

Extensión cretácica a gran escala en el Norte de Chile (Puquios-Sierra Fraga, 27°S): significado para la evolución tectónica de los Andes

Constantino Mpodozis
Richard Allmendinger

Servicio Nacional de Geología y Minería, Avenida Santa María 0104, Santiago
Department of Geological Sciences, Cornell University, Ithaca, New York 14853-1504, U.S.A.

RESUMEN

La región de Sierra Fraga-Puquios en los Andes del norte de Chile (27°S) guarda un completo registro de las sucesivas etapas de deformación que afectaron al orógeno andino durante el Mesozoico y Cenozoico. Un evento de deformación extensional ocurrido entre el Aptiano y Cenomaniano (?) generó un sistema estructural cuyo estilo es similar al de los complejos de núcleo metamórfico ('core complexes') del oeste de Norteamérica. La extensión produjo la denudación tectónica del basamento (granitoides, riolitas y rocas metamórficas), sobre el cual se dispuso una sucesión de cuatro aloctonos extensionales (Permo-Carbonífero, Triásico, Jurásico, Cretácico) que, aunque guardan un orden estratigráfico relativo, están separados por fallas normales subhorizontales que colocan estratos más jóvenes por encima de otros más viejos omitiendo varios kilómetros de sección. La deformación estuvo acompañada de rotación de bloques en estilo dominó, pliegues en vaina ('sheath folds'), 'boudinage' y formación de un caos extensional (Caos de Puquios). Indicadores cinemáticos señalan dos fases sucesivas de extensión en dirección noroeste-sureste y suroeste-noreste. La extensión ocurrió en dominio frágil, tanto en los aloctonos extensionales como en el núcleo de basamento, debido, probablemente, a la ausencia de una raíz cortical en el momento de la deformación. La deformación habría ocurrido durante el episodio global de rápida expansión oceánica de fines del Cretácico Inferior-comienzos del Cretácico Superior, que fue acompañado por un violento incremento de la actividad volcánica a lo largo del margen andino. Durante este episodio la corteza continental, termalmente debilitada, del arco y/o trasarco andino colapsó para dar origen, entre otras, a la cuenca marginal abortada de Chile central.

Palabra clave: Tectónica extensional, Cretácico, Copiapó, Chile.

ABSTRACT

Large scale Cretaceous extensional tectonics in the Andes of northern Chile (Puquios-Sierra Fraga, 27°S). Extensional structures are commonly inferred, but seldom observed or described in the Andean Orogen. In the Andes of Northern Chile, the Sierra Fraga-Puquios region (27°S) exposes a complete record of superposed deformation which affected this part of the orogen during the Mesozoic and Cenozoic. A major extensional event, which probably occurred between the Aptian and Cenomanian (?), generated a suite of structures remarkably similar to those observed in the metamorphic core complexes of western North America. Four alloctons, involving Paleozoic and Mesozoic strata are bounded by low-angle normal faults which place younger rocks over older, omitting as much as several kilometers of stratigraphic section. In one area, an extensional «chaos» (Puquios chaos) is composed of domino and boudined blocks of Neocomian limestone floating in a matrix of ductile, cataclastically deformed volcanics. Domino orientation, boudin asymmetry, sheath folds and minor shear sense indicators identify two senses of movement on the detachments. The first and less important was top to the northwest and the second event was top to the northeast. The upper Paleozoic basement core of the extensional terrane differs from the metamorphic core complexes in that it is not highly metamorphosed or ductily deformed. We attribute this difference to the lack of a prior crustal thickening event in the Andes and to the position of Sierra Fraga-Puquios at the margin of the central Chile aborted marginal basin. It is inferred that the extensional events occurred during a global episode of rapid spreading which was accompanied, along the Andean margin, by a substantial increase in magmatism.

Key words: Extensional Tectonics, Cretaceous, Copiapó, Chile.

INTRODUCCION

En años recientes, estudios estructurales han demostrado la importancia de la deformación extensional a gran escala en áreas continentales. (Wernicke, 1981; Wernicke y Burchfiel, 1982; Lister y Davis, 1989). En el oeste de los Estados Unidos, la deformación extensional en el Basin and Range ha sido relacionada con el colapso extensional terciario de la Cordillera después de la orogénesis larámica (Coney y Harms, 1984; Coney, 1987). Extensión ligada, principalmente, al colapso topográfico de orógenos compresionales ha sido descrita, también, para el Terciario en los Alpes, el Adriático y los Himalayas (Chanell, 1986; Royden y Burchfiel, 1987; Selverstone, 1988).

Durante el Cenozoico superior, en ciertos lugares del Altiplano-Puna de los Andes Centrales se desarrollaron sistemas de fallas normales que han sido relacionadas con incipiente colapso topográfico del orógeno (Dalmaryrac y Molnar, 1981; Sébrier *et al.*, 1988; Allmendinger *et al.*, 1989). Sin embargo, con excepción del posible complejo de núcleo metamórfico de Cordillera Darwin, en Tierra del Fuego, que se habría originado en el Cretácico Superior por colapso extensional después de la deformación asociada al cierre de la «cuenca marginal» de Magallanes (Dalziel y Brown, 1987; 1989), no se habían descrito, en los Andes, sistemas estructurales dominados por extensión de gran magnitud comparables a las documentadas en otros sistemas orogénicos.

Estructuras extensionales asociadas a grandes despegues ('détachements') pueden también producirse en zonas de márgenes continentales activas o arcos intraoceánicos cuyas zonas de trasarco evolucionan a cuencas marginales (Karig, 1971, 1974; Handy, 1990). Durante el Mesozoico (Jurásico-Cretácico Inferior), previo a la apertura del Atlántico, la subducción andina generó no sólo un arco magmático ensiálico, sino que una serie de cuencas extensionales de intra- o trasarco, caracterizando

una paleogeografía similar a la que presenta actualmente el Pacífico occidental (Chotin, 1981). La referencia a estas cuencas extensionales de trasarco es de ocurrencia común en la literatura dedicada a los Andes (Dalziel, 1981; Bourgeois *et al.*, 1987; Vicente, 1990; Mpodozis y Ramos, 1990). Ramos (1989) sugirió un modelo de cizalla simple tipo Wernicke (1985), asociado a un despegue a escala cortical para explicar la extensión intraarco que caracteriza al Cretácico Inferior de Chile Central. Sin embargo, hasta la fecha, no se había descrito ningún tipo de estructura asociada a la formación de las cuencas extensionales mesozoicas.

Trabajos de levantamiento geológico regional efectuados a fines de los años 70 en la región de Sierra Fraga-Puquios, al este de Copiapó (Fig. 1) habían indicado la presencia de grandes fallas subhorizontales afectando a secuencias mesozoicas (Davidson *et al.*, 1976; Mpodozis y Davidson, 1979; Sepúlveda y Naranjo, 1982) que fueron interpretadas como cabalgamientos. Un nuevo análisis de esa región ha permitido reinterpretar esas estructuras como parte de un sistema de deformación extensional cretácica de gran magnitud. La zona de Sierra Fraga-Puquios se caracteriza por presentar estructuras tales como fallas normales de ángulo muy bajo, bloques en dominó, pliegues en vaina ('sheath folds'), un caos tectónico, similar al Caos Amargosa descrito en Death Valley, California, por Hunt y Mabey (1966), 'megaboudíns' extensionales, y otras estructuras que pueden estar asociadas a desplazamientos horizontales de gran magnitud, del orden de decenas de kilómetros.

El propósito del presente trabajo es analizar la geometría estructural de las estructuras extensionales de la región de Sierra Fraga-Puquios dentro del contexto geológico del norte de Chile y discutir su significado para la evolución tectónica mesozoica de los Andes.

MARCO TECTONICO DE LOS ANDES CENTRALES Y MERIDIONALES

Los Andes centrales y meridionales se caracterizan por una evolución paleozoica colisional donde la subducción de corteza oceánica del Protocéano

estuvo acompañada por la acreción de diversos terrenos exóticos (Ramos *et al.*, 1986). Al amalgamarse finalmente Gondwana dentro de Pangea en el

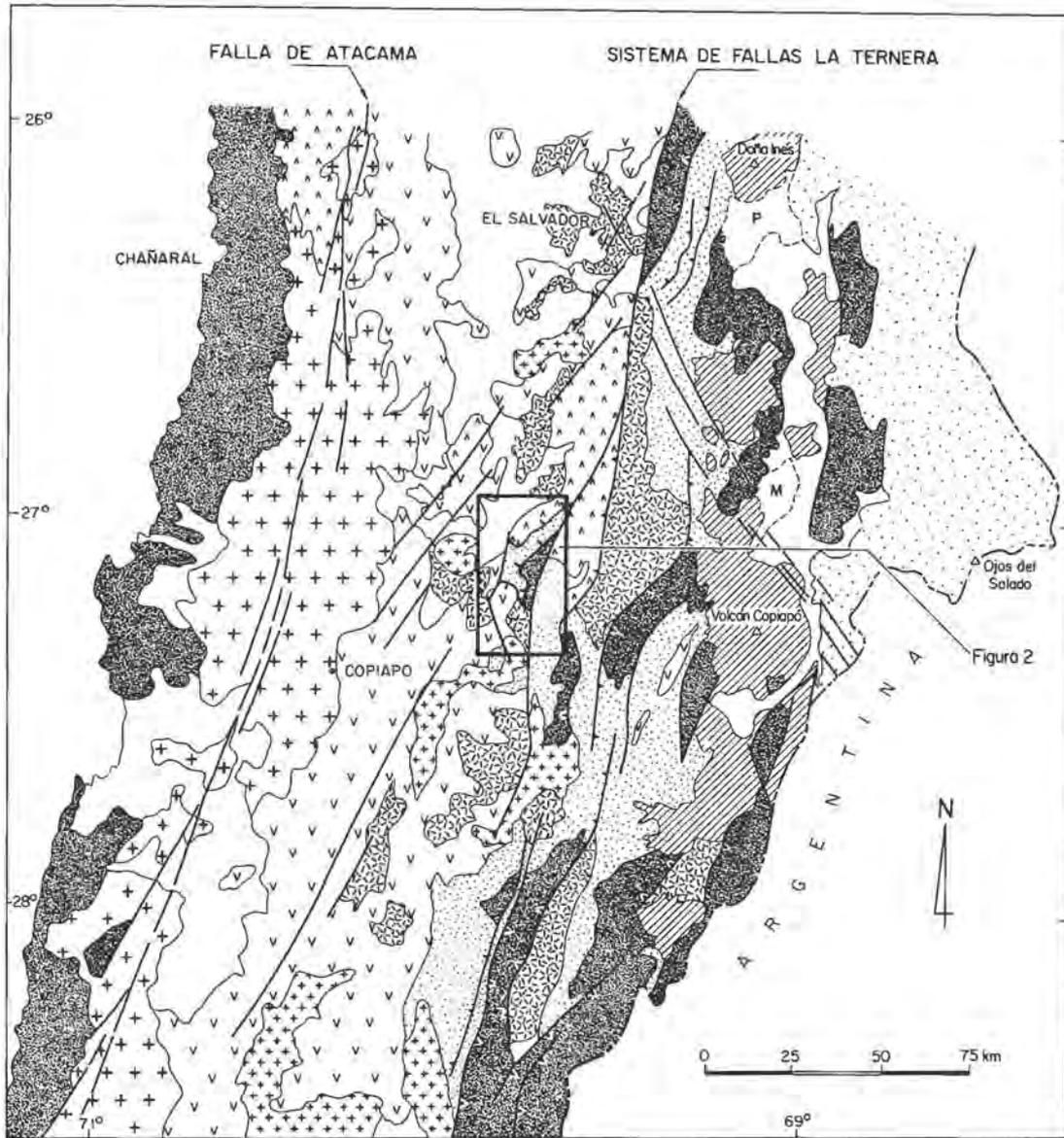


FIG. 1. Mapa geológico simplificado de la región de Copiapó. Basado en el Mapa Geológico de Chile (Servicio Nacional de Geología y Minería, 1982).

Permo-Triásico (Veevers, 1989) cesó la subducción en gran parte del borde pacífico sudamericano. Esto fue acompañado de fusión cortical, extensión y 'rifting', prevaleciendo estas condiciones hasta el Triásico-Jurásico Inferior (Charrier, 1979; Kay *et al.*, 1989; Jaillard *et al.*, 1990).

La subducción recomenzó en el margen andino en el Jurásico Inferior a Medio, en forma sincrónica con el inicio de la ruptura y dispersión de Pangea-Gondwana (Dalziel *et al.*, 1987). Durante el Jurásico Superior, la subducción parece haber estado nuevamente activa a lo largo de gran parte de los Andes centrales. Entre el Jurásico-Cretácico Inferior, estuvo acompañada por extensión que se manifiesta en una compleja serie de cuencas de trasarco que presentan grandes variaciones longitudinales tanto en el tipo de relleno como en grado de extensión. En el norte del Chile (21°-27°S, Segmento A de Mpodozis y Ramos, 1990) se formó una cuenca ensiálica, en parte heredada de una de las cuencas de 'rift' triásicas (cuenca de Tarapacá) que en el transcurso del Jurásico-Cretácico Inferior recibió el relleno de varios miles de metros de calizas y sedimentos marinos terrígenos (Coira *et al.*, 1982; Boric *et al.*, 1990). En Chile Central (Segmento B, 27°-33°S), si bien la evolución inicial del sistema es similar, el Cretácico Inferior registra un violento pulso de volcanismo que se manifiesta en la acumulación de hasta 10 km de lavas andesítico-basálticas, asociadas a sedimentos marinos y continentales en la antigua zona de trasarco jurásica (Åberg *et al.*, 1984; Levi y Aguirre, 1981). Entre los 33°-41°S, la zona de trasarco muestra nuevamente el desarrollo de una cuenca puramente sedimentaria (Segmento C, Cuenca del Neuquén) que registra dos episodios marinos en el Jurásico Inferior-Medio y Cretácico Inferior (Gulisano *et al.*, 1984a, b). Variaciones en la naturaleza e historia de las cuencas de trasarco parecen haber sido controladas por la naturaleza de su basamento ya que los límites entre algunos de los segmentos

coinciden con límites paleogeográficos o bordes de terrenos paleozoicos.

En el Cretácico Superior se produjo una profunda reorganización paleogeográfica debido al cierre de las cuencas de trasarco a lo largo del margen andino, desde el Perú hasta Tierra del Fuego. Este cambio desde un régimen de «tipo Marianas» hacia un régimen de subducción tipo «chileno» (Uyeda y Kanamori, 1979; Uyeda, 1982), sin cuencas extensionales en la zona de trasarco, se correlaciona con la ruptura del Atlántico sur e inicio de la deriva activa hacia el oeste de la placa sudamericana (Dalziel, 1981; Mpodozis y Ramos, 1990; Cobbing *et al.*, 1991). Si bien en el transcurso del Terciario varios episodios de reorganización en el régimen de convergencia de placas coinciden con eventos de deformación en los Andes, las cuencas sedimentarias que se desarrollan en la zona de trasarco corresponden a cuencas de antepaís relacionadas, en la mayoría de los casos, a la flexura elástica de la litósfera en el frente del orógeno andino en progresivo proceso de alzamiento por engrosamiento tectónico compresional. La migración hacia el este de los arcos magmáticos en el transcurso del Terciario en el norte y centro de Chile ha sido relacionada por diversos autores con un proceso de erosión tectónica del margen (Rutland, 1970; Ziegler *et al.*, 1981; Stern, 1991) que explicaría, además, la ausencia de asociaciones sedimentarias de antearco o prismas de acreción.

Durante el Mioceno superior se produjo una disminución del ángulo de inclinación de la zona de Benioff en una zona que coincide con el antiguo Segmento B del Mesozoico. Esta zona se caracteriza, en la actualidad, por una inclinación subhorizontal de la placa subductada, ausencia de actividad volcánica, y extensión del frente de deformación andino hasta 700 km de la fosa de Chile-Perú (Jordan *et al.*, 1983; Kay *et al.*, 1987; Isacks, 1988).

GEOLOGIA DE LA REGION DE COPIAPO

La región de Copiapó se sitúa en la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes, entre los 26°-28°S, en la región de transición entre la actual zona con subducción inclinada del norte de Chile con la zona de subducción subhorizontal del centro de Chile y Argentina, y en el extremo norte del segmen-

to mesozoico B de los Andes chilenos (Jordan *et al.*, 1983; Mpodozis y Ramos, 1990). En esta región los cordones montañosos de la costa se conectan a través de la zona central de la región de Atacama con la llamada Precordillera de Copiapó donde el relieve aumenta progresivamente hasta alturas superiores

- Falla inverso
- Falla normal de bajo ángulo (despeque)
- Falla normal de alto ángulo, indicando bloque hundido
- Falla transcurrente, indicando sentido de movimiento relativo



27°00'

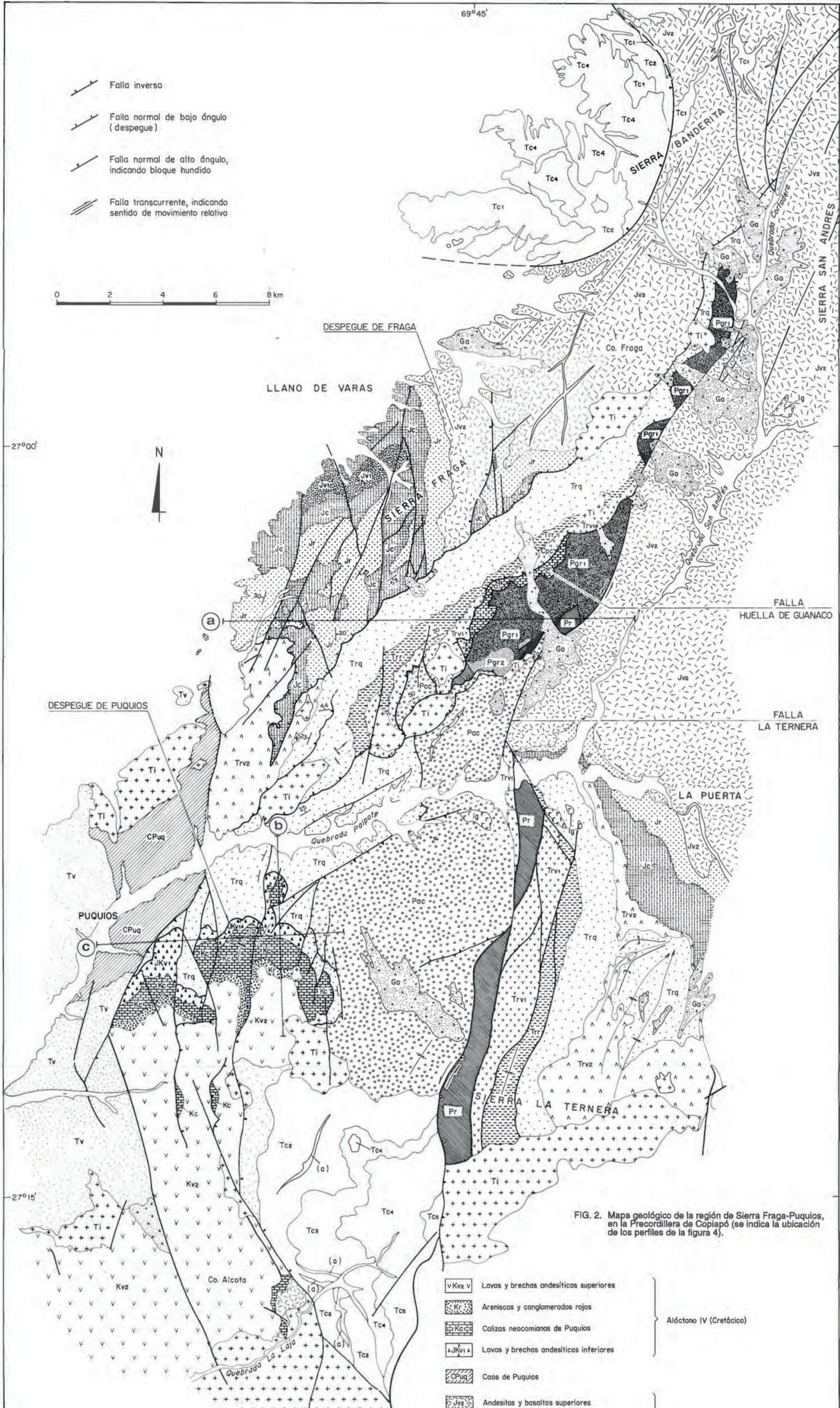


FIG. 2. Mapa geológico de la región de Sierra Fraga-Puquios, en la Precordillera de Copiapó (se indica la ubicación de los perfiles de la figura 4).

L E Y E N D A

- Cuaternario
- Ignimbrita San Andrés (Mioceno superior)
- Gravas de Atacama (Mioceno)
- Calizas lacustres, tobas, evaporitas
- Andesitas
- Dacitas
- Tobas riolíticas y dacíticas (a) brechas y flujos de défitos
- Damos riolíticos y enjambres de diques asociados
- Intrusivos terciarios, indiferenciados
- Lavas andesíticas y tobas paleocenas (Formación Venado)

Calderas de Cerro Puquios y Sierra Banderita (Paleoceno superior-Eoceno)

- Lavas y brechas andesíticas superiores
- Arenas y conglomerados rojos
- Calizas neocomianas de Puquios
- Lavas y brechas andesíticas inferiores
- Caos de Puquios
- Andesitas y basaltos superiores
- Arenas, conglomerados rojos y brechas volcánoclasticas
- Calizas y arenas del Sinemuriano-Bajociano
- Lavas e intercalaciones de calizas
- Lavas, tobas y brechas dacíticas, andesíticas y basálticas superiores
- Cuarzitas, arcasas y conglomerados cuarzíferos con flora fósil
- Lutitas y arenas rojas
- Lavas, tobas y brechas andesítico-dacíticas inferiores
- Conglomerados y arenas rojas (¿Pérmico?)
- Principalmente calizas del Pensilvaniano-Pérmico Inferior
- Tonalitas y granodioritas
- Granitos leucocráticos rosados
- Lavas y brechas riolíticas (Formación Pantanos)
- Esquistos pelíticos y calcáreos

Alóctono IV (Cretácico)

Alóctono III (Jurásico)

Alóctono II (Triásico, Formación La Ternera*)

Alóctono I (Carbonífero-Pérmico)

Basamento (Parautóctono) (Paleozoico Superior)

Referencia bibliográfica: Mpodzis, C.; Allmendinger, R. 1992. Tectónica Extensional a gran escala en el Cretácico del norte de Chile (Puquios-Sierra Fraga, 27°S) y su significado para la evolución mesozoica de los Andes. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 19, No. 2, p. 167-197.

a los 4.000 m en el extremo sur del Altiplano de los Andes centrales (Fig. 1)

La zona costera está formada por un batolito compuesto, jurásico-cretácico que representa, probablemente, las raíces del arco magmático andino mesozoico, y que intruye a un basamento formado por asociaciones de prisma de acreción del Paleozoico Superior ('Mélange' de Chañaral) e intrusivos pérmicos (Mercado, 1978; Berg y Bauman, 1985; Bell, 1987; Naranjo y Puig, 1984). La Falla de Atacama es una zona de discontinuidad estructural activa desde el Jurásico Superior que atraviesa el batolito a lo largo de su eje (Scheuber y Adriessen, 1990; Brown (en prensa). Al este del batolito, en la zona central de la región de Atacama aflora una gruesa cubierta de rocas volcánicas cretácicas y calizas neocomianas a las cuales se superponen, en discordancia, lavas e ignimbritas, asociadas a intrusivos y calderas de Paleoceno-Eoceno (Segerstrom, 1968; Mortimer, 1973; Zentilli, 1974; Rivera y Mpodozis, 1991). Un sistema de fallas de rumbo, activas durante el Terciario (Sistema de fallas La Ternera; Fig. 1), la limita por el este.

La Precordillera de Copiapó se caracteriza por la presencia de estrechos 'horsts' de basamento, orientados en dirección NNE, limitados por fallas inversas de alto ángulo (Godoy y Davidson, 1976)

formados durante el Terciario, antes del Mioceno medio. Los 'horsts' de basamento incluyen intrusivos carboníferos y secuencias sedimentarias del Devónico-Carbonífero, cubiertas en discordancia por ignimbritas riolíticas e intruidas por granitoides pérmicos. La cobertura mesozoica incluye sedimentos continentales de 'riff' triásicos, junto a calizas, lavas andesítico-basálticas y secuencias continentales rojas, acumuladas en ambiente de arco y/o trasarco durante el Jurásico, Cretácico Inferior y Terciario Inferior (Segerstrom, 1968; Zentilli, 1974; Mercado, 1982; Sepúlveda y Naranjo, 1982; Bell, 1985). El Altiplano es un elevado 'plateau' a más de 3.500 m de altura; está limitado al oeste por una cadena volcánica del Oligoceno-Mioceno Inferior. Esta incluye grandes estratovolcanes como el Copiapó (6.400 m) o Doña Inés (5.070 m), cuya actividad cesó en el Mioceno superior, al desplazarse 70 km hacia el este el frente volcánico activo de los Andes debido a la disminución en el ángulo de subducción (González-Ferrán *et al.*, 1985; Sillitoe *et al.*, 1991; Davidson y Mpodozis, 1991). Entre ambas cadenas volcánicas se sitúan elevados bloques de basamento (Cordillera Claudio Gay; Kubabeck y Zeil, 1971) y se desarrollan las grandes cuencas cerradas de los salares Pedernales y Maricunga.

LA REGION DE SIERRA FRAGA-PUQUIOS

SECUENCIA ESTRATIGRAFICA

La zona de Sierra Fraga-Puquios, 60 km al este de Copiapó (Figs. 1, 2) es la única dentro de la zona central de la región de Atacama donde se encuentran afloramientos del basamento. A diferencia de los que ocurre en la Precordillera, donde éste forma el núcleo de los 'horsts' terciarios, en Sierra Fraga el basamento ha sido tectónicamente denudado por un sistema de fallas extensionales de ángulo bajo. El núcleo cristalino de basamento (parautoctono), limitado al este, por el sistema de fallas La Ternera, expone rocas plutónicas y metamórficas. Sobre éste se ubican cuatro unidades alóctonas extensionales del Carbonífero Superior-Pérmico, Triásico, Jurásico, y Cretácico Inferior que, si bien guardan un orden estratigráfico normal, están cortadas en su base por

fallas normales de bajo ángulo (despegues extensionales). Tobas y lavas del Paleoceno cubren, en discordancia, a las unidades alóctonas al oeste y sur de Puquios, poniendo un techo a la deformación extensional.

EL NUCLEO CRISTALINO (PARAUTOCTONO) DE BASAMENTO

Al este de Sierra Fraga incluye algunos afloramientos de rocas metamórficas; éstas forman una franja de 500 m de largo por no más de 200 m de ancho, en contacto hacia el este con lavas jurásicas a través del sistema de fallas La Ternera, límite oriental de los afloramientos afectados por deformación extensional (ver Fig. 2). Corresponden a esquistos pelíticos con muscovita, esquistos calcáreos y

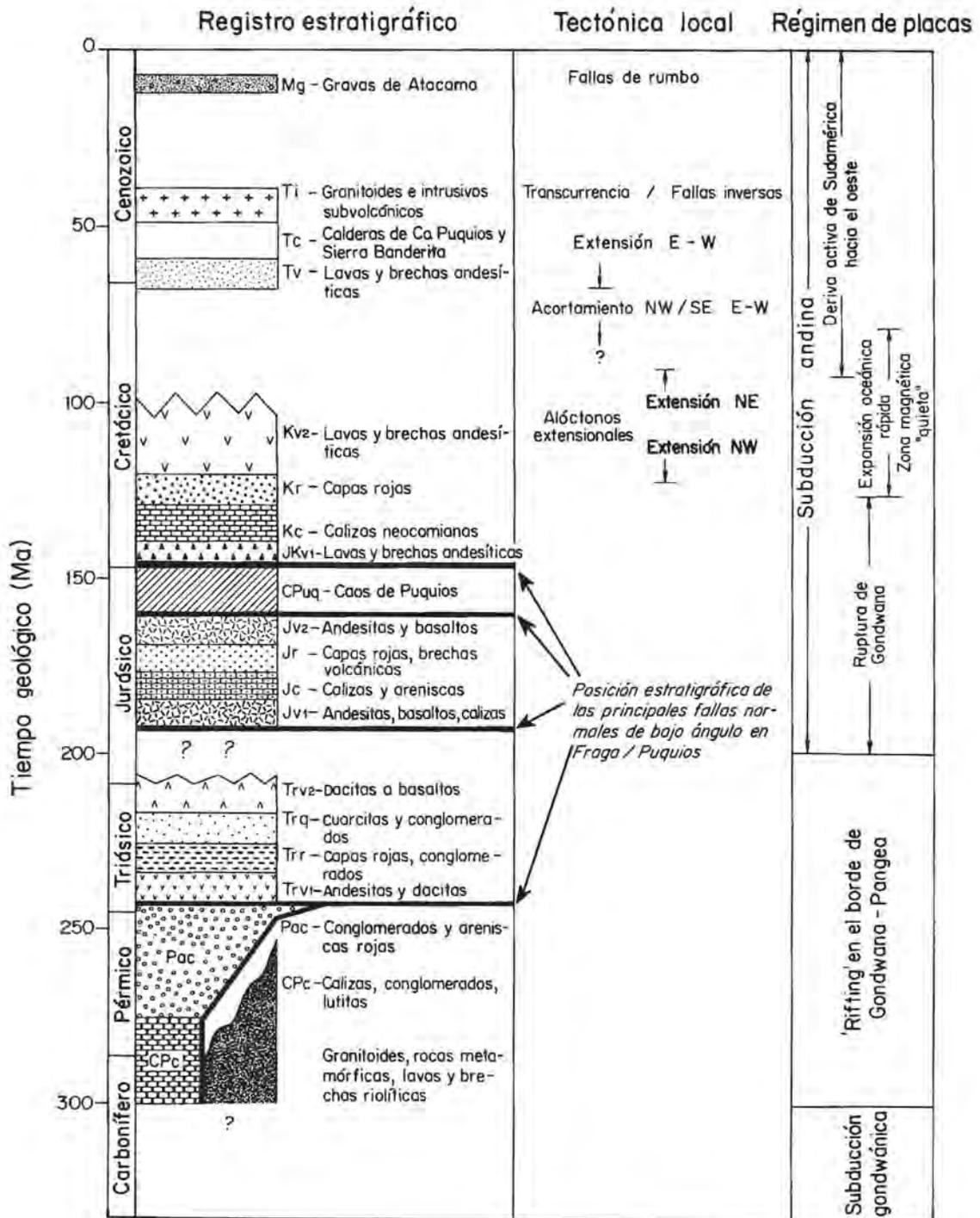


FIG. 3. Sección tectonoestratigráfica indicando las relaciones entre la estratigrafía de Sierra Fraga-Puquios, eventos de deformación regional y régimen de placas en el margen activo sudamericano.

esquistos de actinolita, con metamorfismo que no sobrepasa la facies baja de esquistos verdes. Aparecen tectónicamente 'bajo' (falla normal inclinada al oeste) el núcleo de intrusivos paleozoicos de Sierra Fraga (Figs. 2, 3) formado por granitos rosados, leucocráticos, de grano grueso y, en menor proporción, tonalitas y granodioritas de anfíbola y biotita, atravesados por enjambres de diques básicos. La alteración que presentan los granitoides no ha permitido efectuar dataciones K-Ar, aunque en los Andes de la región de Atacama, en rocas similares, se han obtenido edades K-Ar y Rb/Sr en el intervalo Carbonífero-Pérmico (Farrar *et al.*, 1970; Zentilli, 1974; Brook *et al.*, 1986). Al este de Sierra Fraga, sobre los granitoides se apoya una serie volcánica

formada por riolitas cuarcíferas y rocas piroclásticas ácidas que autores previos describieron bajo el nombre local de Formación Pantanoso (Sepúlveda y Naranjo, 1982; Mercado, 1982). Estas también afloran al sur de Quebrada Paipote donde aparece formando parte de grandes lentes tectónicas dentro del sistema de fallas de La Ternera (Fig. 2).

A excepción de las rocas metamórficas, desconocidas en otros sectores de la región de Copiapó, los granitos leucocráticos y riolitas de núcleo de basamento de Sierra Fraga son similares a las que constituyen el basamento de gran parte de los Andes del norte de Chile y se asocian, pobremente, al evento magmático ácido gondwánico de fines del Paleozoico (Kay *et al.*, 1989).

LOS ALOCTONOS EXTENSIONALES

ALOCTONO I (PERMO-CARBONIFERO)

Al este de Sierra Fraga, el alóctono inferior formado por rocas del Pensilvaniano-Pérmico (?) aparece en contacto por una falla normal de ángulo bajo (Figs. 2, 3, 4) sobre los granitos leucocráticos del núcleo de basamento. La serie incluye una secuencia carbonatada inferior (Estratos de Quebrada Las Represas; Sepúlveda y Naranjo, 1982) que se inicia con 40-50 m de lutitas negras a los que suceden cerca de 200 m (?) de calizas bioclásticas grises en bancos macizos de 5-10 m de espesor con fauna de braquiópodos del Pensilvaniano-Pérmico Inferior (von Hillebrandt y Davidson, 1979; Sepúlveda y Naranjo, 1982; Fig.4). Hacia el techo de la sección presentan intercalaciones de conglomerados y areniscas arcósicas amarillentas con clastos de riolitas y granitos leucocráticos.

Al sureste de Sierra Fraga (Fig. 2) la serie carbonatada grada transicionalmente a una sucesión de más de 1.000 m (?) de conglomerados rojos, gruesos, pobremente seleccionados, con intercalaciones de areniscas. Esta unidad forma extensos afloramientos al sur de Quebrada Paipote donde aparece atravesada por enjambres de diques básicos. Los clastos corresponden a fragmentos de riolitas y granitos leucocráticos y granos minerales de cuarzo y feldespatos. Estratificación cruzada a gran escala en los potentes bancos de conglomerados, grietas de desecamiento, paleocanales y otros, indican deposición en sistemas de ríos trenzados en am-

biente semiárido (Bell y Suárez, 1991). Aunque en los trabajos regionales (Seegerstrom, 1968; Sepúlveda y Naranjo, 1982) siempre se atribuyó esta secuencia al Triásico, la total ausencia de material fosilífero, junto a la relación concordante y transicional sobre las calizas del Pérmico Inferior permiten sugerir una probable edad pérmica, al menos para la parte inferior de la serie clástica (Mpodozis y Davidson, 1979).

La serie de calizas de Sierra Fraga se correlaciona con afloramientos de calizas del Pensilvaniano-Pérmico Inferior que afloran más al norte, en la región de Antofagasta, donde se intercalan con riolitas atribuidas al Carbonífero-Pérmico (Niemeyer *et al.*, 1985; Breikreutz *et al.*, 1988).

ALOCTONO II (TRIASICO)

Forma una banda continua al este de Sierra Fraga hasta la zona de Puquios y Quebrada Paipote. Afloramientos triásicos aparecen también al este de la falla La Ternera (Formación La Ternera, Seegerstrom, 1968, Figs. 2, 3) aunque allí su basamento no está expuesto. En ambas zonas se reconoce una secuencia estratigráfica que incluye: **a-** una unidad volcánica inferior de hasta 400 m de lavas y brechas piroclásticas andesíticas y dacíticas; **b-** 300 m de areniscas y lutitas rojas; **c-** 900 m de conglomerados cuarcíferos, areniscas arcósico-cuarcíferas pardo amarillentas a rojizas, de ambiente fluvial, con intercalaciones de lutitas, portadoras

de niveles de carbón y abundantes restos vegetales atribuidos al Triásico Superior (Brüggen, 1950; Segestrom, 1968; Sepúlveda y Naranjo, 1982); **d**- un nivel superior volcánico de espesor y composición variable, al suroeste de Sierra Fraga, formado por 400 m de brechas piroclásticas y tobas ácidas, mientras que al este de la falla La Ternera no sobrepasa los 100 m de lavas andesítico-basálticas. La Formación La Ternera se considera representativa del relleno de las cuencas de 'rift' desarrolladas en el Triásico Superior en gran parte de Chile y Argentina (Charrier, 1979; Ramos y Kay, 1991).

ALOCTONO III (JURASICO)

Constituye la unidad tectónica superior de Sierra Fraga (Fig. 2, 3, 5) y está formado por: **a**- 200 m de calizas que alternan con lavas andesíticas amigdaloides y brechas andesíticas con lentes calcáreas; **b**- 300 m de calizas y areniscas con fauna de amonites bajocianos (Davidson *et al.*, 1976; Sepúlveda y Naranjo, 1982); **c**- 400 m de areniscas rojas finamente estratificadas que, en el sector suroeste de Sierra Fraga, engranan con gruesos niveles de brechas volcanoclásticas y lavas andesíticas; **d**- más de 2.000 m de lavas andesíticas y basálticas macizas que forman la cumbre de Sierra Fraga. Al este de la falla La Ternera (Fig. 2), la secuencia jurásica se apoya concordantemente sobre las lavas superiores de la Formación La Ternera; faltan los niveles inferiores con intercalaciones volcánicas y el nivel 2, calcáreo, incluye fósiles del Sinemuriano a Bajociano (Mpodozis y Davidson, 1979; Sepúlveda

y Naranjo, 1982). La serie jurásica de Sierra Fraga ha sido interpretada como una asociación volcano-sedimentaria acumulada en la zona de trasarco, después del inicio de la subducción andina en el Jurásico Inferior (Davidson *et al.*, 1976; Sepúlveda y Naranjo, 1982).

ALOCTONO IV (CRETACICO)

Aflora al sur de Sierra Fraga, en la zona de Puquios y Quebrada Paipote y se apoya directamente sobre areniscas y conglomerados triásicos (nivel 3). El alóctono cretácico de Puquios incluye: **a**- un nivel basal de 250 m de lavas andesíticas y andesítico basálticas; **b**- 200 m de calizas bloclásticas y oolíticas portadoras de amonites del Valanginiano superior-Barremiano (Mpodozis y Davidson, 1979; Naranjo y Sepúlveda, 1982); **c**- 50 m de areniscas volcánicas, rojas; **d**- más de 1.000 m de lavas andesíticas, macizas (Fig. 3).

Las lavas superiores del alóctono cretácico gradan al oeste de Puquios, sin solución de continuidad, hacia los potentes niveles volcánicos y sedimentarios continentales cretácicos de la Formación Cerrillos que ocupan gran parte de la zona central de la región de Copiapó (Segestrom, 1968; Zentilli, 1974; Naranjo y Sepúlveda, 1982; Figs. 1, 2). Las calizas neocomianas de Puquios representan, probablemente, una transgresión marina ocurrida durante un período de reducida actividad magmática en el Neocomiano y antes del generalizado evento volcánico cretácico representado por la Formación Cerrillos.

GEOMETRIA DE LAS ESTRUCTURAS EXTENSIONALES

Gracias a los excelentes afloramientos, presentes a más de 2.000 m de relieve vertical, y a la gran variedad de unidades litológicas, la región de Sierra Fraga-Puquios guarda un registro muy completo de una secuencia de deformaciones superpuestas que abarca desde el Cretácico hasta el Cenozoico superior. A continuación se describirán las estructuras ligadas a los alóctonos, y las fallas de bajo ángulo que los limitan, para, en seguida, justificar la naturaleza extensional de la deformación.

ALOCTONO I

El alóctono inferior cubre directamente al basamento (parautóctono) al este de Sierra Fraga con el cual existe una notable discordancia estructural. La estratificación en las calizas pérmicas aparece fuertemente inclinada (60-70° al este u oeste) casi perpendicular a la falla de ángulo bajo (20°W) que las separa del basamento (Figs. 4, 6a). Las calizas no presentan evidencia alguna de recristalización



FIG. 4. La falla basal del Alóctono I, al este de Sierra de Fraga: calizas subverticales del Carbonífero-Pérmico (a), apoyadas tectónicamente sobre granitos leucocráticos del núcleo de basamento, atravesados por diques máficos (b). El despegue basal (f) inclina 20° W. Vista hacia el sur.

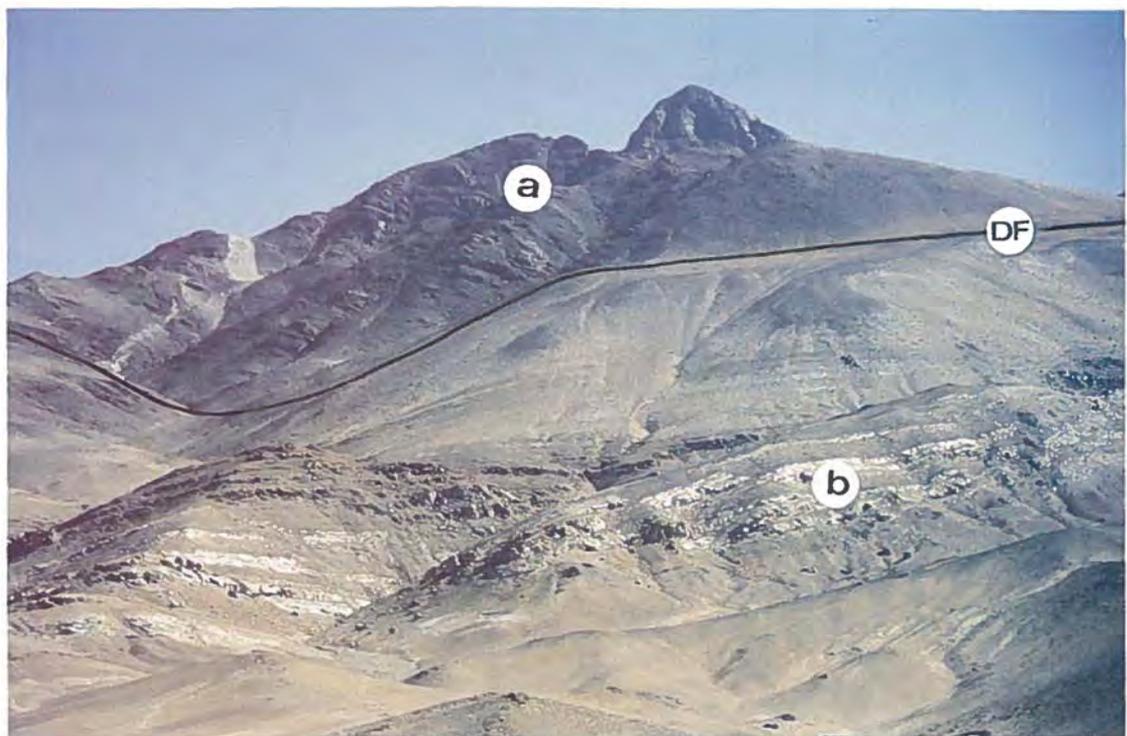


FIG. 5. Lavas andesíticas del Jurásico Superior de Sierra Fraga (a) inclinadas al noreste, en contacto por falla normal de bajo ángulo (Despegue de Fraga DF), sobre cuarcitas triásicas del Alóctono II (b), inclinadas 25° al noroeste. Ladera oriental de Cerro Fraga. Vista al noroeste.

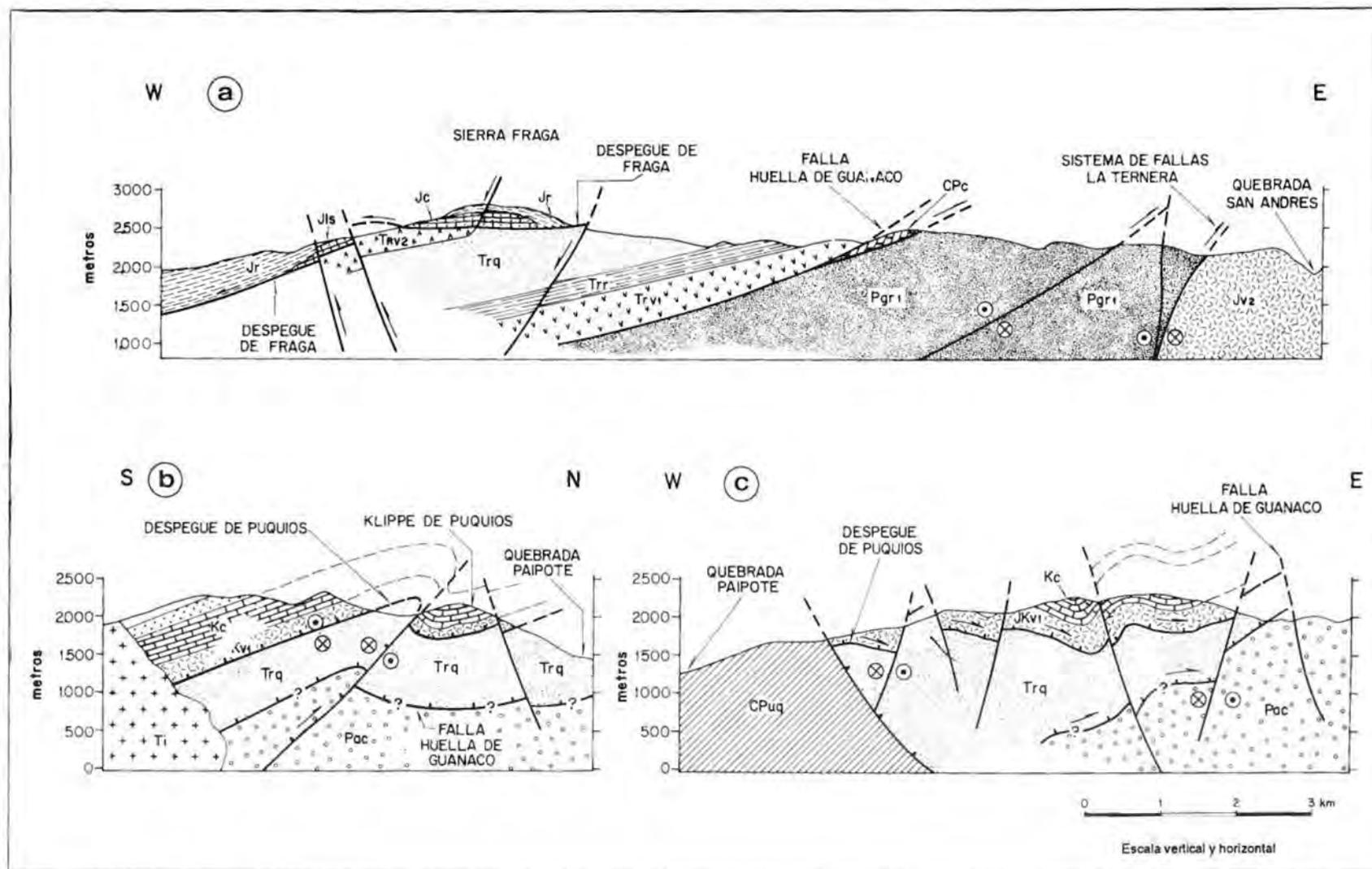


FIG. 6. Perfiles geológicos esquemáticos (ubicación en Fig. 2).

que pudiera estar asociada a metamorfismo de contacto, encontrándose fósiles bien preservados sólo a algunos metros del contacto. La zona de falla se asocia a una banda de cataclasitas en el techo de los granitoides y con abundantes vetillas de calcita en las calizas. El análisis de las estrías desarrolladas sobre la superficie de falla al este de Sierra Fraga indican que, a pesar de que la falla está inclinada hacia el noroeste, el sentido de movimiento sobre la superficie se orienta en dirección suroeste-noreste (Fig. 7a). Las calizas permocarboníferas del Alóctono 1 están plegadas en un antiforme casi isoclinal cuyo eje se orienta en dirección noreste. Aunque falta información para efectuar una interpretación cinemática la actitud del eje es similar a la de los pliegues en vaina que aparecen en el Caos de Puquios (ver más adelante). Diques máficos, aún no datados, atraviesan el basamento, la falla subhorizontal y las calizas pérmicas del alóctono inferior. Si se considera que los clastos asociados a las calizas y conglomerados rojos de Sierra Fraga son predominantemente riolíticos es probable que ambas unidades representen a secuencias sedimentarias sincrónicas con el evento magmático ácido del Paleozoico Superior. En esas condiciones, la relación de superposición estructural directa de calizas sobre granitos y riolitas del núcleo de basamento implica, probablemente, un gran desplazamiento asociado con la deformación extensional.

ALOCTONO II

El siguiente alóctono, que ocupa una posición más alta, al este de Sierra Fraga, está limitado en su base por la Falla Huella de Guanaco (FHH; Fig. 6a). La FHH corta progresivamente hacia abajo en la sección desde el suroeste hacia el noreste. Al norte de Sierra Fraga, el alóctono I ha sido completamente obliterado y el Alóctono II se apoya directamente sobre el basamento (Fig. 2). De este modo, a través de la FHH se eliminan varios miles de metros de sección del Alóctono I. La estratificación en la sección triásica, al este de Sierra Fraga, una de las unidades menos deformadas de la región es, por lo general, paralela a la superficie de falla. El análisis de estrías en varias localidades a lo largo de la FHH indican desplazamientos según una dirección suroeste-noreste; medidas efectuadas en una localidad al sur de Quebrada Paipote indican desplazamientos hacia el noroeste (Fig. 7b).

ALOCTONO III

El tercer alóctono ocupa la parte más elevada y el flanco occidental de Sierra Fraga, y está formado por rocas jurásicas. Su base corresponde al despegue de Fraga (Figs. 2, 4, 6a). Una pequeña ventana en el alóctono, que expone rocas triásicas en el flanco oeste de Sierra Fraga permite observar que la falla tiene una inclinación regional de 20° al noroeste (Figs. 2, 7c). El Alóctono III, a diferencia de los otros, está afectado por un sistema de fallas normales de alto ángulo, la mayoría de las cuales no cortan la superficie de despegue inferior. Las rocas jurásicas de Sierra Fraga tienen una inclinación general hacia el sureste, en sentido opuesto al manto de las capas triásicas en el alóctono inferior, y están truncadas por el despegue basal. El análisis de numerosos indicadores cinemáticos (escalones en vetillas fibrosas, pliegues de arrastre en el Triásico de la ventana al oeste de Sierra Fraga y otros) indican desplazamiento hacia el noroeste (Fig. 7c) sugiriendo que el movimiento a lo largo del despegue de Fraga tuvo lugar en un época diferente al resto de los alóctonos.

ALOCTONO IV

El Alóctono IV aflora solamente al sur de Quebrada Paipote y está formado por rocas cretácicas y lavas de la parte más alta del Jurásico. La falla basal (despegue de Puquios) pone esta secuencia directamente sobre cuarcitas triásicas, omitiendo por lo menos 3.500 m de sección triásico-jurásica. Al sur de Quebrada Paipote y al norte del frente principal del Alóctono IV, un bloque aislado de lavas y calizas neocomianas aparece aislado, flotando sobre las cuarcitas triásicas (Klippe de Puquios; Figs. 2, 6a, 10). El despegue de Puquios es paralelo a las capas en la placa superior y corta oblicuamente la estratificación en las rocas triásicas infrayacentes. (Figs. 2, 6b, 10). Estrías orientadas en sentido WSW-ENE en la superficie de falla, junto a bloques en dominó, muy bien expuestos en la placa superior, sugieren desplazamiento del Alóctono IV hacia el noreste (Fig. 7d). Aunque la relación entre los alóctonos III y IV es desconocida, ya que en ningún lugar aparecen en contacto, los alóctonos I, II y IV muestran evidencias de haber experimentado desplazamientos en el mismo sentido.

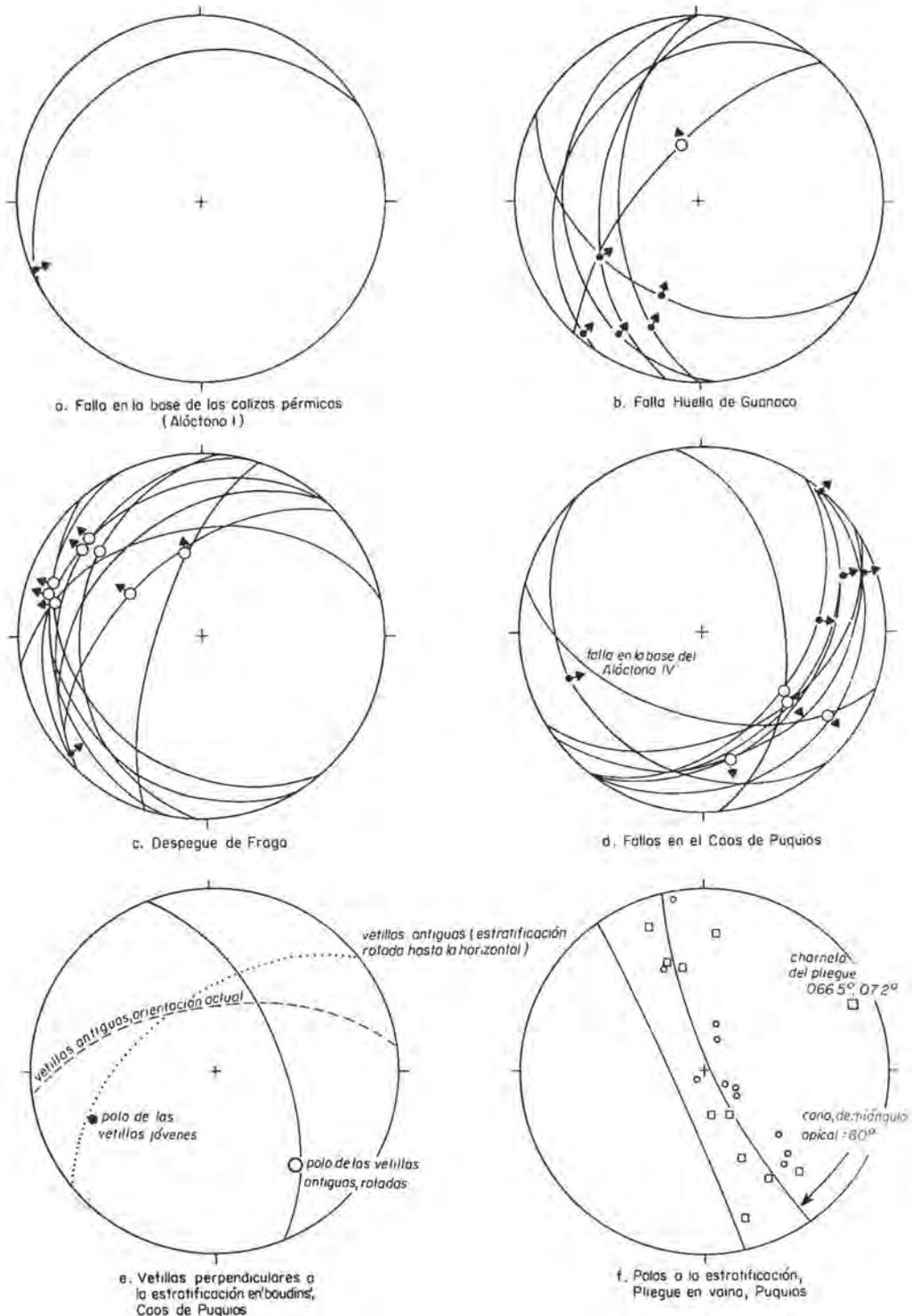


FIG. 7. Datos estructurales para los diversos alóctonos extensionales de Sierra Fraga-Puquios. En a-d, los círculos grandes representan la actitud local de planos de falla. Puntos: orientación de estrías de falla (flechas indican sentido de movimiento). Abiertos: estrías del periodo antiguo de extensión. Cerrados: fase de extensión joven. En f, cuadrados: polos a superficies de estratificación invertidas (hemisferio superior); puntos: polos a capas con estratificación normal (hemisferio inferior).



FIG. 8. Caos de Puquios, afloramientos al sur de Quebrada Paipote. Lavas andesíticas (JKv1), afectadas por deformación cataclástica dúctil, englobando a grandes bloques de calizas neocomianas. En el centro, las capas claras con estratificación inclinada corresponden a un lente calcáreo rotado 50° al deslizarse hacia el noreste sobre una falla normal lítrica durante la etapa tardía de extensión. El anticlinal superior, de geometría cónica, corresponde a un pliegue en vaina producido durante el mismo episodio de deformación extensiva. Vista al sureste.



FIG. 9. Detalle del bloque rotado de la figura 8; longitud aproximada: 150 m.



FIG. 10. El frente del Alóctono IV al sur de Quebrada Paipote. En primer plano, lavas andesíticas y calizas neocomianas de la 'klippe' de Puquios (a), apoyadas a través del despegue de Puquios (falla normal subhorizontal - DP) sobre cuarcitas triásicas del Alóctono II (b). En segundo plano, el frente principal del Alóctono IV (c), afectado por un sistema de anticlinal-sinclinal. Vista hacia el sur desde Sierra Fraga.



FIG. 11. Detalle del par anticlinal-sinclinal en el frente del Alóctono IV, al sur de Puquios. El sistema compresivo, con vergencia al oeste, fue formado durante un evento de deformación en el Cretácico Superior. Con posterioridad, en el Paleoceno, una falla normal de alto ángulo produjo el descenso hacia al este del anticlinal oriental. Vista al sur desde la 'klippe' de Puquios. (a: lavas, JKv1; b: calizas neocomianas, Kc; DP: Despegue de Puquios).

CAOS DE PUQUIOS

Una unidad intensamente deformada, constituida por calizas cretácicas y lavas (probablemente del Jurásico Superior), aflora en ambas laderas de Quebrada Paipote, en las cercanías de las ruinas de Puquios (Figs. 2, 8, 9). En esa región aparecen grandes bloques desmembrados y 'megaboudins' de calizas flotando en una matriz volcánica que ha perdido casi toda traza de la estratificación original. Las lavas muestran deformación a gran escala por flujo cataclástico dúctil alrededor de los bloques de calizas en los cuales se preserva la estratificación. Debido a la extrema disrupción de la zona se la describirá bajo el nombre de Caos de Puquios. A pesar de que el Caos de Puquios está formado por rocas de la misma edad que el Alóctono IV, ambas unidades están separadas por una falla inversa de rumbo noroeste-suroeste, inclinada al sureste, siendo el grado de deformación interna mucho mayor en el caos.

Asociados a los 'boudins' se encuentran diversos juegos de fallas, estrías y fracturas. Las fallas que limitan boudins y bloques en dominó presentan estrías asociadas que indican un desplazamiento hacia el noreste (Grupo 1; Fig. 7d). Un segundo juego de estrías, relacionado, dentro de los boudins, con fallas de bajo ángulo indica movimientos hacia el suroeste (Grupo 2; Fig. 7d). Las edades relativas de las dos fases de extensión se pueden deducir de las relaciones de superposición entre dos generaciones de vetillas de calcita y fracturas extensionales que afectan a las calizas (Fig. 7e). El polo de la generación más joven de vetillas inclina suavemente hacia el suroeste, paralelo a la dirección de extensión suroeste-noreste detectada en los alóctonos I, II y IV. La familia antigua, en cambio, es casi vertical y con rumbo aproximado este-oeste. Sin embargo, si se elimina el efecto de rotación asociado a las fallas lístricas que limitan a los boudins por su base, llevando la estratificación en las calizas hasta la horizontal, el polo a la familia de vetillas antiguas aparece inclinado hacia el sureste, paralelo a la dirección de movimiento observada para el despegue de Fraga y el Alóctono III (Fig. 7e).

En el Caos de Puquios, al sur de Quebrada Paipote, la banda topográficamente más elevada de calizas se encuentra afectada por un anticlinal de geometría poco común, cuyo eje, de dirección este-noreste, se puede seguir por varios cientos de me-

tros (Fig. 8). El pliegue se cierra progresivamente desde el suroeste hacia el noreste y, en su extremo noreste, ambos flancos están invertidos; el flanco norte presenta manteos de hasta 30°SE, el flanco sur hasta 62°SW. En el diagrama de Schmidt (Fig. 7f) los polos a los planos de estratificación se distribuyen según un cono con semiángulo apical de 80° y eje orientado 66°E (geometría no cilíndrica). Sobre las superficies de estratificación se desarrolla una lineación paralela al eje del cono. El pliegue puede ser interpretado como un pliegue en vaina formado en una zona de cizalla con sentido de cizalla dirigido hacia el noreste. Esta dirección de movimiento es paralela a la dirección de movimiento en los alóctonos I, II y IV, así como a la segunda fase de extensión en los boudins del Caos de Puquios.

En resumen, los alóctonos limitados por fallas de bajo ángulo y estructuras asociadas, representan los elementos estructurales más antiguos en la zona de Sierra Fraga-Puquios. Tres de ellos (I, II, IV) experimentaron desplazamiento hacia el noreste y uno (III) hacia el noroeste. Las relaciones estructurales en Puquios indican que el desplazamiento hacia el noroeste fue más antiguo y, probablemente, de menor importancia que el desplazamiento hacia el noreste. La gran omisión estratigráfica registrada en la base del Alóctono IV se puede deber, en parte, a movimientos tempranos registrados en el Alóctono III. Aunque algunas de las fallas parecen ser fallas inversas (debido, en parte, a rotación asociada a eventos de deformación más tardíos) diversos parámetros indican un origen extensional para la totalidad de las fallas de bajo ángulo. Entre éstos:

a- todas las fallas de bajo ángulo pertenecen a la clase «joven sobre viejo» que omite grandes espesores de sección estratigráfica en la placa inferior. La FHH corta hacia abajo y hacia el noreste en la sección paleozoica del Alóctono I, llegando a eliminarlo por completo. Considerando que en la zona no existen evidencias de deformación mesozoica más antigua, este hecho no puede deberse a la existencia de deformación compresional y erosión anterior; b- numerosas fallas normales que afectan a los alóctonos III y IV aparecen truncadas por los 'détachements' basales. En el caso del despegue de Puquios, esas fallas son lístricas y convergen con la zona de despegue basal del Alóctono IV; c- la forma de los 'boudins' y bloques en dominó en el Caos de Puquios indican una posición subhorizontal para el eje principal de extensión finita.

La magnitud del desplazamiento experimentado por los alóctonos extensionales es difícil de cuantificar debido a la presencia de estructuras superpuestas. Además, considerando que los Alóctonos I, II y IV fueron, probablemente, rotados, sus zonas de ruptura pueden encontrarse, siguiendo la inclinación de las capas, hacia abajo y al suroeste de Puquios, en una zona actualmente cubierta, casi por completo,

por rocas volcánicas más jóvenes de la Formación Cerrillos. El hecho de que no se pueda calzar la estratigrafía de los alóctonos con la de sus infrayacentes indica desplazamientos de orden kilométrico. La presencia de pliegues en vaina en el Caos de Puquios y, probablemente, en el Alóctono I implica niveles de cizalla elevados compatibles con desplazamientos de hasta decenas de kilómetros.

SECUENCIA TEMPORAL RELATIVA Y ESTRUCTURAS TARDIAS

Las fallas extensionales afectan no sólo hasta las calizas neocomianas sino que también a las areniscas rojas y lavas andesíticas de los niveles superiores del alóctono IV. Al oeste de Sierra Fraga, en la zona de Inca de Oro, calizas neocomianas afectadas por fallas normales de bajo ángulo están intruidas por tonalitas y pórfidos datados entre 82 y 67 Ma (Cerro Santa Juana, K-Ar; Moreno, 1992) lo cual indicaría una edad a lo menos pre-santoniana para la deformación extensional. De igual modo, al norte de Puquios, el Caos de Puquios está cubierto en discordancia angular por lavas y brechas piroclásticas de la Formación Venado (Sepúlveda y Naranjo, 1982; ver Fig. 2) atribuida al Terciario inferior e intruida por granodioritas datadas (K-Ar) en 60 Ma (Cerro Cachiyuyo; Zentilli, 1974). Al sur de Puquios, el despegue basal del Alóctono IV está sellado, en discordancia, por ignimbritas riolíticas (Caldera de Cerro Puquios; Fig. 2) productos de un evento volcánico explosivo del Paleoceno datado entre 53 y 58 Ma (Farrar *et al.*, 1970; McNutt *et al.*, 1975; Rivera y Mpodozis, 1991).

Antes que fueran cubiertas por rocas de la Formación Venado y las tobas asociadas a la caldera de Cerro Puquios, las calizas neocomianas de Puquios, y, más al oeste, las rocas volcanoclásticas de la Formación Cerrillos, fueron afectadas por deformación compresiva. Al sur de Puquios (Quebrada El Sauce) este evento cretácico se manifiesta en dos escamas con vergencia al oeste que ponen en contacto a calizas neocomianas sobre las lavas superiores del Alóctono IV (Fig. 2) y también, probablemente, en el par anticlinal-sinclinal que repliega el frente del Alóctono IV (Figs. 10, 11). Estas consideraciones permiten sugerir que el evento principal de deformación extensional tuvo lugar entre el Aptiano y el Cenomaniano. Este evento sería sincrónico con la

acumulación, más al este, del gran volumen de lavas andesíticas, rocas piroclásticas y sedimentos de la Formación Cerrillos (Segerstrom, 1968) cuyos afloramientos ocupan gran parte de zona central de la región de Atacama (Fig. 1).

Una falla normal de alto ángulo corta oblicuamente el par sinclinal-anticlinal en el frente del alóctono cretácico de Puquios, haciendo descender hacia el este tanto el anticlinal oriental como la 'klippe' de Puquios (Figs. 10, 11). Al sur de Puquios esta falla se prolonga hasta empalmar con una de las fallas que forman el borde de la caldera paleocena de Cerro Puquios (Fig. 2). Representan, probablemente, una segunda fase de extensión regional, terciaria (Fig. 3) que acompañó al volcanismo paleoceno en la región de Copiapó (Rivera y Mpodozis, 1991).

Una de las estructuras más importantes en la región es el sistema de fallas La Ternera, que, como ya se indicó, constituye el límite oriental de los alóctonos extensionales, el cual corta las ignimbritas y lavas paleocenas de la caldera de Cerro Puquios (Fig. 2). En el extremo noreste del área (Quebrada Cortadera-Sierra Agua Amarga), el despegue de Fraga y la FHH convergen con o están truncadas por el sistema de fallas La Ternera. Inmediatamente al norte de quebrada Paipote, un levantamiento compresional ('pop-up') en una zona de curvatura hacia el este y diversos indicadores cinemáticos, sugieren desplazamiento sinistral. Al sur de Quebrada Paipote, ramas anastomosadas que limitan lentes de centenas de metros de largo formados por riolitas de la Formación Pantanoso, forman un duplex de rumbo (Woodcock y Fisher, 1986) asociado al sistema de fallas. La Falla La Ternera constituye parte del segmento más austral del sistema de fallas de Domeyko (Maksaev, 1990) que se desarrolla a lo largo de más de 800 km hacia el norte hasta la zona

de Chuquicamata y Quebrada Blanca. Aunque se acepta generalmente que el sistema estuvo activo en el Eoceno superior-Oligoceno (*i.e.* Reutter *et al.*, 1991) la Falla La Ternera presenta evidencias de movimientos más antiguos que el Eoceno. Al sur de Quebrada Paipote, varias de las ramas de la falla están cortadas por el plutón La Ternera (Fig. 2) emplazado, probablemente, durante el Paleoceno-Eoceno. A escala regional, los grandes cambios que registra la estratigrafía del Cretácico a ambos lados

de la Falla La Ternera señalan la posibilidad de que ésta haya estado activa incluso ya en el Cretácico. La Falla La Ternera registra, además, uno de los últimos episodios de deformación conocidos en la zona: al oeste de Quebrada Cortadera, sobre la traza de la falla, tobas miocenas (Ignimbrita San Andrés, 8-10 Ma, Sepúlveda y Naranjo, 1982) aparecen afectadas por fallas con estrías subhorizontales que indican movimientos en el rumbo en sentido sinistral.

LA EXTENSION CRETACICA DE SIERRA FRAGA-PUQUIOS EN EL CONTEXTO DE LA EVOLUCION MESOZOICA DE LOS ANDES

Para comprender el significado de las estructuras extensionales de Sierra Fraga-Puquios dentro de la evolución andina es necesario explorar la condiciones tectónicas generales que imperaban durante el lapso cretácico inferior-comienzos del

Cretácico Superior, tanto en el ámbito oceánico del Pacífico, donde se registró un período de expansión oceánica ultrarrápida, como en el margen continental sudamericano, donde la extensión fue acompañada de un paroxismo ("flare-up") volcánico.

EXPANSION OCEANICA CRETACICA EN EL PACIFICO

Los datos disponibles concernientes a la dinámica de placas y velocidades de convergencia durante el Cretácico son escasos. De acuerdo a Larson y Pitman (1972), la velocidad de convergencia de las placas Phoenix (Aluk) y sudamericana durante el Neocomiano habría sido baja (2,5 cm/año), para aumentar violentamente durante el Aptiano-Albiano, hasta 14-18 cm/año. Según Larson (1991a, 1991b) este episodio de rápida expansión oceánica es parte de un evento global ocurrido entre los 120 y 80 Ma, durante el cual la velocidad de generación de corteza oceánica aumentó entre 50%-75% (Fig. 12). El pulso de rápida expansión oceánica se inició en la cuenca del Pacífico a los 120 Ma, para alcanzar su máximo desarrollo entre los 120 y 100 Ma. Entre los 100 y 80 Ma la velocidad de generación de corteza oceánica disminuyó significativamente. Alrededor de la anomalía magnética 32 (70 Ma) la velocidad de conver-

gencia entre las placas Farallón y sudamericana habría disminuido a sólo 5-7 cm/año (Pilger, 1984; Pardo Casas y Molnar, 1987; Gordon y Jurdy, 1986) al mismo tiempo que se hizo casi paralela al margen.

Según Larson (1991a), el pulso de expansión oceánica rápida del 'Cretácico Medio' se debería a la formación de una «superpluma» generada alrededor de los 125 Ma en la interfase entre el manto y el núcleo del planeta, que habría subido por convección a través del manto para hacer erupción bajo la cuenca cretácica del Pacífico. Como consecuencia de este evento se registran, en la zona magnética quieta del Cretácico, un incremento generalizado del nivel del mar, aumento global de la temperatura (Larson, 1991b) y, en el margen activo sudamericano, un notable incremento de la actividad magmática (Soler, 1991).

CONSECUENCIAS DEL EVENTO CRETACICO: LAS CUENCAS MARGINALES ABORTADAS DEL MARGEN SUDAMERICANO

En forma sincrónica con el pulso de rápida generación de corteza oceánica en el Pacífico, grandes

volúmenes de rocas volcánicas hicieron erupción entre el Aptiano y el Cenomaniano(?) en los Andes

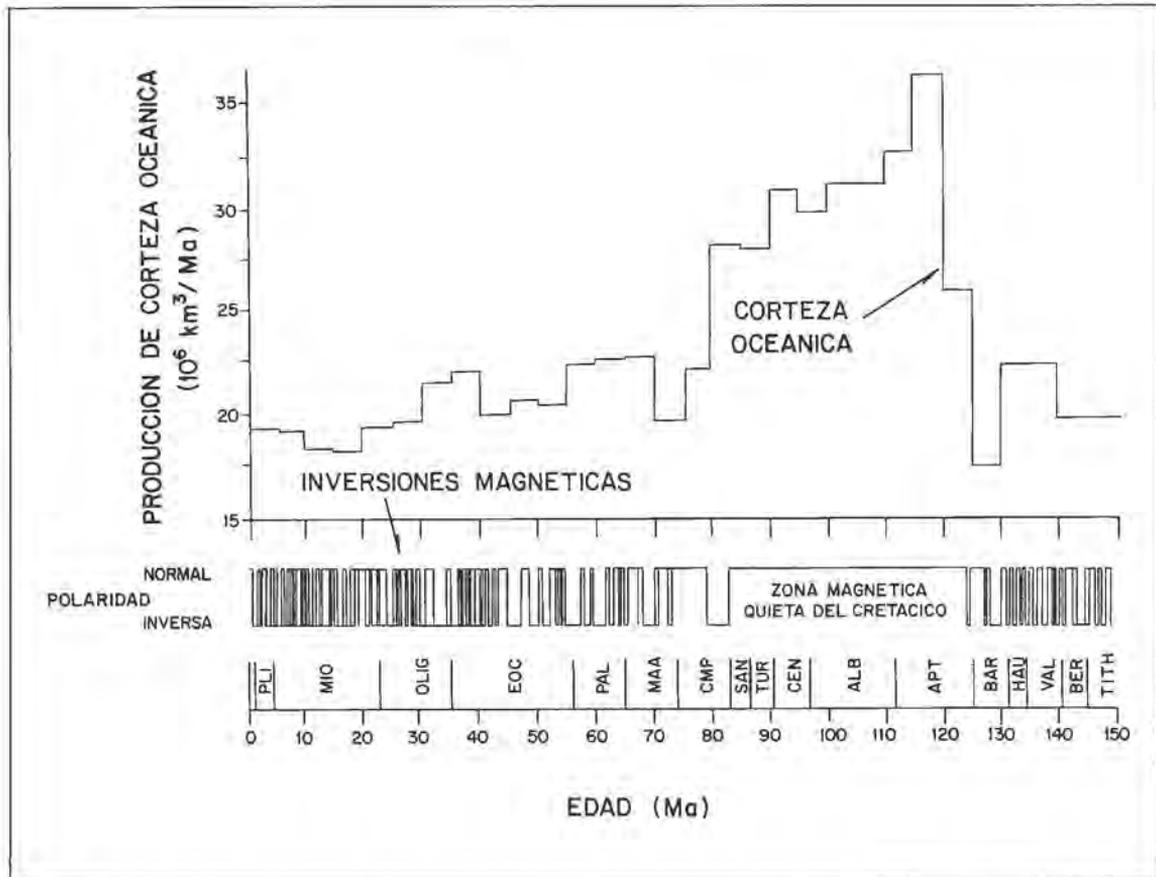


FIG. 12. Producción global de corteza oceánica en función del tiempo geológico durante el Cretácico y Terciario y escala de anomalías magnéticas. Notar el evento de rápida producción de corteza y rápida expansión oceánica registrado entre los 125 y 80 Ma (según Larson, 1991b).

del Perú y Chile durante un intenso episodio magmático asociado a deformación extensional y 'rifting' (Atherthon y Webb, 1989; Mpodozis y Ramos, 1990; Soler, 1991). Este fenómeno es especialmente notable en Perú y Chile central, donde se formaron efímeras cuencas volcánicas extensionales, heredadas en parte de las cuencas de trasarco del Jurásico. Aunque Atherthon y Webb (1989) indicaron que, por lo menos la parte norte de la cuenca peruana (Huarney), pudo haber evolucionado hacia una cuenca marginal *s.str.* con un piso oceánico de naturaleza ofiolítica, diversos autores las han clasificado y descrito como cuencas marginales abortadas (Levi y Aguirre, 1981; Atherthon *et al.*, 1983; Åberg *et al.*, 1984; Soler y Bonhomme, 1990; Aguirre, 1991). El carácter de abortadas hace referencia al hecho de que, si bien ellas registran un importante adel-

gazamiento, la extensión no alcanzó a evolucionar hasta la ruptura de la corteza continental. Verdaderas cuencas cretácicas con piso oceánico han sido descritas sólo en Colombia y en los Andes Australes (Dalziel, 1981; Bourgois *et al.*, 1987, Fig. 13).

La cuenca marginal de Casma-Huarney que se extiende a lo largo de gran parte de la región costera del Perú se formó en el Aptiano después de un período de relativa quietud magmática neocomiana (Cobbing, 1985; Soler y Bonhomme, 1990; Soler, 1991). Alcanzó su máximo desarrollo en el Albiano con la acumulación, en ambiente submarino, del Grupo Casma (Myers, 1974; Jaillard, 1987) formado por hasta 9.000 m de andesitas y andesitas basálticas con estructura en almohadilla, dacitas y rocas volcanoclásticas (tobas submarinas, hialoclastitas)

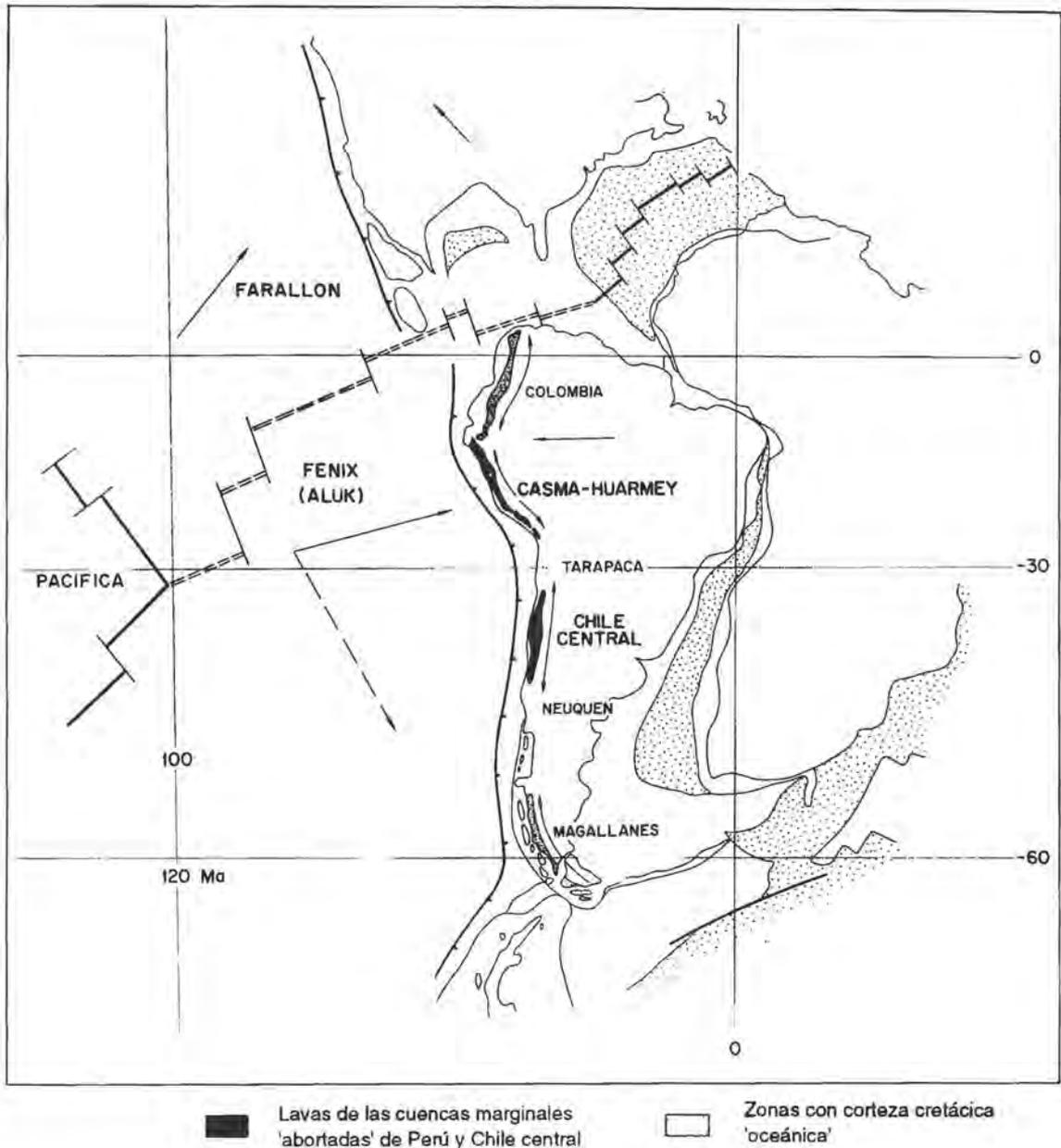


FIG. 13. Reconstrucción de placas en el sureste del Pacífico a los 120 Ma, basado en Duncan y Hardgraves (1984) y Scotese *et al.* (1988). El margen activo sudamericano se caracterizaba por una serie de cuencas extensionales de tras- (o intra-) arco. En Colombia, la ruptura de la corteza continental y la separación del arco Baudó habría dado origen, en el Cretácico Inferior-comienzos del Cretácico Superior, a una cuenca marginal con corteza oceánica (Bourgeois *et al.*, 1987). La Cuenca Marginal de Magallanes ha sido también interpretada como el producto de extensión trasarco (Dalziel, 1981), aunque otros autores (Alabaster y Storey, 1990) la asocian al 'rifting' ligado a la ruptura de Gondwana. Las cuencas cretácicas Casma-Huarney y de Chile central pertenecerían al tipo de 'cuencas marginales abortadas' edificadas sobre corteza continental adelgazada. La cuencas de trasarco de Tarapacá y Neuquén corresponden a cuencas ensiálicas con relleno principalmente sedimentario. Flechas llenas indican desplazamiento relativo de las placas en un sistema de referencia basado en los puntos calientes ('hot-spots'). Dependiendo de la velocidad de expansión en la Dorsal Phoenix-Farallon, la placa Phoenix puede haberse desplazado hacia el NNE (expansión lenta) o al sur este (expansión rápida, Duncan y Hargraves, 1984).

e intercalaciones sedimentarias. Su geoquímica presenta afinidades en parte toleíticas y en parte calcoalcalinas de arco y trasarco (Atherton y Web, 1989; Soler y Bonhomme, 1990). El estudio del metamorfismo sincrónico (Aguirre y Offler, 1985; Aguirre, 1991) indica gradientes geotérmicos elevados que aumentan de sur a norte a lo largo del eje de la cuenca extensional hasta alcanzar valores muy altos, en la zona de Huarney, donde evidencias geoquímicas, acompañadas de marcadas anomalías gravimétricas positivas y aumento de la subsidencia, indican un máximo grado de adelgazamiento cortical ($\geq 50\%$ extensión; Atherton y Webb, 1989).

La cuenca marginal abortada de Chile central se extiende por 1.000 km entre los 27°S (Copiapó) hasta más al sur de Santiago (34°S). Rocas volcánicas cretácicas con edades comprendidas entre el Neocomiano y, probablemente, el Cenomaniano, alcanzan, a la latitud de Santiago, hasta 10 km de espesor ocupando gran parte del territorio chileno, desde la Cordillera de la Costa hasta las cumbres más altas de la Cordillera Principal (Thomas, 1958; Aguirre, 1960; Munizaga y Vicente, 1982; Ramos *et al.*, 1990).

En la Cordillera de la Costa (33°S) la secuencia neocomiana está representada por varios kilómetros de lavas, brechas andesíticas y rocas piroclásticas con intercalaciones de calizas marinas de ambiente somero (Thomas, 1958). Al norte de La Serena (30°S) las intercalaciones calcáreas se hacen más frecuentes y a la latitud de Copiapó existen extensos afloramientos de calizas neocomianas (Grupo Chañarcillo; Valanginiano-Aptiano) que se interdigitan con discontinuos niveles volcánicos (Formación Bandurrias; Segerstrom, 1968; Pérez *et al.*, 1990) indicativos de una actividad volcánica relativamente reducida. Las calizas neocomianas se adelgazan hacia el este y, probablemente engranan en esa dirección con secuencias de areniscas y conglomerados rojos continentales tales como la Formación Quebrada Monardes (Mercado, 1982).

Durante el Aptiano-Albiano un violento episodio magmático está registrado en la Cordillera de la Costa al oeste de Santiago, representado por la gruesa secuencia de andesitas basálticas ('ocoitas') y basaltos de la Formación Veta Negra (Thomas, 1958) algunos de ellos datados en 110 Ma por K/Ar y Rb/Sr (Drake *et al.*, 1976; Levi y Aguirre, 1981;

Åberg *et al.*, 1984). Un episodio de rápida subsidencia parece haber acompañado el evento volcánico ya que, sobre los niveles volcánicos, se depositaron, antes de los 80 Ma, varios miles de metros de conglomerados gruesos en facies de abanicos aluviales acompañados de brechas volcanoclásticas y calizas lagunares (Formación Las Chilcas; Thomas, 1958; Rivano *et al.*, 1986). Unidades volcanoclásticas equivalentes de las formaciones Veta Negra y Las Chilcas alcanzan gran desarrollo hacia el este en la Cordillera Principal (Formación Abanico o Juncal, Grupo Pelambres) donde se apoyan sobre las calizas neocomianas de la plataforma del Aconcagua (Aguirre, 1960; Mpodozis y Ramos, 1990; Ramos *et al.*, 1990, 1991). Similares características poseen las secuencias volcánicas cretácicas que se extienden en forma ininterrumpida hacia el norte hasta La Serena y Copiapó (Aguirre y Egert, 1965; Segerstrom, 1968; Rivano y Sepúlveda, 1991). Las andesitas, conglomerados, brechas piroclásticas y tobas de la Formación Cerrillos, en la zona de Copiapó (Segerstrom, 1968), fueron, probablemente, acumulados durante este período. Estudios efectuados en la Cordillera de la Costa de Chile central (32°-33°S) indicarían que los basaltos y andesitas basálticas cretácicas pertenecen a las series calcoalcalinas ricas en potasio y 'shoshonitic', mientras que el análisis del 'metamorfismo de carga' asociado indica gradientes geotérmicos moderados a bajos (20°-30°C/km) (Levi *et al.*, 1982, 1987; Åberg *et al.*, 1984). Estos datos llevaron a Aguirre *et al.* (1989) a indicar que las rocas volcánicas del Cretácico Inferior de Chile central se habrían acumulado en una cuenca marginal abortada, caracterizada por un adelgazamiento de la corteza leve a intermedio, menor que el que habría afectado la cuenca Casma en el Perú Central.

La zona de Sierra Fraga-Puquios (27°S) se encuentra cerca del extremo norte de la cuenca marginal abortada de Chile central, en la zona de transición hacia la zona de Antofagasta (Segmento A de Mpodozis y Ramos, 1990) donde el volcanismo del Cretácico Inferior es, comparativamente, reducido (Naranjo y Puig, 1984; Boric *et al.*, 1990). A escala de la región de Atacama, la Zona de Sierra Fraga-Puquios se ubica en el borde oriental de la franja de afloramientos de la Formación Cerrillos (Fig.1). Al este de Puquios, si bien se encuentran rocas volcánicas cretácicas equivalentes a la Formación Cerrillos (Formación Quebrada Seca; Mercado, 1982), éstas

corresponden a afloramientos pequeños y dispersos y de reducido espesor. Dentro de este contexto, la región de Fraga-Puquios se ubicaba, probablemente, en el margen oriental del dominio subsidente (cuenca marginal), donde se acumuló la Formación

Cerrillos. Dentro de este contexto, las fallas extensionales pueden corresponder a estructuras post neocomianas asociadas a la apertura de la cuenca probablemente entre el Aptiano y el Cenomaniano.

SIGNIFICADO DE LA DEFORMACION EXTENSIONAL DE SIERRA FRAGA-PUQUIOS: DEFORMACION DE ESTILO COMPLEJO DE NUCLEO METAMORFICO EN AMBIENTE DE INTRA- O TRASARCO, DURANTE EL PERIODO DE EXPANSION OCEANICA RAPIDA DEL CRETACICO

Las estructuras de Sierra Fraga-Puquios (fallas normales de bajo ángulo, rotación de bloques, caos extensionales y otras) son similares a las que acompañan los complejos de núcleo metamórfico (CNM) del occidente de Norteamérica (Crittenden *et al.*, 1980; Armstrong, 1982). En los CNM fallas normales de bajo ángulo separan una placa superior, afectada por deformación extensional frágil, de un núcleo de rocas plutónicas y metamórficas afectadas por deformación dúctil y metamorfismo sinextensional que puede alcanzar hasta la facies de anfibolita. Pliegues en vaina extensionales, como los del Caos de Puquios se han descrito en el CNM de las Raft River Mountains en Utah (Malavielle, 1987). En los CNM los despegues en la base de los alóctonos aparecen inclinados hacia afuera del núcleo de basamento, debido, probablemente, a un abombamiento del núcleo durante la extensión (Spencer, 1985; Miller *et al.*, 1983). Varios autores (Wernicke *et al.*, 1987; Gans *et al.*; 1989; Armstrong y Ward, 1991) han llamado la atención acerca de la ubicación de los CNM de los Estados Unidos occidentales, dentro de áreas afectadas por magmatismo terciario y han destacado la importancia del debilitamiento térmico de la corteza en producir zonas favorables al colapso extensional (Kuznir y Park, 1987).

Tal como en los CNM, la zona de Sierra Fraga-Puquios se ubicaba al momento de ocurrir la deformación extensional, en una zona de flujo calórico alto, en este caso, las cercanías del eje volcánico cretácico. Sin embargo, a pesar de las similitudes, también existen importantes diferencias. La principal es que en la zona de Sierra Fraga-Puquios, la deformación tuvo lugar por completo en ambiente frágil tanto en el núcleo parautoctono de basamento como en los alóctonos extensionales. Esta discrepancia se puede entender al considerar las diferen-

tes posiciones de los CNM y la zona de Sierra Fraga-Puquios al interior de sus respectivos orógenos, durante la deformación extensional. Los CNM se habrían formado después de una fase de engrosamiento cortical relacionada a acortamiento tectónico (Coney y Harms, 1984; Coney, 1987). La extensión fue acompañada por alzamiento (sinextensional) de rocas ubicadas originalmente en niveles medios de la corteza al producirse el colapso terciario del orógeno (Armstrong, 1982; Lister y Davis, 1989; Block y Royden, 1990; Malavielle y Taboada, 1991).

En el caso de Sierra Fraga-Puquios, en cambio, la extensión no se relaciona a colapso post orogénico sino que, probablemente, a un rápido debilitamiento térmico de la zona de intra- o trasarco al formarse la efímera cuenca marginal abortada cretácica de Chile Central. Como la corteza debe haber sido relativamente delgada (no existen evidencias mayores de deformación compresional mesozoica precretácica en este sector de los Andes chilenos) no se dieron condiciones favorables para exhumar niveles corticales profundos. La deformación extensional de Sierra de Fraga-Puquios sería, por lo tanto, un fenómeno ligado directamente al violento pulso magmático de fines del Cretácico Inferior-comienzos del Cretácico Superior registrado en diversos sectores del margen sudamericano durante el período de expansión oceánica rápida ocurrido en el Pacífico entre los 125 y 90 Ma ('Superplume event'; Larson y Pitman, 1972; Larson, 1991a). Una rápida expansión oceánica en las dorsales Farallon-Pacífico o Phoenix-Pacífico (Duncan y Hargraves, 1984) puede haber resultado en un aumento de la generación de magmas en el margen, incremento en la convección secundaria inducida en la cuña astenosférica bajo el borde sudamericano

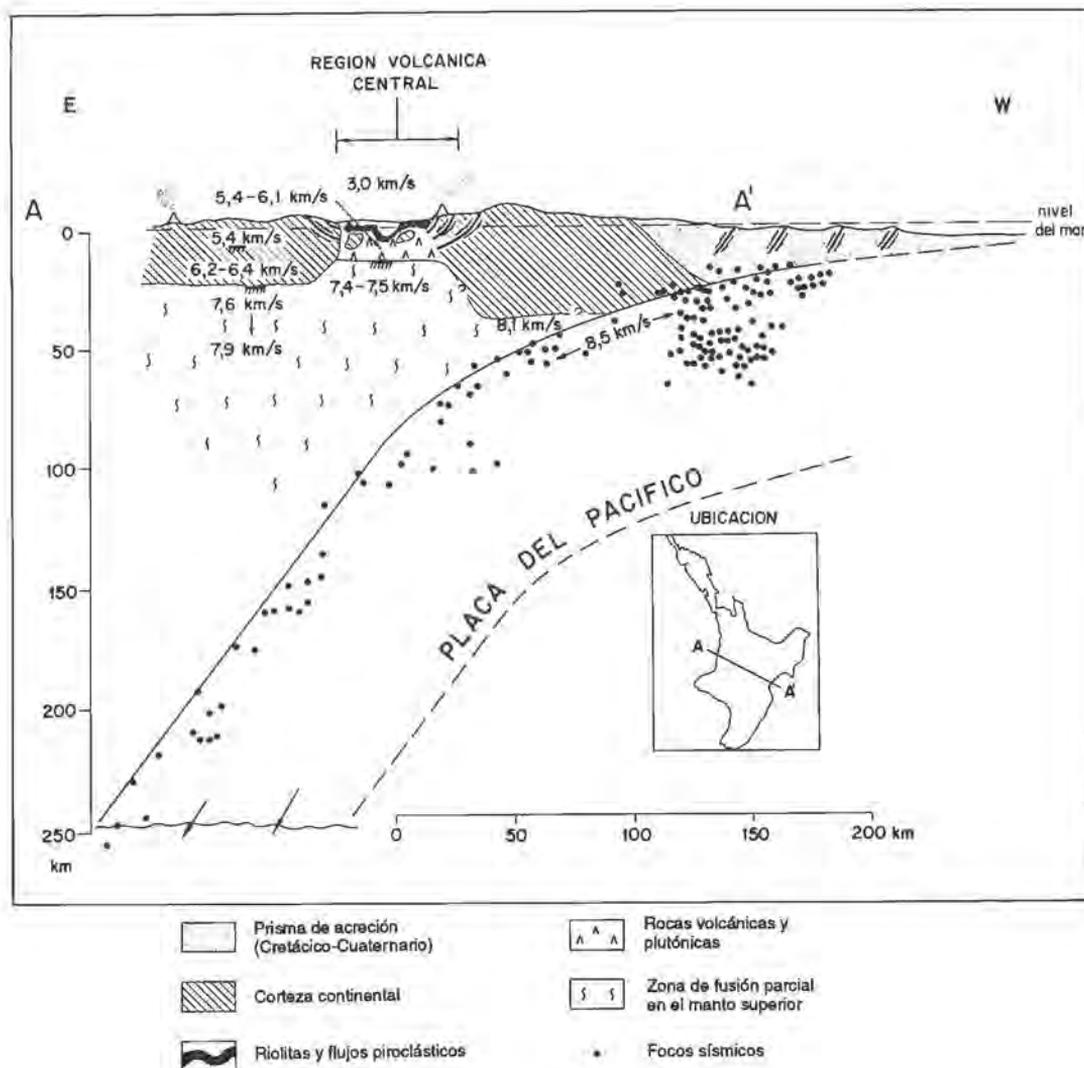


FIG. 14. Perfil cortical a través de la actual Zona Volcánica Central de la isla norte de Nueva Zelanda, mostrando una configuración que puede ser considerada como un modelo para la 'cuenca marginal abortada de Chile central' (New Zealand Department of Scientific and Industrial Research, 1987).

(Toksöz y Bird, 1977; Hsui y Toksöz, 1981), extensión en la zona de arco o trasarco, debilitamiento termal de la corteza y, finalmente, colapso extensional durante la formación de las cuencas 'marginales' de Perú y Chile central. La paleogeografía de ese período presentaba, probablemente, grandes similitudes con la actual zona volcánica central de la isla

norte de Nueva Zelanda (Fig. 14). La mayoría de los elementos (salvo el prisma de acreción) supuestos para el Cretácico Inferior-comienzos del Cretácico Superior de Chile central (corteza adelgazada, alto flujo calórico, volcanismo en un 'graben' volcano-tectónico, fallas normales lítricas en los bordes de la depresión y otros), e incluso la escala, parecen

encontrarse en esta analogía.

De acuerdo a Duncan y Hargraves (1984), la clase de interacción entre las placas Phoenix y Sudamericana durante el Cretácico Inferior depende críticamente de la velocidad de expansión en la dorsal Phoenix-Farallon, que es desconocida. Si la velocidad fue lenta (1-2 cm/año), la placa Phoenix se habría desplazado hacia el noreste. Si la velocidad hubiese sido rápida (10-15 cm/año), la placa Phoenix se habría desplazado hacia el sureste, introduciendo en este caso un importante componente sinistral a lo largo del margen sudamericano. Si se acepta que el pulso global de expansión oceánica rápida del Cretácico en la dorsal del Pacífico, iniciado a los 125 Ma (Larson 1991a) puede haber producido un incremento en la velocidad de expansión en la dorsal Phoenix-Farallon, la interacción de las placas Phoenix y Sudamericana pudo haber evolucionado desde convergencia 'lenta' hacia el noreste en el Barremiano a una situación de rápida convergencia oblicua dirigida hacia el sureste durante el Aptiano-Cenomaniano (Fig. 13).

Posibles consecuencias geológicas de ese fenómeno han sido recientemente descritas en la zona de la Falla de Atacama, en la Cordillera de la Costa del norte de Chile. La Falla de Atacama actuó como una profunda zona de deformación dúctil a lo largo del arco magmático de la Cordillera de la Costa en el Cretácico Inferior (Hervé, 1987; Thiele y Pincheira, 1987; Naranjo *et al.*, 1984; Scheuber y Adriessen, 1990). Al sur de Antofagasta, Scheuber y Adriessen (1990) indicaron que milonitas jurásico-cretácicas, asociadas a la falla, presentan evidencias de movimiento sinistral. El estudio de indicadores cinemáticos, acompañado de dataciones Ar^{40}/Ar^{39} en varias generaciones de milonitas efectuado por Brown *et al.*, (en prensa) en la región de Chañaral, al noroeste de Sierra Fraga, ha permitido detectar que entre los 130-125 Ma, se produjo, en esa zona, un cambio desde desplazamiento normal (extensión este-oeste) en dominio dúctil y facies de anfíbolita, hasta deformación dúctil sinistral en facies de esquistos verdes.

Aunque es aventurado efectuar comparaciones, debido a la falta de control en cuanto a la edad relativa de la deformación, los dos eventos de deformación extensional (noroeste-sureste y noreste-suroeste) de la zona de Sierra Fraga-Puquios implican un cambio en la orientación de los ejes regionales de esfuerzo que pueden reflejar, al igual que en el caso de la Falla de Atacama, variaciones en la

dinámica de placas ocurridas entre el Albiano y Cenomaniano. La fase temprana de extensión noroeste-sureste es consistente con convergencia dirigida hacia el noreste entre las placas Phoenix y Sudamericana. La fase tardía (extensión noreste-suroeste) es compatible con convergencia noroeste-sureste y también con movimientos sinistral en la Falla de Atacama. Aunque estas correlaciones deben ser consideradas como muy preliminares, de la discusión precedente se deduce que la apertura de las cuencas extensionales cretácicas en Perú y Chile debió haber estado acompañada de deformación con un importante componente de desplazamiento en el rumbo. Extensión noreste-suroeste en los aloctonos extensionales, acortamiento en sentido noroeste-sureste registrado en las fallas inversas de rumbo noreste a ambos lados de la Quebrada Paipote (Fig. 2) y movimientos sinistral norte-sur en la falla La Ternera son cinemáticamente coherentes; de ser sincrónicos, pueden haberse formado en respuesta a movimientos de rumbo sinistral paralelos al margen de la placa sudamericana durante el Cretácico.

El período extensional, asociado a la formación de las cuencas marginales abortadas de Perú y Chile Central se extendió en el tiempo sólo hasta la parte más baja del Cretácico Superior. En Perú central, un evento de deformación compresiva (Fase 'Peruana' o 'Mochica') se registró en la cuenca Casma entre el Albiano superior y el Cenomaniano medio, antes del emplazamiento del Batolito de la Costa (Cobbing *et al.*, 1981; Mégard, 1984; Jaillard, 1987; Vicente, 1990; Soler, 1991). Aunque numerosos trabajos, tanto en Chile central como en los Andes australes (Dalziel, 1981; Mpodozis y Ramos, 1990) indican deformación durante este período, no se cuenta con antecedentes precisos acerca de la edad de la misma. En la región de Copiapó, un importante evento de deformación compresiva asociado a la formación de una franja de cabalgamientos con vergencia al oeste (Arévalo y Mpodozis, 1991) se registra en el borde oriental de la cuenca extensional cretácica. Los pliegues y fallas inversas con vergencia al oeste que afectan al aloctono neocomiano de Puquios (Fig. 2) pueden haberse formado durante este período.

Esta fase de deformación compresiva e inicio del cierre de las cuencas marginales en el borde sudamericano coincide con un nuevo reajuste en el régimen de convergencia de placas. En el Albiano superior, la dorsal Phoenix-Farallon se habría extinguido y, a los 100 Ma, la placa Farallon enfrentaba al

margen Pacífico-sudamericano desplazándose hacia el noreste a más de 12 cm/año (Duncan y Hargraves, 1984; Zonenhazyn *et al.*, 1985). De igual modo, aproximadamente a los 100 Ma se completó el inicio de la etapa de expansión oceánica activa del Atlántico que, desde una fase de 'rift', en el Neocomiano, entró a un período de expansión oceánica activa que comenzó en los 40°S a los 115 Ma (Albiano superior) avanzando hacia el norte para alcanzar la zona ecuatorial en el Cenomaniano

(Rabinowitz y La Breque, 1979; Sibuet *et al.*, 1984; Scotese *et al.*, 1988). Aunque el episodio de expansión oceánica rápida del Pacífico aún no cesaba, el activo avance de la placa sudamérica hacia el oeste sobre la placa Farallon en el Cretácico Superior, habría inducido un estado de esfuerzo incompatible con la sobrevivencia de cuencas extensionales en el margen activo sudamericano (ver Uyeda y Kanamori, 1979; Dewey, 1980; Dalziel, 1981; Mpodozis y Ramos, 1990).

CONCLUSIONES

La zona de Sierra Fraga-Puquios registra en gran detalle una secuencia de eventos de deformación acaecidos entre el Cretácico y el presente, entre los que se incluyen dos episodios de extensión (noroeste-sureste; suroeste-noreste) ocurridos, probablemente, en el lapso de fines del Cretácico Inferior-comienzos del Cretácico Superior y que dieron origen a una serie de unidades autóctonas extensionales. Las estructuras extensionales de Sierra Fraga-Puquios poseen una geometría estructural en cierto sentido similar a la que acompaña a los complejos de núcleo metamórfico del oeste de los Estados Unidos. Si bien diversos autores, apoyándose en criterios indirectos (geoquímica, metamorfismo, distribución y espesor de facies volcánicas) habían indicado la existencia de un régimen tectónico extensional en

diversos segmentos del margen andino durante el Cretácico Inferior-comienzos del Cretácico Superior, la zona de Sierra Fraga-Puquios representa un área donde las estructuras asociadas a este período de extensión cretácico pueden, efectivamente, ser observadas en terreno.

La deformación extensional cretácica ocurrió en forma sincrónica con el gran episodio volcánico asociado a la apertura de la efímera cuenca marginal abortada de Chile central. La extensión y volcanismo parecen estar relacionados con un evento de rápida expansión oceánica tuvo lugar, a escala global, entre el Aptiano y el Cenomaniano durante el evento de Superpluma descrito por Larson (1991a, b).

AGRADECIMIENTOS

La probable naturaleza extensional de las estructuras preservadas en la zona de Puquios fueron señaladas por primera vez a uno de los autores (CM) por el Dr. Raymond Price durante una excursión efectuada a la Precordillera de Copiapó en 1988 en el curso del V Congreso Geológico Chileno. Agradecemos la cooperación, discusiones y comentarios de los Dres. Víctor Ramos, Suzanne Kay, Teresa Jordan, John Davidson, Estanislao Godoy, Pierre Soler,

Francisco Hervé y Jorge Skarmeta que ayudaron a dar forma a las ideas presentadas en este trabajo, así como a Carlos Arévalo y Paula Cornejo que nos acompañaron en algunas de las campañas de terreno. Este trabajo contó con el apoyo financiero del Fondo Nacional de Ciencias (FONDECYT, proyecto 605/90), la Comisión Fulbright y el Servicio Nacional de Geología y Minería.

REFERENCIAS

- Åberg, G.; Aguirre, L.; Levi, B.; Nyström, J.O. 1984. Spreading-subsidence and generation of ensialic marginal basins; an example from the Early Cretaceous of central Chile. In *Marginal basin geology; volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins* (Kokelaar, B.P.; editor), *Geological Society, Special Publications*, Vol. 16, p. 185-193.
- Aguirre, L. 1960. Geología de los Andes de Chile Central, Provincia de Aconcagua. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 9, 19 p. Santiago.
- Aguirre, L. 1991. Interpretación de facies y gradientes en el metamorfismo diastático del Grupo volcánico Casma (Cretácico), Perú. In *Congreso Geológico Chileno, No. 6, Actas*, Vol. 1, p.11-15, Viña del Mar.
- Aguirre, L.; Offler, R. 1985. Burial Metamorphism in the Western Peruvian Trough: its relation to Andean magmatism and tectonics. In *Magmatism at a Plate Edge: the Peruvian Andes* (Pitcher, W.S.; Cobbing, E.J.; Beckinsale, R.D.; editors), *Blackie and Sons*, p. 59-71. Glasgow.
- Aguirre, L.; Egert, E. 1965. Cuadrángulo Quebrada Marquesa, Provincia de Coquimbo. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 15, 92 p. Santiago.
- Aguirre, L.; Levi, B.; Nyström, J. O. 1989. The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. In *Evolution of Metamorphic Belts* (Daly, J. S.; Cliff, R. A.; Yardley, B. W.; editors), *Geological Society of London, Special Publication*, No. 43, p. 223-232.
- Alabaster, T.; Storey, B.C. 1990. Modified Gulf of California model for South Georgia, north Scotia Ridge, and implications for the Rocas Verdes back arc basin, southern Andes. *Geology*, Vol. 18, p. 497-500.
- Allmendinger, R.W.; Strecker, M.; Eremchuck, J.E.; Francis, P. 1989. Neotectonic deformation of the southern Puna Plateau, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 2, No. 2, p. 111-130.
- Arévalo, C.; Mpodozis, C. 1991. Tectónica del Grupo Chañarcillo: una franja de cabalgamientos con vergencia al oeste en el valle del río Copiapó, Región de Atacama, Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 6, Actas*, Vol. 1, p. 81-83. Viña de Mar.
- Armstrong, R. L. 1982. Cordilleran metamorphic core complexes—from Arizona to southern Canada. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 10, p. 129-154.
- Armstrong, R. L.; Ward, P. 1991. Evolving geographic pattern of Cenozoic magmatism in the North American Cordillera: the temporal and spatial association of magmatism and metamorphic core complexes. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 96 (B8), p. 13201-13224.
- Atherton, M.P.; Webb, S. 1989. Volcanic facies, structure, and geochemistry of the marginal basin rocks of central Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 2, No. 3, p. 241-261.
- Atherton, M.P.; Pitcher, W.S.; Warden, V. 1983. The Mesozoic marginal basin of Central Peru. *Nature*, Vol. 305, p. 303-306.
- Bell, C.M. 1985. The Chinchas Formation, An early Carboniferous lacustrine succession in the Andes of Northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 24, p. 29-48.
- Bell, C.M. 1987. The origin of the upper Paleozoic Chañaral Mélange of N Chile. *Geological Society of London, Journal*, Vol. 144, p. 599-610.
- Bell, C.M.; Suárez, M. 1991. Planicie aluvial, ríos trenzados de la Formación La Ternera, Triásico Superior, Región de Atacama, Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 6, Actas*, Vol. 1, p. 668-669. Viña del Mar.
- Berg, K.; Baumann, A. 1985. Plutonic and metasedimentary rocks from the Coastal Range of Northern Chile: Rb-Sr and U-Pb isotopic systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 75, p. 101-115.
- Block, L.; Royden, L.H. 1990. Core complex, flow geometries and regional scale flow in the lower crust. *Tectonics*, Vol. 9, No. 4, p. 557-567.
- Boric, R.; Díaz, F.; Maksiyev, V. 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín*, No. 40, 246 p. Santiago.
- Bourgeois, J.; Toussaint, J.F.; González, H.; Azema, J.; Calle, B.; Desmet, A.; Murcia, L.; Acevedo, A.; Parra, E.; Tourmon, J. 1987. Geological history of the Cretaceous ophiolitic complexes on Northwestern South America (Colombian Andes). *Tectonophysics*, Vol. 143, p. 307-327.
- Breitkreutz, C.; Bahlburg, C.; Delakowitz, B.; Pichowiak, S. 1988. Volcanic events in the Paleozoic Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 2, p. 171-189.
- Brook, M.; Pankhurst, R.; Sheperd, T.; Shapiro, B. 1986. Andchron. Andean geochronology and metallogenesis. *Overseas Development Administration, Open-file Report*, 83 p. Londres.
- Brown, M.; Díaz, F.; Grocott, J. (In press). Displacement history and tectonic significance of the El Salado segment of the Atacama Fault System, Northern Chile. *Geological Society of America, Bulletin*.
- Brüggen, J. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. *Instituto Geográfico Militar*, 374 p. Santiago.
- Cobbing, E.J. 1985. The tectonic setting of the Peruvian Andes. In *Magmatism at a Plate edge: The Peruvian Andes* (Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, J.; Beckinsale, R.D.; editors), *John Wiley and Sons*, p. 3-12. Nueva York.
- Cobbing, E.J.; Wilson, J.T.; Baldock, J.W.; Taylor, W.P.;

- McCourt, W.; Snelling, N. 1981. The Geology of the Western Cordillera of Northern Peru. *Institute of Geological Sciences, Overseas, Memoir*, 143 p. Londres.
- Coira, B.; Davidson, J.; Mpodozis, C.; Ramos, V.A. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews*, Vol. 18, p. 303-332.
- Coney, P.J. 1987. The regional tectonic setting and possible causes of Cenozoic extension in the North American Cordillera. *In Continental extensional tectonics* (Coward, M.P.; Dewey, J.F.; Hancock, P.L.; editors). *Geological Society of London, Special Publication*, No. 28, p. 177-186.
- Coney, P.; Harms, T.A. 1984. Cordilleran Metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. *Geology*, Vol. 12, p. 550-554.
- Crittenden, M.D. Jr.; Coney, P.J.; Davis, G.H. 1980. Cordilleran metamorphic core complexes. *Geological Society of America, Memoir*, No. 153, 490 p.
- Chanell, J.E.T. 1986. Paleomagnetism and continental collision in the Alpine Belt and the formation of late-tectonic extensional basins. *In Collision Tectonics* (Coward, M.P.; Ries, A.C.; editors). *Geological Society of London, Special Publication*, Vol. 19, p. 261-284.
- Charrier, R. 1979. El Tránsito en Chile y regiones adyacentes de Argentina. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones*, Vol. 26, p. 1-37. Santiago.
- Chotin, P. 1981. Dissymétrie fondamentale dans l'évolution des zones de subduction de l'Ouest et de l'Est Pacifique depuis le Trias. *Société Géologique de France, Bulletin*, Vol. 23, p. 245-252.
- Dalmayrac, B.; Molnar, P. 1981. Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 55, p. 473-481.
- Dalziel, I.W.D. 1981. Back-arc extension in the southern Andes, a review and critical reappraisal. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, Vol. A300, p. 319-335.
- Dalziel, I.W.D.; Brown, R.L. 1987. Andean core complex evolution related to marginal basin collapse: Implications for Cordilleran tectonics [abstract]. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, Vol. 19, p. 634.
- Dalziel, I.W.D.; Brown, R.L. 1989. Tectonic denudation of the Darwin metamorphic core complex in the Andes of Tierra del Fuego, southernmost Chile: Implications for Cordilleran orogenesis. *Geology*, Vol. 17, p. 699-703.
- Davidson, J.; Mpodozis, C. 1991. Regional geologic setting of epithermal gold deposits, Chile. *Economic Geology*, Vol. 86, No. 6, p. 1174-1186.
- Davidson, J.; Covacevich, V.; Godoy, E. 1976. El Bajociano marino de Sierra Minillas (70° 30' LW-26° LS) y Sierra Fraga (69° 50' LW-27° LS), Provincia de Atacama, Chile: edad y marco geotectónico de la Formación La Negra en esta latitud. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 1, Actas, p. A255-A272. Santiago.
- Dewey, J. 1980. Episodity, sequence and style at convergent plate boundaries. *Geological Association of Canada, Special Publication*, No. 2, p. 533-576.
- Drake, R.; Curtiss, G.; Vergara, M. 1976. Potassium-Argon dating of igneous activity in the Central Chilean Andes, Lat. 33°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 1, p. 285-295.
- Duncan, R.A.; Hargraves, R.B. 1984. Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. *Geological Society of America, Memoir*, No. 162, p. 81-93.
- Farrar, E.; Clark, A.H.; Haynes, S.J.; Quirt, G.S.; Conn, H.; Zentilli, M. 1970. K-Ar evidence for the migration of granitic intrusion foci in the Andes of Northern Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 10, p. 60-66.
- Gans, P.B.; Mahood, G. A.; Schermer, E. 1989. Synextensional magmatism in the Basin and Range Province, a case study from the Eastern Great Basin. *Geological Society of America, Special Paper*, No. 233, p. 1-58.
- Godoy, E.; Davidson, J. 1976. Pilares tectónicos en compresión de edad miocena superior en los Andes del Norte de Chile. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 1, Actas, Vol. 1, p. B87-B103, Santiago.
- González-Ferrán, O.; Baker, P.E.; Rex, D.C. 1985. Tectonic-volcanic discontinuity at latitude 27° South, Andean Range, associated with Nazca plate subduction. *Tectonophysics*, Vol. 112, p. 423-441.
- Gordon, R.G.; Jurdy, D.M. 1986. Cenozoic global plate motions. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, p. 12389-12406.
- Gulísano, C.A.; Gutiérrez Pleimling, A.R.; Digregorio, R.E. 1984a. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco en el suroeste de la provincia de Neuquén). *In Congreso Geológico Argentino*, No. 9, Actas, Vol. 1, p. 221-235. San Carlos de Bariloche.
- Gulísano, C.A.; Gutiérrez Pleimling, A.R.; Digregorio, R.E. 1984b. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica al este de la provincia de Neuquén. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 9, Actas, Vol. 1, p. 236-259. San Carlos de Bariloche.
- Handy, M.R. 1990. The exhumation of cross sections of the continental crust: structure, kinematics and rheology. *In Exposed Cross Sections of the Continental Crust* (Salisbury, M.H.; Fountain, D.M.; editors). *Kluwer Academic Publishers*, p. 485-507. Holanda.
- Hervé, M. 1987. Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior de la zona de Falla Atacama, al norte de Paposos (24°S) Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 31, p. 37-42.
- Hillebrandt, A. von; Davidson, J. 1979. Hallazgo de Paleozoico marino en el flanco oriental de Sierra Fraga, Región de Atacama. *Revista Geológica de Chile*, No. 8, p. 97-90.
- Hsui, A.T.; Töksoz, M.N. 1981. Back-arc spreading: trench migration, continental pull or induced convection?

- Tectonophysics*, Vol. 74, p. 89-98.
- Hunt, C.B.; Mabey, D.R. 1966. Stratigraphy and structure, Death Valley, California. *U.S. Geological Survey, Professional Paper*, No. 494-A, p. 162 p.
- Isacks, B.L. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, p. 3211-3231.
- Jaillard, E. 1987. Sedimentary evolution of an active margin during middle and upper Cretaceous times: the north Peruvian margin from late Aptian up to Senonian. *Geologische Rundschau*, Vol. 76, p. 677-698.
- Jaillard, E.; Soler, P.; Carlier, G. Mourier, T. 1990. Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: A Tethyan model. *Geological Society of London, Journal*, Vol. 147, p. 1009-1022.
- Jordan, T.E.; Isacks, B.L.; Allmendinger, R.W.; Brewer, J.A.; Ramos, V.A.; Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 94, p. 341-361.
- Karig, D.E. 1971. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 76, p. 2542-2561.
- Karig, D.E. 1974. Evolution of arc systems in the western Pacific. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 2, p. 51-75.
- 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.
- Kay, S.M.; Maksaev, V.; Mpodozis, C.; Moscoso, R. Nasi, C. 1987. Probing the Andean Lithosphere: Mid-Late Tertiary magmatism in Chile (29°-30.5°S) over the zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, p. 6173-6189.
- Kubanek, F.; Zeil, W. 1971. Beitrag zur Kenntnis der Cordillera Claudio Gay (Nord Chile). *Geologische Rundschau*, Vol. 60, No. 3, p. 1009-1024.
- Kuznir, N.J.; Park, R.G. 1987. The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient and crustal composition and thickness. In *Continental extensional tectonics* (Coward, M.P.; Dewey, J.F.; Hancock, P.L.; editors). *Geological Society of London, Special Publication*, No. 28, p. 35-52.
- Larson, R.L. 1991a. Latest Pulse of Earth: Evidence for a mid Cretaceous superplume. *Geology*, Vol. 19, p. 547-550.
- Larson, R.L. 1991b. Geological consequences of superplumes. *Geology*, Vol. 19, p. 963-966.
- Larson, R.; Pman, W.C. 1972. World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its applications. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 83, p. 3645-3662.
- Levi, B.; Aguirre, L. 1981. Ensisial spreading-subsidence on the Mesozoic and Paleogene Andes of Central Chile. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 138, p. 75-81.
- Levi, B.; Aguirre, L.; Nyström, J.O. 1982. Metamorphic gradients in burial metamorphosed vesicular basalts: comparison of basalt and spilite in Cretaceous basic flows from Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 40, p. 49-58.
- Levi, B.; Nyström, J.O.; Thiele, R.; Åberg, G. 1987. Geochemical polarities in Mesozoic-Tertiary volcanic rocks from the Andes in Central Chile and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, p. 63-74.
- Lister, G.S.; Davis, G.A. 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults forming during tertiary continental extension in the Northern Colorado river region, USA. *Journal of Structural Geology*. Vol. 11, p. 65-94.
- Maksaev, V. 1990. Metallogeny, geological evolution and temochronology of the Chilean Andes between latitudes 21° and 26° South, and the origin of major porphyry copper deposits. *PhD. Thesis (Unpublished)*, Dalhousie University, 554 p. Halifax. Nova Scotia.
- Malavielle, J. 1987. Extensional shearing deformation and kilometer-scale «a» type folds in a Cordilleran metamorphic core complex (Raft River Mountains, northwestern Utah). *Tectonics*, Vol. 6, p. 423-448.
- Malavielle, J.; Taboada, A. 1991. Kinematic model for post orogenic basin and range extension. *Geology*, Vol. 19, p. 555-558.
- McNutt, R.H.; Crocket, J.H. Clark, A.H.; Caelles, J.C.; Farrar, E.; Haynes, S.J.; Zentilli, M. 1975. Initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 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. 1984. The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Geological Society of London, Journal*, Vol. 141, p. 893-900.
- Mercado, M.W. 1978. Geología de la Cordillera de la costa entre Chañaral y Caldera, Región de Atacama. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 27, 15 p. Santiago.
- Mercado, W.M. 1982. Hoja Laguna del Negro Francisco, Región de Atacama. Santiago de Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 56, 73 p. Santiago.
- Miller, E.L.; Gans, D.B.; Garing, I. 1983. The Snake Range décollement: an exhumed mid-Tertiary ductile-brittle transition. *Tectonics*, Vol. 2, p. 239-263.
- Moreno, M. 1992. Geología de los Distritos Mineros Chimberos y Carrera Pinto, Atacama, Chile. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica*, 96 p. Santiago.
- Mortimer, C. 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Geological Society of London, Journal*, Vol. 129, p. 505-526.
- Mpodozis, C.; Ramos, V.A. 1990. The Andes of Chile and Argentina. *Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series*, Vol. 11, p. 59-90.
- Mpodozis, C.; Davidson, J. 1979. Observaciones tectónicas

- en la Precordillera de Copiapó: El sector de Puquios, sierras La Temera y Varillar. *In Congreso Geológico Chileno, No. 2, Actas, Vol. 1, p. B111-B145.*
- Munizaga, F.; Vicente, J.C. 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (Lat. 32°-33°S): datos radiométricos K-Ar. *Revista Geológica de Chile, No. 16, p. 3-21.*
- Myers, J.S. 1974. Cretaceous Stratigraphy and Structure, western Andes of Peru between latitudes 10°-10°30'S. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, Vol. 58, p. 474-487.*
- Naranjo, J.A.; Hervé, M.; Prieto, X.; Munizaga, F. 1984. Actividad cretácica de la Falla de Atacama al este de Chañaral, milonitización y plutonismo. *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Comunicaciones, Vol. 34, p. 57-66. Santiago.*
- Naranjo, J.A.; Puig, A. 1984. Hojas Taltal y Chañaral. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 62-63, 140 p. Santiago.*
- New Zealand Department of Scientific and Industrial Research. 1987. The March 2 earthquake near Edgecumbe, North Island, New Zealand. *EOS, Transactions, American Geophysical Union, Vol. 68, No. 4, p. 1162-1171.*
- Niemeyer, H.; Urzúa, F.; Aceñolaza, F.; González, C. 1985. Progresos recientes en el conocimiento del Paleozoico en la región de Antofagasta. *In Congreso Geológico Chileno, No. 4, Actas, Vol. 1, p. 410-438. Antofagasta.*
- Pardo-Casas, F.; Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics, Vol. 6, p. 233-248.*
- Pérez, E.; Cooper, M.; Covacevich, V. 1990. Aptian ammonite age for the Pabellón Formation, Atacama Region, Chile. *Revista Geológica de Chile, Vol. 17, No. 2, p. 181-185.*
- Pilger, R.H. Jr. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society of London, Vol. 141, p. 793-802.*
- Rabinowitz, P.D.; LaBrecque, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research, Vol. 84, p. 5973-6003.*
- 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. 1991. Triassic rift basalts of the Cuyo Basin, Central Argentina. *In Andean magmatism and its tectonic setting (Harmon, R.S.; Rapela, C.; editors). Geological Society of America, Special Paper, No. 256, p. 79-91.*
- Ramos, V.A.; Rivano, S.; Aguirre-Urreta, B.; Godoy, E.; Lo Forte, G. 1990. El Mesozoico del cordón del límite entre Portezuelo de Navarro y Monos de Agua, Chile-Argentina. *In Congreso Geológico Argentino, No. 11, Actas, p. 46-46. San Juan.*
- Ramos, V.A.; Godoy, E.; Lo Forte, G.; Aguirre-Urreta, M.B. 1991. La faja plegada y corrida del norte del río Colorado, Región Metropolitana, Chile Central. *In Congreso Geológico Chileno, No. 6, Actas, p. 323-327. Viña del Mar.*
- Reutter, K.J.; Scheuber, E.; Helmke, D. 1991. Structural evidence for orogen-parallel strike slip displacements in the Precordillera of northern Chile. *Geologische Rundschau, Vol. 80, No. 1, p. 135-153.*
- Rivano, S.; Sepúlveda, P. 1991. Hoja Illapel. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 69, 132 p. Santiago.*
- Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Boric, R.; Hervé, M.; Puig, A. 1986. Antecedentes radiométricos para una edad cretácica inferior de la Formación Las Chilcas. *Revista Geológica de Chile, No. 27, p. 27-32.*
- Rivera, O.; Mpodozis, C. 1991. Volcanismo explosivo del Terciario inferior en la Precordillera de Copiapó, región de Atacama, Chile. Las calderas de Lomas Bayas y El Durazno. *In Congreso Geológico Chileno, No. 6, Actas, p. 213-216. Viña del Mar.*
- Royden, L.H.; Burchfiel, 1987. Thin skinned N-S extension within the convergent Himalayan region: gravitational collapse of a Miocene topographic front. *In Continental extensional tectonics (Coward, M.P.; Dewey, J.F.; Hancock, P.L.; editors). Geological Society of London, Special Publication, No. 28, p. 611-619.*
- Rutland, W.R. 1970. Andean orogeny and sea floor spreading. *Nature, Vol. 233, p. 252-255.*
- Scheuber, E.; Adriessen, P.M.; 1990. The kinematic and geodynamic significance of the Atacama Fault zone, northern Chile. *Journal of Structural Geology, Vol. 12, No. 2, p. 243-257.*
- Scotese, C.R.; Gahagan, L.M.; Larson, R.L. 1988. Plate Tectonics reconstruction of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. *Tectonophysics, Vol. 155, p. 27-48.*
- Sábrier, M.; Mercier, J.L.; Macharé, C.; Bonnot, D.; Cabrera-Blanc, J.L. 1988. The state of stress in an overriding plate situated above a flat slab: the Andes of central Peru. *Tectonics, Vol. 7, p. 895-928.*
- Segerstrom, K. 1968. Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, No. 24, 58 p. Santiago.*
- Selverstone, J. 1988. Evidence for east-west crustal extension in the eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern Window. *Tectonics, Vol. 7, p. 87-105.*
- Sepúlveda, P.; Naranjo, J.A. 1982. Hoja Carrera Pinto (Región de Atacama). *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 53, 60 p. Santiago.*
- Servicio Nacional de Geología y Minería. 1982. Mapa Geológico de Chile, 1:1.000.000 (Escobar, F.; editor). *Instituto Geográfico Militar, 6 hojas. Santiago.*
- Sibuet, J.C.; Hay, W.W.; Prunier, A.; Montadert, L.; Hinz, K.;

- Fritsch, J. 1984. Early Evolution of the South Atlantic Ocean: role of the rifting episode. *Deep Sea Drilling Project covering Leg 75 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger, Wallvis Bay, South Africa to Recife, Brazil, July-September, 1980*, Initial Reports, Vol. 75, Part 1, p. 469-481. Washington.
- Sillitoe, R.H.; McKee, E.H.; Vila, T. 1991. Reconnaissance K-Ar geochronology of the Maricunga gold-silver belt, Northern Chile. *Economic Geology*, Vol. 86, No. 6, p. 1261-1270.
- Soler, P. 1991. Contribution a l'étude du magmatisme associé aux marges actives. Pétrographie, Géochimie, Géochimie Isotopique du Magmatisme Cretacé a Pliocène le long d'une transversale de Andes du Pérou. Central-Implications Geodinamiques et Metallogenetiques. *Dr. Sc. Thesis (Unpublished)*. University Pierre et Marie Curie, 854 p. Paris.
- Soler, P.; Bonhomme, M.G.; 1990. Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to Present. In *Plutonism from Antarctica to Alaska* (Kay, S.M.; Rapela, C.W.; editors). *Geological Society of America, Special Paper*, No. 241, p. 173-189.
- Spencer, J.E. 1985. Miocene low-angle normal faulting and dike emplacement, Homer Mountain and surrounding areas, southeastern California and southernmost Nevada. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 96, p. 1140-1155.
- Stern, Ch. 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology*, Vol. 19, p. 78-81.
- Thiele, R.; Pincheira, M. 1987. Tectónica transpresiva y movimiento de desgarre en el segmento sur de la falla de Atacama, Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 31, p. 77-94.
- Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta de Barriga. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 2, 86 p. Santiago.
- Toksöz, M.N.; Bird, P. 1977. Formation and evolution of marginal basins and continental plateaus. In *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-arc Basins* (Talwani, M.; Pitman, W.C.; editors). *American Geophysical Union, Monograph*, No. 1, p. 379-373.
- Uyeda, S.; Kanamori, H. 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 84, p. 1049-1061.
- 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.
- Vicente, J.C. 1990. Early Late Cretaceous overthrusting in the western Cordillera of Southern Peru. *Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series*, Vol. 11, p. 91-117.
- Wernicke, B. 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: Nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, Vol. 291, p. 645-648.
- Wernicke, B. 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere: *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 22, p. 108-125.
- Wernicke, B.; Burchfiel, B.C. 1982. Modes of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, Vol. 4, p. 105-115.
- Wernicke, B.P.; Christiansen, R.L.; England, P.C.; Sonder, L.J. 1987. Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American Cordillera. In *Continental extensional tectonics* (Coward, M.P.; Dewey, J.F.; Hancock, P.L.; editors). *Geological Society of London, Special Publication*, No. 28, p. 203-221.
- Woodcock, N.H.; Fisher, M. 1986. Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, Vol 8, No. 7, p. 725-735.
- Zentilli, M. 1974. Geological evolution and metallogenic relationships in the Andes of Northern Chile between 26° and 29° south. *Ph.D. Thesis (Unpublished)* Queen's University, 460 p. Ontario. Canada.
- Ziegler, A.M.; Barrett, S, F.; Scotese, C.R. 1981. Paleoclimate, sedimentation and continental accretion. *Royal Society of London, Philosophical Transactions*, Vol. A 301, p. 253-264.
- Zonenshain, L.P.; Savostin, L.A.; Sedov, A.P.; Volokitina, L.P. 1985. Paleogeodynamic world base maps and paleobathymetry for the last 70 Ma: an explanatory note. *Tectonophysics*, Vol. 116, No. 1, 2, p. 189-207.