana granite-rhyolite provinces. These events preceded the Jurassic dispersal of the Gondwana supercontinent in this region.

Key words: Granites, Paleozoic, Tectonics, Gondwana, Exotic terranes, Chile.

INTRODUCCION

Numerosas publicaciones recientes se refieren a los batolitos meso-cenozoicos del borde occidental del continente americano (Pitcher, 1974, 1985; Bateman y Chapell, 1979; Saunders y Tarney, 1982; Aguirre, 1983; Gromet y Silver, 1987). Estos cuerpos plutónicos, calcoalcalinos, granodiorítico-tonalíticos, con razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativamente bajas, son el producto, directo o indirecto de la subducción de corteza oceánica del Pacífico. El Batolito de la Costa del Perú (Atherton, 1984) es un clásico ejemplo de esta asociación intrusiva.

Menos conocidos son los batolitos del Paleozoico superior-Triásico, que constituyen parte importante de la Cordillera Frontal, en los Andes argentino-chilenos centrales (28-33°S; Fig. 1). Esta cordillera es un bloque de basamento, elevado por la tectónica terciaria hasta sobrepasar los 6.500 m en el cerro Mercedario. En la vertiente chilena, está formada por grandes batolitos, que intruyen a secuencias sedimentarias del Neopaleozoico o bien a su cubierta volcánica sincrónica (Mpodozis *et al.*, 1976; Caminos, 1979; Nasi *et al.*, 1985; Llambías *et al.*, 1987; Llambías y Sato, 1990).

El estudio de los granitoides de la Cordillera Frontal es esencial para comprender la evolución tectónica de los Andes, ya que guardan el registro geológico de los eventos que precedieron la ruptura y dispersión de Gondwana (Dalziel *et al.*, 1987; Kay *et al.*, 1989) al finalizar el último gran período supercontinental que registra la historia del planeta (Hoffman, 1989; Veevers, 1989).

El sector chileno de la Cordillera Frontal entre los 28° y 31°S ha sido objeto de detallados programas de mapeo regional a escala 1:250.000 (Mpodozis *et al.*, 1976, 1985, en prep.; Nasi *et al.*, 1985, 1989;

Mpodozis y Cornejo, 1988). Al mismo tiempo, se ha avanzado en el conocimiento de la cronología y petrología de los complejos plutónicos (Parada *et al.*, 1981; Parada, 1982, 1984, 1988; Rex, 1987).

El propósito de este trabajo es presentar la distribución de los batolitos del Paleozoico superior-Triásico del Norte Chico chileno entre los 28° y 31°S, dando a conocer las implicancias tectónicas de la geoquímica de sus elementos trazas y tierras raras. Sobre la base de esos antecedentes y a una revisión de la literatura, se propone un modelo geológico que integra el magmatismo dentro de la historia de amalgamación final y ruptura de Gondwana, en el Paleozoico superior-Mesozoico inferior.

CORDILLERA FRONTAL E HISTORIA COLISIONAL PALEOZOICA DE LOS ANDES CHILENO-ARGENTINOS

Durante el Paleozoico, los Andes chileno-argentinos registraron una historia colisional dominada por la acreción progresiva de bloques alóctonos (Ramos *et al.*, 1986; Ramos, 1988). Según este modelo, durante el Cambro-Ordovícico, el borde continental no se extendía más al occidente de las actuales Sierras Pampeanas. En el Ordovícico-Silúrico, un primer terreno (Precordillera), que incluía una gruesa secuencia carbonatada y detrítica del Cambro-Silúrico, que probablemente sobreyacía a corteza siálica precámbrica, chocó oblicuamente contra el borde occidental de las Sierras Pampeanas. Con posterioridad, en el Devónico, un nuevo terreno (Chilenia, Ramos *et al.*, 1986) se soldó a su vez, por el oeste, contra la Precordillera. Fragmentos de la corteza oceánica que separaba a ambos bloques, en el Ordovícico, se pre-

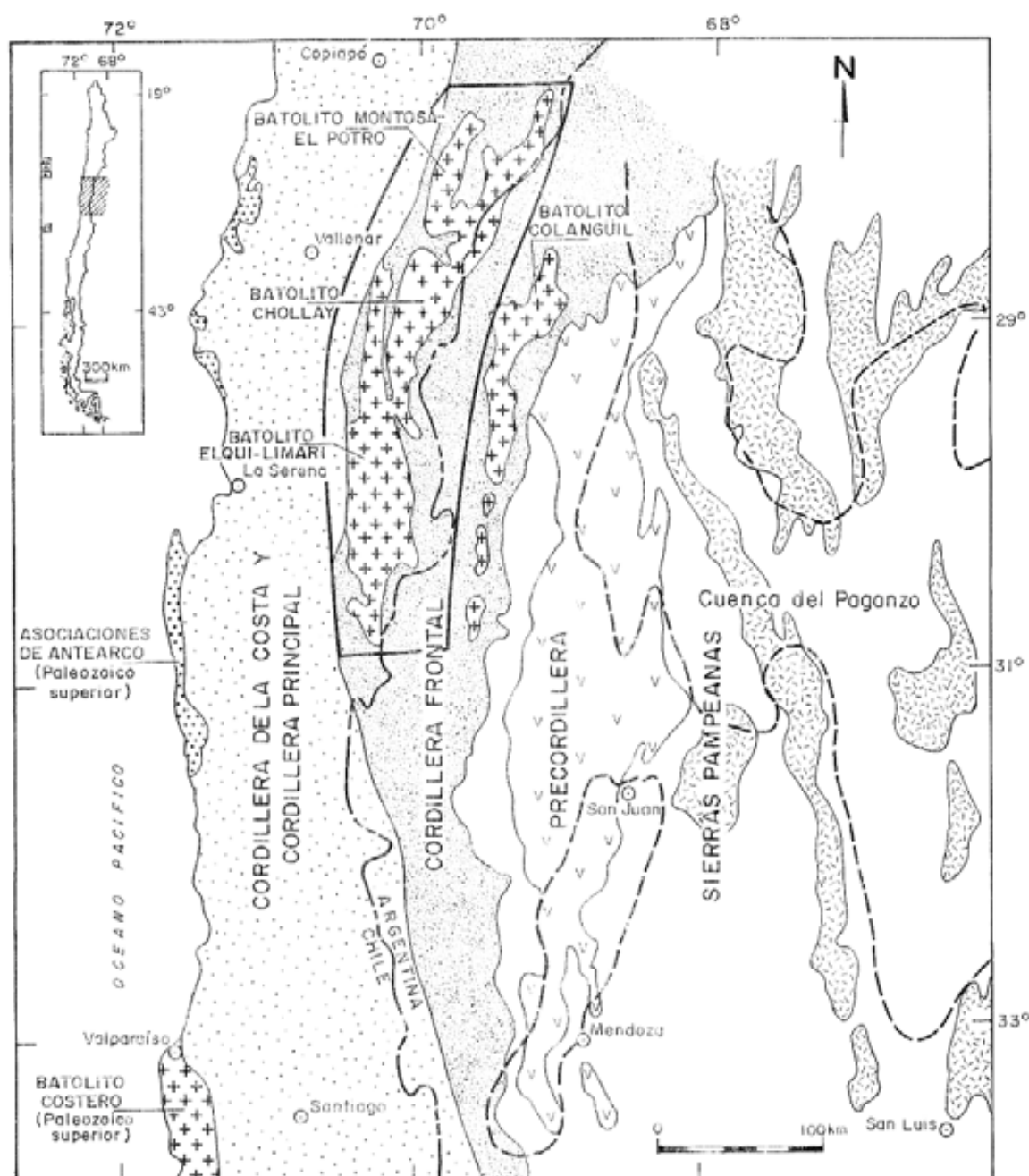


FIG. 1. Mapa que muestra la ubicación de los batolitos del Norte Chico, dentro del contexto de la Cordillera Frontal. En el recuadro, área de la figura 2.

servan aún como afloramientos discontinuos de una secuencia ofiolítica desmembrada, a lo largo del límite entre Precordillera y Cordillera Frontal (Haller y Ramos, 1984; Kay *et al.*, 1984). Finalmente, la subducción de la corteza del Protopacífico, durante el Paleozoico superior, originó un arco magmático a lo largo del margen de Gondwana. El arco carbonífero se prolongaría, al menos, desde la zona central de Chile hasta la Península Antártica, Isla Thurston, Antártica oriental y Australia (Milne y Millar, 1989). En Chile, estuvo limitado, hacia el oeste, por un ancho prisma de acreción. Representantes del primero serían los granitoides más antiguos (carboníferos)

de la Cordillera Frontal y Cordillera de la Costa de Chile central y sur, hasta Nahuelbuta. Afloramientos del prisma de acreción se encuentran a lo largo de la región costera de Chile, por lo menos, desde Chañaral hasta Islas Diego Ramírez, al sur de Cabo de Hornos (Ramos *et al.*, 1986; Hervé *et al.*, 1987; Davidson *et al.*, 1989).

Cuencas sedimentarias de intra-arco y tras-arco se desarrollaron sincrónicamente con el magmatismo, tanto en Chile como en Argentina, y fueron rellenadas por varios miles de metros de sedimentos marinos y continentales (Caminos, 1979; Reutter, 1974; Polanski, 1970), con edades comprendidas entre el

Devónico(?) y el Pérmico Inferior.

LOS BATOLITOS DE LA CORDILLERA FRONTAL EN LA VERTIENTE CHILENA DE LOS ANDES

En la figura 2 se presenta la distribución de los granitoides del Paleozoico superior-Triásico, en la Cordillera Frontal Chilena desde los 28° hasta los 31°S. Estos se agrupan en tres grandes batolitos (Elqui-Limarí, Chollay y Montosa-El Potro) formados por plutones múltiples, pertenecientes a un reducido número de unidades de rocas intrusivas (*sensu* Cobbing y Mallick, 1983; Pitcher, 1985). Las diversas unidades fueron agrupadas por Nasi *et al.* (1985) en dos superunidades: 1. La **Superunidad Elqui** (Carbonífero-Pérmico Inferior), asociación de plutones mesozonales de gabros, tonalitas, granodioritas de dos micas y granitos de microclina, productos directos o indirectos de la subducción gondwánica; y 2. La **Superunidad Ingaguás** (Permo-Triásico), conjunto dominado por un gran volumen de granitos leucocráticos hipersilíceos y pórfidos riolíticos. Los granitos de la Superunidad Ingaguás se relacionan con una potente cubierta volcánica, sincrónica y consanguínea, de flujos ignimbríticos, lavas riolíticas, sedimentitas continentales y, en menor volumen, lavas andesíticas (Formación Pastos Blancos; Nasi *et al.*, 1985).

LA SUPERUNIDAD ELQUI (CARBONIFERO-PERMICO INFERIOR): TRAZAS DE LA SUBDUCCION GONDWANICA

La Superunidad Elqui es una asociación de cuatro unidades plutónicas (Guanta, Montosa, Cochigüas, El Volcán; Mpodozis *et al.*, 1985; Nasi *et al.*, 1985) que aparecen, principalmente, en la parte más occidental de la franja plutónica. Los plutones presentan forma tabular y hasta 80 km de largo (Fig. 2). Están formados por granitoides de grano grueso a muy grueso, con evidencias generalizadas de deformación protoclastica y/o cataclástica, incluyendo bandas miloníticas. En muchos casos, están atravesados por enjambres de diques básicos y ácidos siendo comunes las inclusiones microdioríticas. La **Unidad Guanta** es la facies más básica de la Superunidad Elqui y representa una asociación de tonalitas y granodioritas (Fig. 3) de hornblenda y biotita, con algunos núcleos de piroxeno en los cristales de anfíbola. La **Unidad Montosa** es una facies más leucocrática de granodioritas donde la biotita predomina sobre la

Sólo afloramientos pequeños de las rocas de caja de los batolitos se conservan como 'roof pendants' en la vertiente chilena de la cordillera, entre los 28° y 31°S (Fig. 1). Los más antiguos corresponden a probables remanentes de la antigua corteza siálica de Chile, tales como los ortoneises ordovícico-silúricos de La Pampa (29°S; Fig. 2) en los cuales se obtuvo una edad Rb-Sr de 415 ± 4 Ma (Ribba *et al.*, 1988). Junto a ellos se encuentra una asociación de metabasitas, mármoles y esquistos cuarzo-micáceos, metamorizados bajo condiciones intermedias entre facies de esquistos verdes-antibolitas en el Carbonífero superior (Complejo Metamórfico del Tránsito; Hervé, 1982; Ribba *et al.*, 1988; Fig. 2) y que podrían representar parte del prisma de acreción desarrollado, en el Paleozoico superior, contra el margen del Pacífico de la recién acrecionada Chile. La última componente de las rocas de caja son afloramientos dispersos de secuencias sedimentarias marinas, tales como las formaciones Las Placetas (29°S; Reutter, 1974) y Hurtado (30°30'S; Mpodozis y Cornejo, 1988), que representarían a las ya mencionadas facies de intra o tras arco. Es así como las rocas de caja corresponden, en su totalidad, a elementos formados durante los últimos periodos de la historia paleozoica, sin incluir elementos de bloques más orientales que Chile.

hornblenda. La **Unidad Cochigüas** es un conjunto de granodioritas-granitos de dos micas (biotita $\pm$ muscovita) atravesado por enjambres de diques básicos, y se asocia, espacialmente, con los afloramientos de la Unidad Guanta (Fig. 2). La **Unidad El Volcán** está constituida por un grupo de granitos leucocráticos y granodioritas de biotita con rasgos cataclásticos acentuados, portador de abundantes inclusiones metasedimentarias, y está restringida a dos plutones en la zona sureste del Batolito Elqui-Limarí.

Numerosas dataciones K-Ar y varias isócronas Rb-Sr en roca total de la Superunidad Elqui (Farrar *et al.*, 1970; McNutt *et al.*, 1975; Parada *et al.*, 1981; Nasi *et al.*, 1985; Brook *et al.*, 1986; Rex 1987; Ribba *et al.*, 1988; Pankhurst, comun. escrita, 1988) permiten estimar una probable edad de intrusión en el intervalo entre el Carbonífero superior y el Pérmico Inferior.

GEOQUIMICA

Como se ha indicado en el párrafo introductorio, las características químicas de las superunidades Elqui e Ingaguás serán analizadas, con mayor detalle, en un trabajo específico que se publicará próximamente (Mpodozis y Kay)^o, en el cual, además de considerar los datos aportados por los trabajos de Nasi *et al.* (1985); Rex (1987); Parada (1982, 1984, 1988) y Mpodozis y Cornejo (1988), se presentan nuevos datos de elementos trazas y tierras raras. En el presente artículo sólo se da a conocer un análisis resumido de dichos datos, destacando, especialmente, la interpretación petro-tectónica. Aunque el modelo presentado no es único, es consistente con los datos disponibles a la fecha.

La **Unidad Guanta** es un grupo de tonalitas y granodioritas (SiO_2 principalmente de 62-65%) calcoalcalinas, metaluminosas ($\text{ASI}^{(1)} = 0,88-0,94$). El análisis geoquímico de sus elementos trazas indica una evolución dominada por el fraccionamiento de plagioclasa, piroxeno y anfíbola, a partir de un magma basáltico aluminoso. Estos caracteres permiten compararla con los granitos I de arcos continentales, lo que se confirma por razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ moderadamente altas ($>0,7055$; Rex, 1987), consistentes con su intrusión a través de una corteza continental más antigua. La **Unidad Montosa** se diferencia de la Unidad Guanta por sus mayores contenidos de SiO_2 , menores de K_2O e índice ASI ligeramente más elevado (Mpodozis y Kay)^o.

La **Unidad Cochiguás** (69-74% SiO_2) es claramente peraluminosa ($\text{ASI}^{(1)} = 1,14-1,18$) como lo demuestra la presencia de muscovita. Sin embargo, su contenido de K_2O ($<3\%$) es demasiado bajo y el de Na_2O (2,5-5%), alto, para considerarla dentro del grupo de los granitos S. Muestras recolectadas en el valle del Cochiguás presentan diseños de tierras raras con fuerte pendiente (razones La/Yb hasta 40) indicando una fuente en equilibrio con una fase retentiva de HREE⁽²⁾, probablemente granate. Esta fuente a alta presión se encontraría, probablemente, a niveles profundos de una corteza engrosada, que presentaba una componente metasedimentaria. La **Unidad El Volcán** ($\text{SiO}_2 = 68-77\%$) es fuertemente peraluminosa ($\text{ASI} = 1,05-1,18$), rica en potasio ($\text{K}_2\text{O} > 2,5\%$) y pobre en sodio ($\text{Na}_2\text{O} < 3,0\%$). Sus

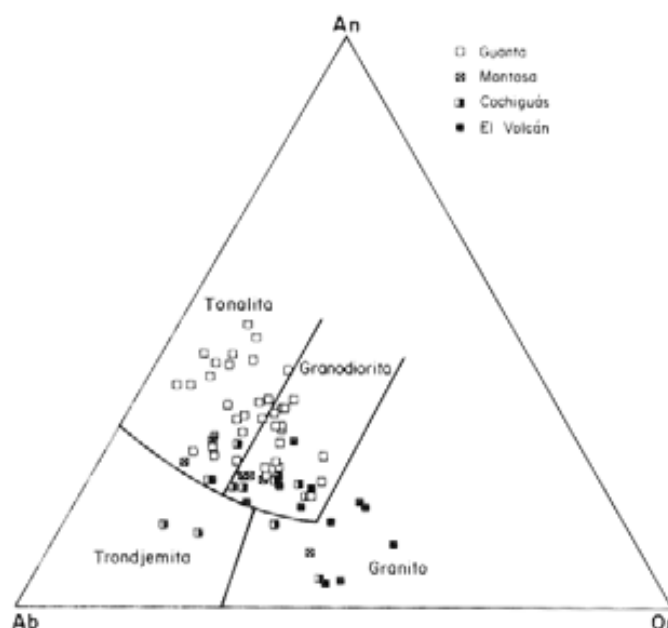


FIG. 3. Diagrama triangular Ab/Or/An normativo de la Superunidad Elqui. Límites de los campos según Barker (1979). Los datos químicos, al igual que en las figuras 4, 5, 6, 8, 9, provienen de Rex (1987); Mpodozis y Cornejo (1988) Nasi *et al.* (1990) y Mpodozis, Moscoso y Nasi (en prep.).

elevadas razones $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ y FeO/MgO permiten compararla, favorablemente, con los granitos S del Lachlan Fold Belt australiano (White y Chappell, 1983). En el diagrama Ab-Or-An de Barker *et al.* (1986), las muestras de la Unidad El Volcán se ubican en el campo correspondiente a granitos de fuente cortical, derivados de un protolito cuarzo-feldespático. Sus patrones de tierras raras muestran marcadas anomalías negativas de Eu, diseños planos de HREE y contenidos variables de LREE⁽³⁾, que, a diferencia de la Unidad Cochiguás, serían consistentes con el fraccionamiento y/o fusión a baja presión.

Petrogénesis

La **Unidad Guanta** representaría a plutones generados en un arco magmático sobre la zona de subducción gondwánica del Carbonífero superior. Sus razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, relativamente elevadas (Rex, 1987), indican la adición de una componente cortical metasedimentaria más antigua, probablemente derivada del prisma de acreción sincrónico o del basamento de Chilenia que, al mezclarse con magmas provenientes del manto, habría dado origen

^o Mpodozis, C.; Kay, S.M. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordillera Batholiths.

Enviado para publicación al *Geological Society of American, Bulletin*.

⁽¹⁾ ASI: Aluminium Saturation Index, Índice de Saturación de Alúmina (mol $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Ca}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, Zen, 1986)

⁽²⁾ HREE: Heavy rare earths (tierras raras pesadas)

⁽³⁾ LREE: Light rare earths (tierras raras livianas)

a las tonalitas (Mpodozis y Kay)°.

Las elevadas razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la Unidad Cochiguás (0,709, Rex, 1987), reflejarían la incorporación de un volumen mayor de la misma componente metasedimentaria. Sus diseños de tierras raras, con fuerte pendiente, requieren una fuente con mineralogía de alta presión, que incluya granate y escasa plagioclasa. La Unidad Cochiguás puede haberse generado a niveles profundos de la corteza precalentada y engrosada después del emplazamiento de la Unidad Guanta, debido a la intrusión de magmas basálticos provenientes del manto.

La **Unidad El Volcán** se habría originado por fusión de una fuente metasedimentaria empobrecida en granate a niveles más elevados (medios) de la corteza, sin interacción directa con magmas genera-

dos en el manto. Sus acentuados caracteres cataclásticos (Mpodozis y Cornejo, 1988) indican una fuerte deformación poco después de su emplazamiento.

El engrosamiento cortical, ocurrido después del emplazamiento de la Unidad Guanta y antes del de la Unidad Cochiguás, es un evento tectónico de magnitudes, que puede homologarse con las etapas iniciales de la Fase Orogénica San Rafael (FSR), bien documentada en la vertiente argentina de la Cordillera Frontal, y datada entre 275 y 265 Ma (Azcuy y Caminos, 1987; Llambías y Sato, 1990). Las unidades Guanta y Montosa podrían ser consideradas como **intrusivos pretectónicos**, mientras que las unidades Cochiguás y El Volcán podrían ser **intrusivos sintectónicos** con respecto a la FSR.

LA SUPERUNIDAD INGAGUÁS; FUSIÓN CORTICAL Y EXTENSIÓN EN EL PERMO-TRIÁSICO

La Superunidad Ingaguás es una asociación intrusiva epizonal, emplazada con posterioridad a un período de alzamiento regional y erosión, que puede ser considerada como **postectónica**, en relación con la Fase San Rafael. Incluye numerosas facies de grano fino, algunas porfídicas, con cavidades miarolíticas y texturas gráficas. A diferencia de la Superunidad Elqui, no presenta efectos cataclásticos significativos, siendo más escasas las inclusiones y diques. Los intrusivos de la Superunidad Ingaguás forman gran parte de los batolitos Chollay y Montosa-El Potro, al este de los afloramientos principales de la Superunidad Elqui (Fig. 2). Los plutones de este grupo, que intruyen a la Superunidad Elqui, forman cuerpos circunscritos, de bordes limpios y tajantes y techos planos.

La Superunidad Ingaguás comprende un pequeño volumen de gabros y granodioritas de biotita y anfíbola, y un gran grupo de granitos hololeucocráticos, hipersilíceos, en diferentes variedades texturales. Las escasas facies básicas son monzogabros de piroxeno y gabros de anfíbola, que forman pequeños stocks en el valle del río Laguna (30°10'S) y río Manflas (Mpodozis y Cornejo, 1988; Nasi *et al.*, 1990). Mayor volumen alcanza la **Unidad Los Carricillos**, stocks irregulares y circunscritos de granodioritas de biotita ($\pm$ hornblenda), que aparecen desde Cerro del Potro hasta Sierra de Las Palas, en el Batolito Chollay (Fig. 2) y diversos plutones que, en el Batolito Elqui-Limarí, intruyen a la Superunidad El-

qui. El mayor volumen (>80%) de la Superunidad Ingaguás está formado por granitos leucocráticos que se pueden agrupar, de acuerdo a diferencias texturales, en tres unidades principales. La **Unidad Chollay** constituye la casi totalidad del batolito del mismo nombre y gran parte del Batolito del Potro, entre los 28° y 29°30'S (Fig. 2). Está formada por granodioritas a sienogranitos leucocráticos, de grano grueso, predominando las facies graníticas (Fig. 4). Los minerales máficos (biotita $\pm$ anfíbola) ocupan sólo un pequeño porcentaje en volumen. El feldespato potásico aparece como grandes cristales de ortoclasa peritítica y, en algunos casos, de microclina. La **Unidad El León** es una asociación de granitos rosados, hololeucocráticos, predominantemente monzogranitos, de grano medio, en los cuales la biotita (2-8%) es el principal, y en muchos casos, único mineral máfico. La **Unidad El Colorado**, de acuerdo con sus relaciones de contacto (Mpodozis y Cornejo, 1988) es, relativamente, la más joven dentro de la Superunidad Ingaguás y es una asociación texturalmente heterogénea, y de un típico color rojo ladrillo, de granitos gráficos de grano grueso, con cavidades miarolíticas, granitos de grano fino y pórfidos riolíticos intrusivos con ojos de cuarzo. Su moda es monzogranítica, en promedio, ligeramente más rica en feldespato alcalino que la Unidad El León. Algunos plutones de la Unidad Colorado forman cuerpos tabulares y diques, que parecen estar controlados por fracturas o fallas (Fig. 2).

Con excepción de una edad K-Ar en biotita de 276 ± 4 Ma, obtenida en la Unidad El León (Mpodozis y Cornejo, 1988), las edades K-Ar y Rb-Sr de la Superunidad Ingaguás disponibles se sitúan en el intervalo 240-180 Ma (Parada *et al.*, 1981; Nasi *et al.*, 1985; Brook *et al.*, 1986; Rex, 1987; Pankhurst, comun. escrita, 1988). En el Plutón Monte Grande de la Unidad El León, se han obtenido, por ejemplo, dos isócronas Rb-Sr concordantes de 192 ± 11 y 200 ± 10 Ma (Brook *et al.*, 1986). Rex (1987) obtuvo edades Rb-Sr similares tanto en la Unidad Los Carricitos (205 ± 41 Ma) como también en las unidades El León (204 ± 11 Ma) y El Colorado (202 ± 5 Ma). Estas edades parecen ser anormalmente jóvenes considerando el contexto geológico regional ya que, en varios lugares, plutones de la Superunidad Ingaguás están cubiertos, en discordancia, por secuencias volcánicas y sedimentarias, en parte fósilíferas, del Triásico Medio-Jurásico Inferior. En opinión de los autores es probable que algunas de ellas no representen reales edades de emplazamiento y/o cristalización. Sólo el uso de métodos más penetrativos (U/Pb) permitirá resolver finalmente el problema.

GEOQUIMICA

Desde un punto de vista químico existen, dentro de la Superunidad Ingaguás, dos grupos de intrusivos: 1. La Unidad Los Carricitos (y, probablemente, los plutones menores de gabro, para los cuales no se dispone de análisis químicos), y 2. El gran grupo de

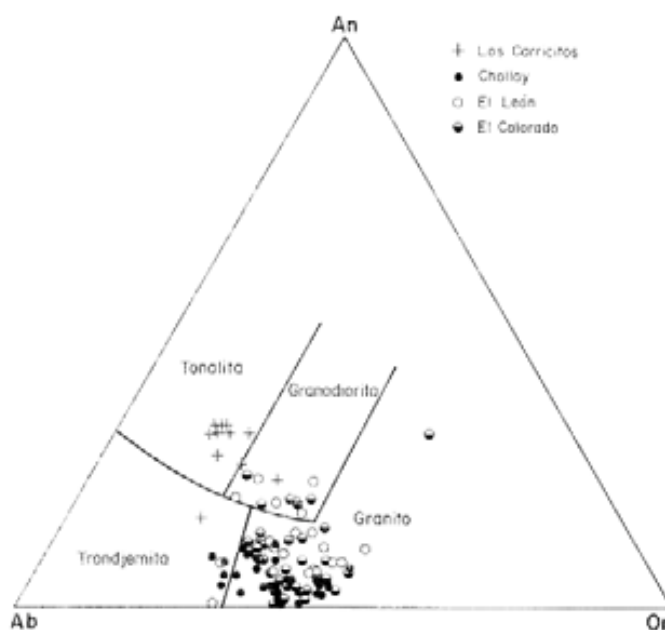


FIG. 4. Diagrama triangular Ab/Or/An normativa de la Superunidad Ingaguás.

granitos leucocráticos de las unidades Chollay, El León y El Colorado, que, pese a sus diferencias texturales, parece corresponder a un solo grupo genético.

UNIDAD LOS CARRICITOS: GRANITOS I DE UNA FUENTE CORTICAL PROFUNDA

La Unidad Los Carricitos está compuesta por granodioritas calcoalcalinas (SiO_2 65-70%), meta a peraluminosas, pobres en potasio ($\text{K}_2\text{O} < 3\%$) y de baja razón FeO/MgO (Figs. 5, 7). En los diagramas discriminantes (Rb versus $\text{Yb} + \text{Y}$; Ta versus Yb y Rb ver-

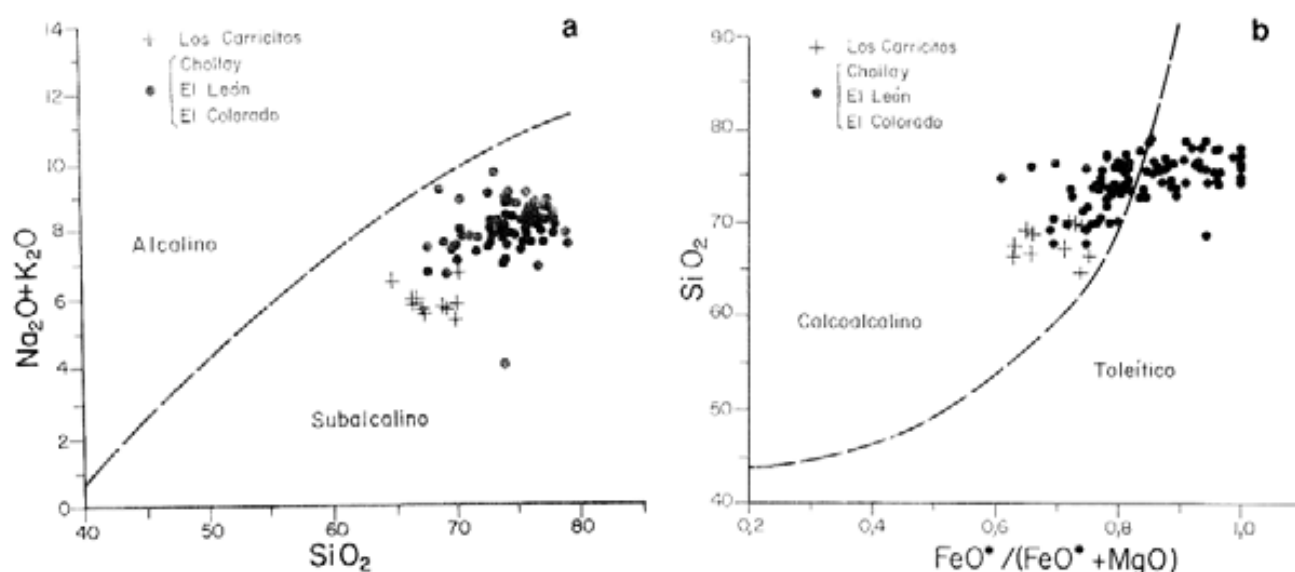


FIG. 5. Superunidad Ingaguás. a. Diagrama $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ versus SiO_2 . Límite de los campos según Irvine y Baragar (1971); b. SiO_2 versus $(\text{FeO}^*/\text{FeO}^* + \text{MgO})$. Campos toleítico y calcoalcalino según Miyashiro (1974).

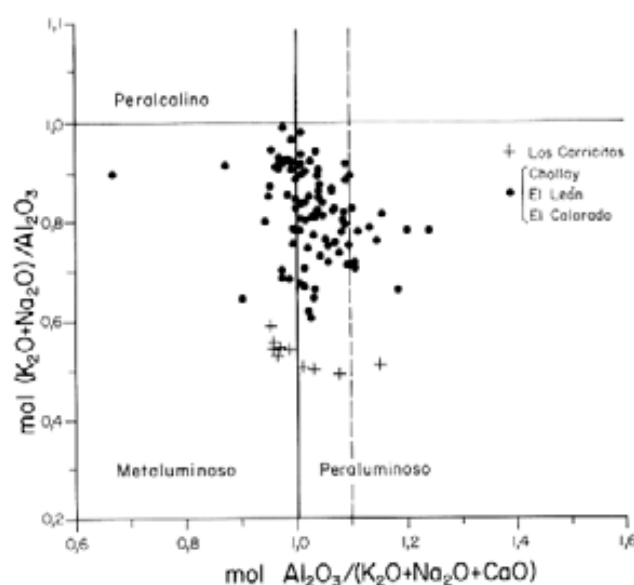


FIG. 6. Superunidad Ingaguás. Índice de saturación en alúmina ($\text{mol Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$, Zen, 1986) versus 'Índice de Alcalinidad' ($\text{mol K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$). La naturaleza 'marginamente peraluminosa' (Anderson, 1983) de los granitos queda de manifiesto por sus valores ASI comprendidos entre 1 y 1,1.

sus Yb + Nb) de Pearce *et al.* (1984) se ubican, sin excepción, en el campo VAG (granitos de arco volcánico). Muestra razones $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, K/Rb variables y ASI entre 0,95 y 1,14. Las muestras metaluminosas ($\text{ASI} = 0,95-1,03$) poseen valores elevados de Na/K y K/Rb , pero razones Ba/K y La/Yb menores que las peraluminosas ($\text{ASI} = 1,08-1,014$). Típicos de la Unidad Los Carricitos son sus patrones de tierras raras de gran pendiente (Fig. 7) con LREE fuertemente inclinadas, HREE con poca inclinación, pequeñas anomalías de europio y contenidos de estroncio relativamente altos. Esta combinación de caracteres sugiere una fuente rica en granate, pero pobre en pla-

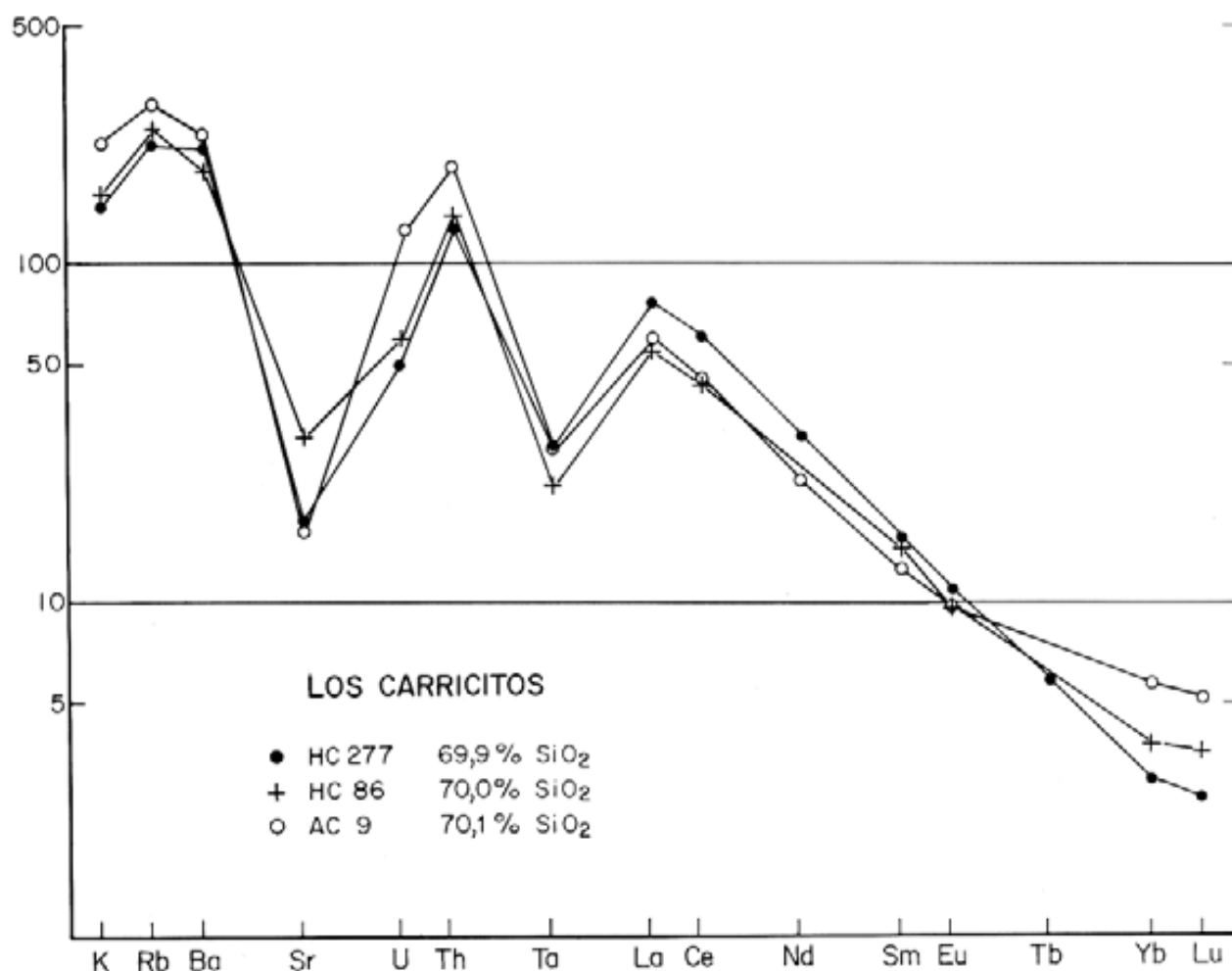


FIG. 7. Diagramas normalizados en relación a condritas de elementos trazas y tierras raras, Unidad Los Carricitos. Datos analíticos en Mpodozis y Kay^o.

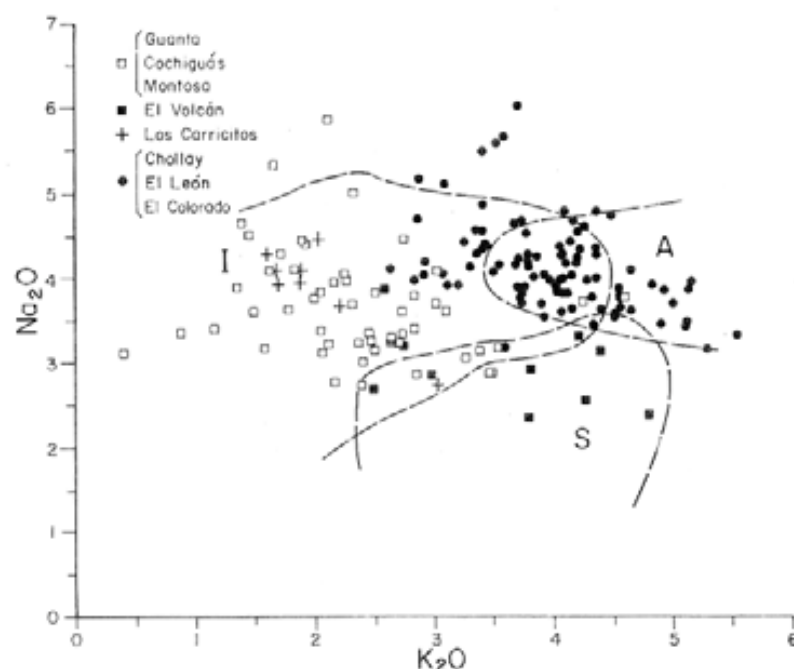


FIG. 8. Diagrama Na_2O versus K_2O , superunidades Elqui e Ingaguás. Límites de los campos entre granitos I, A y S, sobre la base de los datos de White y Chappell (1983) para el Lachlan Fold Belt de Australia.

gioclasa. La Unidad Los Carricitos derivaría de porcentajes más elevados de fusión parcial de una fuente aún más rica en granate que aquella de la Unidad Cochiguás, ubicada en niveles profundos de la corteza (Mpodozis y Kay)⁶.

UNIDADES CHOLLAY, EL LEÓN Y EL COLORADO: GRANITOS CALCOALCALINOS MUY EVOLUCIONADOS

Las granitos leucocráticos de la Superunidad Ingaguás son rocas subalcalinas, hipersilíceas (70-80% SiO_2), sódicas ($\text{Na}_2\text{O} > 3,5\%$) y ricas en potasio ($\text{K}_2\text{O} \sim 3-5,5\%$) (Figs. 5a, 6). Son relativamente ricas en hierro y, en el diagrama $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ versus SiO_2 , cortan a través de la línea divisoria entre los campos calco-alcalino y toleítico (Fig. 5b). Constituyen un grupo químicamente homogéneo de rocas marginalmente peraluminosas (ver Anderson, 1983) con valores ASI entre 1 y 1,1 (Fig. 6).

Las características químicas, petrográficas y modo de afloramiento de los granitos de la Superunidad Ingaguás llevaron a Parada (1982, 1984) a compararlos con los granitos A, o anorogénicos, descritos por Loiselle y Wones (1979) y Collins *et al.* (1982). Una de las características de los granitos A es, precisamente, su naturaleza marginalmente peraluminosa. Según Shaw y Flood (1981), en este tipo de rocas la descomposición de hornblendas pargasíticas,

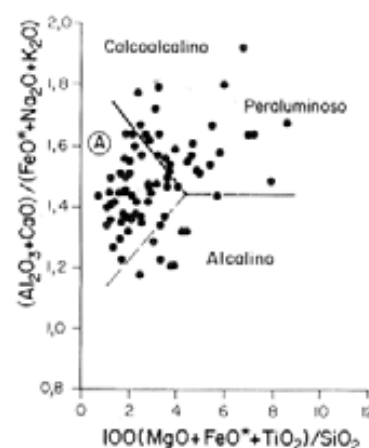


FIG. 9. Diagrama discriminante de Sylvester (1989) para muestras de granitos (Chollay, El León, El Colorado) de la Superunidad Ingaguás. La mayoría se ubica en el campo alcalino, pero en la zona de traslape con los granitos calcoalcalinos altamente evolucionados⁷.

durante la fusión parcial, podría dejar piroxenos pobres en aluminio como residuo y un magma enriquecido en alúmina. Según Clemmens *et al.* (1986) y Collins *et al.* (1982), los Granitos A, se emplazan en un régimen tectónico extensional, en niveles altos de la corteza y provendrían de magmas secos ($\text{PH}_2\text{O}/\text{Ptot} < 1$) de alta temperatura ($\sim 900^\circ\text{C}$), provenientes de la fusión parcial de fuentes de 'melt-depleted lower crustal I type sources', aunque esta exigencia de una fuente residual ha sido puesta en duda por Whalen *et al.* (1987) y Kleemann y Twist (1989). El calor necesario para la fusión requiere de una fuente extracortical que, probablemente, correspondería a magmas basálticos derivados del manto.

A pesar de estas analogías, las características anorogénicas de los granitos de la Superunidad Ingaguás no son extremas. Los granitos A proterozoicos de los Estados Unidos son, por ejemplo, francamente toleíticos (Anderson, 1983), lo que no es el caso en la Superunidad Ingaguás. Por otro lado, los granitos de la Superunidad Ingaguás son más pobres en sodio que los granitos A australianos, y se ubican en la difusa zona transicional entre granitos I y A en el diagrama Na_2O versus K_2O (Fig. 8) del Lachlan Fold Belt (White y Chappell, 1983). Presentan niveles de tierras raras relativamente elevados, pero más bajos que los granitos A de Australia y Estados Unidos (Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987).

El diagrama de Sylvester (1989) $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO})/(\text{FeO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

($\text{FeO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) versus $100 (\text{MgO} + \text{FeO}^* + \text{TiO}_2) / \text{SiO}_2$; Fig. 9) discrimina entre granitos alcalinos (incluyendo a los granitos A) de granitos calcoalcalinos y peraluminosos. Los granitos de la Superunidad Ingaguás se ubican en la zona alcalina, pero en la región de traslapo con granitos considerados como diferenciados extremos de magmas calcoalcalinos (Fig. 9).

Una forma de discriminar entre ambos grupos es considerar su contenido de elementos incompatibles. Los bajos niveles de LREE (Ce=35-95 ppm) de los granitos de la Superunidad Ingaguás comprueban su afinidad con los **granitos calcoalcalinos diferenciados** (Ce< 80-90 ppm, Whalen *et al.*, 1987), con algunas muestras transicionales a granitos alcalinos (Ce>80 ppm). Según Sylvester (1989) los granitos alcalinos y diferenciados calcoalcalinos extremos, como la Superunidad Ingaguás, se pueden generar, no sólo en condiciones anorogénicas, sino, también, en **ambientes postcolisionales**, por fusión de corteza continental tectónicamente engrosada.

Los granitos de la Superunidad Ingaguás presentan diseños planos de tierras raras ($\text{La/Yb} = 5-14$) con notables anomalías de europio (Fig. 10). Los cambios en la razón La/Yb están controlados por variaciones en el contenido de LREE y la falta de correlación positiva entre LREE y Th con SiO_2 sugiere la participación de un mineral accesorio, quizás monazita, como fase magmática fraccionada o residual. En magmas graníticos, el fraccionamiento de fases accesorias puede producir una drástica disminución en los niveles de LREE y una rotación de las HREE, enmascarando la posible participación de fases retentivas de HREE (ver Miller y Mittlefeldt, 1982). Sin embargo, las muestras menos silíceas de la Superunidad Ingaguás presentan los diseños de LREE más empinados y los HREE más planos, lo cual indicaría que, efectivamente, corresponden a un rasgo heredado de la fuente. Estas características contrastan (a niveles similares de SiO_2) con la Unidad Los Carricitos, no existiendo, en los granitos, evidencias de granate en la región fuente.

Las anomalías de europio se hacen mayores a medida que el SiO_2 aumenta y disminuye el Sr, indicando participación de feldespato. Debido a los niveles relativamente elevados de Ba, Rb y Sr, el

fraccionamiento de feldespato potásico fue importante sólo en las muestras más diferenciadas, que poseen grandes anomalías de europio.

PETROGENESIS

Los diseños de tierras raras de la Unidad Los Carricitos indican la participación de granate en la región fuente. Considerando que sus razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,707; Rex, 1987) son más bajas que en la Unidad Cochiguás⁽⁴⁾ es probable que ésta corresponda al residuo granulítico de intrusiones previas (probablemente de la Unidad Guanta), acumulado en la corteza inferior. Este residuo se habría fundido debido al influjo de magmas basálticos originados en el manto, cuando el engrosamiento cortical fue máximo, o bien, al inicio de la relajación extensional posttectónica subsecuente a la FSR. Su afinidad con rocas de arco se explicaría considerando que la fuente correspondería a los niveles más profundos del arco carbonífero (Mpodozis y Kay)^o.

Los granitos de la Superunidad Ingaguás (Chollay, El León, El Colorado), son intrusivos calcoalcalinos altamente evolucionados, transicionales a granitos alcalinos, que muestran afinidades químicas con, entre otros, los granitos proterozoicos de las Montañas St. Francois, Missouri (Cullers *et al.*, 1981). Según Whitney (1988) rocas de este tipo se pueden formar por la fusión de rocas intermedias con biotita $\pm$ hornblenda en la corteza media-inferior. La magnitud de la fusión cortical requiere una fuente de calor capaz de elevar la temperatura, por lo menos, hasta 750-850° (Whitney, 1988). La fuente calórica más probable puede ser la acumulación de grandes volúmenes de magmas basálticos en la base de la corteza (Huppert y Sparks, 1988). Las razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativamente bajas de los granitos (0,7056-0,7062; Brook *et al.*, 1986; Rex, 1987), a pesar de su composición hipersilícea, se pueden explicar sólo si la componente cortical se hubiese formado durante el Paleozoico. Esta correspondería, probablemente, a parte de la corteza siálica de Chileña. La ausencia de granate de la fuente indicaría que la corteza estaba en proceso de adelgazamiento, durante un período de extensión acompañado de erosión, subsecuente a la FSR.

⁽⁴⁾ Válido en el caso que las isócronas Rb-Sr de la Superunidad Ingaguás representen, efectivamente, edades de cristalización.

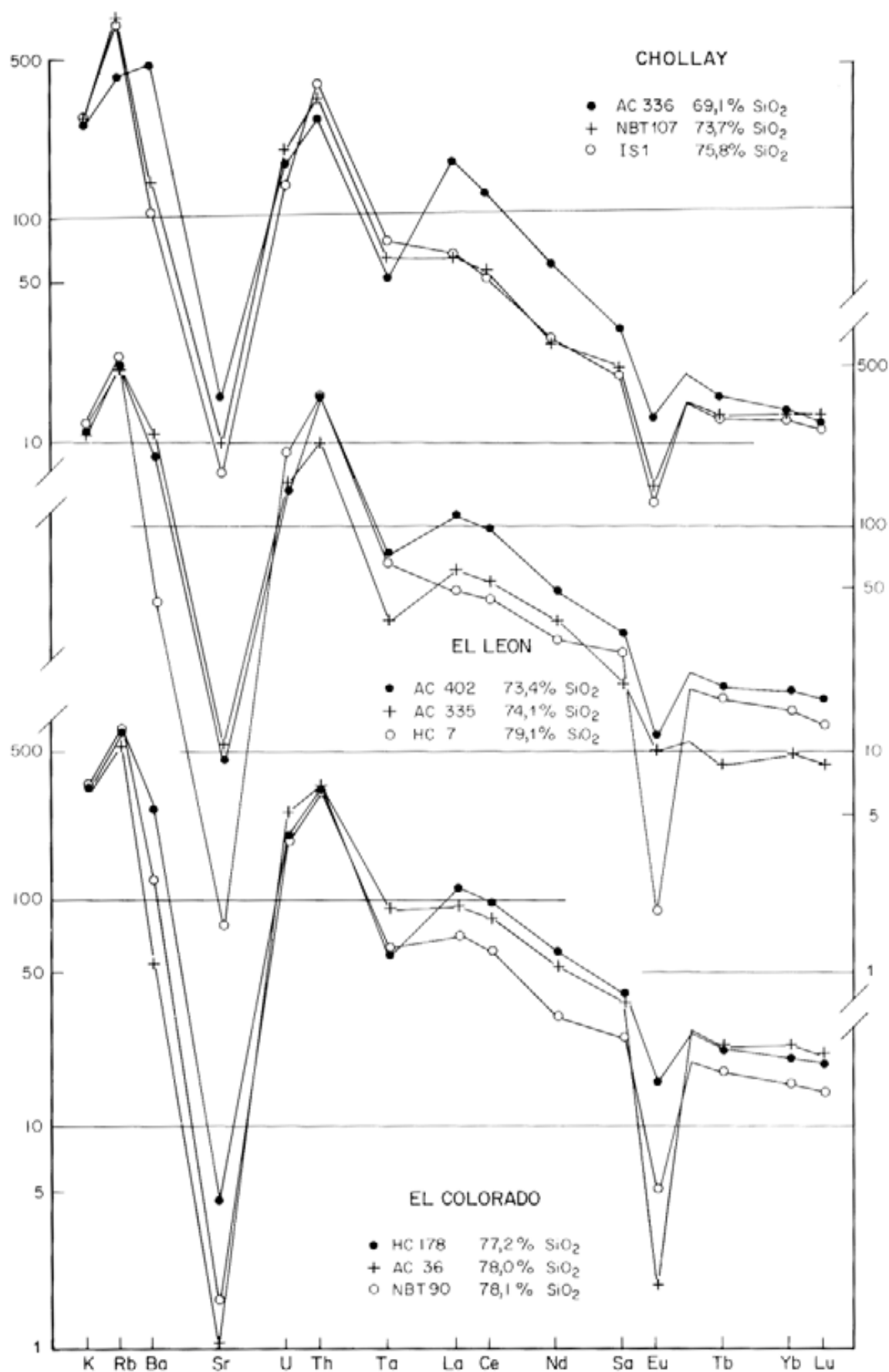


FIG. 10. Diagramas normalizados en relación con condritas de elementos trazas y tierras raras, unidades Chollay, El León y El Colorado. Datos analíticos en Mpodozis y Kay^o.

PROVINCIAS VOLCANICAS ACIDAS DEL PALEOZOICO SUPERIOR-TRIASICO: LA SUPERUNIDAD INGAGUAS DENTRO DEL CONTEXTO DE GONDWANA

Los granitoides del Norte Chico chileno forman parte de las extensas franjas plutónicas del Paleozoico superior-Triásico de los Andes chileno-argentinos (Aguirre, 1983; Forsythe, 1982; Hervé *et al.*, 1987). Dentro de ellas se incluyen tanto batolitos representativos del arco carbonífero gondwánico, tales como el Batolito de la Costa de Chile centro-sur como familias de granitos hipersilíceos que, junto con sus equivalentes ácidos efusivos, integran la Provincia Magmática Ácida Choiyoi (Kay *et al.*, 1989). Las dimensiones de la Provincia Choiyoi permiten compararla con la Provincia Ácida Proterozoica (1.480-1.440 Ma) del centro de Estados Unidos, que ocupa más de 1.000.000 km² en el corazón del continente norteamericano entre Canadá y Texas (ver Anderson 1983; Van Schmus *et al.*, 1987; Bickford, 1988; Windley, 1989).

La Superunidad Ingaguás pertenece a la Provincia Choiyoi y, por su edad, es sincrónica con la Provincia Mitu de Perú y Bolivia (Figs. 11, 12).

LA PROVINCIA CHOIYOI

La Provincia Choiyoi (Fig. 11) se extiende por más de 2.500 km desde Collaguasi (22°S) en el norte de Chile (Vergara y Thomas, 1984) hasta la Cuenca del Neuquén y el Macizo Norpatagónico (40°S) (Llambías y Leveratto, 1975; Rapela y Kay, 1988; Kay *et al.*, 1989). Sus mayores afloramientos se encuentran en la Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael, de las provincias de Mendoza y San Juan, en Argentina (29-33°S; Mpodozis *et al.*, 1976; Caminos, 1979), donde predominan los afloramientos de la cubierta volcánica, con grandes volúmenes de ignimbritas riolíticas (Cortés, 1985), asociados a batolitos graníticos como el de Colangüil (29-31°S, Llambías *et al.*, 1987; Llambías y Sato, 1990). Los afloramientos de la Superunidad Ingaguás, parte del bloque de la Cordillera Frontal, representan al ambiente intrusivo epizonal del complejo pluto-volcánico. Niveles más superficiales, que exponen la interfase entre rocas plutónicas y volcánicas y donde Davidson *et al.* (1985) indicaron la presencia de calderas, se encuentran más al norte, entre los 23° y 26°S (Cordillera de Domeyko; Naranjo y Puig, 1982; Boric *et al.*, 1990). Dataciones K-Ar y Rb-Sr de granitos y riolitas pertenecientes al lapso 300-280 Ma (Davidson *et al.*, 1985;

Brook *et al.*, 1986) concordantes con los datos U/Pb de M. Hervé (comun. oral, 1990), parecen indicar que el magmatismo ácido habría comenzado, en el norte de Chile, durante el Carbonífero superior, lo cual implicaría diacronismo, con edades más jóvenes hacia el sur, a lo largo de la Provincia Choiyoi.

Trabajos detallados en el Batolito de Colangüil permiten efectuar una comparación con la Superunidad Ingaguás. Según Llambías *et al.* (1987) y Llambías y Sato (1990), el batolito está formado por granodioritas y granitos epizonales leucocráticos (75-76% SiO₂), con edades Rb-Sr entre 265 y 245 Ma, que ocupan una superficie superior a los 2.000 km². De acuerdo con Llambías y Sato (1990), el Batolito de Colangüil se emplazó durante el período extensional, subsecuente al engrosamiento cortical producido por la Fase Orogénica San Rafael (Pérmico Inferior tardío). Esta fase se manifiesta en la fuerte discordancia entre las sedimentitas de la Formación Cerro Agua Negra (Carbonífero superior-Pérmico Inferior) y el Grupo Choiyoi.

LA PROVINCIA MITU (PERMO-TRIASICO) DE PERU Y BOLIVIA: EQUIVALENTE INTERNO DE LA PROVINCIA CHOIYOI

En la Cordillera Oriental de Perú y Bolivia aflora el Grupo Mitu (Newel *et al.*, 1953; Mégard, 1978), formado por sedimentos molásicos continentales, intercalados con lavas basálticas y acumulados en cuencas extensionales entre el Pérmico medio y el Jurásico Inferior (Laubacher, 1978; Kontak *et al.*, 1985). La extensión ha sido considerada como una relajación subsecuente a la fase tectónica tardi-hercínica (Mégard *et al.*, 1971) o bien un fenómeno relacionado con el inicio de la ruptura de Gondwana (Noble *et al.*, 1978). Entre las lavas se incluyen desde basaltos alcalinos hasta shoshonitas y absarokitas (Kontak *et al.*, 1984, 1985). El Grupo Mitu se encuentra atravesado por un rosario, de 1.200 km de largo, formado por stocks graníticos, permo-triásicos, circunscritos (McBride *et al.*, 1983; Kontak *et al.*, 1985). Los intrusivos son granodioritas de biotita, monzogranitos y sienogranitos leucocráticos, subalcalinos, peraluminosos (ASI = 1-1,2) con elevados valores de la razón inicial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,7081-0,710), diseños planos de tierras raras y notable anomalía de europio.

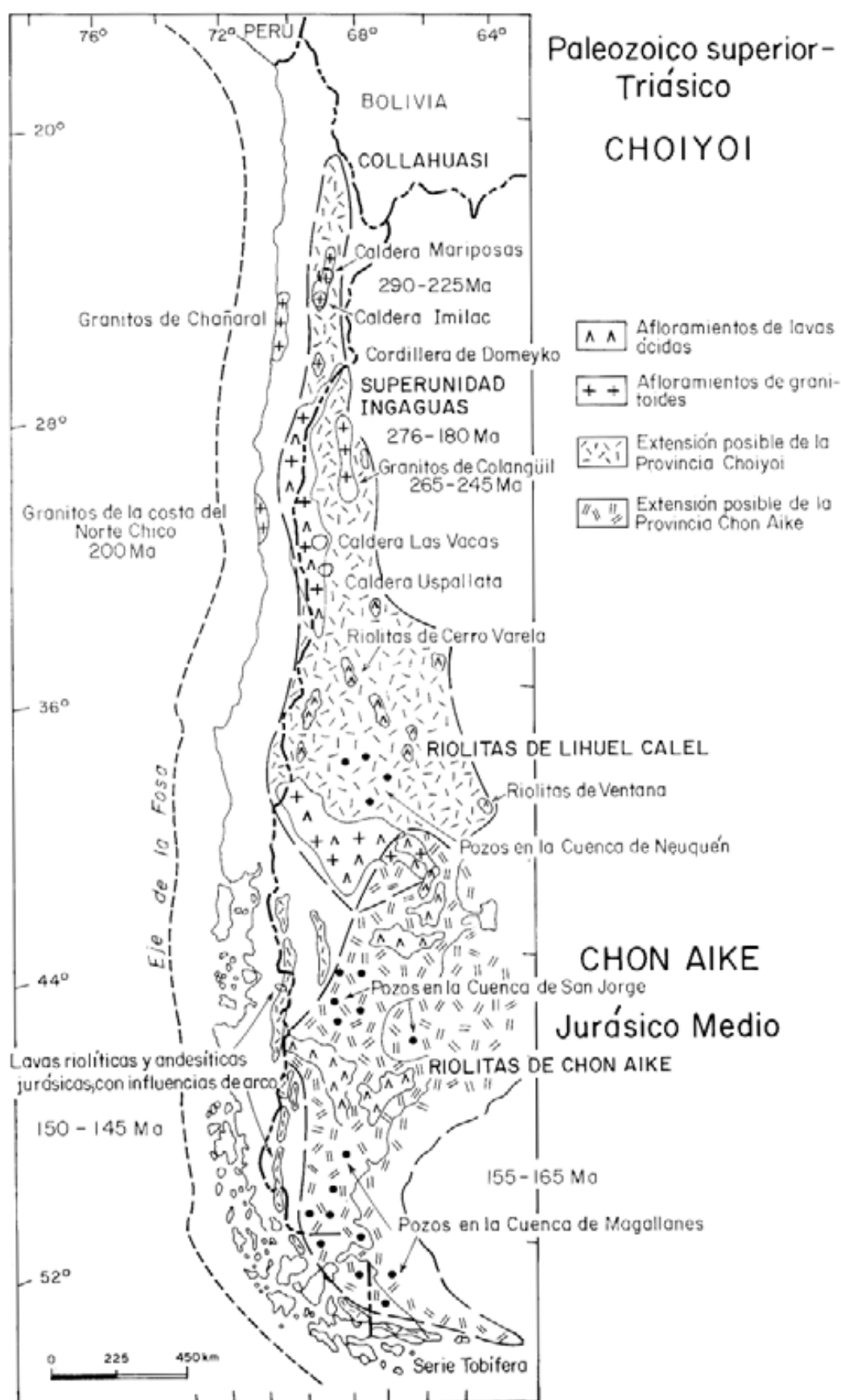


FIG. 11. Las grandes provincias magmáticas ácidas (Choiyoi, Chon Aike) de Argentina y Chile. (Basado en Kay *et al.* (1989), modificado.)



FIG. 12. Distribución de las provincias magmáticas ácidas en el margen de Gondwana entre Perú y Australia. Estas se desarrollan, de preferencia, sobre la franja de terrenos exóticos y bloques microcontinentales, acrecionados al supercontinente en el curso del Paleozoico. Al este de los terrenos acrecionados, sobre el núcleo cratónico predominan las provincias basálticas (Karroo, Serra Geral). IT: Isla Thurston; MB: Tierra de María Byrd; NZ: Nueva Zelanda. Reconstrucción de Gondwana a los 240 Ma, según Lawver *et al.* (1989).

Kontak *et al.* (1985) consideraron que derivarían de magmas secos, productos de la fusión de la corteza inferior, inducida por una anomalía térmica causada

por la acumulación de magmas basálticos en la interfase manto-corteza.

LA SUPERUNIDAD INGAGUAS Y LA FASE SAN RAFAEL: UN MODELO COLISIONAL PARA LAS ÚLTIMAS ETAPAS DE LA EVOLUCIÓN GONDWANICA EN LOS ANDES DEL CENTRO DE CHILE Y ARGENTINA

De lo anteriormente expuesto se desprende que, para comprender la evolución del magmatismo del Paleozoico superior-Triásico en el margen sudamericano de Gondwana, conviene discutir el significado y naturaleza de la Fase Orogénica San Rafael.

En Argentina, los efectos de la FSR han quedado registrados en el Batolito de Colangüil (ver Llambías y Sato, 1990) y gran parte de la Cordillera Frontal, sin que la deformación afecte a los sedimentos del Grupo Paganzo (Salfity y Gurostovich, 1983), acumula-

dos más al este, sobre el cratón sudamericano.

En la Cordillera del Tigre (Cordillera Frontal de Mendoza), la naturaleza de la FSR ha sido documentada a través de estudios paleomagnéticos. En esa zona, las secuencias volcánicas del Carbonífero superior-Pérmico Inferior (Formación Portezuelo del Cenizo) datadas en 281 ± 10 Ma (edad K-Ar recalculada por Vilas y Valencio, 1982) e incluidas por Cortés (1985) en el Grupo Choiyoi, habrían sido rotadas en torno a ejes subverticales (Rapalini, 1989). Las unidades superiores riolíticas del Grupo Choiyoi (formaciones Tambillos y Horcajo), acumuladas entre los 263 y 230 Ma, no muestran evidencias de rotación. Estos datos se complementan, a escala global, con el análisis de las curvas de deriva polar de Gondwana (Valencio *et al.*, 1983). De ellas se deduce que la FSR coincide con el fin del período de rápido desplazamiento continental del Carbonífero-Pérmico Inferior y que, desde el Pérmico tardío-Jurásico, el continente permaneció estacionario, sin registrar mayores desplazamientos latitudinales (Rapalini, 1989; Ramos y Kay, en prensa; Kay *et al.*, 1989).

La rotación de bloques *in situ*, engrosamiento cortical, cese de la subducción y detención del desplazamiento polar de Gondwana, que se manifiestan a través de la FSR, son consistentes con una hipótesis, que aquí se propone, de la **colisión oblicua con un elemento alóctono extracontinental** (Terreno X) como causa próxima de la deformación. Utilizando esta hipótesis colisional se puede construir el siguiente modelo, que es consistente con los datos geoquímicos y explicaría la evolución del magmatismo del Paleozoico-Triásico Superior del Norte Chico chileno, así como sus relaciones con las provincias ácidas Choiyoi y Mitu.

La construcción de un arco magmático, Carbonífero-Pérmico Inferior, de borde continental, en el margen pacífico de Gondwana (Unidad Guanta), se habría visto favorecida por la rápida deriva aparente del supercontinente con respecto al polo. Durante el Pérmico medio (ver Valencio *et al.*, 1983) habría tenido lugar la colisión oblicua y amalgamación de un fragmento exótico contra el margen activo de Gondwana. Debido a ello y, coincidiendo con la FSR, se habría producido un engrosamiento cortical generalizado en la zona de la actual Cordillera Frontal, acompañado por la rotación de bloques en torno a ejes verticales y emplazamiento de granitoides sin a post-colisionales (Cochiguás, El Volcán, Los Carricitos), con una importante componente cortical.

El calor liberado por la colisión puede haberse su-

mado al efecto causado por la remoción de la placa subductada inactiva, para producir fusión descompresional en el manto. Grandes volúmenes de magmas basálticos se habrían acumulado contra la base de la corteza continental en fase de adelgazamiento extensional. La transferencia de calor a la corteza y subsecuente fusión habría originado el magmatismo ácido de la Provincia Choiyoi (Fig. 13). La mayoría de los magmas basálticos quedó atrapada contra la base de la joven corteza continental de la Provincia Choiyoi, formada, en su mayor parte, por fragmentos exóticos (*i.e.* Chilenia) colectados contra el margen de Gondwana durante el Paleozoico. Aquella se encontraba demasiado dúctil y caliente para que se produjesen fracturas frágiles, que permitieran el ascenso de los basaltos. Sólo más al este, ya en el borde del rígido y frío cratón sudamericano, los magmas basálticos alcanzaron la superficie junto con los magmas ácidos, para formar la Provincia bimodal Mitu.

El principal problema del modelo propuesto es la falta de pruebas acerca de la existencia del Terreno X. Sin embargo, trabajos recientes de paleomagnetismo en la Cordillera de la Costa del Norte Chico sugieren grandes desplazamientos longitudinales de bloques a lo largo del margen chileno durante el Triásico-Jurásico Inferior (Forsythe *et al.*, 1987). Si a ello se suma una posible erosión por subducción de una parte del ante-arco andino, durante el Mesozoico y Cenozoico (Rutland, 1970; Ziegler *et al.*, 1981; Bourgois, 1989; Mpodozis y Ramos, en prensa), es probable que el Terreno X haya sido removido del actual margen chileno.

La hipótesis de una colisión durante la FSR explicaría, fácilmente, una de las grandes interrogantes de la geología de los Andes chilenos: la causa del abrupto salto al oeste del eje del magmatismo entre el Paleozoico superior y el Jurásico. Dentro del contexto de Gondwana, esta hipótesis colisional no es singular. Una evolución semejante se registra en el Carbonífero-Triásico del New England Fold Belt australiano (Fig. 12) con la ventaja que, allí, se ha reconocido el terreno exótico.

LOS GRANITOS TRIASICOS DEL NEW ENGLAND FOLD BELT (AUSTRALIA): UNA SORPRENDENTE ANALOGIA CON LA PROVINCIA CHOIYOI

El New England Fold Belt es la parte más joven y oriental del Cinturón Orogénico Tasman, que bordea la región costera del este de Australia (Leitch,

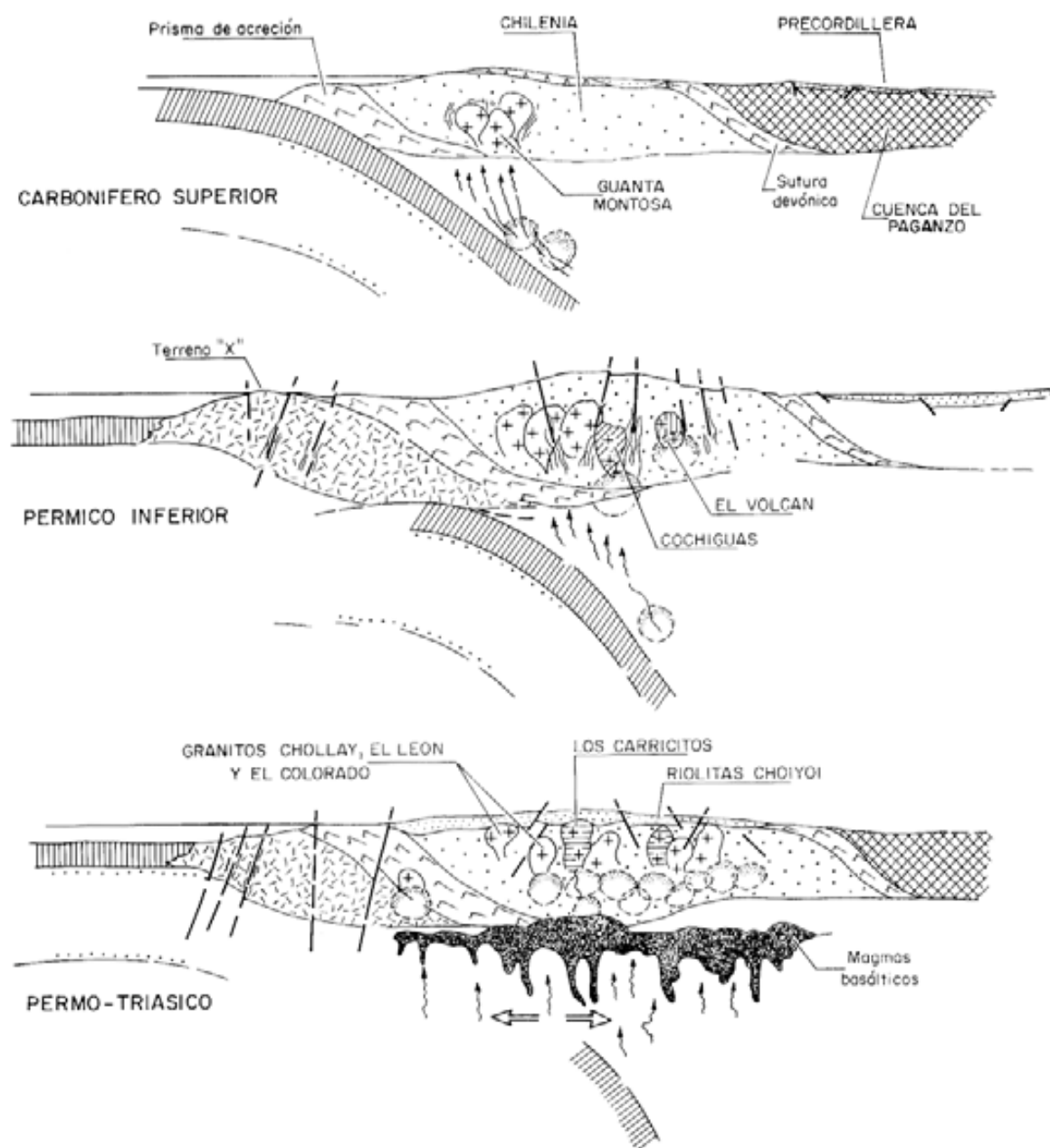


FIG.13. Esquema que ilustra el modelo colisional propuesto para explicar la génesis de la Superunidad Ingaguás y la Provincia Choyoi. La colisión oblicua de un bloque exótico (Terreno X) habría sido la causa de la FSR y engrosamiento cortical asociado. El posterior colapso gravitacional de la placa subductada inactiva habría favorecido la fusión descompresional en el manto, la formación de magmas basálticos y la fusión cortical.

1975; Roberts y Engel, 1987; Murray *et al.*, 1987). Representa un sistema de margen continental activo del Paleozoico superior, con subducción dirigida hacia el oeste, del cual se conservan las facies de prisma de acreción, ante-arco y, en parte, los granitoides del arco (Sylvester, 1989). Los intrusivos más antiguos del New England Batholith, entre Brisbane y Sidney, son granitos S, peraluminosos, producto de la fusión del prisma de acreción, en el frente del arco carbonífero (Shaw y Flood, 1981). Una fase de

deformación y engrosamiento cortical, acompañada por movimientos transcurrentes interrumpió el ciclo en el Carbonífero superior-Pérmico Inferior (280 y 235 Ma) produciendo la extinción del arco. Dicho episodio (Evento Hunter) estaría relacionado con la colisión de un terreno exótico (Terreno Beenleigh) contra el margen australiano (Degeling *et al.*, 1986; Korsh *et al.*, 1986; Korsh y Harrington, 1987).

El plutonismo se reactivó en el Pérmico (255 Ma) con la intrusión de tonalitas, granodioritas y granitos

I, metaluminosos, de hornblenda y biotita, hasta culminar en el Triásico con un gran volumen de granitos postcolisionales (Hensel *et al.*, 1985; Sylvester, 1989). Al igual que los granitos de la Superunidad Ingaguás, los granitos triásicos del New England Fold Belt ('leucocadamelitas' según Shaw y Flood, 1981) son granitos de biotita hipersilíceos (74-77% SiO₂), potásicos (4-5% K₂O) y ligeramente peraluminosos, que presentan diseños relativamente planos de tierras raras, y notables anomalías de europio (Shaw y Flood, 1981).

PROVINCIAS ACIDAS JURASICAS: EL EFECTO DE CALENTAMIENTO SUPERCONTINENTAL Y EL INICIO DE LA FRAGMENTACION Y DISPERSION DE GONDWANA

La historia gondwánica de Chile central-norte culminó con el evento Choiyoi al que sucedió, en el Triásico, la formación de cuencas extensionales, acompañadas, en la costa, de movimientos de bloques a lo largo de fallas transcurrentes (Charrier, 1979; Forsythe *et al.*, 1987; Ramos y Kay, en prensa). En la zona central del margen de Gondwana (Patagonia, Antártica Occidental), la subducción parece haber continuado por lo menos hasta el Jurásico (Gust *et al.*, 1985; Storey *et al.*, 1987; Davidson *et al.*, 1989). No está claro si la subducción se detuvo en el Jurásico Medio, cuando un intenso magmatismo ácido, precedido de rifts extensionales, dio origen a los plateaus riolíticos de la Provincia Acida Chon Aike de la Patagonia (Kay *et al.*, 1989) y a la intrusión de granitos leucocráticos en los Montes Ellsworth-Withmore (Figs. 12, 14). Aunque más joven que la Provincia Choiyoi, este magmatismo ácido, jurásico, acompañado más al este por la efusión sincrónica de basaltos (Fig. 16) se integra dentro de la cadena de eventos que culminaron en la ruptura inicial de Gondwana, entre Africa y la Antártica a los 170 Ma (Martin y Hartnady, 1986).

LA PROVINCIA JURASICA CHON AIKE (TOBIFERA) DE LA PATAGONIA

Según Kay *et al.* (1989), los afloramientos de la serie volcánica silícea jurásica (Formación Tobífera, Serie Porfírica o Formación Chon Aike y equivalentes) de la Patagonia, forman parte de otra provincia magmática ácida: la Provincia Chon Aike. Se extienden desde la zona de los archipiélagos, al oeste del Batolito Patagónico (Forsythe y Allen, 1980) y regiones de Aysén, Magallanes, Santa Cruz y Chubut hasta la

La evolución del New England Batholith se compara, favorablemente, con aquella de los batolitos del Norte Chico chileno, tanto en su cronología como en su deformación y geoquímica, definiendo una historia plutónica en la cual las leucocadamelitas tendrían un significado similar a los granitos de la Superunidad Ingaguás: intrusivos postcolisionales que siguen a la amalgamación, en el Pérmico Inferior, de un terreno exótico al borde de Gondwana.

costa atlántica, Isla de los Estados y Cuenca de las Malvinas en el Atlántico Sur, ocupando una superficie de más de 1.000.000 km² (Lesta *et al.*, 1980; Natland *et al.*, 1984; Bruhn *et al.*, 1978, Gust *et al.*, 1985; Dalziel *et al.*, 1987). Rocas equivalentes se encuentran incluso en el margen continental del suroeste de Africa (Bristow y Saggerson, 1983).

Kay *et al.* (1989) consideraron que existiría un paso transicional a la Provincia Choiyoi, marcado por una progresiva disminución de la edad de la Provincia Chon Aike, hacia el norte, y rejuvenecimiento de la Provincia Choiyoi, hacia el sur. Estudios recientes en el Macizo Norpatagónico (40-44°S) han detectado numerosos granitos leucocráticos hipersilíceos, asociados a riolitas ignimbríticas (Formación Marifil), con edades Rb-Sr cercanas a los 200 Ma (Cortés, 1981; Cingolani *et al.*, en prensa). En Magallanes y Santa Cruz datos estratigráficos indican edades del Jurásico Medio-Superior, concordantes con las dataciones Rb-Sr (157 ± 7 Ma) de los ortoneises graníticos de Cordillera Darwin, equivalentes intrusivos de las riolitas Chon Aike (Nelson *et al.*, 1980; Hervé *et al.*, 1981). La provincia contiene un elevado volumen de lavas e ignimbríticas riolíticas (72-78% SiO₂) y dacíticas asociadas a un volumen pequeño de lavas andesíticas y basálticas. Su extrusión estuvo precedida y acompañada por una notoria tectónica extensional, que dio origen a numerosas cuencas de rift. Según Bruhn *et al.* (1978), Gust *et al.*, (1985) y Dalziel *et al.* (1987), las riolitas de la Provincia Chon Aike serían el resultado de anatexia cortical, causada por la acumulación de magmas basálticos contra la base de la corteza. Los espesores mayores de rocas volcánicas se alcanzan en los 'grabens' extensionales (Natland *et al.*, 1974).

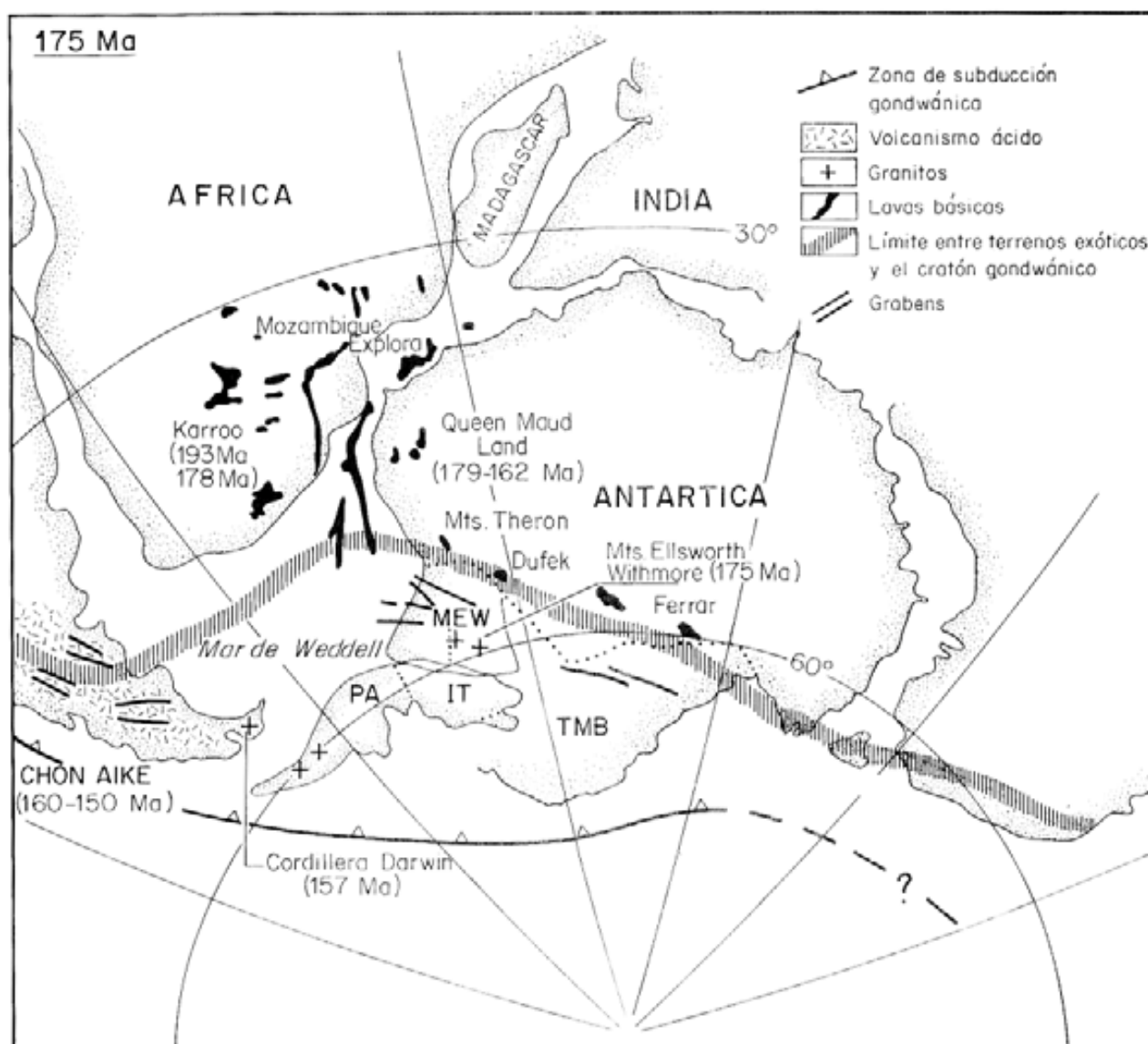


FIG. 14. Reconstrucción de Gondwana a los 170-160 Ma, mostrando la distribución de los flujos basáltico previa ruptura y las manifestaciones magmáticas ácidas sincrónicas (Chon Aike, Península Antártica, Montes Ellsworth-Withmore), sobre el mosaico de bloques exóticos periféricos. Basado en Grunow *et al.* (1987) y White y McKenzie (1989).

LOS GRANITOS JURÁSICOS DE LA PENÍNSULA ANTÁRTICA Y MONTES ELLSWORTH-WITHMORE

Lavas ácidas, similares a las de la Provincia Chon Aike, han sido descritas para la Península Antártica por Saunders y Tarney (1982). Rex (1976), Pankhurst (1982) y Pankhurst *et al.* (1988) señalaron la presencia de algunos plutones del Triásico Superior-Jurásico, en la costa oriental (Mar de Weddell) de la península. Estos poseen rasgos geoquímicos e isotópicos indicativos de que la corteza continental estuvo, al igual que en la Provincia Chon Aike, direc-

tamente involucrada en la génesis de los magmas. Se trata de granitos y granodioritas con razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevadas (0,706-0,709) y bajos ϵNdt (<-3). Algunos (Península Jeorg) son granitos de dos micas interpretados como anatécicos (Pankhurst *et al.*, 1988).

También se han descrito granitos jurásicos en los Montes Ellsworth-Withmore (MEW, Fig. 14), las cuales pertenecen al mosaico de bloques corticales de la Antártica occidental, limitados por zonas de rift, desplazados y rotados durante la ruptura de Gondwana (Schmidt y Rowley, 1986; Grunow *et al.*, 1987, Dalziel *et al.*, 1987). En los MEW, rocas sedimentarias cám-

bricas-pérmicas, afines con las de Cape Fold Belt y con las montañas Transantárticas, están cortados por un grupo de granitos con edades Rb-Sr cercanas a los 175 Ma (Vennum *et al.*, 1987; Millar y Pankhurst, 1987; Storey *et al.*, 1988). Son leucogranitos subalcalinos de biotita $\pm$ muscovita ($\text{SiO}_2 = 70\text{--}76\%$), marginalmente peraluminosos ($\text{ASI} = 1\text{--}1.12$), y poseen razones $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ altas, algunos con afinidades toleíticas. Sus razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son elevadas (0,707 - 0,722) y la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ baja (Storey *et al.*, 1988). Presentan diseños planos de tierras raras, con una fuerte anomalía de europio ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,01\text{--}0,02$). Los granitos de los MEW fueron emplazados al mismo tiempo que los basaltos y diabasas del Supergrupo Ferrar de las montañas Transantárticas, ubicadas justo al sur de los MEW (Cox, 1978; Kyle *et al.*, 1981; Dalziel *et al.*, 1987). Según Storey *et al.* (1988), durante el Jurásico, magmas Ferrar se acumularon, en gran volumen, contra la base de la corteza causando fusión cortical. La mezcla de magmas corticales y magmas Ferrar habría dado origen a los granitos. Los granitos con las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más elevadas (Linck Nunatak) provendrían, exclusivamente, de la fusión parcial de material cortical, mientras que aquéllos con las razones más bajas (Pirrit Hills) se habrían originado por diferenciación de los magmas Ferrar.

LAS PROVINCIAS BASÁLTICAS DEL JURÁSICO; COMPLEMENTO DE LAS PROVINCIAS ÁCIDAS

La posición de los granitos de los MEW permite

compararlos con el Grupo Mitu, en el sentido de que ambos se ubican en el borde del cratón estable de Gondwana y registran influencias cercanas de un magmatismo basáltico contemporáneo. Durante el Jurásico, un voluminoso magmatismo basáltico toleítico de plateau se extendió, al este, sobre el núcleo de Gondwana en Sudáfrica y la Antártica oriental (Fig. 14). Representantes de aquél son no sólo el Supergrupo Ferrar y el Macizo Dufek (Grindley, 1963; Elliot, 1976), sino que los más de 140.000 km² del Supergrupo Karroo, en Sudáfrica (Cox, 1970; Eales *et al.*, 1984); y los extensos niveles de basaltos que afloran por más de 2.000 km a lo largo de los actuales márgenes de Sudáfrica, Mozambique y la Antártica (Hinz y Krausse, 1982; White y McKenzie, 1989) e incluso, las doleritas de Tasmania (Dalziel *et al.*, 1987). Los basaltos presentan variaciones regionales en sus razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, indicativas de un manto heterogéneo (Kyle *et al.*, 1981) o de diversos grados de contaminación con material cortical (Faure *et al.*, 1982).

Las edades más antiguas indican que el primer pulso volcánico del Karroo tuvo lugar a los 193 ± 5 Ma (Fitch y Miller, 1985) pero el pulso principal, tanto en Sudáfrica como en la Antártica oriental, se produjo entre los 180 y 160 Ma (White y McKenzie, 1989). Estas edades se traslapan con la edad de la más antigua anomalía magnética identificada en el piso oceánico entre África y la Antártica (170 Ma, Martin y Hartnady, 1986) y coinciden con el período de efusión del Chon Aike e intrusión de los granitos de los MEW.

EL MODELO DE 'THERMAL BLANKETING' JURÁSICO Y LOS CICLOS SUPERCONTINENTALES

Según Veevers (1989), la progresiva agregación de bloques exóticos a Gondwana, ocurrida durante el Paleozoico, culminó en el Triásico Medio (230 ± 5 Ma) en una singularidad, con todas las masas continentales amalgamadas en un supercontinente único (Pangea II, ver Ramos, 1989). Aunque casi inmediatamente comenzaron los fenómenos de 'rifting' y estiramiento intracontinental, la integridad del supercontinente se mantuvo por más de 70 Ma, ya que sólo en el Jurásico Medio (160 Ma) aparecieron los primeros espacios con fondo oceánico entre los diversos fragmentos de Gondwana en incipiente dispersión (Lawver *et al.*, 1987, 1989).

La formación de un supercontinente implica grandes perturbaciones en el régimen tectónico y termal

del planeta. Su estabilización sobre una misma región durante largos períodos produciría un aislamiento termal del manto sublitosférico ('thermal blanketing') que, al calentarse, terminaría por fundirse, generando magmas basálticos que pueden ascender y acumularse en la base de la corteza. Así, se favorece la fusión seca de la corteza inferior y el magmatismo ácido, acompañado de extensión hasta que se rompe la debilitada litósfera continental y el supercontinente se dispersa (Anderson (1982, 1984; Pollack *et al.*, 1981; Gurniss, 1988, Hoffman, 1989). La anomalía térmica crea un alto en la topografía del geoide, del cual las masas continentales escapan rápidamente, después de la ruptura, para acumularse en un bajo, donde el nuevo supercontinente perma-

necería estacionario, hasta que su ruptura inicie un nuevo ciclo supercontinental de dispersión-agregación (Hoffman, 1989).

Los trabajos paleomagnéticos de Vilas y Valencio (1982) y Valencio *et al.* (1983) han demostrado que después del Pérmico medio (FSR) y hasta el Cretácico, Gondwana permaneció estacionario, sin desplazamiento, aparente, en relación al polo. Dentro de este contexto, las provincias ácidas, jurásicas (Chon Aike, MEW), del margen de Gondwana representarían productos de fusión cortical, inducida por la Anomalía Térmica de Pangea (Veevers, 1989) generada por aislamiento termal del manto. Al igual que

en el caso del Choiyoi, el magmatismo ácido se desarrolla sólo sobre la franja de terrenos exóticos o prismas acrecionales, relativamente jóvenes, delgados, calientes, ricos en volátiles del margen pacífico de Gondwana. En el núcleo cratónico frío del supercontinente, el incremento de temperatura no fue suficiente para permitir la fusión cortical, pero la ruptura frágil de la corteza creó las fracturas necesarias para el ascenso de basaltos (Karoo, Farrar) hasta la superficie, culminando con la ruptura inicial entre África y la Antártica en el Jurásico Medio (Lawver *et al.*, 1989).

CONCLUSIONES

Los batolitos del Paleozoico superior-Triásico de la Cordillera Frontal, en el Norte Chico chileno, son las trazas magmáticas de los fenómenos de amalgamación final y ruptura inicial de Gondwana-Pangea. Su estudio, y una revisión de la literatura, permiten presentar un modelo tectónico para explicar la evolución del margen pacífico del supercontinente, durante la transición del Paleozoico al Mesozoico. Aunque el modelo se base en un mecanismo colisional frágil, éste es consistente con las relaciones de terreno, la geoquímica y el marco regional que presentan los intrusivos en la cordillera entre los 28° y 31°S.

La Unidad Guanta (Superunidad Elqui) representaría a granitoides del arco carbonífero, desarrollado en el margen pacífico de Gondwana después de la acreción de Chilenia durante el Devónico. El incremento de la participación cortical en los magmas, registrado en las unidades Cochiguás, El Volcán y Los Carricitos, pueden relacionarse con los efectos compresionales de la Fase tectónica San Rafael. Esta se atribuye a la hipotética colisión oblicua de un bloque exótico (Terreno X). Fenómenos colisionales se registraron, al mismo tiempo, en otras partes del margen, tales como el New England Fold Belt de Australia.

El adelgazamiento cortical extensional, subsecuente a la colisión, probablemente acompañado por la remoción de la placa subductada, habría favorecido la fusión descompresional en el manto. La acumulación de magmas basálticos contra la base de la corteza se tradujo en fusión cortical a gran escala, que habría originado los granitos hipersilíceos post-

colisionales de la Superunidad Ingagúas.

El fin de la subducción gondwánica en el Norte Chico no sólo coincide con la FSR sino que, también, con el término del período de rápida deriva del supercontinente. La subducción gondwánica permaneció activa hasta el Jurásico en la parte central (Patagonia-Antártica) del margen de Gondwana. En esa zona, el progresivo calentamiento del manto, debido a la anomalía térmica producida por el supercontinente estacionario, habría dado origen, en el Jurásico Medio, a provincias ácidas (Chon Aike, MEW). Estas fueron acompañadas, en el núcleo de Gondwana, por magmatismo basáltico del Karoo, Farrar y otros, que precedió al inicio de su ruptura y dispersión final.

Las ideas aquí esbozadas permiten integrar el magmatismo del Neopaleozoico-Triásico del Norte Chico dentro de las etapas finales del último gran ciclo supercontinental, registrado en la evolución del planeta, las cuales incluyen una serie de eventos en cadena que, al comenzar, incluyó la hipotética colisión pérmica del Terreno X. Esta historia incluye, como elementos fundamentales, el desarrollo de provincias magmáticas ácidas, primeramente post-colisionales (Choiyoi) y, más tarde (Chon Aike), gatilladas por la perturbación termal ligada a la existencia de Pangea. Ambas encuentran analogías sólo en las provincias ácidas proterozoicas de Norteamérica, que también se asocian al final de otro de los ciclos mayores de agregación supercontinental que, según Hoffman (1989), marcan el ritmo mayor de la historia de la Tierra.

AGRADECIMIENTOS

Las ideas presentadas aquí son el resultado de varios años de labor, iniciados con el levantamiento geológico de las Hojas Pisco Elqui, Guanta y El Tránsito. Dichos trabajos, correspondientes al programa de la Carta Geológica de Chile del Servicio Nacional de Geología y Minería, se realizaron en colaboración con C. Nasi, P. Cornejo R. Moscoso y V. Maksaev. Gran parte de los análisis de elementos traza fueron efectuados en 1987, durante la estadía de uno de los autores (C.M.) en el Departamento de Ciencias Geo-

lógicas de la Universidad de Cornell, Estados Unidos, posibilitada gracias a una beca de la J.S. Guggenheim Memorial Foundation. Las discusiones y comentarios efectuados por S. Rivano; E. Llambías; V. Ramos; M.A. Parada; P. Sroaga; R. Kay; F. Hervé; L. Aguirre, E. Godoy y V. Maksaev han sido fundamentales en contribuir a dar su forma final al trabajo. Este se presenta como una contribución a los proyectos 249 ('Andean Magmatism and its Tectonic Setting') y 279 ('Terranes in Latin America') del IGCP.

REFERENCIAS

- Aguirre, L. 1983. Granitoids in Chile. *Geological Society of America, Memoir*, No. 159, p. 293-316.
- Anderson, D.L. 1982. Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid. *Nature*, Vol. 297, p. 391-393.
- Anderson, D.L. 1984. The Earth as a planet: paradigms and paradoxes. *Science*, Vol. 223, p. 347-355.
- Anderson, J.L. 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism in North America. In *Proterozoic Geology: Selected Papers from an International Proterozoic Symposium* (Medaris, L.G.; Byers, C.W.; Mickelson, B.M.; Shanks, W.C.; editors). *Geological Society of America, Memoir*, No. 161, p. 133-154.
- Atherton, M.P. 1984. The Coastal Batholith of Perú In *Andean magmatism, chemical and isotopic constraints* (Harmon, R.S.; Barreiro, B.A.; editors). *Shiva Publishing*, p. 168-179.
- Azcuy, C. L.; Caminos, R. 1987. Diastrofismo. In *El Sistema Carbonífero de la República Argentina* (Arhangel'sky, S.; editor). *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, p. 239-251.
- Barker, F. 1979. Trondhjemite: Definition, environment and hypothesis of origin. In *Trondhjemites, dacites and related rocks* (Barker, F.; editor). *Elsevier*, p. 1-12. Amsterdam.
- Barker, F.; Arth, J.G.; Stern, T. 1986. Evolution of the Coast Batholith along the Skagway Traverse, Alaska and British Columbia. *American Mineralogist*, Vol. 71, p. 632-643.
- Bateman, P.C.; Chappell, B.W. 1979. Crystallisation, fractionation and solidification of the Tuolumne intrusive series, Yosemite National Park, California. *Geological Society of America, Bulletin*, No. 90, p. 465-482.
- Bickford, M. E. 1988. The formation of continental crust: Part 1. A review of some principles; Part 2. An application to the Proterozoic evolution of southern North America. *Geological Society of America, Bulletin*, No. 100, p. 1375-1391.
- Boric, R.; Maksaev, V. 1985. Magmatic events and related metallogenesis in the Antofagasta Region, Northern Chile. *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Comunicaciones*, No. 35, p. 37-40, Santiago.
- Boric, R.; Díaz, F.; Maksaev, V. 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile), Boletín*, No. 40, 246 p.
- Bourgeois, J. 1989. Tectonic history of the Peruvian Margin with special reference to tectonic erosion. In *International Geological Congress, No. 28, Proceedings*, Vol. 1, p. 184, Washington.
- Bristow, J. W.; Saggerson, E.P. 1983. A general account of Karroo volcanicity in southern Africa. *Geologische Rundschau*, Vol. 72, p. 1015-1060.
- Brook, M.; Pankhurst, R.; Sheperd, T.; Shapiro, B. 1986. *Andchron. Andean geochronology and metallogenesis Overseas Development Administration, Open File Report*, 83 p. London.
- Bruhn, R.L.; Stern, C.R.; De Wit, M.J. 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southern South America. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 41, p. 32-46.
- Caminos, R. 1979. Cordillera Frontal. In *Geología Regional Argentina* (Leanza, A.F.; editor). *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, p. 237-262.
- Charrier, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina. *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Comunicaciones*, No. 26, p. 1-37.
- Cingolani, C.; Dalla Salda, L.; Hervé, F.; Munizaga, F.;

Nota del Editor: La lista completa de los análisis químicos y de elementos mayores y trazas, que justifican el razonamiento petrológico presentado, pueden ser solicitados en la Biblioteca del Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, bajo el título: Análisis químicos de los Batolitos Elqui-Limarí, Chollay y Montosa-El Potro, Regiones de Atacama y Coquimbo, de C. Mpodozis (Inédito), 1990.

- Pankhurst, R. J.; Parada, M.A.; Rapela, C. (In press). Evolution of the North Patagonian Andes and adjacent continental massifs: new impressions of Andean and pre-Andean tectonics. *Geological Society of America, Memoir*.
- Clemens, J.D.; Holloway, J.R.; White, A.J.R. 1986. Origin of A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist*, Vol. 71, p. 317-324.
- Cobbing, E.S.; Mallick, D.I. 1983. A new approach to mapping granites. *Episodes*, Vol. 3, p. 10-14.
- 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 80, p. 189-200.
- Cortés, J.M. 1981. El substrato precretácico del extremo noroeste de la Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 36, No. 3, p. 211-235.
- Cortés, J.M. 1985. Vulcanitas y sedimentitas lacustres en la base del Grupo Choiyoi al sur de la estancia Tambillos, Provincia de Mendoza, República Argentina. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 4, Actas, Vol. 1, p. 89-108, Antofagasta.
- Cox, K.G. 1970. Tectonics and vulcanism of the Karroo period and their bearing on the postulated fragmentation of Gondwanaland. In *African Magmatism and Tectonics* (Clifford, T.N.; Gass, I. G.; editors). *Oliver and Boyd*, p. 211-235. Edinburgh.
- Cox, K.G. 1978. Flood basalts, subduction and the breakup of Gondwanaland. *Nature*, Vol. 274, p. 47-49.
- Cullers, R.L.; Koch, R.J.; Bickford, M.E. 1981. Chemical evolution of magmas in the Proterozoic terrane of the St. Francois Mountains, southeastern Missouri, 2: Trace elements data. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 86, No. 11, p. 1038-1041.
- Dalziel, I.W.D.; Storey, B.C.; Garrett, S.W.; Grunow, A.M.; Herrod, L.B.D.; Pankhurst, R.J. 1987. Extensional tectonics and the fragmentation of Gondwanaland. *Geological Society of London, Special Publication*, No. 28, p. 433-441.
- Davidson, J.; Ramírez, C.F.; Gardeweg, M.; Brook, M.; Pankhurst, R.J. 1985. Calderas del Paleozoico superior-Triásico Inferior y mineralización asociada. *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Comunicaciones*, No. 35, p. 53-57.
- Davidson, J.; Mpodozis, C.; Godoy, E.; Hervé, F.; Muñoz, N. 1989. Jurassic accretion of a high buoyancy guyot in southernmost South America: the Diego Ramírez Islands. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 16, No. 2, p. 247-251.
- Degeling, P.R.; Gilligan, L.B.; Schbeiner, E.; Suppel, D.W. 1986. Metallogeny and tectonic development of the Tasman Foldbelt System in New South Wales. *Ore Geology Reviews*, Vol. 1, p. 259-313.
- Eales, H.V.; Marsh, J.S.; Kox, K.G. 1984. The Karroo igneous province: An introduction, Petrogenesis of the volcanic rocks of the Karroo Province. *Geological Society of South Africa, Special Publication*, No. 13, p. 1-26.
- Elliot, D. 1976. The tectonic setting of the Jurassic Ferrar Group, Antarctica. In *Symposium on Andean and Antarctic Volcanology Problems, Proceedings*, p. 357-372, IAVCEI, Naples.
- Farrar, E.; Clark, A. H.; Haynes, S.J.; Quirt, G.H.; Zentilli, M. 1970. K-Ar evidences for the post Paleozoic migration of magmatic focii in the Andes of Northern Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 10, p. 60-66.
- Faure, G.; Pale, K.K.; Elliot, D. 1982. Systematic variations of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and major element chemistry in the Kirkpatrick Basalt of Mt. Falla, Queen Alexandra Range, Transantarctic Mountains. In *Antarctic Geoscience* (Craddock, C.; editor). *University of Madison Press*, p. 715-723. Madison.
- Fitch, F.J.; Miller, J.A. 1984. Dating Karroo igneous rocks by the conventional K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum methods: Petrogenesis of the volcanic rocks of the Karroo Province. *Geological Society of South Africa, Special Publication*, No. 13, p. 1-26.
- Forsythe, R.D., 1982. The Late Paleozoic to Early Mesozoic evolution of southern South America: A plate tectonic interpretation. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 139, p. 671-682.
- Forsythe, R.D.; Allen, R. 1980. The basement rocks of Peninsula Stainess, Region XII, Province of Ultima Esperanza, Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 10, p. 3-15.
- Forsythe, R.D.; Kent, D.V.; Mpodozis, C.; Davidson, J. 1987. Paleomagnetism of Permian and Triassic rocks, central Chilean Andes. In *Gondwana Six: Structure, tectonics and geophysics* (Mckenzie, G.D.; editor). *Geophysical Monograph*, Vol. 40, p. 241-252. Washington.
- Grindley, G.W. 1963. The Geology of Queen Alexandra Range, Beardmore glacier, Ross Dependency, Antarctica, with notes on the correlation of Gondwana sequences. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, Vol. 6, p. 307-343.
- Gromet, P.L.; Silver, L.T. 1987. REE variations across the peninsular ranges batholith. Implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 28, p. 75-125.
- Grunow, A.M.; Kent, D.V.; Dalziel, I.W.D. 1987. Mesozoic evolution of the Wedell Sea Basin: new paleomagnetic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 86, p. 12-26.
- Gurnis, M. 1988. Large scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents. *Nature*, Vol. 332, p. 695-699.
- Gust, D.A.; Biddle, K.T.; Phelps, D.W.; Uliana, M.A. 1985. Associated Middle to Late Jurassic volcanism and extension in southern South America. *Tectonophysics*, Vol. 116, p. 223-253.
- Haller, M.; Ramos, V.A. 1984. Las ofiolitas Famatinianas (Eopaleozoico) de las Provincias de San Juan y Mendoza. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 9,

- Actas, Vol. 2, p. 66-83. San Carlos de Bariloche.
- Honsel, H.D.; McCulloch, M.T.; Chappel, B.W. 1985. The New England Batholith: constraints on its derivation from Nd and Sr isotopic studies of granitoids and country rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 49, p. 369-384.
- Hervé, F. 1982. Condiciones de formación de complejos metamórficos chilenos a partir de la química de anfíbolos en metabasitas. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 3, Actas, p. D93-115. Concepción.
- Hervé, F.; Godoy, E.; Parada, M.A.; Ramos, V.A.; Rapela, C.; Mpodozis, C.; Davidson, J. 1987. A general view on the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history. In *Circum Pacific Orogenic Belts and Evolution of the Pacific Ocean Basin* (Monger, J.W.H.; Francheteau, J.; editors). *American Geophysical Union, Geodynamics Series*, No. 18, p. 97-113.
- Hervé, F.; Nelson, E.; Kawashita, K.; Suárez, M. 1981. New isotopic ages and the timing of orogenic events in the Cordillera Darwin, Southernmost Chilean Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 55, p. 257-265.
- Hinz, K.; Krause, W. 1982. The continental margin of Queen Maud Land, Antarctica: seismic sequences, structural elements and geological development. *Geologisches Jahrbuch*, Vol. E23, p. 17-41.
- Hoffman, P.F. 1989. Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0-1.0 Ga). *Geology*, Vol. 17, p. 135-138.
- Huppert, H.E.; Sparks, R.S. 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology*, Vol. 29, p. 599-624.
- Irvine, T.N.; Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 8, p. 523-548.
- Kay, S.M.; Ramos, V.; Kay, R. 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas de la Precordillera occidental: ¿Basaltos de rifts oceánicos tempranos próximos al margen continental? In *Congreso Geológico Argentino*, No. 9, Actas, Vol. 2, p. 48-65. San Carlos de Bariloche.
- Kay, S.M.; Ramos, V.A.; 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.
- Kleemann, G.J.; Twist, D. 1989. The compositionally-zoned sheet-like granite pluton of the Bushveld Complex: Evidence bearing on the nature of A-type magmatism. *Journal of Petrology*, Vol. 30, p. 1383-1414.
- Kontak, D.J.; Clark, A.J.; Farrar, E. 1984. The magmatic evolution of the Cordillera Oriental, Southeastern Perú. In *Andean magmatism, chemical and isotopic constraints* (Harmon, R.S.; Barreiro, B.A.; editors). *Shiva Publishing*, p. 203-219.
- Kontak, D.J.; Clark, A.H.; Farrar, E.; Strong, D.F. 1985. The rift associated Permo-Triassic magmatism of the Eastern Cordillera: a precursor to the Andean orogeny. In *Magmatism at a Plate edge: The Peruvian Andes* (Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, J.; Beckinsale, R.D.; editors). *John Wiley & Sons*, p. 36-44. New York.
- Korsch, R.J.; Harrington, H.J. 1987. Orocinal bending, fragmentation, and deformation of terranes in the New England Orogen, Eastern Australia. In *Terrane accretion and orogenic belts* (Leitch, E.C.; Scheibner, E.; editors). *American Geophysical Union, Geodynamics Series*, Vol. 19, p. 129-139. Washington.
- Korsch, R.J.; Lindsay, J.F.; O'Brien, P.E.; Sexton, M.J.; Wake-Dyster, K.D. 1986. Deep crustal seismic refraction profiling, New England orogen, eastern Australia: telescoping of the crust and a hidden layered sedimentary sequence. *Geology*, Vol. 14, p. 982-985.
- Kyle, P.R.; Elliot, D.H.; Sutter, J.F. 1981. Jurassic Ferrar Supergroup tholeiites from the Transantarctic Mountains, Antarctica and their relationships to the initial fragmentation of Gondwanaland. In *Gondwana Five* (Cresswell, M.M.; Vella, P.; editors). *Balkema*, p. 283-287. Rotterdam.
- Laubacher, G. 1978. Géologie de la Cordillère Orientale et de l'Altiplano au Nord-Ouest du Lac Titicaca (Pérou). *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, 217 p. Paris.
- Lawver, L.A.; Scotese, C.R. 1987. A revised reconstruction of Gondwanaland. In *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics* (Mackenzie, G.D.; editors). *American Geophysical Union, Monograph*, No. 40, p. 17-23.
- Lawver, L.A.; Gahagan, L.M.; Dalziel, I.W.D.; Sandwell, C.L.; Mayes, C.L.; Royer, J.Y.; Scotese, C.R. 1989. Paleozoic to Recent Gondwanaland and its breakup. In *28th International Congress*, No. 28, *Proceedings*, Vol. 2, p. 266. Washington.
- Leitch, E.C. 1975. Plate tectonic interpretation of the Paleozoic history of the New England Fold Belt. *Geological Society of America, Bulletin*, No. 86, p. 141-144.
- Lesta, P.; Ferrello, R.; Chebli, G. 1980. Chubut extraandino. In *Geología Regional Argentina* (Turner, J.C.M.; editor). *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, p. 60-653.
- Llambías, E.J.; Leveratto, M. 1975. El Plateau riolítico de la Provincia de La Pampa. In *Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, No. 1, Actas, p. 99-114. Buenos Aires.
- Llambías, E.J.; Sato, A.M.; Puigdomenech, H.H.; Castro, C. 1987. Neopaleozoic Batholiths and their tectonic setting. Frontal Range of Argentina between 29° and 39°S. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 10, Actas, p. 92-95, San Miguel de Tucumán.
- Llambías, E.J.; Sato, A.M. 1990. El Batolito de Colangüil (29-31°S): estructura y marco tectónico, Cordillera Frontal de Argentina. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 17, No. 1, p. 89-108.
- Loiselle, M.C.; Wones, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, Vol. 11, No. 7, p. 468.
- Martin, A.K.; Hartnady, C.H.J. 1986. Plate tectonic development of the southwest Indian Ocean: A revised reconstruction of East Antarctica and Africa. *Journal of*

- Geophysical Research*, Vol. 91, p. 4767-4786.
- McBride, S.L.; Robertson, R.C.R.; Farrar, E. 1983. Magmatic and metallogenetic episodes in the northern tin belt, Cordillera Real, Bolivia. *Geologische Rundschau*, Vol. 72, p. 685-714.
- McNutt, R.H.; Crocket, J.H.; Clark, A.H.; Caelles, J.C.; Farrar, E.; Haynes, S.J.; Zentilli, M. 1975. Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of plutonic and volcanic rocks of the Central Andes between latitudes 26° and 29°S . *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 27, p. 305-313.
- Mégard, F. 1978. Etude Géologique des Andes du Pérou Central: Contribution à l'Etude des Andes. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, 310 p. Paris.
- Mégard, F.; Dalmayrac, B.; Laubacher, G.; Marocco, R.; Martínez, C. L.; Paredes, J.; Tomasi, P. 1971. La Chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie; premiers résultats. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, Vol. 3, p. 5-43.
- Millar, I.L.; Pankhurst, R.J. 1987. Rb-Sr geochronology of the region between the Antarctic Peninsula and the Transantarctic Mountains: Haag Nunataks and Mesozoic granitoids. In *Gondwana Six: Structure, tectonics and geophysics* (McKenzie, G.D.; editor). *American Geophysical Union, Geophysical Monograph*, No. 40, p. 151-160.
- Miller, C.F.; Mittlefet, D.W. 1982. Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas. *Geology*, Vol. 8, p. 412-416.
- Milne, A.J.; Millar, I.L. 1989. The significance of Mid-Paleozoic basement in Graham Land, Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 146, p. 207-210.
- Miyashiro, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, Vol. 274, p. 321-355.
- Mpodozis, C.; Cornejo, P. 1988. Hoja Pisco Elqui. IV Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 68, 163 p. Santiago.
- Mpodozis, C.; Nasi, C.; Moscoso, R.; Cornejo, P.; Maksaev, V.; Parada, M.A. 1985. El Cinturón Magmático del Paleozoico superior-Triásico de la Cordillera Frontal chilena entre los 28° y 31°S : 'estratigrafía' ígnea y marco tectónico. *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Comunicaciones*, No. 35, p. 161-165.
- Mpodozis, C.; Ramos, V.A. 1990. The Andes of Central Argentina and Chile. In *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources* (Erickson, G.E.; Cañas, M.T.; Reinemund, J.P. (editors)). *American Association of Petroleum Geologists, Earth Science Series*, Vol. 11, p. 59-90.
- Mpodozis, C.; Rivano, S.; Parada, M.A.; Vicente, J.C. 1976. Acerca del plutonismo tardi-hercínico en la Cordillera Frontal entre los 30° - 33°S (Provincias de San Juan y Mendoza, Argentina, Coquimbo, Chile). In *Congreso Geológico Argentino*, No. 6, Actas, p. 143-171. Bahía Blanca.
- Murray, C.G.; Fergusson, C.L.; Flood, P.G.; Whitaker, W.G.; Korsch, R.J. 1987. Plate tectonic model for the Carboniferous evolution of the New England Fold Belt. *Australian Journal of Earth Sciences*, Vol. 34, p. 213-236.
- Naranjo, J. A.; Puig, A. 1982. Hojas Taltal y Chañaral. III Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 62-63, 140 p. Santiago.
- Nasi, C.; Moscoso, R.; Maksaev, V. 1990. Hoja Guanta. Regiones de Atacama y Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 67, 141 p. Santiago.
- Nasi, C.; Mpodozis, C.; Cornejo, P.; Moscoso, R.; Maksaev, V. 1985. El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico superior-Triásico): Características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile*, Nos. 24-25, p. 77-111.
- Natland, M.L.; González, E.; Cañón, A.; Ernst, M. 1974. A system of stages for correlation of Magallanes basin sediments. *Geological Society of America, Memoir*, No. 139, 126 p.
- Nelson, E.; Dalziel, I.W.D.; Milnes, A.G. 1980. Structural Geology of the Cordillera Darwin: collision-style orogenesis in the southernmost Chilean Andes. *Eclogae Geologicae Helveticae*, Vol. 73, p. 729-751.
- Newell, N.D.; Chronic, J.; Roberts, T. 1953. Upper Paleozoic of Perú. *Geological Society of America, Memoir*, No. 58, 276 p.
- Noble, D.C.; Peterson, P.S.; Vogel, T.A.; Landis, G.P.; Grant, N.K.; Jezek, P.A. 1978. Comendite (Peralkaline rhyolite) in the Mitu Group of Central Perú: Evidence of Permian-Triassic crustal extension in the Central Andes. *U. S. Geological Survey, Journal of Research*, Vol. 6, p. 453-457.
- Pankhurst, R. 1982. Rb-Sr Geochronology of Graham Land, Antarctica. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 139, p. 701-711.
- Pankhurst, R.J.; Hole, M.J.; Brook, M. 1988. Isotope evidence for the origin of Andean granites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, Vol. 79, p. 123-133.
- Parada, M.A. 1982. Petrology of the Lower Triassic anorogenic granites in the High Andes (30°S . L.), Chile. Unpublished Ph.D. Thesis. *Tohoku University*, 170 p.
- Parada, M.A. 1984. Caracterización geoquímica de elementos mayores de las rocas ígneas de la Cordillera Frontal entre los 30° y 33°S . In *Congreso Geológico Argentino*, No. 9, Actas, Vol. 3, p. 159-170.
- Parada, M.A. 1988. Pre-Andean peraluminous and metaluminous leucogranitoid suites in the High Andes of Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, N°2, p. 211-221.
- Parada, M.A.; Munizaga, F.; Kawashita, K. 1981. Edades Rb-Sr del batolito compuesto de los ríos Elqui-Limarí a la latitud 30°S . *Revista Geológica de Chile*, Nos. 13-14, p. 87-93.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.G. 1984. Trace

- element discrimination for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, Vol. 58, p. 956-981.
- Pitcher, W.S. 1974. The Mesozoic and Cenozoic Batholiths of Perú. *Pacific Geology*, Vol. 8, p. 51-63.
- 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, J., Beckinsale, R.D.; editors). *John Wiley & Sons*, p. 93-107. New York.
- Polanski, J. 1970. Carbónico y Pérmico en la Argentina. EUDEBA, 216 p. Buenos Aires.
- Pollack, H.N.; Gass, I.G.; Thorpe, R.S.; Chapman, D.S. 1981. Reply to 'Comment on the vulnerability of lithospheric plates to mid-plate volcanism'. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 86, p. 961-966.
- Ramos, V.A. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America-A collisional history. *Episodes*, Vol. 11, No. 3, p. 168-174.
- Ramos, V.A. 1989. The birth of Southern South America. *American Scientist*, Vol. 77, p. 444-450.
- Ramos, V.A.; Jordan, T.E.; Allmendinger, R.W.; Mpodozis, C.; Kay, S.M.; Cortés, J.M.; Palma, M. 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, Vol. 5, p. 855-880.
- Ramos, V.A.; Kay, S.M. (In press). Triassic rift basalts of the Cuyo Basin, Central Argentina. *Geological Society of America, Special Paper*.
- Rapalini, A.E. 1989. Estudio paleomagnético del volcanismo Permo-Triásico de la región andina de la República Argentina. Consecuencias tectónicas y geodinámicas. Tesis de Doctorado (Inédito). *Universidad de Buenos Aires*, 278 p.
- Rapela, C.; Kay, S.M. 1988. Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. *Episodes*, Vol. 11, No. 3, p. 175-182.
- Reutter, K.J. 1974. Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29° südlicher Breite. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Vol. 146, No. 2, p. 153-178.
- Rex, A.J. 1987. The Geology, geochemistry and mineralization of the North Chilean High Cordillera. Unpublished Ph.D. Thesis. *University of Leicester*, 213 p. England.
- Rex, D.C. 1976. Geochronology in relation to the stratigraphy of the Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, Vol. 43, p. 49-58.
- Ribba, L.; Mpodozis, C.; Hervé, F.; Nasi, C.; Moscoso, R. 1988. El basamento del valle del Tránsito: Eventos magmáticos y metamórficos y su relación con la evolución de los Andes chileno-argentinos. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 15, No. 2, p. 129-149.
- Roberts, J.; Engel, B.A. 1987. Depositional and tectonic history of the Southern New England Orogen. *Australian Journal of Earth Sciences*, Vol. 34, p. 1-20.
- Rutland, W.R. 1970. Andean orogeny and sea floor spreading. *Nature*, Vol. 233, p. 252-255.
- Salfity, J. A.; Gorustovich, S. 1983. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico superior). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 42, Nos. 3-4, p. 437-453.
- Saunders, A.D.; Tarney, J. 1982. Igneous activity in the Southern Andes and Northern Antarctic Peninsula: a review. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 139, p. 691-700.
- Schmidt, D.L.; Rowley, P.D. 1986. Continental rifting and transform faulting along the Jurassic Transantarctic Rift, Antarctica. *Tectonics*, Vol. 5, No. 2, p. 279-291.
- Shaw, S.E.; Flood, R.H. 1981. The New England Batholith, eastern Australia: geochemical variations in time and space. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 86, p. 10530-10544.
- Storey, B.C.; Tomsom, M.R.A.; Meneilly, A.W., 1987. The Gondwanian Orogeny within the Antarctic Peninsula: A discussion. In *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*, (Mckenzie, G.D.; editor). *American Geophysical Union, Geophysical Monograph*, No. 40, p. 191-198.
- Storey, B.C.; Hole, M.J.; Pankhurst, R.; Millar, I.L.; Vennum W. 1988. Middle Jurassic within plate granites in West Antarctica and their bearing on the breakup of Gondwanaland. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 145, p. 999-1007.
- Sylvester, P.J. 1989. Post collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, Vol. 97, p. 251-280.
- Valencio, D.A.; Vilas, J.F.; Pacca, I.G. 1983. The significance of the paleomagnetism of Jurassic-Cretaceous rocks from South America: predrift movements, hairspins and magnetostratigraphy. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, Vol. 73, p. 135-151.
- Van Schmus, W.R.; Bickford, M.E.; Zietz, I. 1987. Early and Middle Proterozoic provinces in the central United States. In *Proterozoic lithospheric evolution* (Kroner, A.; editor). *American Geophysical Union, Geodynamics Series*, No. 17, p. 43-68.
- Veevers, J.J. 1989. Middle/Late Triassic (230±5 Ma) singularity in the stratigraphic and magmatic history of the Pangean heat anomaly. *Geology*, Vol. 17, p. 784-787.
- Vennum, W.R.; Storey, B.C. 1987. Petrology, geochemistry, and tectonic setting of granitic rocks from the Ellsworth-Whitmore mountains crustal block and Thiel mountains, West Antarctica. In *Gondwana Six: Structure, tectonics and geophysics* (Mckenzie, G.D.; editor). *American Geophysical Union, Geophysical Monograph*, No. 40, p. 139-150.
- Vergara, H.; Thomas, A. 1984. Hoja Collacagua, Región de Tarapacá. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 59, 79 p. Santiago.
- Vilas, J. F.; Valencio, D. A. 1982. Implicaciones geodinámicas de los resultados paleomagnéticos de formaciones asignadas al Paleozoico tardío-Mesozoico temprano del centro-oeste argentino. In *Congreso Latinoamericano de Geología*, No. 5, *Actas*, Vol. 3, p. 743-758. Buenos Aires.
- Whalen, J.B.; Currie, K.L.; Chappel, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination

- and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 95, p. 407-419.
- White, A.J.R.; Chappell, B.W. 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geological Society of America, Memoir*, No. 159, Vol. , p. 21-34.
- White, R.; Mckenzie, D. 1989. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood Basalts. *Journal of Geophysical Research*, Vol. B6, p. 7685-7729.
- Whitney, J.A. 1988. The origin of granite: The role and source of water in the evolution of granitic magmas. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 100, p. 1886-1897.
- Windley, B.F. 1989. Anorogenic magmatism and the Grenvillian Orogeny. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 26, p. 479-489.
- Zen, E-an. 1986. Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 16, p. 21-51.
- Ziegler, A.M.; Barrett, S.F.; Scotese, C. R. 1981. Paleoclimate, sedimentation and continental accretion. *Philosophical Transactions, Royal Society of London*, Vol. A301, p. 253-264.