

EL BASAMENTO DEL VALLE DEL TRANSITO, CORDILLERA DE VALLENAR: EVENTOS MAGMATICOS Y METAMORFICOS Y SU RELACION CON LA EVOLUCIÓN DE LOS ANDES CHILENO-ARGENTINOS

LUIS RIBBA
CONSTANTINO MPODOZIS
FRANCISCO HERVE
CARLO NASI
RAMON MOSCOSO

Compañía Minera El Bronce de Petorca, Carmencita 240.
Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465.
Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, Casilla 13518, Correo 21.
Freeport Chilean Exploration, La Gloria 133.
Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago, Chile

RESUMEN

En el valle del Tránsito, al este de Vallenar (29°S) afloran rocas paleozoico-triásicas, metamórficas e intrusivas. Las más antiguas son ortogneises granodioríticos, de probable edad silúrica (Neises de La Pampa, NPL; isócrona Rb-Sr, roca total, 415 ± 15 Ma) afectados por un evento termal triásico (errorcrona Rb-Sr en minerales, 246 ± 18 Ma; edades K-Ar en muscovita: 239 ± 10 Ma; en biotita: 236 ± 6 Ma). El Complejo Metamórfico El Tránsito (CMT) formado por esquistos cuarzo-micáceos, metabasitas, cuarcitas y mármoles, experimentó un metamorfismo transicional entre esquistos verdes y anfibolitas durante el Carbonífero (errorcronas Rb-Sr: 304 ± 40 ; 303 ± 35 ; 335 ± 20 Ma). En el CMT también se reconocen los efectos del evento termal triásico (errorcrona Rb-Sr: 261 ± 62 Ma, edades K-Ar, muscovita 238 ± 10 ; 231 ± 6 ; 229 ± 6 Ma). Tanto el CMT como los NLP están intruidos por tonalitas de biotita y hornblenda y granodioritas de dos micas carboníferas (Unidades Guanta y Cochiguás) y granitos leucocráticos epizonales, permo-triásicos (Unidades Chollay y Colorado). La formación de franjas de milonitas (Milonitas de Quebrada Las Pircas y El Portillo), a expensas de los granitoides carboníferos, ocurrió durante su emplazamiento o bien durante el alzamiento previo a la intrusión de los granitos permo-triásicos. Los NLP representarían a remanentes del terreno alóctono de 'Chilenia', soldado al continente sudamericano en el Devónico. Con posterioridad a la sutura, se activó la subducción en el borde occidental de Chilenia formándose un prisma de acreción representado, en la zona, por el CMT y, a través de él, se emplazaron granitoides relacionados con la subducción (unidades Guanta y Cochiguás). Durante el Permo-Triásico tuvo lugar un ascenso generalizado en las geotermas regionales e intrusión de granitos hipersilíceos, al cesar la actividad del sistema de subducción gondwánico.

Palabras claves: Paleozoico, Geocronología, Tectónica, Terrenos alóctonos, Norte Chico, Chile.

ABSTRACT

Along the El Tránsito valley, east of Vallenar (29°S) there are large outcrops of the Andean 'Basement'. The oldest rocks are Silurian granodioritic orthogneisses (La Pampa Gneisses, LPG; whole rock isochron: 415 ± 15 Ma) affected by a Triassic thermal event (mineral Rb-Sr errorchron: 246 ± 18 Ma; muscovite K-Ar age: 239 ± 10 Ma, biotite K-Ar: 236 ± 6 Ma). The larger El Tránsito Metamorphic Complex (TMC) is formed by quartz micaschists, metabasites, quartzites and marbles. During the Carboniferous, it was metamorphosed to a facies transitional between greenschists and amphibolites (whole rock Rb-Sr errorchrons: 304 ± 40 ; 303 ± 35 ; 335 ± 20 Ma). A Triassic thermal event is also recorded in the CMT (whole rock Rb-Sr errorchron: 261 ± 62 Ma; K-Ar muscovite ages: 238 ± 10 ; 231 ± 6 ; 229 ± 6 Ma). Both metamorphic complexes were intruded by Carboniferous hornblende-biotite tonalites and two mica granodiorites (Guanta and Cochiguás units) and leucocratic Permo-Triassic granites (Chollay and El Colorado Units). Large mylonite belts (Quebrada Las Pircas and El Portillo Mylonites) could have been formed during the emplacement of the Carboniferous granitoids or during the uplift predating the intrusion of the Permo-Triassic granitoids. The LPG are remnants of the 'Chilenia' allochthonous terrane. After its suture (Devonian) to the western margin of Gondwanaland an east-dipping subduction zone was activated along its Pacific margin. An accretionary wedge (now represented by the TMC) developed; it was intruded by the coeval, subduction-related, Carboniferous plutons. Uplift, a large increase in the geothermal gradient, crustal melting and intrusion of hypersiliceous granitoids occurred during the waning stages of magmatism in the Permo-Triassic.

Key words: Paleozoic, Geochronology, Tectonics, Allochthonous terranes, Norte Chico, Chile.

INTRODUCCION

El río Tránsito (Fig.1), ubicado al oriente de ValLENAR (29°S), corre encajado en un profundo cañón desde su nacimiento, en Juntas del Chollay, hasta Alto del Carmen, donde se une con el río del Carmen para formar el Huasco. En ambas laderas del valle, se encuentran extensos afloramientos del basamento del orógeno andino dispuestos bajo la cobertura de formaciones sedimentarias y volcánicas del Triásico y Jurásico. La geología de la cobertura ha sido objeto de varios estudios y descripciones (Brüggen, 1913; Zeil e Ichikawa, 1958; von Hillebrandt, 1973; Reutter, 1974; Ribba, 1985; Schoener, 1985; Mpodozis *et al.*, en prep.). A pesar de que los afloramientos del basamento son de los mayores y más variados de la Cordillera del Norte Chico, no existía, hasta la fecha, ningún tra-

bajo de detalle sobre ellos. Reutter (1974), Miller (1970) y Hervé (1982) se refirieron a aspectos puntuales de la estructura y geoquímica de algunos de los afloramientos de rocas metamórficas. Dentro del basamento se distinguen no sólo rocas metamórficas de variado tipo (ortoneises, esquistos cuarzo-micáceos, metabasitas y mármoles) sino también rocas cataclásticas (milonitas) y granitoides (tonalitas de biotita-hornblenda, granodioritas de dos micas, granitos leucocráticos, y otros).

El propósito de este trabajo es presentar y discutir los resultados de las investigaciones efectuadas recientemente en la zona, los cuales incluyen tanto el mapeo de las diversas unidades como estudios petrográficos, geoquímicos y geocronológicos.

LAS ROCAS METAMORFICAS

Constituyen afloramientos de gran extensión en el valle del Tránsito y se pueden agrupar en dos unidades principales: los Neises de La Pampa (or-

toneises granodioríticos) y el Complejo Metamórfico El Tránsito (esquistos cuarzo-micáceos, metabasitas, cuarcitas y mármoles).

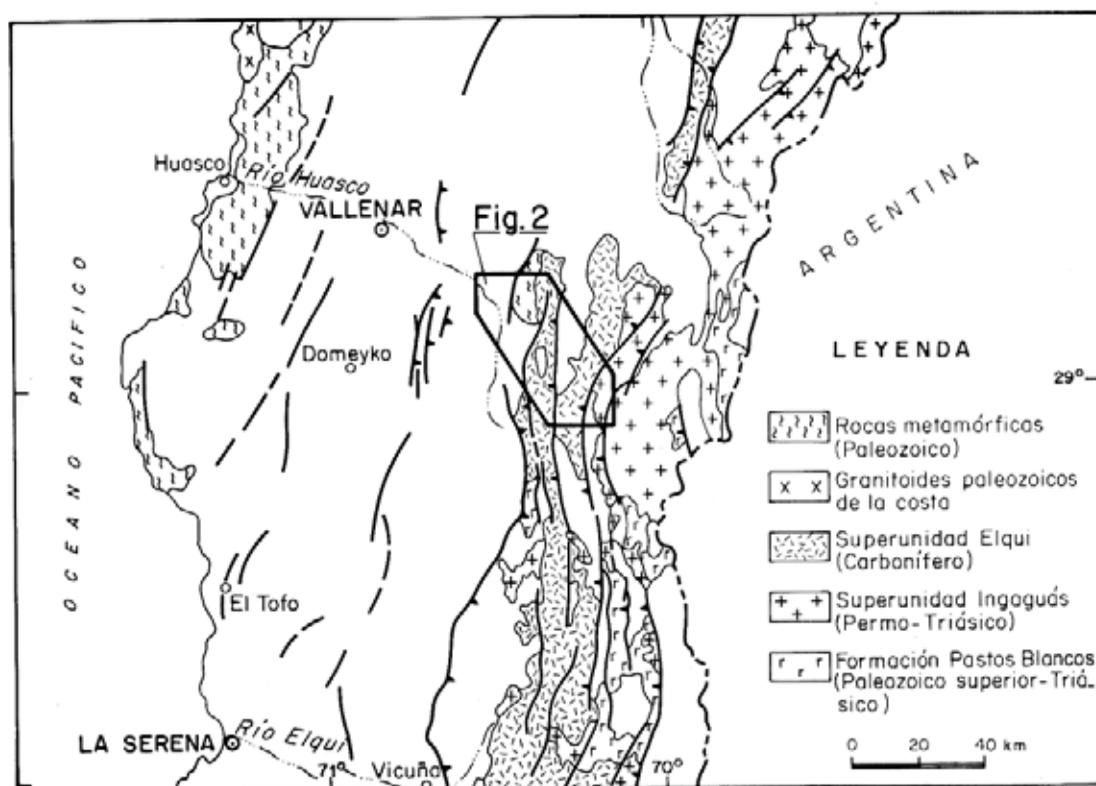


FIG. 1. Mapa de ubicación de la región estudiada.

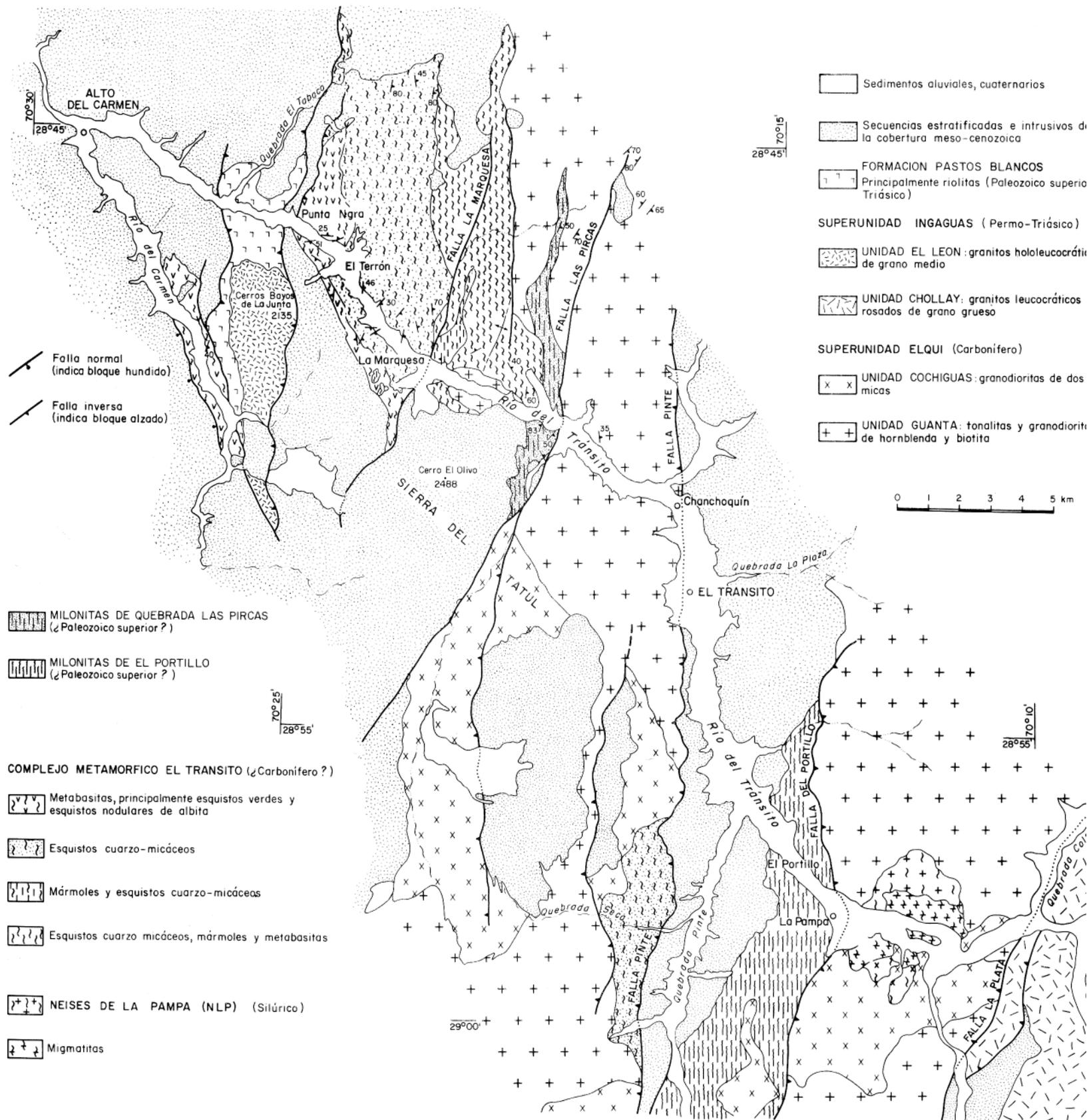


FIG. 2. Mapa geológico, simplificado, del Paleozoico en el valle del río Transito.

NEISES DE LA PAMPA (NLP)

Se denominan así a ortoneises bandeados, expuestos en las cercanías de La Pampa, en el valle del Tránsito, donde constituyen un enclave subcircular de 2 km de diámetro, en granitoides del Paleozoico superior. Están rodeados por una extensa aureola de rocas de mezcla (migmatitas), que incluyen fragmentos de los NLP, en un neosoma grano-diorítico-tonalítico (Figs. 2, 3). Son ortoneises de color blanco-grisáceo a gris claro, de textura sacaroidal, con tamaño de grano promedio de 2 mm. En ellos alternan bandas ricas en biotita, con bandas cuarzo-feldespáticas. Al microscopio, poseen textura granoblástica y están formados por plagioclasa, feldespato potásico, biotita, cuarzo y muscovita, mineralogía que sugiere un protolito grano-diorítico.

Geocronología

Los resultados de análisis isotópicos (Rb-Sr) realizados en muestras de los Neises de la Pampa (roca total y biotita - muscovita) aparecen en la ta-

bia 1. En la figura 4 se presenta una isócrona en roca total (415 ± 4 Ma), la cual se interpreta como el resultado de un evento de homogenización isotópica, ocurrido durante el Silúrico Superior*. La baja razón inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,7037 \pm 0,004$) hace improbable que este evento haya sido muy posterior a la cristalización de las rocas, e indica, además, que el protolito proviene, posiblemente, del manto. La segunda isócrona (NLP-B) calculada con roca total, biotita y muscovita de la muestra CON-17, indica una edad de 246 ± 18 Ma. Dataciones K-Ar efectuadas en micas de la muestra CON-17 señalan valores de 239 ± 10 Ma (muscovita) y 236 ± 6 Ma (biotita) (Tabla 2), concordantes con la isócrona NLP-B. Estas edades se interpretan como el efecto de un evento termal triásico, que afectó a los NLP con la suficiente intensidad como para producir la fuga de ^{40}Ar radiogénico de las micas y redistribuir el ^{87}Sr entre las diversas fases minerales. El evento no alcanzó, en todo caso, a modificar el sistema isotópico Rb-Sr global de los NLP en el volumen muestreado, que continuó su evolución como sistema cerrado.



FIG. 3 El valle del río Tránsito en la zona de La Pampa. Vista hacia el sureste. Observar los afloramientos de los Neises de La Pampa (Silúrico) (a) intruidos por granodioritas carboníferas de la Unidad Cochiguás; (b) en contacto por falla (Falla La Plata) (c) con granitos leucocráticos permo-triásicos de la Unidad Chollay (d). A la izquierda, las Milonitas de El Portillo (e) en contacto por falla (Falla El Portillo) con tonalitas y granodioritas carboníferas de la Unidad Guanta (f).

* Según las escalas de Harland et al. (1962) y Palmer (1983), que son las utilizadas en este trabajo.

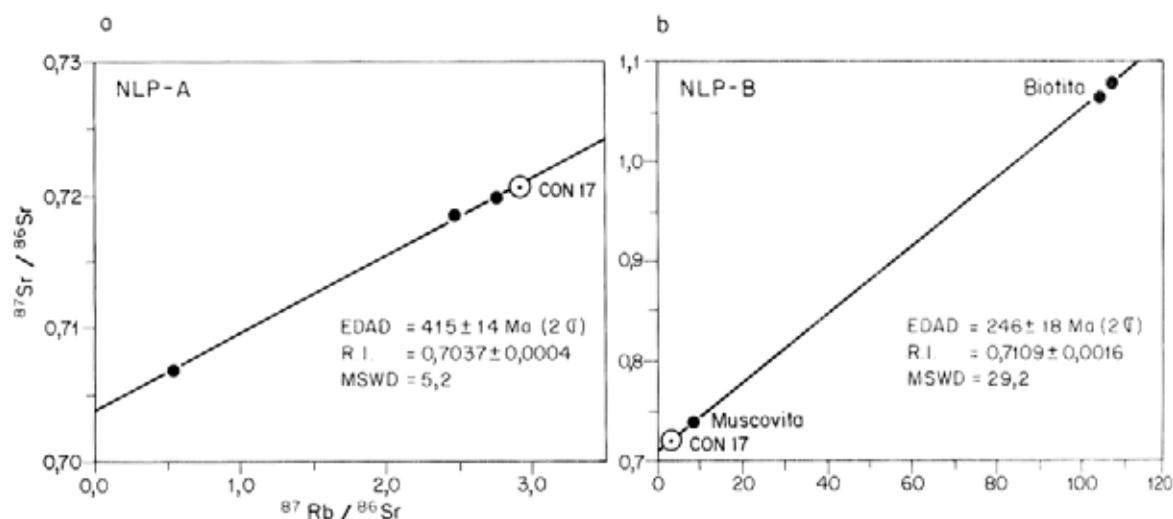


FIG. 4. Neises de La Pampa: a. Isócrona Rb-Sr, roca total; b. Isócrona Rb-Sr en roca total, muscovita y biotita de la muestra CON17.

TABLA 1. DATOS ISOTOPICOS Rb-Sr DE LOS NEISES DE LA PAMPA

Muestra	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
CON17	184,8	183,7	2,9145	0,7207
CON18	165,1	194,7	2,4566	0,7185
CON20	33,8	185,6	0,5271	0,7068
CON21	197,9	208,7	2,7469	0,7198
CON17 (muscovita)	-	-	7,8729	0,7402
CON17 (biotita)	-	-	107,5321	1,0801
CON17 (biotita)	-	-	104,5572	1,0658

Muestras analizadas en el BGS, Londres.

TABLA 2. EDADES K-Ar DE LOS NEISES DE LA PAMPA Y ESQUISTOS CUARZO-MICACEOS DEL COMPLEJO METAMORFICO EL TRANSITO

Muestra	Unidad	Material	%K	% ^{40}Ar rad. nl/g(STP)	% ^{40}Ar Atm.	Edad y Error Ma (2 σ)	Proveniencia
CON17	NLP	Muscovita	6,986	68,47	5,95	239 ± 10	La Pampa
CON17	NLP	Biotita	6,851	67,22	3,30	236 ± 6	La Pampa
TRA34	CMT	Muscovita	7,118	70,37	1,87	238 ± 10	Punta Negra
TRA39	CMT	Muscovita	8,042	76,24	9,45	229 ± 6	Las Placetas
TRA47	CMT	Muscovita	7,498	71,66	8,77	231 ± 6	Retamo

Constantes de decaimiento según Steiger y Jäger (1977).

COMPLEJO METAMORFICO EL TRANSITO (CMT)

Bajo este nombre los autores agrupan los extensos afloramientos de metabasitas, esquistos cuarzo-micáceos, esquistos nodulares de albita, cuarcitas y mármoles, que ocupan la parte baja del valle del Tránsito entre La Marquesa y Punta Negra (Fig. 2). El CMT está intruido por tonalitas carboníferas y cubierto, discordantemente, por rocas sedimentario-volcánicas del Triásico Medio-Superior (formaciones San Félix y La Totorá, Reutter, 1974; Ribba, 1985; Mpodozis *et al.*, en prep.). La distribución de las diversas litologías al interior del CMT es variable, ya que existen zonas constituidas, casi exclusivamente, por metabasitas (Punta Negra), otras por esquistos cuarzo-micáceos (El Terrón), y áreas donde predominan los mármoles y cuarcitas (La Marquesa) (Fig. 2). Un afloramiento más pequeño de metabasitas, esquistos nodulares de albita y esquistos cuarzo-micáceos, aparece en el valle del río del Carmen. Otro, formado por esquistos cuarzo-micáceos, se encuentra en Quebrada Seca, al sureste de los afloramientos principales del CMT (Fig. 2).

Petrografía

Las metabasitas son rocas macizas, de color verde oscuro, foliadas y recrystalizadas (Fig. 5). Presentan texturas porfidoblásticas, lentesquistosas, nodulares o nematoblásticas. Están formadas por clorita, albita, anfíbola, epidota y, en menor proporción, cuarzo, calcita, esfeno y biotita. La anfíbola es de tipo cálcica (según la clasificación de Leake, 1978), encontrándose tanto magnesio-hornblenda actinolítica como actinolita; la albita es poikilitica e incluye esfeno, epidota, y opacos; la clorita, en parte, está asociada a ilmenita. La epidota, comúnmente, presenta zonación y hábito prismático idiomorfo y también forma agregados nodulares. La calcita es intersticial y, en algunas muestras, tiene hábito ocelar.

Los esquistos de cuarzo-muscovita son de color gris, con tonalidades verdosas, pardas y plateadas. Varían desde rocas con muy poca mica, a otras compuestas casi exclusivamente por este mineral. Al este de La Marquesa (Fig. 2) poseen cristales alterados de granate, de hasta 1 cm de diámetro. En algunos sectores, las bandas de cuarzo forman parte de charnelas de pliegues mesoscópicos desarraigados. Los esquistos de cuar-

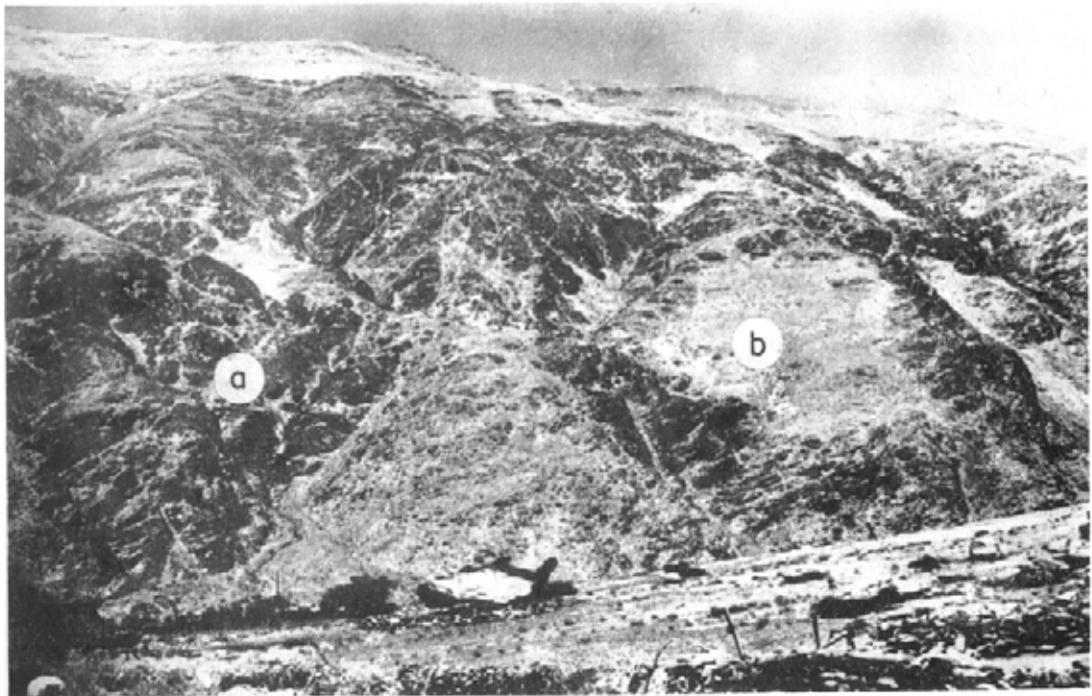


FIG. 5. El Complejo Metamórfico El Tránsito en la zona de Punta Negra, ladera norte del valle del Tránsito: metabasitas (a) en contacto, hacia el este, con esquistos cuarzo-micáceos (b).



FIG. 6. Lente de mármoles y metareniscas del CMT, inmediatamente al este de la falla La Marquesa (ver Fig. 2). Notar la inclinación hacia el oeste de la foliación principal. Vista hacia el norte.



FIG. 7. Charnela de pliegue isoclinal desarraigado, que afecta al bandeamiento litológico de los mármoles y metareniscas del CMT en la zona de La Marquesa (ladera norte del valle del Tránsito, Fig. 2).

zo-muscovita muestran texturas granolepidoblásticas o lentiesquistoso-helicíticas. Están formados por cuarzo, muscovita, albita, biotita, clorita y granate. Accesorariamente presentan esfeno, calcita, hornblenda, turmalina, ilmenita, epidota, circón y apatita. El cuarzo aparece en bandas de cristales con extinción ondulosa y textura granoblástica. La muscovita (aluminosa), idiomorfa a subidiomorfa, raramente supera los 2 mm de longitud; en el sector de La Marquesa está reemplazada parcialmente por biotita. La albita de 0,04-2 mm (An₀₋₁₀) presenta, en algunos casos, hábito lentiforme y texturas helicíticas. En las muestras de la zona de La Marquesa, es poikilitica, incluyendo esfeno, epidota y opacos. La biotita forma cristales subidiomorfos de color pardo a pardo-rojizo, reemplazados parcial o totalmente por clorita. El granate aparece fracturado y, en parte, alterado a clorita y biotita; algunos cristales poseen textura helicítica.

Los esquistos nodulares de albita se han reconocido en Punta Negra y en el valle del Carmen. Son rocas grises, con tonos pardos a verdosos, formadas por porfidoblastos de albita en una trama granolepidoblástica de cuarzo y muscovita. Parte de la albita es helicítica, con inclusiones carbonó-

sas y opacos marcando una foliación interna, que se interrumpe antes del borde de los cristales. Este es límpido y, generalmente, más grueso en la dirección de la foliación principal.

Las cuarcitas están ligadas a los mármoles y esquistos cuarzo-micáceos, que afloran en la zona de La Marquesa (Figs. 2, 6, 7). Sus texturas son granoblásticas heterogranulares, helicíticas y lepidoblásticas. Están formadas por cuarzo, granate, biotita y hornblenda. El cuarzo está recristalizado y, en parte, orientado en bandas policristalinas. El granate aparece en cristales idiomorfos, alterado, parcialmente, a clorita y sericita. La biotita forma cristales subidiomorfos y está reemplazada por sericita. La hornblenda se desarrolla en cristales xenomorfos, orientados según la foliación principal. Como mineral accesorio se encuentra calcita.

Los mármoles forman cuerpos lentiformes macizos, junto a metabasitas, o bien, bandas asociadas con cuarcitas y esquistos pelíticos. Presentan texturas de mosaico y también orientadas, y están formados por calcita, encontrándose hornblenda, tremolita y clinopiroxeno, en menor proporción.

Condiciones de Metamorfismo

Las asociaciones minerales presentes en los distintos tipos litológicos del CMT pueden resumirse de la siguiente manera:

Metabasitas: albita + clorita + epidota ± hornblenda ± actinolita + calcita ± biotita.

Esquistos micáceos: cuarzo + muscovita ± granate ± biotita ± clorita.

Estas asociaciones permiten incluir las rocas del CMT en una facies transicional entre los esquistos verdes y anfibolitas de presión intermedia (Miyashiro, 1978). La coexistencia de actinolita y hornblenda, hecho que ya había sido observado por Hervé (1982), y la composición química de las muscovitas, similar a las de la 'zona de almandino' de Butler (1967) y Guidotti (1969) es concordante con la ubicación del CMT dentro de las facies mencionadas. La química de las anfibolas contenidas en las metabasitas sugiere un gradiente de P/T intermedio y presiones de hasta 5 Kb (Hervé, 1982). La transición entre las facies de esquistos verdes

y anfibolitas se produce, aproximadamente, entre los 450° y 550°C (Miyashiro, 1978).

Estructura

La deformación que presenta el CMT es el resultado de, por lo menos, dos eventos de deformación sobreimpuestos. El más antiguo (D_1), originó una fábrica penetrativa, representada por la foliación principal (S_1), que transpone casi completamente a los elementos estructurales previos. A esta fábrica se sobreimpone una segunda (D_2), poco penetrativa, manifestada en megapliegues y flexuras, a gran escala, de la foliación principal y en el desarrollo ocasional de pequeños pliegues chevron, 'kinks bands' y un incipiente clivaje (S_2)

Fábricas D_1 : La foliación principal (S_1) corresponde a un clivaje penetrativo, definido por la cristalización paralela de minerales tales como muscovita, cuarzo, anfíbola y epidota. Esta foliación posee rumbo predominantemente norte-sur, a excepción de algunos lugares donde está afectada por megapliegues posteriores (Chiguinto, Punta Negra, El Terrón), y es paralela a los planos axiales de pequeños pliegues isoclinales, desarraigados,

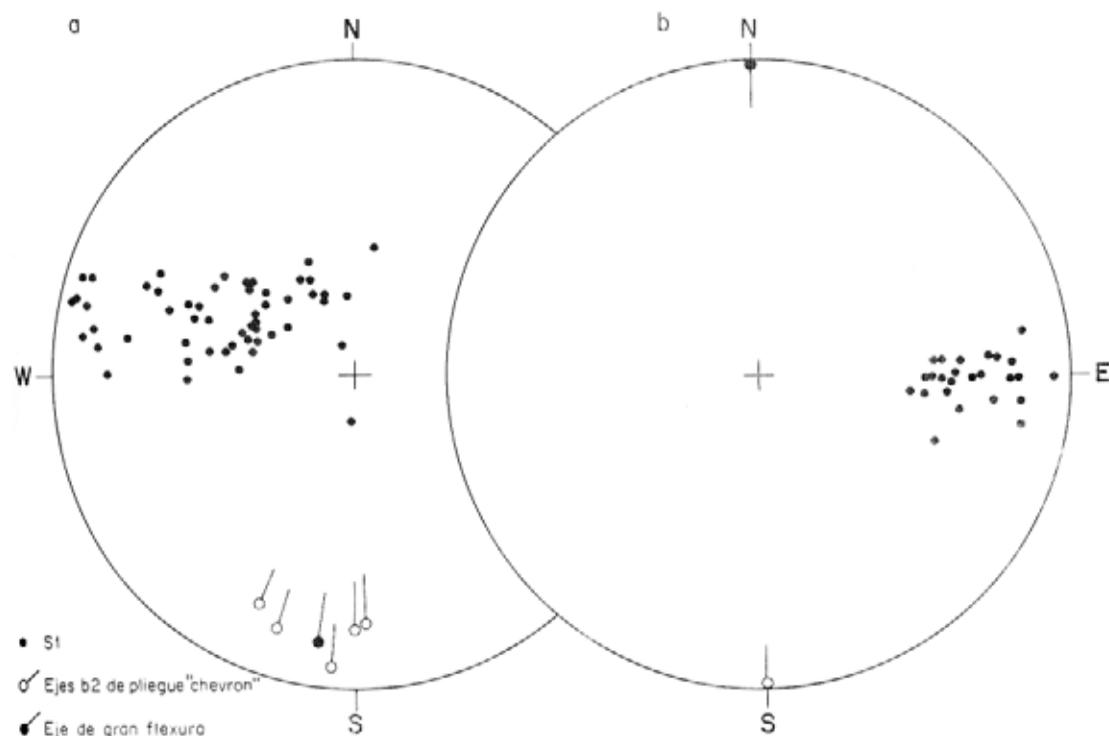


FIG. 8. Diagramas de Schmidt, que muestran los elementos estructurales más importantes del Complejo Metamórfico El Tránsito; al oeste (a) y al este (b) de la falla La Marquesa.

TABLA 3. ANALISIS QUIMICOS POR ELEMENTOS MAYORES Y TRAZAS,
EN METABASITAS DEL COMPLEJO METAMORFICO EL TRANSITO

	TRA26	TRA28	TRA29	TRA30	TRA31	TRA48	TRA50
Elementos Mayores (%)							
SiO ₂	47,08	50,28	46,87	45,41	47,94	49,13	47,66
Al ₂ O ₃	15,02	15,56	16,28	17,83	17,25	13,80	14,05
FeO	10,98	11,01	12,31	13,18	12,85	11,50	11,36
MgO	9,67	5,50	7,26	7,24	8,76	9,00	9,88
CaO	10,43	11,21	9,94	9,14	6,83	10,98	11,13
Na ₂ O	3,41	2,96	3,68	3,08	2,77	2,49	2,67
K ₂ O	0,10	0,13	0,18	0,49	0,15	0,02	0,03
TiO ₂	1,13	1,25	1,42	1,63	1,44	0,88	1,07
MnO	0,19	0,18	0,19	0,19	0,18	0,19	0,06
P ₂ O ₅	0,10	0,14	0,15	0,18	0,22	0,08	0,12
Total	98,11	98,22	98,28	98,37	98,39	98,07	98,03
Elementos Trazas (ppm)							
Ce	7	6	12	14	2	81	5
Co	46	38	52	46	45	45	49
La	1	0	0	4	9	0	3
Nd	7	10	10	15	-	44	7
Ni	110	55	76	61	47	87	92
Rb	0	3	1	-	9	0	1
Sr	121	200	136	180	83	123	142
V	279	301	313	299	256	263	266
Y	34	35	37	37	53	104	30
Zr	75	75	85	108	220	42	67
Cr	320	280	320	170	140	310	330
Ubicación	(a)	(a)	(a)	(a)	(a)	(b)	(b)

Ubicación de las muestras: (a): Punta Negra; (b): Retamo. Muestras analizadas en el BGS, Londres.

TABLA 4. ANALISIS QUIMICOS POR ELEMENTOS MAYORES, EN ESQUISTOS CUARZO-
MICACEOS DEL COMPLEJO METAMORFICO EL TRANSITO

	TRA32	TRA 33	TRA34	TRA38	TRA39	TRA40	TRA41	TRA42	TRA43	TRA44	TRA46	TRA47
Elementos Mayores (%)												
SiO ₂	61,42	69,60	59,26	75,31	60,59	51,58	74,70	73,91	72,91	71,04	66,07	66,43
Al ₂ O ₃	21,00	16,79	19,25	12,89	19,10	24,96	12,87	13,33	13,94	15,41	17,52	18,08
FeO	7,60	5,23	8,21	3,32	7,80	8,16	3,51	3,77	3,68	3,68	6,44	5,67
MgO	2,15	1,65	3,55	1,12	2,80	3,00	1,25	1,10	1,18	1,23	2,70	2,09
CaO	0,36	0,31	2,18	1,05	0,80	0,97	0,98	1,60	1,02	0,39	0,32	0,52
Na ₂ O	0,39	0,95	2,08	2,84	1,64	0,99	3,35	2,52	3,60	4,51	2,08	0,86
K ₂ O	5,22	4,07	3,37	2,62	5,44	8,36	2,38	2,76	2,53	2,62	3,21	4,70
TiO ₂	0,83	0,63	0,80	0,39	0,62	0,85	0,34	0,47	0,45	0,44	0,67	0,72
MnO	0,05	0,03	0,15	0,04	0,08	0,07	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,07
P ₂ O ₅	0,16	0,15	0,15	0,10	0,19	0,08	0,10	0,11	0,22	0,12	0,15	0,15
Total	99,18	99,41	99,00	99,68	99,06	99,02	99,52	99,62	99,57	99,48	99,21	99,29
Ubicación:	(a)	(a)	(a)	(b)	(c)	(c)						

Ubicación de las muestras (a): Punta Negra, (b): Las Placetas, (c): Retamo. Muestras analizadas en el BGS, Londres.

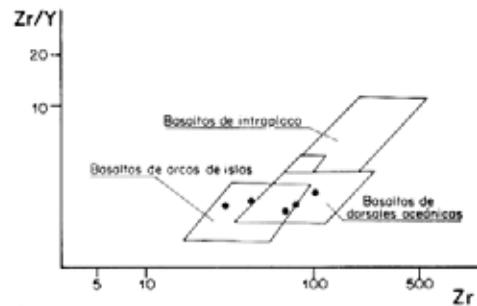
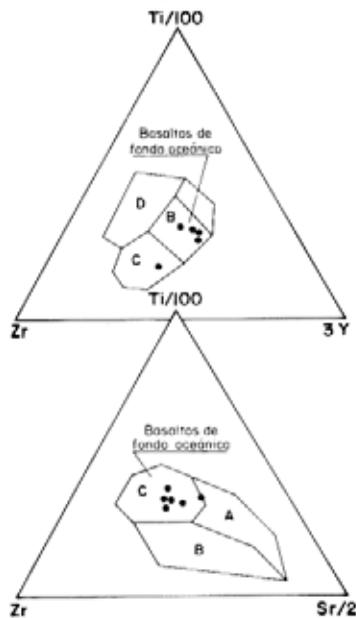


FIG. 9. Diagramas discriminantes de: a. Pearce y Cann (1973); b. Pearce y Norry (1979); y c. Pearce y Cann (1973). Metabasitas del Complejo Metamórfico El Tránsito.

definidos por acumulaciones de cuarzo en las zonas de charnela.

En las cuarcitas y mármoles que afloran en la zona de La Marquesa, el grado de penetratividad de S_1 es menor y se preserva un bandeamiento litológico que, tal vez, corresponda a la estratificación original. La foliación S_1 se manifiesta sólo a nivel microscópico y es paralela a los planos axiales de pliegues isoclinales mesoscópicos, que afectan al bandeamiento litológico (Figs. 6, 7). También en la zona de La Marquesa, existen sectores donde los mármoles están afectados por pliegues de interferencia de orden centimétrico, que aparecen junto a 'lentes' de cuarcitas desarraigadas y pliegues parásitos. En las metabasitas y esquistos cuarzo-micáceos aflorantes al oeste de La Marquesa, el grado de deformación es mayor ya que S_1 transpone todas las estructuras anteriores, dejando solamente bandas alternantes de minerales cuarzo-feldespáticos y micáceos.

Fábricas D_2 : El principal elemento estructural mesoscópico, D_2 , corresponde a pliegues (b_2) dispersos, en general abiertos y de plano axial subvertical, cuya longitud de onda y amplitud es de orden centimétrico. Los pliegues se hacen más cerrados hacia el oeste y sólo en Punta Negra están asociados a un clivaje filonítico de plano axial (S_2).

En El Terrón (Fig. 2), la foliación S_1 mantiene suavemente al este pero su inclinación aumenta, progresivamente, en esa dirección hasta formar una

gran flexura interrumpida al este, por la falla Marquesa. En el estereograma de la figura 8,a, esta flexura se manifiesta en la redistribución parcial de S_1 sobre un círculo máximo, cuyo polo coincide con la orientación de los ejes de los pliegues chevron b_2 . Al este de la falla Marquesa, la foliación S_1 está afectada por un megapliegue antiforme en cuyo núcleo intruye el plutón paleozoico de La Marquesa. En la figura 8,b se presenta la actitud de la foliación S_1 en el flanco occidental de ese antiforme (paquete de cuarcitas y mármoles). Al igual que en la zona ubicada al oeste de la falla, S_1 está plegada en torno a un eje subhorizontal de rumbo norte-sur. De este modo, la foliación se dispone, en la ladera norte del valle del Tránsito, como un 'abanico' asimétrico y divergente, a partir de la falla de Marquesa (Fig. 2). En la zona de Punta Negra-El Terrón, la foliación S_1 está, además, afectada por otro megapliegue antiforme de plano axial aproximadamente vertical y eje subhorizontal, de rumbo WNW, paralelo al valle del Tránsito.

Geoquímica

En las tablas 3 y 4 se presentan los análisis químicos por elementos mayores y trazas de metabasitas y esquistos cuarzo-micáceos del Complejo Metamórfico El Tránsito. Utilizando estos análisis es posible efectuar ciertas consideraciones acerca de la naturaleza del protolito.

Las metabasitas poseen algunos rasgos texturales, que pueden considerarse relictos. Los nódulos

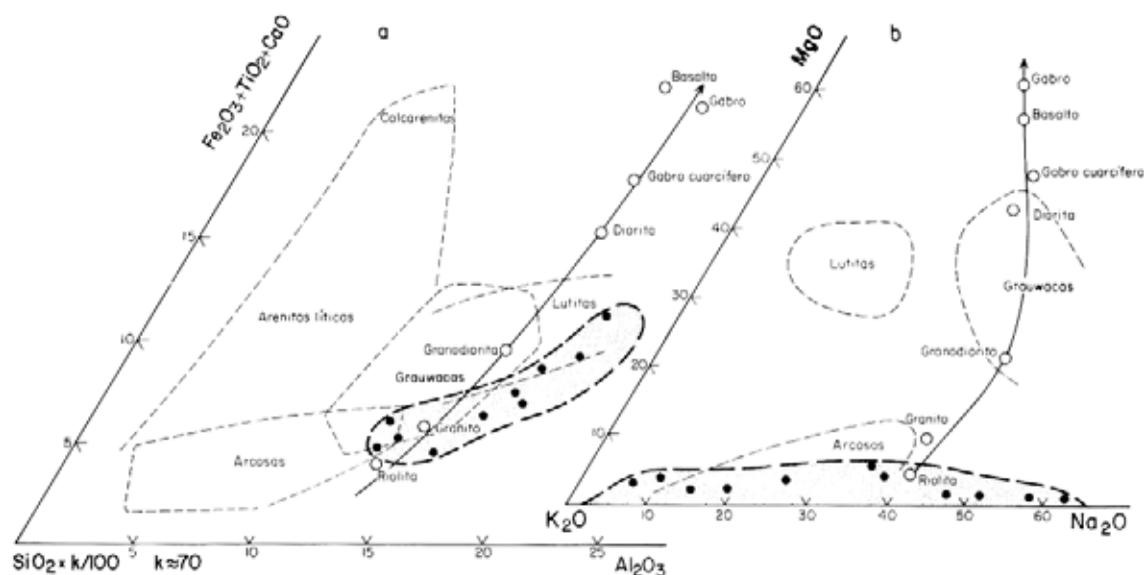


FIG. 10. Diagramas de La Roche (1977). Esquistos cuarzo-micáceos del Complejo Metamórfico El Tránsito.

los pretectónicos de epidota, calcita y cuarzo se interpretan como amígdalas deformadas, lo cual parece indicar que las metabasitas derivan del metamorfismo de rocas originalmente volcánicas. Las metabasitas del CMT se sitúan en el campo de los basaltos toleíticos del diagrama Zr-P₂O₅ de Floyd y Winchester (1975); en el de los basaltos oceánicos del diagrama ternario TiO₂-K₂O-P₂O₅ de Pearce *et al.* (1975) y en el campo de los basaltos de fondos oceánicos en los gráficos de funciones discriminantes de Pearce (1976).

En el diagrama Ti/100-Zr-Yx3 de Pearce y Cann (1973), la mayor parte de las metabasitas del CMT se ubican en el campo de los basaltos de fondo oceánico y/o toleíticos con bajo contenido de potasio (Fig. 9,a). En el gráfico Zr/Y-Zr de Pearce y Norry (1979), las muestras del CMT siguen la tendencia de los basaltos de fondo oceánico (Fig. 9,b). Finalmente, en el triángulo Ti/100-Zr-Sr/2 de Pearce y Cann (1973), aplicable a rocas alteradas y/o metamorizadas sólo si el Sr no ha sido removilizado, se observa que todas las muestras (excepto TRA 31, que sistemáticamente se ubica fuera de todos los campos debido a sus contenidos anormales y altos de Y y Zr) se sitúan en el campo de los basaltos de fondo oceánico (Fig. 9,c), confirmando los

datos obtenidos en los otros diagramas discriminantes.

Los esquistos de cuarzo-muscovita conservan, en parte, un bandeamiento litológico, que puede corresponder a estratificación transpuesta a partir de un protolito formado por una alternancia de areniscas y lutitas. La geoquímica de los esquistos cuarzo-micáceos se discute utilizando los diagramas de La Roche (1977). En el diagrama triangular de la figura 10,a, los esquistos cuarzo-micáceos del CMT se ubican muy cerca del campo de las grauwacas, lutitas y arcosas, y de la línea de diferenciación 'ígneas', en su parte ácida. Varias muestras están enriquecidas en Al₂O₃ por sobre el intervalo normal de rocas sedimentarias, lo cual se explica al considerar la gran abundancia de muscovita metamórfica en los esquistos. En el diagrama triangular de la figura 10,b (relaciones entre concentraciones de MgO, Na₂O y K₂O) los esquistos cuarzo-micáceos se ubican, de igual modo, en las cercanías del campo de las arcosas y rocas ígneas ácidas, pese a que existen algunas muestras que poseen valores altos de K₂O y Na₂O. Considerando tanto la petrografía como su geoquímica, se puede deducir que su protolito es afín a rocas sedimentarias poco evolucionadas del tipo

grauvacas o arcosas. Este habría derivado de la erosión de rocas ígneas intermedias a ácidas, materiales propios de la corteza continental.

Geocronología

En la tabla 5 se presentan los resultados de análisis isotópicos de Rb y Sr de 22 muestras del CMT, provenientes de distintos lugares del valle del Tránsito. Con la totalidad de esos datos se construyó la errorcrona CMT-A (Fig. 11). En ella los puntos se distribuyen en torno a una recta que indica una 'edad' de 277 ± 40 Ma. Su alta dispersión (MSWD = 602,4) indica que esa 'edad' no tiene significado geológico. A pesar de ello, en este diagrama se pueden separar dos subconjuntos, que se disponen por encima y por debajo de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 10$. El subconjunto con $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 10$, origina una errorcrona (CMT-B), que indica una edad de 304 ± 40 Ma, con una razón inicial de $0,708 \pm 0,002$ (Fig. 11). El subconjunto con $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} > 10$ se agrupa en torno a una errorcrona que señala una edad de 303 ± 35 Ma (CMT-C) con una razón inicial anormalmente baja de $0,695 \pm 0,006$ (Fig. 11). Por otra parte, si se consideran sólo los esquistos cuarzo-micá-

ceos con razones $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 10$ de Las Placetas y La Marquesa, se puede construir otra errorcrona (CMT-D), que indica una edad similar (335 ± 20 Ma), con una razón inicial de $0,7068 \pm 0,009$.

Las 'edades' Rb-Sr más significativas parecen ser las de 335 ± 20 Ma y 304 ± 40 Ma. Estas 'edades' pueden ser cercanas a la etapa principal de metamorfismo, que habría afectado al CMT en el Carbonífero. Al considerar sólo las muestras de esquistos cuarzo-micáceos provenientes de La Marquesa se puede construir la errorcrona CMT-E (Fig. 12), que indica una edad pérmica, 261 ± 62 Ma, con una dispersión relativamente baja (MSWD = 11,3). Esta edad es algo menor que las dataciones K-Ar de muscovitas (Tabla 2), provenientes de esquistos cuarzo-micáceos recolectados en Punta Negra (238 ± 10 Ma), Las Placetas (229 ± 6 Ma) y Retamo (231 ± 6 Ma) y que indican que el CMT fue afectado por un 'evento' geocronológico triásico. La errorcrona CMT-E señala que, durante ese evento, parte del CMT sufrió una rehomogenización isotópica Rb-Sr parcial. Considerando que para producir este fenómeno se requiere un influjo de energía capaz de abrir los sistemas Rb-Sr al

TABLA 5. DATOS ISOTOPICOS Rb-Sr DEL COMPLEJO METAMORFICO EL TRANSITO

Muestra	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb87/Sr86	Sr87/Sr86	Litología	Proveniencia
TRA12	172,0	52,0	6,7800	0,73890	(a)	La Marquesa (*)
TRA13	173,0	80,0	6,2400	0,73640	(a)	La Marquesa (*)
TRA14	155,0	302,0	1,4900	0,71560	(a)	La Marquesa (*)
TRA15	230,0	51,0	13,1500	0,75670	(a)	La Marquesa (*)
TRA28	2,4	198,4	0,0354	0,70451	(a)	Punta Negra
TRA29	2,9	134,5	0,6260	0,70100	(a)	Punta Negra
TRA30	35,6	148,3	0,6949	0,70876	(a)	Punta Negra
TRA31	7,7	74,2	0,3026	0,71135	(a)	Punta Negra
TRA32	172,8	30,3	16,6065	0,76772	(b)	Punta Negra
TRA33	132,1	23,8	16,1726	0,76218	(b)	Punta Negra
TRA34	139,1	81,1	4,9718	0,72745	(b)	Punta Negra
TRA38	102,9	116,9	2,5500	0,71934	(b)	La Placetas
TRA39	236,6	71,4	9,6079	0,73574	(b)	La Placetas
TRA40	353,7	98,9	10,3759	0,74026	(b)	La Placetas
TRA41	98,2	66,9	4,2512	0,72605	(b)	La Placetas
TRA42	117,2	169,8	2,0000	0,71647	(b)	La Placetas
TRA43	111,6	109,0	2,9665	0,72034	(b)	La Placetas
TRA44	94,9	62,1	4,4353	0,72910	(b)	La Placetas
TRA46	118,4	59,5	5,7770	0,73215	(b)	Retamo
TRA47	136,7	28,0	14,1880	0,75732	(b)	Retamo
TRA48	0,3	120,0	0,1410	0,70486	(a)	Retamo
TRA50	0,7	137,4	0,0048	0,70474	(a)	Retamo

(a) Esquistos cuarzo-micáceos; (b) Metabasitas.

(*) Muestras analizadas en CPGEOL. Sao Paulo; el resto, en el BGS, Londres.

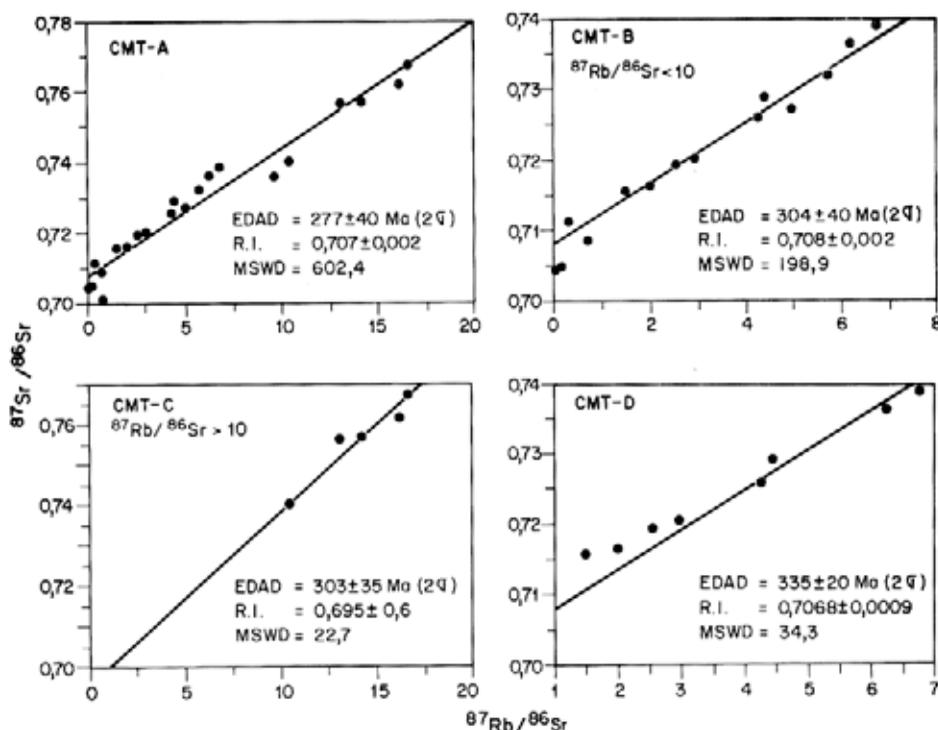
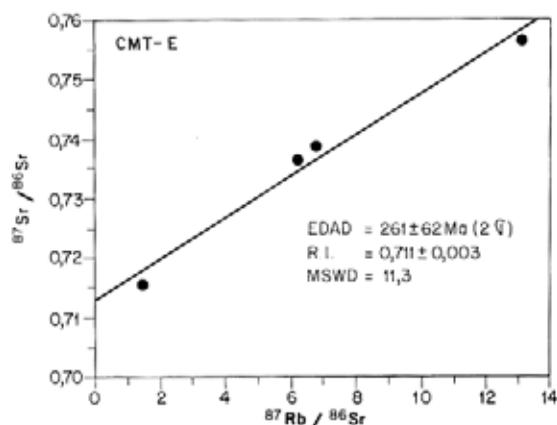


FIG. 11. Errorcronas Rb-Sr del Complejo Metamórfico de El Tránsito.

FIG. 12. Errorcrona construida con muestras de esquistos cuarzo-micáceos del CMT, provenientes de la zona de La Marquesa.

ambiente, es posible suponer que el 'evento' mencionado fue de naturaleza termal. La dispersión de puntos en la isócrona CMT-A en torno a la 'edad' de 277 Ma puede ser, también, reflejo de dicho episodio.



LAS ROCAS INTRUSIVAS

Nasi *et al.* (1985) estudiaron los granitoides del Paleozoico-Triásico, que constituyen gran parte de la Cordillera, entre los 27° y 31°S. Según los autores citados, los intrusivos se agrupan en dos 'superunidades' mayores: las superunidades Elqui e Ingaguás. En el valle del Tránsito afloran granitoides pertenecientes a ambas superunidades. Sus características se resumen a continuación.

Superunidad Elqui. Está representada, en el

valle del Tránsito, por una asociación de granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita (Unidad Guanta) y granodioritas de dos micas (Unidad Cochiguás).

La Unidad Guanta forma parte de dos plutones mayores: el extremo norte del Plutón Guanta (Nasi *et al.*, 1985), entre Sierra del Zapallo y Sierra del Tatul, y Plutón Dadín, ubicado al este de La Pampa (Fig. 2). El Plutón Guanta intruye al CMT, de igual modo que lo hace un pequeño apófisis ubicado al

este (Plutón La Marquesa); el Plutón Dadín intruye a los Neises de La Pampa (Fig. 2).

La Unidad Guanta está formada por tonalitas y granodioritas de hornblenda y biotita, de grano grueso y color gris-verdoso. Presentan minerales máficos e inclusiones orientadas, definiendo una foliación sinmagmática, la que, en algunos casos, da paso a texturas néisicas (Nasi *et al.*, 1985). El Plutón La Marquesa produce una notable aureola de metamorfismo de contacto en el CMT. Los mármoles afectados por este fenómeno presentan una asociación mineralógica propia de las facies de rocas córneas de hornblenda (calcita + escapolita \pm biotita \pm tremolita \pm hornblenda \pm piroxeno \pm wollastonita).

La Unidad Cochiguás forma los Plutones Sierra El Tatul, Quebrada Seca y La Pampa (Fig. 2). Los dos primeros intruyen a la Unidad Guanta y el último, a los Neises de La Pampa. Es un grupo de granitoides leucocráticos de grano grueso y color blanco-amarillento. Su composición es granodiorítica a monzogranítica y se caracterizan por la coexistencia de biotita y muscovita y escasez de anfíbola.

Nasi *et al.* (1985), basándose tanto en las relaciones de terreno como en el análisis de dataciones K-Ar, sugirieron que los granitoides de la Superunidad Elqui se emplazaron, principalmente, durante el Carbonífero.

Una datación K-Ar, en hornblenda, del Plutón Guanta (Fig. 2) entregó una edad carbonífera superior de 310 ± 18 Ma*, mientras que dos dataciones en biotita del mismo plutón indicaron edades pérmicas (La Arena: 252 ± 6 Ma*; Quebrada Romerito: 260 ± 6 Ma*). Otra edad K-Ar, en biotita, del Plutón La Pampa (Unidad Cochiguás) dio por resultado 239 ± 6 Ma* (Fig. 2). Considerando la mayor temperatura de retención de argón de la hornblenda (500°C , Odin, 1982) con respecto a la muscovita y

a la biotita (350° y 300° C, respectivamente) la edad carbonífera (310 ± 18 Ma) sería la más cercana a la edad de cristalización, que es, por lo demás, muy similar a la edad del metamorfismo principal del CMT. Las edades permo-triásicas, en biotita, registrarían el mismo evento termal comprobado en los NLP y en el CMT.

Superunidad Ingaguás (Nasi *et al.*, 1985). Es un grupo de granitos leucocráticos, porfídicos, de grano medio-fino (Unidad El Colorado) y granitos leucocráticos de grano grueso (Unidad Chollay). En el valle del Tránsito, la Unidad El Colorado forma el pequeño stock de Cerros Bayos de La Junta (Fig. 2). Este plutón de monzogranitos biotíticos, 'rojos', está asociado a lavas y tobas riolíticas de la Formación Pastos Blancos, asignada al Paleozoico superior-Triásico (Reutter, 1974; Ribba, 1985), a las que intruye. Ambas unidades, intrusiva y efusiva, están en contacto por falla con el CMT en el valle del Tránsito y en el río del Carmen (Fig. 2).

La Unidad Chollay aflora en la parte alta del valle del Tránsito (Plutón Chollay, Nasi *et al.*, en prensa). El Plutón Chollay es un cuerpo de dimensiones batolíticas, constituido por monzogranitos leucocráticos de biotita, rosados, de grano grueso a muy grueso. Limita hacia el oeste (Falla La Plata) con granitoides de la Superunidad Elqui (Fig. 2) y se extiende hacia el este por los valles de Pachuy, Chollay y Valeriano hasta la frontera argentina. De acuerdo a Nasi *et al.* (1985) la edad de la Superunidad Ingaguás sería principalmente permo-triásica, lo cual es compatible con las relaciones de terreno que la superunidad presenta en el valle del Tránsito. Recientemente, Rex (1987) obtuvo una isócrona Rb-Sr de $229 \pm 3,4$ Ma (MSWD = 0,49) con muestras de la Unidad Chollay, provenientes del alto valle del Tránsito.

LAS ROCAS CATACLASTICAS

Asociadas a los intrusivos de la Superunidad Guanta, se encuentran franjas de rocas de falla, que constituyen unidades cartográficas importantes: Milonitas de El Portillo y Milonitas de Quebrada Las Pircas. Estas unidades conforman bandas desde unos cientos de metros hasta más de 1 km de ancho (Milonitas de El Portillo). En ambos casos presentan una foliación penetrativa.

Milonitas de El Portillo

Corresponden a una franja de milonitas que aflora en el curso medio del valle del Tránsito, aguas arriba de El Portillo (Fig. 2). La zona milonítica está formada por milonitas, protomilonitas, esquistos miloníticos y blastomilonitas (Figs. 3, 13). Las milonitas derivan de tonalitas de hornblenda y biotita, granodioritas de biotita, monzogranitos de musco-

* Datos analíticos en Nasi *et al.*, 1985.

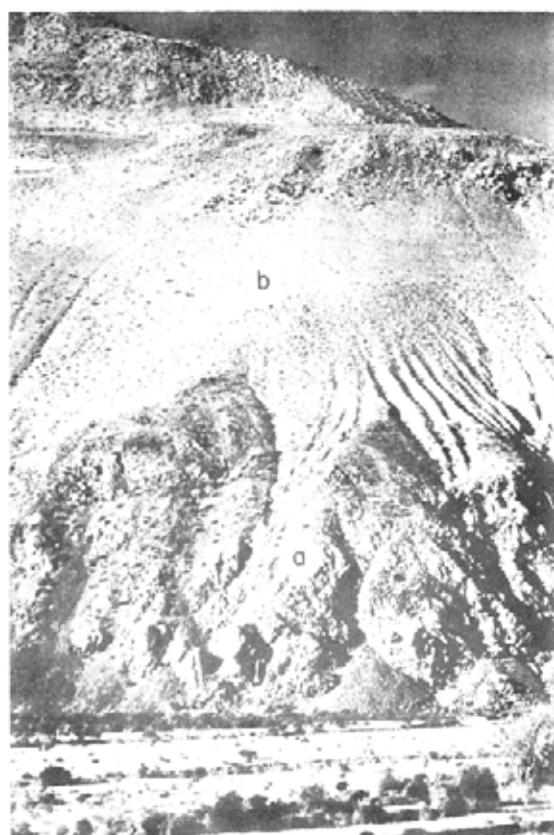


FIG. 13. Afloramiento de las Milonitas de El Portillo (a) en contacto por falla (Falla El Portillo) con tonalitas y granodioritas de la Unidad Guanta (b). Ladera noreste del valle del Tránsito, entre El Portillo y La Pampa (ver Fig. 2)

vita y, en parte, de los Neises de La Pampa. Por el este se encuentran en contacto, por falla, con granitoides de las Unidades Cochiguás y Guanta. En Quebrada Pinte, están intruidas por granitoides de la Unidad Cochiguás.

Las milonitas derivadas de tonalitas de hornblenda y biotita muestran una alternancia de bandas félsicas y máficas. Las bandas félsicas están formadas por una trama orientada de cuarzo elongado y plagiocasa. Las máficas están constituidas por un agregado de biotita y cuarzo policristalino, que sirve de matriz a porfiroclastos subredondeados de plagioclasa, anfíbola y epidota.

Las milonitas, derivadas de monzogranitos de muscovita, son de color blanco-rosáceo y verdoso. Poseen porfiroclastos de plagioclasa y feldespatos alcalinos, inmersos en una trama orientada de cuarzo y muscovita. Junto a éstos se encuen-

TABLA 6. DATOS ISOTOPICOS Rb-Sr, MILONITAS DE EL PORTILLO

Muestra	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
CON1	111,4	279,6	1,15	0,71
CON2	166,5	73,2	6,58	0,73
CON3	104,6	297,3	1,03	0,71
CON7	191,7	86,9	6,40	0,73
CON9	86,0	342,0	0,72	0,71

Muestras analizadas en el BGS, Londres.

tran cristales euhedrales de granate (probablemente almandino) aparentemente post-tectónicos.

La foliación milonítica está acompañada de un bandeamiento litológico. Las segregaciones de cuarzo y feldespato son paralelas a la foliación y, en sectores aislados, están afectadas por pliegues isoclinales desarraigados con ejes de orientación NNE y buzamiento de 5-20° tanto al norte como al sur. El rumbo de la foliación varía entre noroeste y noreste y la inclinación, 25-70°E. En algunos sectores, la foliación inclina hacia el oeste, definiendo pliegues mesoscópicos con ejes N25°E.

Una errorcrona Rb-Sr de 250 ± 26 Ma (Fig. 14; Tabla 6), obtenida en las Milonitas de El Portillo, registra un evento Pérmico superior-Triásico inferior, probablemente el mismo observado en las otras unidades de la región.

Milonitas de Quebrada Las Pircas

Es una franja de milonitas, esquistos filoníticos y protomilonitas anfibólicas cuyo protolito proviene de la Unidad Guanta y de esquistos del CMT. La franja milonítica se desarrolla en el contacto entre el Plutón Guanta y esquistos del CMT y se extiende, con orientación NNE por más de 12 km (Fig. 2). Estas milonitas, a las cuales se asocian algunas inclusiones de rocas ultramáficas, están, en parte, córneas debido a la intrusión del plutón terciario del cerro El Olivo (Fig. 2).

Las milonitas están formadas por bandas de cuarzo recrystalizado, entre las cuales se disponen porfiroclastos de plagioclasa, inmersos en una masa de grano fino de cuarzo-biotita-plagioclasa. Las protomilonitas anfibólicas son rocas macizas de color verde oscuro y textura subidioblástica, constituidas por anfíbola, plagioclasa y cuarzo. Los esquistos filoníticos, de color gris a gris-verdoso, forman lentes dentro de las protomilonitas anfibólicas.

En las milonitas anfibólicas, la foliación miloníti-

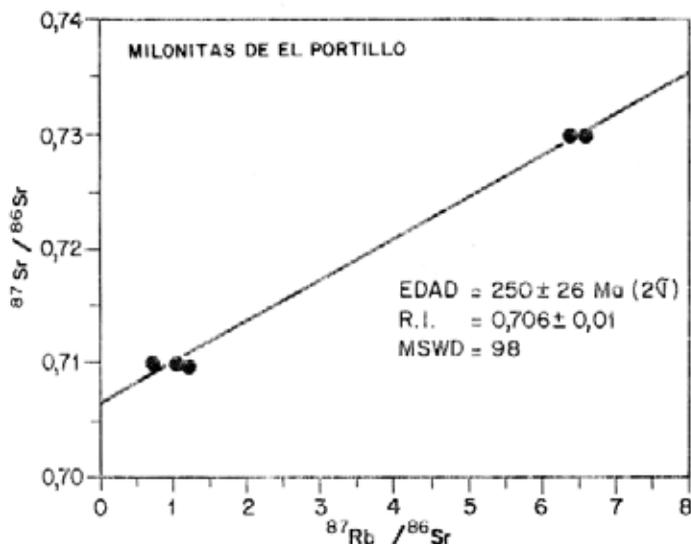


FIG. 14. Errorcrona Rb-Sr construida con muestras de las Milonitas de El Portillo.

ca está definida por la orientación de las anfífolas y, en los esquistos filoníticos, por la orientación de las micas y bandas de cuarzo. Acompañan a esta foliación pliegues de cuarzo desarraigados, de escala centimétrica. La foliación principal está doblada, según pliegues mesoscópicos cerrados y/o chevrones, con ejes de rumbo variables entre NS y NNE y planos axiales inclinados entre 45° y 90° .

Las Milonitas de Quebrada Las Pircas están inti-

mamente ligadas al Plutón Guanta. En algunos sectores, las tonalitas intruyen a las milonitas mientras que, en otros, pasan gradualmente a ellas. Dentro de la franja de milonitas es común encontrar inclusiones de esquistos del CMT. Estas relaciones indicarían que las milonitas se generaron durante o bien con posterioridad al emplazamiento del Plutón Guanta y su edad, probablemente, no sea más antigua que el Carbonífero.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

El evento geológico más antiguo, comprobado por método geocronológico, en el valle del Tránsito, es el episodio silúrico de homogenización isotópica (415 ± 5 Ma, Rb-Sr), reconocido en los Neises de La Pampa. Esta edad es, también, la más antigua obtenida en la vertiente chilena de los Andes, al sur de los 24° S (Sierra de Almeida-Cordón de Lila), donde existen granitoides con edades Rb-Sr y K-Ar ordovícico-silúricas (Mpodozis *et al.*, 1983) y que se prolongan hacia Argentina, a lo largo de una franja que alcanza hasta los 26° S (Salar de Antofalla, Palma *et al.*, 1986).

Los NLP tienen gran importancia para las reconstrucciones paleogeográficas del Paleozoico superior dadas a conocer recientemente por Ramos *et al.* (1984, 1986) y Mpodozis y Ramos (en prensa). En efecto, según los autores citados, en el Paleozoico inferior, el borde del continente sudamericano no se extendía más al occidente que las Sierras Pampeanas. Al oeste existía una plataforma carbonatada (Precordillera); ésta daba paso, hacia el oc-

cidente, a una cuenca marina, que recibió sedimentación terrígena, ordovícico-silúrica, y de cuyo basamento 'oceánico' aún se conservan, en la Precordillera occidental, rocas básicas (basaltos con estructuras en almohadillas) y ultrabásicas (Kay *et al.*, 1984; Haller y Ramos, 1984). Subducción dirigida hacia el oriente, habría dado origen a un arco magmático paleozoico inferior, en el borde occidental de las Sierras Pampeanas.

Esta situación habría cambiado en el Devónico Superior, como consecuencia de la colisión y sutura contra el antiguo borde continental de un pequeño microcontinente o terreno exótico siálico (Chilena) y desaparición del espacio 'oceánico' intermedio (Ramos *et al.*, 1984, 1986). Dentro de ese esquema geotectónico, los Neises de La Pampa podrían representar restos de la corteza siálica de Chilena. Hasta el momento, no se han encontrado, en otros sectores de la Cordillera Frontal, o su prolongación en Chile, otros afloramientos de este tipo, ya que la zona está dominada por los pro-

ductos intrusivos y efusivos del magmatismo del Paleozoico superior-Triásico.

La sutura de Chileña en el Devónico Superior habría producido el cese de la subducción bajo las Sierras Pampeanas. Una nueva zona de subducción se habría establecido, al oeste del terreno recién acrecionado (Ramos *et al.*, 1986).

En el valle del Tránsito la mayoría de los intrusivos, rocas metamórficas y cataclásticas, pueden ser ligados a la actividad del nuevo sistema de subducción del Paleozoico superior. Los granitoides más antiguos de la Superunidad Elqui (Unidad Guanta, edad K-Ar, en anfíbola, 310 ± 8 Ma) son tonalitas y granodioritas calcoalcalinas, similares a los plutones de márgenes continentales activos, emplazados en niveles corticales relativamente profundos (Nasi *et al.*, 1985; en prensa). El CMT, con sus asociaciones de metabasitas afines a los basaltos de fondos oceánicos, esquistos cuarzo-micáceos y mármoles, puede ser interpretado como una asociación petrotectónica de prisma de acreción. Las errorcronas Rb-Sr, obtenidas en el CMT (304 ± 40 ; 303 ± 35 ; 335 ± 20 Ma) indicarían un evento metamórfico carbonífero, sincrónico con el emplazamiento de las granodioritas y tonalitas de la Unidad Guanta, que, de este modo, habrían intruido a través del prisma de acreción coetáneo. Una situación similar ha sido descrita en Sierra de Limón Verde, Antofagasta (23° S), donde el Complejo Metamórfico de Limón Verde, afín en su petrografía, deformación y grado de metamorfismo, al CMT, y en el cual se obtuvieron edades Rb-Sr de 309 ± 11 y 300 ± 20 Ma (Hervé *et al.*, 1985; Cordani *et al.*, 1988), se encuentra intruido por granitoides permo-carboníferos. Durante el Carbonífero, de acuerdo con Nasi *et al.* (1985), la progresiva contaminación de los magmas calcoalcalinos originados en el manto superior, con rocas de caja pelito-arenosas (CMT, entre otras) dio origen, además de la Unidad Guanta, a granitoides de dos micas (Unidad Cochiguás) con características químicas intermedias entre los granitoides 'I' y 'S' de Chapell y White (1974).

La formación de grandes franjas de milonitas (Milonitas de El Portillo, Milonitas de Quebrada Las Pircas) a partir de los granitoides de la Superunidad Elqui, del CMT, e incluso de los Neises de La Pampa, es otro de los fenómenos mayores ocurridos en la zona. Aún no está claro si la milonitización se produjo durante el emplazamiento de los granitoides de la Superunidad Elqui o bien durante

un evento posterior, relacionado con la reorganización magmática y alzamiento, ocurridos antes de la intrusión de los granitoides epizonales de la Superunidad Ingaguás.

El plutonismo permotriásico es de naturaleza fundamentalmente diferente al carbonífero. El predominio, en la Superunidad Ingaguás, de los granitoides leucocráticos hipersilíceos, indicaría que, durante este período, existió una importante componente de corteza continental involucrada en la génesis de los magmas (Nasi *et al.*, 1985). Esa componente cortical puede haber sido la antigua corteza de Chileña, de la cual los Neises de La Pampa serían uno de los escasos relictos preservados.

El plutonismo permo-triásico estuvo acompañado por un alza generalizada de las geotermas, reflejada en las edades K-Ar, en biotita, de las Unidades Guanta y Cochiguás; en la isócrona Rb-Sr, en minerales, de los Neises de La Pampa; en la edad K-Ar, obtenidas en muscovita y biotita, del CMT y Neises de La Pampa, y en la errorcrona de las Milonitas de El Portillo. Este evento produjo, inclusive, una apertura de los sistemas Rb-Sr en ciertas zonas del CMT (La Marquesa).

De acuerdo con Kay *et al.* (en prensa) fusión cortical, anomalías geotérmicas positivas, extensión y producción de magmas hipersilíceos, ocurrieron en todo el margen del Pacífico de Gondwana, durante el Paleozoico superior a Jurásico. Una de las posibles causas de este fenómeno sería la acumulación de magmas básicos, en la base de la corteza continental, durante la 'extinción' del sistema de subducción gondwánico. En una situación como ésta, el colapso gravitacional de la placa oceánica subductada puede causar un renovado flujo de material astenosférico caliente contra la base de la litósfera continental (Lipman, 1980). Si esa corteza es relativamente joven, delgada y rica en volátiles, la fusión cortical se vería favorecida. Ese parece ser el caso en la Cordillera del Norte Chico, donde la corteza 'continental' pre-pérmica habría estado formada por terrenos (Chileña) recién acrecionados a Sudamérica en el Devónico (Ramos *et al.*, 1986).

Un nuevo período de alzamiento tuvo lugar en el Triásico, con posterioridad a la extinción de la actividad magmática (Fig. 10). Antes del Jurásico Medio el eje magmático se desplazó más de 150 km hacia el oeste (Moscoso *et al.*, 1982; Nasi *et al.*, 1988; Mpodozis y Ramos, en prensa) dando inicio a la evolución tradicionalmente llamada 'andina' de

este sector de la Cordillera. El salto hacia el oeste del eje magmático del Paleozoico inferior desde las Sierras Pampeanas hacia la Cordillera Frontal en el Paleozoico superior (Ramos *et al.*, 1984, 1986) puede ligarse a la colisión y sutura de Chilenia, en el Devónico. Sin embargo, las causas de la extinción del 'arco' magmático del Paleozoico superior-Triásico y el nuevo salto hacia el oeste, en el Jurásico, permanecen, por el momento, desconocidas.

A modo de conclusión, se destaca que, en el Valle del Tránsito, se encuentran representados algunos de los mayores y más complejos afloramientos

del basamento preandino conocidos en la prolongación, en Chile, de la Cordillera Frontal Argentina. El registro obtenido por métodos radiométricos Rb-Sr y K-Ar han permitido establecer una sucesión de eventos ígneo-metamórficos, episodios de alzamiento y cambios en el régimen termal, ocurridos en el lapso silúrico-triásico, que son consistentes con los modelos de evolución del Paleozoico de los Andes chileno-argentinos, propuestos recientemente por Hervé *et al.* (1981); Forsythe (1982); Ramos *et al.* (1984,1986); Nasi *et al.* (1985) y Mpodozis y Ramos (en prensa).

METODOS ANALITICOS

Los resultados isotópicos se obtuvieron en el British Geological Survey (BGS), en Londres, y en el Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO) de la Universidad de Sao Paulo, Brasil. En el CPGEO, las concentraciones de Rb y Sr mayores que 40 ppm fueron analizadas por XRF, en un instrumento Phillips 2KV y concentraciones menores, por dilución isotópica, en el mismo espectrómetro de masas VARIANT Mat TH5 en el cual se midieron las razones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, de acuerdo con el procedimiento de Kawashita *et al.* (1974). En el CPGEO, la precisión analítica en las medidas de Rb y Sr es cercana al 2% por XRF y 1% por dilución isotópica; la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del estándar SrCO_3 de Ei-

mer y Amend, en el laboratorio, es $0,7083 \pm 0,0008$ (2σ). En el BGS, el error en la determinación de la razón Rb/Sr por XRF es 0,5% y en la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 0,01%. Las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fueron normalizadas a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0,1194. La constante de decaimiento de ^{87}Rb utilizada en los cálculos es de $1,42 \cdot 10^{-11} \text{a}^{-1}$. El método de York (1969) se empleó para el cálculo de las isócronas. Las dataciones K-Ar fueron realizadas en el BGS, de acuerdo con los procedimientos de rutina del laboratorio, utilizando un espectrómetro de masas AEI. En cada caso, la precisión obtenida en el cálculo de las edades es cercana al 5%.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se efectuó dentro del marco del proyecto "El Tránsito" del Programa Carta Geológica de Chile del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). L. Ribba participó gracias a un convenio de ayuda a memoristas entre el SERNAGEOMIN y el Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Chile. El proyecto E-2457 (DTI, Universidad de Chile) y una beca de la John Simon Guggenheim Memorial Foundation permitieron a F. Hervé efectuar el trabajo analítico en el CPGEO y el BGS. F. Munizaga colaboró en la obten-

ción de las muestras geocronológicas. K. Kawashita, en Sao Paulo, junto a R.J. Pankhurst y M. Brook, en Londres, guiaron la realización de las determinaciones geocronológicas. Los autores manifiestan su agradecimiento a E. Godoy (Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile), M. Hervé y J. Davidson (SERNAGEOMIN) por sus comentarios y críticas. El trabajo se presenta como una contribución al proyecto PICG 279, "Terranes of South America".

REFERENCIAS

- Amaral, G. Cordani, U.; Kawashita, K. 1966. K-Ar dates of basaltic rocks of Southern Brasil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 30, p. 7-19.
- Brüggen, J. 1913. Contribución a la geología del valle del Huasco y del Departamento de La Serena, con una breve descripción de los yacimientos de fierro. *Sociedad*

- Nacional de Minería (Chile), Boletín*, Año 30, Serie 3, Vol. 25, p. 447-458. Santiago.
- Butler, B.C. 1967. Chemical studies of minerals from the Moine schists of the Ardarmunchan area, Argyllshire, Scotland. *Journal of Petrology*, Vol. 8, p. 233-267.
- Chapell, B.W.; White, A. J. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, Vol. 8, p.173-174.
- Cordani, U.; Kawashita, K.; Baeza, L.; Díaz, M.; Evangelista, D. 1988. Geocronología de la Sierra de Limón Verde, Antofagasta, Chile. In Congreso Geológico Chileno, No. 5, Vol. 2, p. 63-74. Santiago.
- Floyd, P.A.; Winchester, J.A. 1975. Magma types and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 27, p 211-218.
- Forsythe, R. 1982. The Late Paleozoic to Early Mesozoic evolution of southern South America: A plate tectonic interpretation. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 139, p. 671-682.
- Guidotti, L.V. 1969. A comment on the chemical study of minerals from the Moine schists of the Ardarmunchan area, Argyllshire, Scotland, by C. M. Butler and its tectonic implications for the phengite problem. *Journal of Petrology*, Vol. 10, p.164-170.
- Haller, M.; Ramos, V.1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. In Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas, Vol. 2, p. 66-83. San Carlos de Bariloche.
- Harland, W.B.; Cox, A.V.; Llewellyn, P.G.; Pickton, C. A.; Smith, A.G.; Walters, R. 1982. A Geologic Time Scale. *Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press*, 131 p.
- Hervé, F.1982. Condiciones de formación de complejos metamórficos chilenos a partir de la química de anfíbolos en metabasitas. In Congreso Geológico Chileno, No. 3, Actas, Vol.1, p. D93-D115. Concepción.
- Hervé, F.; Davidson, J.; Godoy, E.; Mpodozis, C.; Covacovich, V.1981. The Late Paleozoic in Chile: Stratigraphy, structure and possible tectonic framework. *Anais Academia Brasileira de Ciencias*, Vol. 53, p. 361-363.
- Hervé, F.; Munizaga, F.; Marinovic, N.; Kawashita, K.; Snelling, N. 1985. Geocronología Rb-Sr y K-Ar del basamento cristalino de Sierra Limón Verde, Antofagasta, Chile. In Congreso Geológico Chileno, No.4, Actas, Vol. 3, p. 235-253, Antofagasta.
- Kawashita, K.; Mantovani, M.; Thomaz Filho, A.; Torquato, J.R.; Berenholts, M. 1974. Método radiométrico rubidio-estroncio. Procedimiento des analisis no Centro de Pesquisas Geocronologicas de Universidade de Sao Paulo (Publ. interna) IG/USP, 106 p.
- Kay, S.; Ramos, V.; Kay, R. 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas de la Cordillera occidental: Basaltos de rifts oceánicos tempranos(?) próximos al margen continental. In Congreso Geológico Argentino, No 9, Actas, Vol. 2, p. 48-65. San Carlos de Bariloche.
- Kay, S. M.; Ramos, V.; Mpodozis, C.; Sruoga, P. (in press) Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*.
- La Roche, H. de. 1977. Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-mineralogiques pour l'étude de associations ignées ou sedimentaires et des leurs dérivés metamorphiques. *Sciences de la Terre*, Tomo 17, Vol. 27, No.1-2, p. 31-46.
- Leake, B.1978. Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, Vol. 63, No. 11-12, p.1023-1052.
- Lipman, P.W. 1980. Cenozoic volcanism in the western United States: Implications for continental tectonics. In Studies in Geophysics: Continental tectonics. *National Academy of Sciences*, p.161-174. Washington, U.S.A.
- Miller, H.1970. Vergleichende Studien an prämesozoischen Gesteinen Chiles unter besonderer Berücksichtigung ihrer Kleintektonik. *Geotektonische Forschung*, No. 36, 64 p. Stuttgart.
- Miyashiro, A.1970. Metamorphism and metamorphic belts. *C. Allen & Unwin*, 482 p. London.
- Moscoso, R.; Nasi, C.; Salinas, P.1982. Hoja Vallenar y parte norte de La Serena, Regiones de Atacama y Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 55, 100 p.
- Mpodozis, C.; Ramos, V. (in press).The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its Relationship to Energy and Mineral Resources* (Ericksen, G.; Reinemund, J.; editors). *Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources*.
- Mpodozis, C.; Hervé, F.; Davidson, J.; Rivano, S. 1983. Los granitoides de Cerros de Lila, manifestaciones de un evento intrusivo y termal del Paleozoico inferior en los Andes del Norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 18, p. 3-14.
- Nasi, C.; Mpodozis, C.; Moscoso, R.; Makshev, V.; Cornejo, P.1985. El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile*, No. 25-26, p. 77-111.
- Nasi, C.; Moscoso, R.; Makshev, V. (en prensa). Hoja Guanta, Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 67.
- Odin, G.S. (editor). 1982. Numerical dating in Stratigraphy. *John Wiley & Sons*, 1040 p. Chichester, United Kingdom.
- Palma, M.; Parica, P., Ramos, V. 1986. El Granito Archibarca: Su edad y significado tectónico, provincia de Catamarca. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, Vol. 41, No 3-4, p. 414-419.
- Palmer, A.R. 1983. The Decade of North American Geology. 1983. Geologic Time Scale. *Geology*, Vol. 11, p. 503-504.
- Pearce, J. 1976. Statistical analysis of major elements patterns in basalts. *Journal of Petrology*, Vol. 17, p. 15-43.
- Pearce, J.; Cann, J. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 19, p. 290-300.
- Pearce, J.; Gorman, B.E.; Bucket, T.C. 1975. The TiO₂

- K₂O-P₂O₅ diagram: A method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 24, p. 419-426.
- Pearce, J.; Norry, M.,J. 1979. Petrographic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 69, p. 33-47.
- Ramos, V.; Jordan, T.; Allmendinger, R.; Kay, S.; Cortés, J.; Palma, M. 1984. Chilenia: Un terreno alóctono en la evolución Paleozoica de los Andes centrales. *In Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas*, Vol. 2, p. 84-106. San Carlos de Bariloche.
- Ramos, V.; Jordan, T.; Allmendinger, R.; Mpodozis, C.; Kay, S.; Cortés, J.; Palma, M. 1986. Paleozoic Terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, Vol. 5, No. 6, p. 855-880.
- Rex, A., J.; 1987. The Geology, Geochemistry and Mineralization of the North Chilean Andean High Cordillera. Unpublished PhD. Thesis. *Leicester University*, 213 p. Leicester.
- Reutter, K. J. 1974. Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29° südlicher Breite. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Vol. 146, No. 2, p. 153-178.
- Ribba, L. 1985. Geología Regional del Cuadrángulo El Tránsito, Región de Atacama. Memoria de Título (inédito). *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica*, 203 p., Santiago.
- Schoener, F. 1985. Stratigraphisch-fazielle Entwicklung der Trias im Gebiet von Vallenar, Region de Atacama (Chile). *Berliner Geowissenschaft, Serie A*, Vol. 2, 99 p.
- Steiger, R. H.; Jäger, E. 1977. Subcomission in Geochronology: Conventions on the use of Decay constants in Geo and Cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 36, p. 359-362.
- Von Hillebrandt, A. 1973. Neue Ergebnisse über der Jura in Chile und Argentinien. *Münster Forschung für Geologie und Paläontologie*, No. 31-32, p. 167-199.
- York, D. 1969. Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 5, p. 320-324.
- Zeil, W.; Ichikawa, K. 1958. Marine Mittlere-Trias in der Hochkordillere der Provinz Atacama (Chile). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Vol. 106, p. 339-351.

ESTILOS ESTRUCTURALES EN EL NORTE CHICO DE CHILE (28-31°S), REGIONES DE ATACAMA Y COQUIMBO

RAMON MOSCOSO
CONSTANTINO MPODOZIS

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

RESUMEN

En Chile, entre los 28° y 31°S, la cadena andina está formada por dos provincias tectónicas con estilos estructurales distintos pero complementarios. La Cordillera Frontal (CF) está dominada por la deformación de basamento ('thick skinned'), caracterizada por fallas inversas, 'pilares' y domos de basamento, a los cuales se amolda una cobertura de comportamiento pasivo. La región costera, en cambio, muestra una deformación pelicular ('thin skinned') con su cobertura volcánica cretácica, relleno de la cuenca marginal 'abortada' del Norte Chico, deformada en pliegues abiertos de gran longitud de onda y escamas dirigidas hacia el oeste en las calizas neocomianas. Durante el colapso de la cuenca, en el Cretácico Inferior tardío-Superior, las secuencias volcánicas de la Provincia Costera comenzaron a cabalgar sobre o ser empujadas debajo del basamento de la Cordillera Frontal. Con posterioridad (Oligoceno-Mioceno), el emplazamiento del arco magmático andino sobre la Cordillera Frontal produjo un debilitamiento térmico de la corteza, de tal modo que frente a los esfuerzos compresivos, y antes del Mioceno Medio, ésta se deformó en un estilo 'thick skinned', similar al de la Provincia Larámica de las Montañas Rocallosas orientales. Sin embargo, la longitud de onda de la deformación fue mucho menor que en la Provincia Larámica debido, probablemente, a la escasa profundidad que alcanzó la Zona de Transición Frágil-Dúctil en la corteza, durante la deformación. Esta cesó, al menos en Chile, al producirse el 'aplanamiento' del ángulo de subducción durante el Mioceno Medio-Superior y la concomitante migración hacia el este del frente de deformación. Debido a ello, pese a que el estilo estructural de la Cordillera Frontal es muy parecido al de las cadenas cristalinas de antepaís, ésta quedó 'atrapada' en el núcleo del orógeno andino.

Palabras claves: Tectónica, Estilos estructurales, Basamento, Cobertura, Fallas, Pliegues, Norte Chico, Chile.

ABSTRACT

Between 28° and 31°S, the Chilean Andes include two major tectonic provinces. In the Frontal Range (FR) the structural style is dominated by a 'thick skinned' type of deformation with large crystalline basement blocks, bounded by east and west verging reverse faults and basement-cored anticlines. The Coastal Province is a 'thin-skinned' region in which the Cretaceous volcano-sedimentary infill of the Central Chile 'aborted' marginal basin is deformed by open, long wavelength folds, as well as by east and west verging thrusts. During basin collapse, starting in the late Lower to Upper Cretaceous, the volcanics were thrust over or underthrust beneath the uplifted western FR margin. In the Middle Tertiary the FR was thermally weakened as a result of being heated by the east-advancing Andean magmatic front. Facing tectonic stresses the FR was then deformed in a thick-skinned fashion very similar in style to the Laramide Province (Western U.S.) and the tectonically active Sierras Pampeanas (Argentina). Wavelength of deformation is much smaller, however, probably due to the existence of a very shallow 'brittle-to-ductile' transition zone in the crust during the deformation. Middle to Late Miocene flattening of the Benioff zone produced a displacement of the deformation front towards the east, while deformation ended in the FR. As a final result, the FR, despite that its tectonic style is quite similar to some foreland chains of basement uplifts, became 'trapped' in the core of the Andean orogen.

Key words: Tectonics, Structural styles, Basement, Cover, Thrust, Faults, Folds, Norte Chico, Chile.

INTRODUCCION

En el Norte Chico chileno, entre los 28° y 31°S, se reconocen dos provincias geológicas mayores:

1. La **Provincia Costera**, constituida, fundamentalmente, por volcanitas y sedimentitas mesozoi-

cas intruidas por batolitos mesozoico-paleógenos; y 2. La **Cordillera Frontal**, tradicionalmente llamada 'Alta Cordillera', en la cual el predominio de los terrenos pluto-volcánicos del basamento (Paleozoico-Triásico) demuestra que ella no posee una individualidad geológica propia. Corresponde a la prolongación de la bien conocida Cordillera Frontal, entidad morfológica y geológica fundamental de las provincias argentinas de Mendoza y San Juan (Caminos, 1979; Jordan *et al.*, 1983) y que penetra en territorio chileno al norte de los 31°S (Mpodozis *et al.*, 1985). Ambas provincias presentan estilos estructurales distintos: una (Cordillera Frontal) dominada por deformación 'thick skinned' en el basamento y, la otra (Provincia Costera), por deformación pelicular ('thin skinned') de la cobertura volcano-sedimentaria mesozoica.

El propósito de este trabajo es presentar cuatro perfiles transversales, que ilustran el estilo estructural de ambas provincias (Figs 1, 2) y, basado en ellos, discutir el estilo estructural de este sector de los Andes chileno-argentinos.

ANTECEDENTES GEOLOGICOS

En la **Provincia Costera** se encuentran afloramientos de rocas metamórficas y sedimentarias, paleozoicas, representativas de asociaciones de prisma de acreción y/o cuencas de ante-arco (Hervé *et al.*, 1981; Moscoso *et al.*, 1982; Rivano y Sepúlveda, en prensa) cubiertas, en discordancia, por secuencias detrítico-volcánicas del Triásico-Jurásico Inferior (Moscoso y Covacevich, 1982; Mundaca *et al.*, 1979; Rivano y Sepúlveda, en prensa). Hacia el este se disponen, en discordancia, miles de metros de lavas andesíticas y basálticas, con intercalaciones de sedimentitas marinas y continentales del Cretácico. Diversas formaciones, dispuestas en franjas cada vez más jóvenes hacia el este, se incluyen en esta secuencia. Las más antiguas son el Grupo Bandurrias (formaciones Arqueros, Quebrada Marquesa y Bandurrias; Aguirre y Egert, 1965; Moscoso *et al.*, 1982) y el megalente calcáreo del Grupo Chañarcillo, del Cretácico Inferior; sobre éstas se sitúan las formaciones Cerrillos y/o Viñita (Thomas, 1967; Segerstrom, 1968). Dichas formaciones, representativas de fenómenos volcánicos y sedimentarios ocurridos en ambiente de cuenca volcánica extensional de tras-arco ('Cuenca Marginal Abortada del Norte Chico', Mpodozis y Ramos, en prensa) están cubiertas, en discordancia, por reducidos aflora-

mientos de volcanitas del Paleógeno (formaciones Cerro La Peineta y Los Elquinos; Dediós, 1967; Zentilli, 1974) e intruidas por plutones calcoalcalinos del Jurásico-Terciario inferior, dispuestos, también, en franjas cada vez más jóvenes hacia el este.

La **Cordillera Frontal** corresponde a un bloque de basamento (Paleozoico-Triásico Medio) del orógeno andino, elevado por la deformación a alturas que culminan a más de 6.000 m, cubierto, en discordancia, por delgadas y angostas franjas longitudinales de secuencias meso-cenozoicas, limitadas por fallas inversas (Maksaev *et al.*, 1984; Nasi *et al.*, en prensa; Mpodozis y Cornejo, en prensa; Figs. 1, 2). El basamento es fundamentalmente cristalino, formado por granitoides (batolitos Elqui-Limarí, Chollay, Montosa-El Potro; Cornejo *et al.*, 1984; Maksaev *et al.*, 1984; Mpodozis *et al.*, 1985; Nasi *et al.*, 1985, en prensa), complejos plutónicos del Paleozoico superior-Triásico, que intruyen a unidades metamórficas del Paleozoico inferior (Ribba, 1985; Mpodozis y Cornejo, en prensa), secuencias sedimentarias marinas del Devónico-Carbonífero (Reutter, 1974; Cornejo, 1982) y lavas ácidas del Paleozoico superior-Triásico (Dediós, 1967; Maksaev *et al.*, 1984; Nasi *et al.*, en prensa).

La cobertura se inicia en el Triásico Medio-Superior con secuencias marinas y continentales (formaciones Las Breas y San Félix; Dediós, 1967; Reutter, 1974) y lavas andesítico-basálticas del Triásico Superior-Lías (Formación La Totorá; Reutter, 1974), que dan paso a calizas, areniscas y conglomerados de ambiente marino costanero (formaciones Tres Cruces y Lautaro; Dediós, 1967; Segerstrom, 1968; Jensen 1976), cubiertas por sedimentos continentales rojos y lavas andesíticas del Jurásico Superior (formaciones Algarrobal, Baños del Toro, Picudo, Mostazal; Dediós, 1967; Reutter, 1974; Jensen, 1976; Mpodozis y Cornejo, en prensa). Al sur de los 29°45'S se disponen, discordantemente sobre ellas, secuencias marinas y lagunares del Cretácico Inferior (formaciones Río Tascadero y Pucalume; Dediós, 1967; Rivano, 1980). En la zona fronteriza entre Chile y Argentina (Fig. 1), afloran secuencias volcánicas, principalmente neógenas (formaciones Doña Ana, Cerro de Las Tórtolas, Vallecito; Maksaev *et al.*, 1984; Kay *et al.*, 1987; Mpodozis *et al.*, 1988), representativas de un intenso volcanismo oligoceno-mioceno superior, después de lo cual cesó la actividad volcánica en la región.

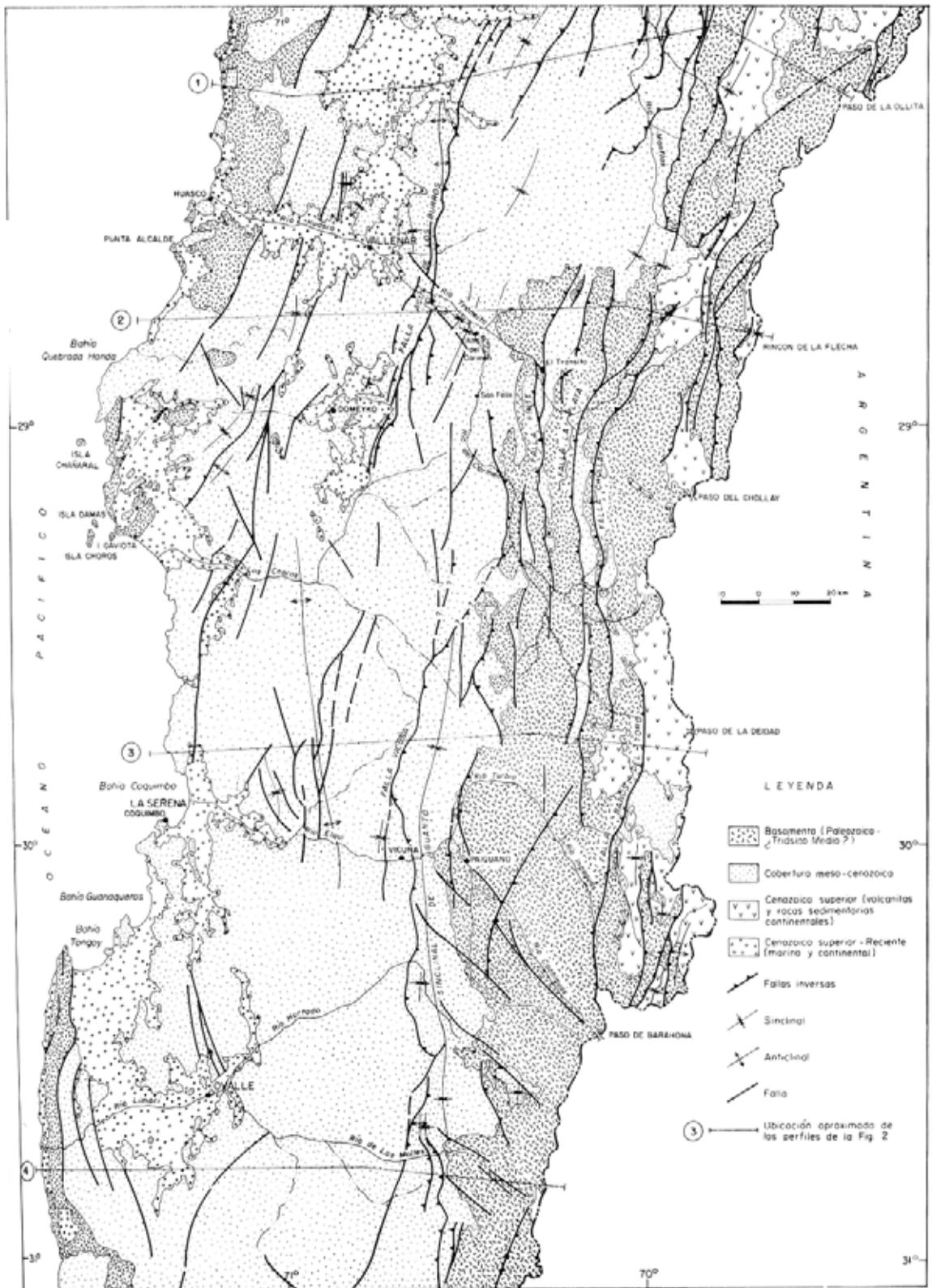


FIG. 1. Mapa tectónico del territorio chileno entre los 28° y 31°S. Notar la distribución de los afloramientos de basamento que predominan ampliamente en la zona oriental (Cordillera Frontal), en contraste con la cobertura, principalmente mesozoica, de la Provincia Costera.

PERFILES ESTRUCTURALES

En la figura 1 se presenta un mapa tectónico esquemático del territorio chileno entre los 28° y 31°S y, en la figura 2, cuatro perfiles estructurales a escala de la misma zona. Ambas figuras muestran, en forma generalizada, las relaciones geométricas existentes entre las diversas unidades de la Provincia Costera y Cordillera Frontal. El perfil más septentrional fue trazado aproximadamente a la latitud 28°S, al sur del valle del río Copiapó; el segundo, a la altura de Vallenar (28°45' S); y los dos últimos, a lo largo del valle de Elqui (29°45' S) y región del Limarí (30° 45' S). En todos ellos se puede

ver, fácilmente, el ya mencionado contraste entre los estilos estructurales de ambas provincias. No es la intención de este trabajo efectuar una descripción detallada de cada uno de los elementos presentes en esos perfiles, sino destacar y comentar los rasgos más significativos de los mismos. Ello se ve dificultado, especialmente en la Provincia Costera, por el gran volumen de los intrusivos meso-cenozoicos, que interrumpen la continuidad de las estructuras. El análisis de la estructura regional se hará sin considerar la influencia de los intrusivos.

PROVINCIA COSTERA

Durante el Cretácico Inferior, entre los 27° y 33°, la paleogeografía estuvo controlada por la 'Cuenca Marginal Abortada' del Norte Chico (Åberg *et al.*, 1984; Mpodozis y Ramos, en prensa), 'rift' volcano-tectónico extensional de tras-arco en el cual se acumularon miles de metros de piroclastos y sedimentos, marinos y continentales, e intercalaciones de lavas riolítico-basálticas. Sus análogos modernos hay que buscarlos en el Estrecho de Bransfield, en la Antártica (Storey y Garrett, 1985), la 'Central Volcanic Zone' de Nueva Zelanda (Stern, 1987) o la Cuenca de Okinawa (Letouzey y Kimura, 1986; Sibuet *et al.*, 1987). El colapso de la cuenca extensional en el Cretácico Inferior tardío-Superior, producto del avance del arco o 'platelet' frontal contra el margen pasivo oriental, de la cuenca produjo una intensa deformación en la zona de contacto entre cuenca y antepaís.

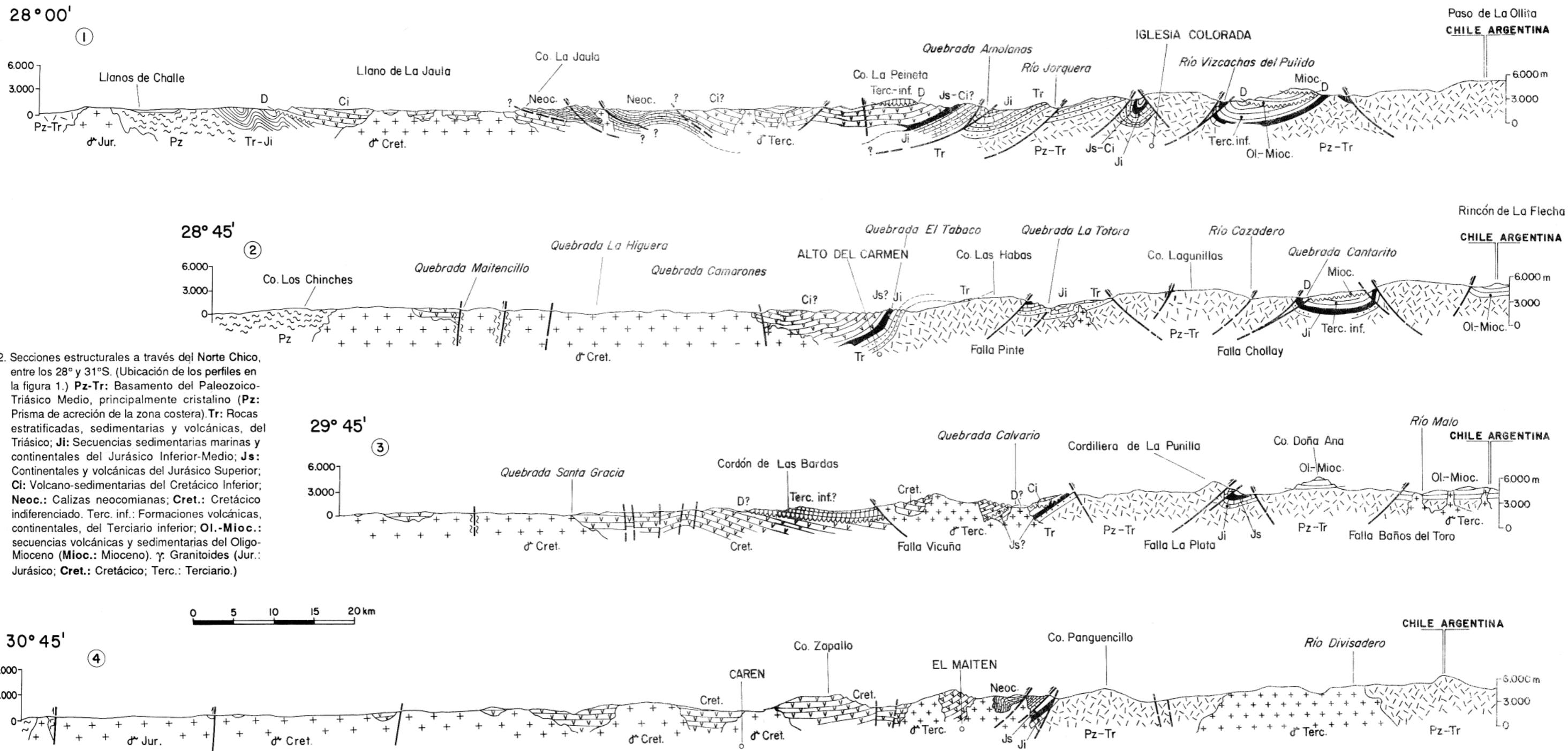
Las formaciones volcánicas cretácicas (relleno de la Cuenca Marginal) forman un ancho sinclorium entre los afloramientos del basamento costero y la Cordillera Frontal. Al interior del sinclorium, son evidentes diversas fallas inversas y cabalgamientos inclinados, tanto al este como al oeste, que afectan especialmente a los niveles calcáreos neocomianos del Grupo Chañarcillo (Figs. 1, 2) definiendo para esta provincia un tipo de deformación pelicular ('thin skinned' o 'thin shelled' en el sentido de Chamberlin, 1919). Las estructuras que ofrecen mayor interés se encuentran en la zona de contacto con la Cordillera Frontal. Esta es una zona de especial concentración de la deformación, que muestra, a lo largo del rumbo, importan-

tes variaciones geométricas en las relaciones basamento-cobertura. En la figura 3 se presentan cuatro perfiles interpretativos, que ilustran las variaciones en la posible estructura profunda de esta zona de contacto.

En el valle del río Copiapó (Amolanas-Iglesia Colorada, Fig. 1) la cobertura volcánica, y especialmente sus niveles basales sedimentarios jurásicos, están cabalgados hacia el este sobre el bloque de basamento cordillerano (Fig. 2). El nivel de despegue que controla los cabalgamientos parece ser 'intracobertura' en las escamas más occidentales, pero, hacia el este, involucra directamente el basamento, quizás cizallado, a lo largo de un cabalgamiento subhorizontal (Fig. 3)

En el valle del Huasco no existen fallas mayores visibles en el contacto Provincia Costera-Cordillera Frontal. A lo largo del valle del Carmen, las formaciones basales, triásico-jurásicas, de la cobertura envuelven, subverticales e incluso ligeramente invertidas al oeste, al núcleo de basamento cordillerano (Fig. 2). El borde occidental de la Cordillera Frontal podría, por lo tanto, modelarse como un anticlinal de pared colgante (hanging wall anticline) sobre una (o varias) fallas ciegas en el basamento (Fig. 3). Si se consideran los razonamientos de Coward (1983) y Knipe (1985) en cuanto al gasto de energía requerido para formar diversos tipos de cabalgamientos, éstos deberían enraizarse al este con un plano de despegue ('décollement') subhorizontal.

Al norte del río Tránsito se produce una brusca interrupción de los afloramientos del basamento,



IG. 2. Secciones estructurales a través del Norte Chico, entre los 28° y 31°S. (Ubicación de los perfiles en la figura 1.) **Pz-Tr:** Basamento del Paleozoico-Triásico Medio, principalmente cristalino (**Pz:** Prisma de acreción de la zona costera). **Tr:** Rocas estratificadas, sedimentarias y volcánicas, del Triásico; **Ji:** Secuencias sedimentarias marinas y continentales del Jurásico Inferior-Medio; **Js:** Continentales y volcánicas del Jurásico Superior; **Ci:** Volcano-sedimentarias del Cretácico Inferior; **Neoc.:** Calizas neocomianas; **Cret.:** Cretácico indiferenciado. **Terc. inf.:** Formaciones volcánicas, continentales, del Terciario inferior; **Ol.-Mioc.:** secuencias volcánicas y sedimentarias del Oligo-Mioceno (**Mioc.:** Mioceno). γ Granitoides (Jur.: Jurásico; **Cret.:** Cretácico; **Terc.:** Terciario.)

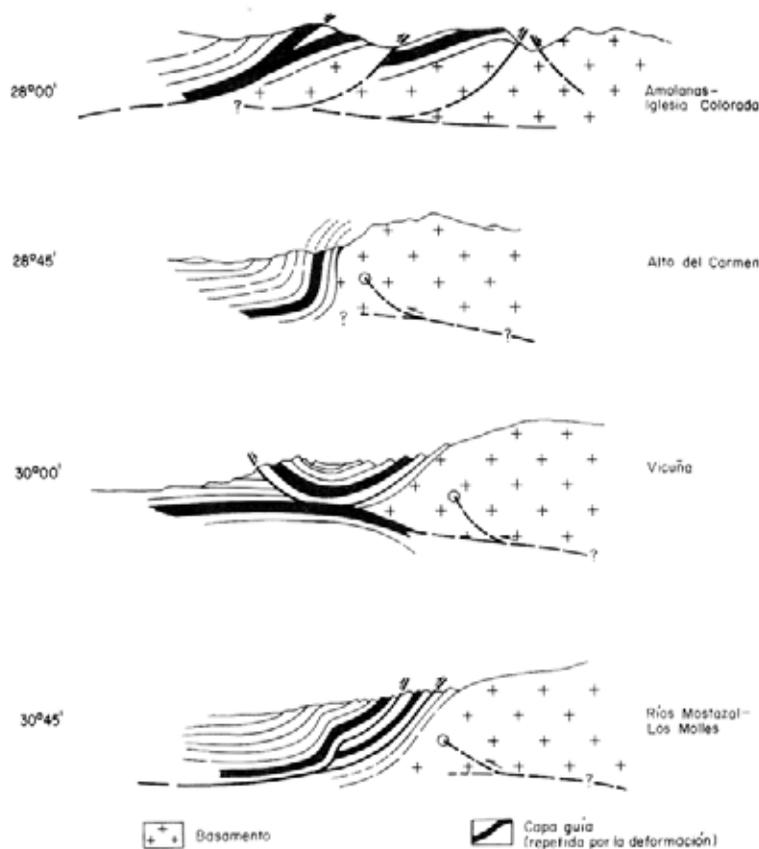


FIG. 3. Modelos geométricos que ilustran las variaciones en la relación basamento-cobertura, a lo largo del margen occidental de la Cordillera Frontal entre los 28° y 31°S.

los que continúan hacia la zona de Copiapó sólo a lo largo de una delgada franja en la zona fronteriza con Argentina (Fig. 1). Esta discontinuidad transversal representa a la **zona de transferencia** entre los cabalgamientos hacia el este del valle de Copiapó y el anticlinal de pared colgante del Huasco. La transferencia entre ambas zonas puede efectuarse ya sea a lo largo de la 'tip line' de la supuesta falla, por una rampa lateral o bien a través de una falla de desgarre ciega ('tear fault') en el basamento.

Al sur de San Félix y hasta la Cordillera de Ovalle, 15-20 km al oeste de los afloramientos más orientales del basamento, aparece la **Falla Vicuña** (Dediós, 1967) que rompe a través de la cobertura (Fig 1). Entre la falla y los primeros afloramientos del basamento se encuentra, aunque en parte obliterado por los intrusivos paleógenos, el amplio **Sinclinal de Guanto** (Mpodozis y Cornejo, en prensa). El sinclinal se puede modelar como un sinclinal de pared colgante ('hanging wall syncline') sobre un sistema de rampa (Falla Vicuña)-'flat', al frente del antiforme de basamento (Fig. 3). El supuesto 'flat' basal sería un plano de despegue que puede ser intracobertura en el eje del sinclinal.

Sin embargo, si se quiere conectar con el 'flat' basal del bloque cordillerano, tiene que cortar y hundirse hacia el este, a través del basamento (Fig. 3). Este dispositivo estructural guarda una asombrosa similitud con las estructuras descritas por Fonboté *et al.* (1986) en el frente meridional de los Pirineos orientales (Región de Canigó). El borde sur de la zona axial (basamento hercínico) de los Pirineos forma allí un 'antiformal stack', desarrollándose en su frente un sinclinal 'alóctono', flotante sobre un cabalgamiento subhorizontal. Este se enraíza, hacia el norte, en el núcleo cristalino pirenaico y, hacia el sur, rompe, a través de una rampa, hacia la superficie en el flanco sur del sinclinal. Sistemas parecidos a la Falla Vicuña-Sinclinal de Guanto también son comunes en el frente de los bloques de basamento de la Provincia Larámica de las Montañas Rocallosas orientales de Wyoming y Colorado ('Out of the Syncline Thrusts', Brown, 1984). En el caso de los Pirineos, el sistema ha sido considerado como el producto del corrimiento ('underthrusting') de la cobertura bajo la zona cristalina axial. Si se efectúa una analogía con el Norte Chico es probable que el sistema Falla Vicuña-Sinclinal de Guanto sea el producto de un incipien-

te corrimiento del relleno volcánico-sedimentario de la cuenca marginal bajo el núcleo cristalino de la Cordillera Frontal. Más al sur aún, en la Cordillera de Ovalle (30°30'S, Fig 1) aparece nuevamente una situación con cabalgamiento hacia el este de la cobertura, tal como lo indican las escamas con vergencia oriental, que afectan a las calizas neocomianas (Fig. 2). Una nueva **zona de transferencia** se encuentra bien expresada, al norte del río Los Molles, en el complejo pliegue disarmónico de la quebrada Las Represas-Río Palomo, sobre la terminación meridional de la Falla Vicuña, asociado, también, a la desaparición del Sinclinal de Guanto. El elevado manteo del plano de discordancia basal de la cobertura entre los ríos Los Molles y San Miguel (Mpodozis y Cornejo, en prensa) señala que, con toda probabilidad, el basamento está, en esta región como en la zona del Huasco, deformado por un sistema de fallas ciegas. Estas se evidencian, en superficie, como un anticlinal o domo de basamento (cerros Calderón-Panguecillo), que interfiere con los cabalgamientos hacia el este en la cobertura (Fig 3).

Desde los 31° hasta, por lo menos, la región del Aconcagua (33°S) el estilo tectónico se caracteriza por el cabalgamiento generalizado hacia el este de las secuencias volcánicas del sinclorium occidental sobre los niveles sedimentarios jurásico-cretácicos de la 'Plataforma del Aconcagua', a lo largo del borde entre la Cordillera Principal y el basamento de la Cordillera Frontal (Vicente, 1972;

Mpodozis y Ramos, en prensa). En el valle del río Mendoza éste ha sido modelado por Ramos (1985, 1988) como una 'clásica' franja de corrimientos, despegada a nivel de los yesos oxfordianos, sobre un plano con suave manteo al oeste sin que existan, como más al norte, interferencias con la deformación en el basamento.

La deformación a lo largo del contacto entre el margen pasivo de la Cuenca Marginal y la Cordillera Frontal se caracteriza, entonces, por una serie de láminas ('flakes' según la terminología de Oxburgh, 1972), a través de las cuales, y a lo largo del rumbo, **el relleno volcánico-sedimentario de la Cuenca Marginal cabalgó sobre o fue empujada debajo del basamento de la Cordillera Frontal**. La deformación (¿en parte sincrónica?) del basamento, interfiere con las estructuras en la cobertura, de tal modo que el margen pasivo de la Cuenca Marginal corresponde a una zona de traslape ('overlap zone', de acuerdo a Kulik y Schmidt, en prensa) entre la deformación 'thick skinned' del núcleo de la Cordillera Frontal y la deformación 'thin skinned' de la Provincia Costera. La edad de la deformación en esta región es un problema aún no resuelto. Si bien el inicio de ella puede ubicarse en el Cretácico Superior, las rocas afectadas más jóvenes corresponden a volcanitas e intrusivos paleoceno-eocenos, sin que existan rocas más recientes que pudieran servir como un sello estratigráfico a la deformación.

CORDILLERA FRONTAL

La deformación está controlada por el basamento; presenta un estilo 'thick skinned' con grandes bloques limitados por fallas inversas, de vergencia oriental y occidental, a los cuales se amolda la cobertura solidaria. Godoy y Davidson (1976) llamaron la atención, por primera vez, a este estilo estructural especial, característico de grandes zonas del Norte de Chile, formado por una sucesión de 'pilares' y 'zanjas' limitados por fallas inversas.

Los bloques de basamento no están afectados sólo por deformación localizada en las fallas inversas que los limitan, sino que, algunos de ellos, muestran evidencias megascópicas de deformación 'dúctil' (deformación no localizada, en el sentido de Rutter, 1986) que se manifiesta en la presencia de pliegues de basamento: anticlinales o domos con núcleo de granitoides paleozoicos. La

franja de Jurásico marino, invertida al oeste del Pilar de Montosa en el río Vizcachas del Pulido (Fig. 1), ya descrita por Jensen (1976), indicaría que algunas de estas estructuras evolucionaron incluso hacia estadios parecidos a los 'fold-thrust uplifts' de las Rocallosas orientales de Wyoming y Colorado (Berg 1962, 1981; Gries, 1983; Blackstone, 1983; Brown, 1983). En éstos, la inversión de la cobertura se origina a partir del volcamiento progresivo de un domo de basamento, que termina por romperse en uno o ambos flancos, dejando bajo ellos una lámina invertida de cobertura, atrapada entre dos fallas inversas. En Wyoming y Colorado algunos autores han indicado que los antiformes de basamento se pueden producir por rotación de pequeños bloques, limitados por fallas o diaclasas, o bien por cataclisis o flujo cataclástico intracristali-

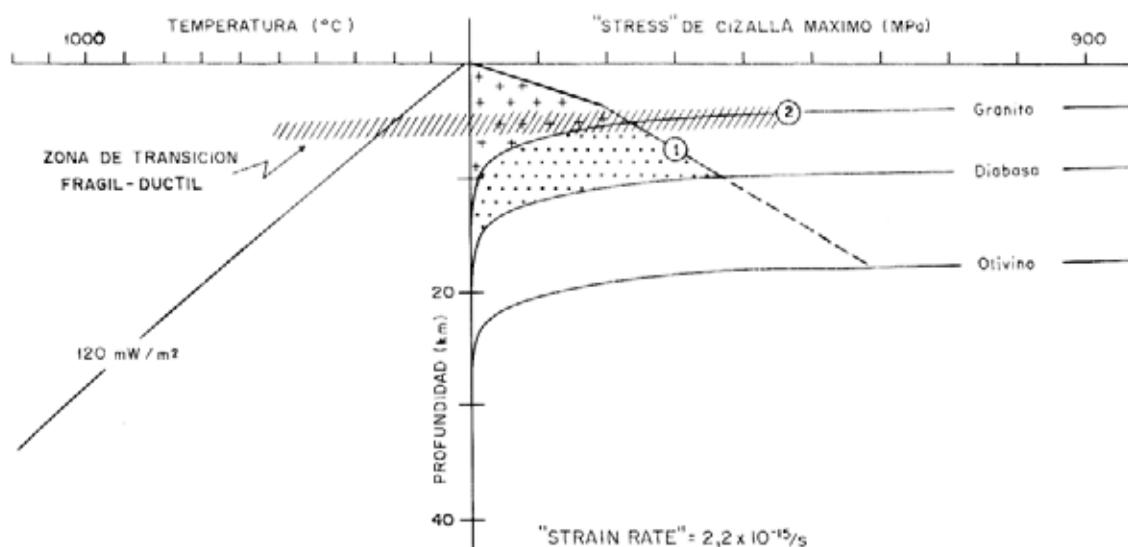


FIG. 4. Curvas de 'stress' máximo versus profundidad para distintas litologías y minerales, considerando un flujo calórico de 120 mW/m². En rocas graníticas, la Zona de Transición Frágil-Dúctil se ubica a unos 5 km. Sobre esta profundidad, el campo estable (achurado) está limitado por la curva 1 (ley de Byerlee, comportamiento frágil); bajo los 5 km, por la curva 2 (comportamiento 'plástico'). La intersección de ambas indica, aproximadamente, la profundidad de la Zona de Transición Frágil-Dúctil. (Según Allmendinger *et al.*, 1987; modificado.)

no, en respuesta a esfuerzos compresionales (Le Masurier, 1970; Mitra y Frost, 1981).

La analogía más cercana entre el estilo estructural de la Cordillera Frontal entre los 28° y 31°S es, precisamente, con estas provincias de bloques de basamento que aparecen en el antepaís de cadenas de montañas tales como las Rocallosas orientales ('Provincia Larámica'), los Andes de Mérida y Sierra de Perijá en Colombia y Venezuela, la Cadena Ibérica en España, el Alto Atlas marroquí (Rodgers, 1987) y las tectónicamente activas Sierras Pampeanas de Argentina entre los 26° y 36°S (Jordan *et al.*, 1983). En las Sierras Pampeanas, bloques precámbricos elevados en el Cenozoico superior, se encuentran desde bloques rígidos rotados a lo largo de fallas inversas lítricas (Sierra de Velasco), así como grandes domos de basamento, que parecen corresponder a estadios iniciales de 'fold thrust uplifts' (Sierra Pie de Palo). Algunos de ellos (Sierra de Valle Fértil) están asociados a 'drape folds' en la cobertura sedimentaria paleozoica (Jordan y Allmendinger, 1986).

A pesar de estas analogías, existen dos diferencias fundamentales entre esas provincias y la Cordillera Frontal. La primera es una **diferencia de escala**: las Sierras Pampeanas están formadas por bloques de unos 45 km de ancho, separados por

valles de 74 km de ancho promedio; estos valores se combinan para dar una longitud de onda de deformación (L) del orden de 120 km, que parece disminuir de este a oeste (Jordan y Allmendinger, 1986). En la Cordillera Frontal el valor aproximado de L, obtenido a partir de las figuras 1 y 2, no sobrepasa los 30 km. La segunda es una **diferencia de posición**: en todas las provincias mencionadas la deformación afecta al antepaís del sistema orogénico; en cambio, a estas latitudes, la Cordillera Frontal representa al núcleo del orógeno andino.

La **diferencia de escala** se puede explicar si se consideran los factores que influyen en la reología de la corteza continental. Trabajos recientes (Meissner y Strelahu; 1982, Smith y Bhrun, 1984; Meissner y Weaver, 1986; Scholz, 1988) indican que, al interior de la corteza, existe una discontinuidad mecánica fundamental: una zona de transición entre la corteza superior 'frágil' y la corteza inferior 'dúctil', o más correctamente (de acuerdo con Sibson, 1983) entre la zona superficial, donde la deformación tiene lugar por mecanismos 'elástico-friccionales', y la corteza inferior, donde se produce por mecanismos 'cuasi-plásticos'. Durante una fase de deformación orogénica, el nivel su-

perior 'frágil' podría despegarse de la corteza inferior 'dúctil' siguiendo la Zona de Transición Frágil-Dúctil (Burchfiel y Davis, 1972; Bird, 1984; Meissner y Weaver, 1986; Isacks, 1988; Kulik y Schmidt, en prensa). La profundidad (P) a la cual se encuentra la Zona de Transición Frágil-Dúctil está controlada por la respuesta mecánica del cuarzo frente a los esfuerzos de cizalla. Estudios experimentales han demostrado que, en rocas cuarzo-feldespáticas, el cuarzo comienza a deformarse por flujo plástico a temperaturas entre 250° y 350°C (Turcotte y Schubert, 1982; Sibson, 1983).

Fletcher (1984) derivó un modelo teórico que relaciona el espaciamiento (S) entre los distintos bloques de basamento, con P, indicando que el valor de S sería 4-6 veces mayor que P. Schmidt *et al.* (1985) y Kulik y Schmidt (en prensa) aplicaron esta relación para la Provincia Larámica de Wyoming encontrando que, de acuerdo con ésta, la Zona de Transición Frágil-Dúctil se encontraría entre 25 y 38 km de profundidad. Jordan y Allmendinger (1986), utilizando la misma relación para la Sierras Pampeanas, indicaron que, de ser válido el modelo, la Zona de Transición Frágil-Dúctil se encontraría entre 20 y 30 km. El modelo parece no ser de aplicación tan simple ya que, por ejemplo, la distribución de la sismicidad en las Sierras Pampeanas indica que la totalidad de la corteza (hasta los 40 km de profundidad) es sismogénica y, por lo tanto, frágil hasta niveles más profundo que los predichos por el modelo (Kandinski-Cade, 1985; Smalley e Isacks, 1987). Si, a pesar de ello, se aplica dicha relación a la Cordillera Frontal, aunque sólo sea como una aproximación, la Zona de Transición Frágil-Dúctil debería ubicarse aproximadamente a 5 km de profundidad al momento de la deformación, es decir, una profundidad mucho menor que bajo las Sierras Pampeanas.

Como ya se indicó, el factor crítico que controla la posición de la Zona de Transición Frágil-Dúctil es la temperatura y, por ende, el gradiente geotérmico local. La edad de la deformación en la Cordillera Frontal es, en Chile (entre los 27° y 31°S), esencialmente terciaria, del pre-Mioceno Medio (Maksaev *et al.*, 1984, Mpodozis *et al.*, en prep). Durante el Oligoceno y Mioceno, el eje del arco magmático andino se ubicó, precisamente, sobre la Cordillera Frontal (Maksaev *et al.*, 1984, Kay *et al.*, 1987), por lo cual, el flujo calórico debe haber sido bastante elevado. El basamento en la Cordillera Frontal está formado por rocas cuarzo-feldespá-

ticas (granítico-riolíticas), cuyo comportamiento mecánico está controlado por la gran abundancia de cuarzo. Suponiendo un flujo de calor de 120 milliwatts/m², normal en zonas volcánicas activas (Allmendinger *et al.*, 1987) y un 'strain rate' de (10⁻¹⁴-10⁻¹⁵)s⁻¹ característico de la deformación regional en sistemas orogénicos (Pfiffner y Ramsay, 1982), la Zona de Transición Frágil-Dúctil pudo encontrarse a sólo 5 km de profundidad al momento de iniciarse la deformación (Figs. 4, 5). Esta suposición está de acuerdo con lo indicado por la relación S/P. En las Sierras Pampeanas, en cambio, libres de las influencias volcánicas, el flujo calórico es el de una corteza 'cratónica' fría y estable (60 milliwatts/m²; Smith y Bhrun, 1984) y la Zona de Transición Frágil-Dúctil se debe encontrar, de todas maneras y dependiendo de la litología, a niveles mucho más profundos. Lo anterior se comprueba al considerar la distribución de la sismicidad en la corteza (Smalley e Isacks, 1987) y el gran espaciamiento entre los bloques de basamento.

En resumen, si bien la geometría y el estilo estructural de la Cordillera Frontal son muy similares a la Provincia Larámica de las Rocallosas, el elevado gradiente termal existente al ocurrir la deformación podría explicar la pequeña longitud de onda de la misma. La corteza superior parece haberse despegado, a nivel de la Zona de Transición Frágil-Dúctil y hacia ella convergieron, probablemente, las fallas inversas que limitan los diversos bloques de basamento. Sin embargo, no se puede descartar por completo que algunas de las fallas inversas sean, en parte, resultantes de la reactivación de fallas extensionales producidas en la Cordillera Frontal durante la apertura de la cuenca marginal mesozoica. Otras derivan, sin duda, de la reactivación de franjas miloníticas paleozoicas (Mpodozis y Cornejo, en prensa; Nasi *et al.*, en prensa).

La diferencia de posición se puede explicar al considerar la historia geológica de este segmento de los Andes. Después del colapso de la Cuenca Marginal, los esfuerzos compresivos fueron transmitidos a la Cordillera Frontal, que, durante el Terciario, continuó su deformación según el estilo característico de bloques de antepaís, favorecido, probablemente, por el elevado flujo calórico regional, ligado al activo arco volcánico del Oligo-Mioceno (Fig. 5).

Sin embargo, con el paso del tiempo, el acortamiento lateral, derivado de los diversos eventos

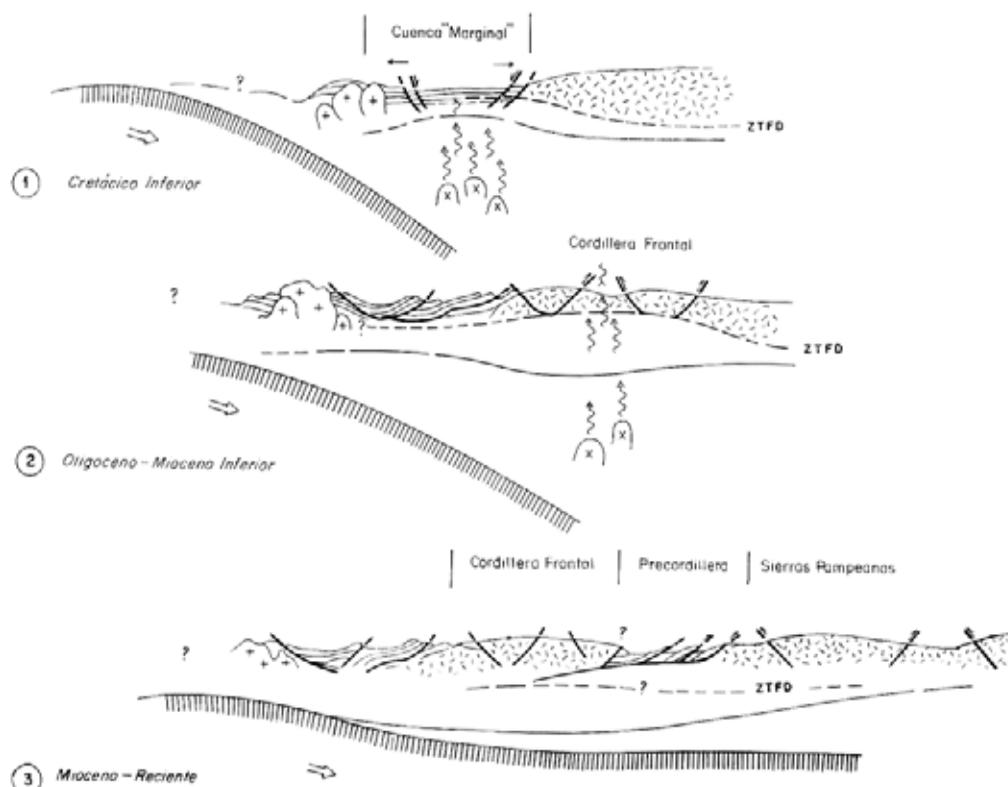


FIG. 5. Esquema que muestra, en forma simplificada, la evolución tectónica del Norte Chico desde el Cretácico Inferior, con la 'Cuenca Marginal Abortada', hasta el Reciente, donde existe subducción 'plana'. Se indica, en cada caso, la ubicación de la Zona de Transición Frágil-Dúctil (ZTFD). Las flechas señalan las fallas activas durante cada período.

de deformación compresiva terciaria, debe haber producido un progresivo engrosamiento del nivel superior 'frágil' de la corteza continental. También durante el Mioceno, entre los 27° y 33°S (comenzando a los 20 Ma), se produjo una rápida disminución del ángulo de subducción, para culminar, a los 10 Ma (Mioceno Superior) con la situación de subducción plana 'avolcánica' que caracteriza a la región hasta hoy en día (Jordan *et al.*, 1983; Maksiav *et al.*, 1984; Jordan y Allmendinger, 1986; Kay *et al.*, 1987). El aplanamiento de la zona de Benioff produjo la extinción del arco magmático en el Mioceno Superior, debido a la desaparición de la cuña astenosférica caliente entre la placa oceánica subductada y la base de la litósfera continental (Kay *et al.*, 1987). El subsecuente enfriamiento de la litósfera ayudado, tal vez, por la disipación térmica en los grandes campos geotermales oligo-miocenos que se extienden entre el Salar de Maricunga (26°30'S) y las nacientes del río Grande (31°S) (Maksiav *et al.*, 1984) pudo haber contribuido, también, a 'bajar' la Zona de Transi-

ción Frágil-Dúctil. Lo anterior, junto a la contribución derivada del engrosamiento tectónico, condujo, probablemente, a una progresiva 'rigidización' de la Cordillera Frontal. El basamento fue, desde entonces, capaz de soportar sucesivos eventos compresionales sin romperse nuevamente en forma frágil. Las evidencias derivadas de la observación de terreno indican que la actividad de las fallas inversas, en la Cordillera Frontal, cesó por completo, por lo menos en Chile, antes de los 16 Ma (Maksiav *et al.*, 1984; Nasi *et al.*, en prensa; Mpodozis *et al.*, en prep.). Ello ocurrió inmediatamente después de una importante fase de deformación en el Mioceno Inferior. Las volcanitas del Mioceno Inferior-Medio (Formación Cerro de Las Tórtolas, Complejo Volcánico Cadillal-Jotabeche), que sucedieron a ese episodio llevan ya, en sus rasgos geoquímicos, la huella de engrosamiento cortical y/o enfriamiento del manto litosférico (Kay *et al.*, 1987; Mpodozis *et al.*, 1988).

Una disminución del ángulo de subducción es acompañada, necesariamente, por una variación

tanto en la magnitud como en la distribución de los 'stresses', especialmente en la forma en que éstos son transmitidos desde la placa oceánica subducida a la litósfera continental (Cross y Pilger, 1982, Froidevaux *et al.*, 1988). Disminuye el 'stress' normal, traspasado frontalmente, y aumenta el 'stress' de cizalla en la base de la litósfera continental, ya que se produce un mayor acoplamiento mecánico entre ésta y la placa subducida. Una relación causal directa entre subducción plana y la deformación en bloques de antepaís para la Provincia Larámica de las Rocallosas ha sido propuesta por Armstrong (1974), Dickinson y Snyder (1978), Bird (1984) y Cross (1986) y, también, para las Sierras Pampeanas por Jordan y Allmendinger (1986). Bird (1984) estimó que, durante el evento de subducción plana del Terciario inferior en las Rocallosas, a causa del incremento del 'stress' de cizalla que actuó sobre la base de la litósfera continental, la parte inferior, dúctil, de la corteza, 'fluyó' plásticamente hacia el este. Debido a ello, se habría producido un engrosamiento de la corteza de hasta 20 km bajo el antepaís (Provincia Larámica) acompañando a la deformación 'frágil' en la superficie.

En los Andes, el 'aplanamiento' de la zona de Benioff entre los 27° y 33°S culminó en el Mioceno Superior (10 Ma). Durante el proceso tuvo lugar tanto el 'congelamiento' de la deformación en la Cordillera Frontal, a los 16 Ma (al menos en Chile, al norte de los 31°S), como una rápida migración del frente de la deformación hacia el este. La reactivación tectónica de las potentes secuencias sedimentarias paleozoicas en la Precordillera argentina, en un estilo 'thin skinned', comenzó a los 14 Ma en la Precordillera Central (Cuerda *et al.*, 1981; Johnson *et al.*, 1986), mientras que la deformación, en los bloques de antepaís de las Sierras Pampeanas, se habría iniciado a los 10 Ma (Jordan y Allmendinger, 1986) y prosigue, activamente, en la actualidad.

La Cordillera Frontal se puede considerar, en consecuencia, como una **cadena de bloques de basamento, de pequeña longitud de onda, inactiva, 'atrapada' en el núcleo del orógeno andino, debido al avance hacia el este del frente de la deformación terciaria**. Sin embargo, no es una cadena 'clásica' de bloques de antepaís, cuyo origen pudiera buscarse en una relación directa con la subducción horizontal, ya que se estructuró con anterioridad al aplanamiento de la zona de Be-

nioff. La Cordillera Frontal es una zona de deformación 'thick skinned' producida por el debilitamiento termal de la corteza bajo el arco magmático terciario (Fig. 5). El cese de la deformación se produjo, precisamente, junto a la extinción del arco y aplanamiento de la zona de subducción.

Después del cese de la deformación interna en la Cordillera Frontal, ésta parece haberse desplazado en bloque hacia el este sobre la Precordillera, mientras que, más al oriente comenzó la deformación de tipo 'larámico' de las Sierras Pampeanas. Modelos presentados recientemente (Isacks, 1988; Beer y Allmendinger, en prep.) indican que la Cordillera Frontal, al menos en la zona de Rodeo-Iglesia, corresponde a un gran anticlinal de pared colgante sobre una rampa que se hunde hacia el oeste. El plano de pared colgante ('hanging wall flat') de esa estructura se prolongaría hacia el este, hasta el frente de la Precordillera Oriental, sirviendo, además, como el plano de despegue basal de la franja de corrimientos que avanzaron, hacia el este, por etapas, durante el Mioceno (Fielding y Jordan, en prensa). Aunque es posible que la rampa principal se conecte, hacia el oeste, con un plano de despegue que coincida con la Zona de Transición Frágil-Dúctil, ésta es una zona 'deprimida' por el engrosamiento tectónico y enfriamiento litosférico pre-mioceno medio y no la zona 'alta' del Oligo-Mioceno.

Isacks (1988) presentó, recientemente, un modelo para explicar la deformación en el frente oriental de los Andes al norte de los 33°S y dar cuenta, en especial, del alzamiento del Altiplano. Según el modelo, el alzamiento y deformación sería un proceso esencialmente post 10 Ma, controlado térmicamente. La actividad volcánica del arco cenozoico superior de los Andes Centrales habría producido un adelgazamiento de la litósfera y un ascenso 'termal' de la zona altiplánica. El elevado flujo calórico se habría manifestado en una Zona de Transición Frágil-Dúctil 'alta'. Los esfuerzos compresivos, transmitidos por la placa de Nazca, habrían producido un engrosamiento tectónico de la corteza inferior dúctil, acompañado de ruptura superficial frágil y, finalmente, el desacople de la corteza superior a lo largo de la Zona de Transición Frágil-Dúctil. Esta habría avanzado hacia el este para, a través de una rampa en el frente oriental de los Andes, cabalgar sobre el cratón estable (Sierras Subandinas).

El modelo es utilizado por Isacks (1988) no sólo

para la región altiplánica sino también para la actual zona de subducción plana. Sin embargo, el inicio de la deformación y engrosamiento tectónico es, en esta región, bastante más antiguo que lo señalado por el modelo. Entre los 27° y 33°S, la situación de la Zona de Transición Frágil-Dúctil 'alta' es una historia previa al Mioceno Medio, y, durante esa época, la deformación no fue transmitida hacia el este, sino que se produjo sólo ruptura frágil, *in situ*, del basamento de la Cordillera Frontal. Entre los 27° y 33°S, el cabalgamiento en el frente oriental de la cordillera se inició sólo después (o como máximo al final) de la extinción del arco, cuando la corteza bajo la Cordillera Frontal estaba más fría, tectónicamente engrosada, y la Zona de Transición Frágil-Dúctil, deprimida. El avance hacia el este del frente de deformación se vio favorecido por la corteza rigidizada

por la deformación pre-miocena media, que fue capaz de transmitir hacia el este, sin romperse, el 'stress' horizontal normal inducido por la subducción 'plana'. El modelo de Isacks puede ser especialmente válido para explicar la deformación más reciente en el piedemonte oriental de los Andes del noroeste argentino; sin embargo, no considera el engrosamiento tectónico y alzamiento pre-mioceno ocurrido en la Cordillera de Domeyko, que es la culminación estructural de los Andes en la región de Antofagasta (Reutter *et al.*, 1988; Mpodozis y Ramos, en prensa). Esta limita por el oeste el Altiplano y es la prolongación septentrional de la Cordillera Frontal. Maksaev y Zentilli (en prensa) han sugerido, basados en estudios de trazas de fisión, que la Cordillera de Domeyko experimentó un alzamiento importante en el Eoceno y que, a partir de esa época, no ha sido afectada por erosión mayor.

CONCLUSIONES

La Provincia Costera y la Cordillera Frontal presentan, en el Norte Chico de Chile (27-33°S), estilos estructurales distintos pero complementarios. La deformación y tectogénesis, que comenzó en el Cretácico Inferior tardío-Superior, se inició con el colapso de la cuenca marginal 'abortada' del Norte Chico. La deformación fue absorbida, en parte, a lo largo del borde oriental, pasivo, de la cuenca (margen occidental de la Cordillera Frontal) a través de una serie de grandes láminas ('flakes') a favor de las cuales el relleno de la cuenca marginal cabalgó sobre o fue empujado bajo ('underthrusted') del margen occidental de la Cordillera Frontal. Esta se deformó, principalmente, con posterioridad al colapso de la cuenca marginal, cuando la instalación sobre ella del arco magmático oligo-mioceno debilitó termalmente la corteza. La Cordillera Frontal se deformó en un estilo 'thick skinned', muy parecido al que presentan las cade-

nas de bloques de antepaís, tales como la Provincia Larámica de las Montañas Rocallosas orientales e incluso las Sierras Pampeanas en Argentina. Sin embargo, la longitud de onda de la deformación es, en la Cordillera Frontal, casi un orden de magnitud menor que en las provincias mencionadas. Este hecho está, probablemente, relacionado con el nivel muy alto de la Zona de Transición Frágil-Dúctil, consecuencia del magmatismo durante la deformación (Fig. 5). A pesar de esas analogías, la Cordillera Frontal no es propiamente una cadena de antepaís sino que constituye el núcleo del orógeno andino. Puede ser descrita y comprendida mejor como una cadena de antepaís 'fósil', inactiva, atrapada al interior del sistema por la migración hacia el este del frente de deformación, debido al aplanamiento del ángulo de subducción durante el Mioceno.

AGRADECIMIENTOS

En este estudio se entrega parte de los resultados obtenidos en los Proyectos Guanta, Pisco Elqui y El Tránsito del Servicio Nacional de Geología y Minería. El trabajo se originó en una charla presentada por R. Moscoso en la reunión final del Proyecto 202 del IGCP 'Megafallas de Sudamérica' llevada a cabo en San Juan, Argentina, en 1986. En 1987, C. Mpodozis tuvo la oportunidad de visitar,

gracias a una beca de la John Simon Guggenheim Memorial Foundation, parte de la provincia 'Larámica' de Wyoming y Colorado, quedando impresionado, a pesar de las diferencias de escala, por las evidentes analogías de estilo estructural entre esa región y la Cordillera del Norte Chico chileno. Posteriores discusiones con Richard Allmendinger (Universidad de Cornell), Víctor Ramos (Servicio Geo-

lógico Nacional, Argentina) y Raymond Price (Servicio Geológico de Canadá) contribuyeron a dar su

forma final al manuscrito.

REFERENCIAS

- Åberg, G.L.; Aguirre, L.; Levi, B.; Nyström, J.O. 1984. Spreading subsidence and generation of ensialic marginal basin: an example from the Early Cretaceous of Central Chile. In *Marginal Basin Geology* (Kokelaar, B.P.; Howels, M.F.; editors). *Geological Society of London, Special Publication*, No. 16, p. 185-193.
- Aguirre, L.; Egert, E. 1965. Cuadrángulo Quebrada Marquesa, Provincia de Coquimbo. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 38, 48 p.
- Allmendinger, R.W.; Mpodozis, C.; Ramos, V.A. 1987. Técnicas modernas de análisis estructural. *Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial*, 90 p. Buenos Aires.
- Armstrong, R.L. 1974. Magmatism, orogenic timing and orogenic diachronism in the Cordillera from Mexico to Canada. *Nature*, Vol. 247, No. 5440, p. 348-351.
- Berg, R.R. 1962. Mountain flank thrusting in Rocky Mountain foreland, Wyoming and Colorado. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 46, p. 2019-2032.
- Berg, R.R. 1981. Review of thrusting in the Wyoming foreland. *Contributions to Geology, University of Wyoming*, Vol.19, No.2, p. 93-104. Laramie.
- Bird, P. 1984. Laramide crustal thickening event in the Rocky Mountain foreland and Great Plains. *Tectonics*, Vol. 3, p. 741-758.
- Blackstone, D.L. 1983. Laramide compressional tectonics, southeastern Wyoming. *Contributions to Geology, University of Wyoming*, Vol. 22, No.1, p. 1-38. Laramie.
- Brown, W.G. 1983. Sequential development of the fold-thrust model of foreland deformation, In *Rocky Mountain Foreland Basins and Uplifts* (Lowell, J.D.; editor). *Rocky Mountain Association of Geologists*, p. 57-64. Denver.
- Brown, W.G. 1984. Basement involved tectonics foreland areas. *American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Note Series*, Vol. 26, 92 p.
- Burchfield, B.C.; Davis, G.A. 1972. Structural framework and evolution of the southern part of the Cordilleran orogen, western United States. *American Journal of Science*, Vol. 272, p. 97-118.
- Camino, R. 1979. Cordillera Frontal. In *Symposium de Geología Regional Argentina, No. 2, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, Vol. 1, p. 397-396. Córdoba.
- Chamberlin, R.T. 1919. The building of the Colorado Rockies. *Journal of Geology*, Vol. 27, p. 145-251.
- Cornejo, P. 1982. Geología del valle del río Hurtado, Cordillera de Ovalle, IV Región. Memoria de Título (inédito). *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica*, 242 p. Santiago.
- Cornejo, P.; Nasi, C.; Mpodozis, C. 1984. La Alta Cordillera entre Copiapó y Ovalle. In *Seminario de actualización de Geología de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Miscelánea*, No. 4, p. H1-H45.
- Coward, M.P.; 1983. Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrust to deep in the crust. *Journal of Structural Geology*, Vol. 5, No. 2, p. 113-123.
- Cross, T.A. 1986. Tectonic controls of foreland basin subsidence and Laramide style deformation in western United States. In *Foreland Basins* (Allen, P.A.; Home-wood, P.; editors). *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, No. 8, p. 15-39.
- Cross, T.A.; Pilger, R.H. 1982. Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 93, No. 6, p. 545-562.
- Cuerda, A. Cingolani, C.A.; Varela, R.; Schauer, O.C. 1981. Geología de la Sierra de Mogna, Precordillera de San Juan. In *Congreso Geológico Argentino, No.8, Actas*, Vol. 3, p. 139-158. San Luis.
- Dediós, P. 1967. Cuadrángulo Vicuña, Provincia de Coquimbo. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 16, 65 p.
- Dickinson, W.R., Snyder, W.S. 1978. Plate tectonics of the Laramide orogeny. In *Laramide folding associated with basement block faulting in the Western United States* (Matthews, V., III; editor). *Geological Society of America, Memoir*, No.151, p. 355-366.
- Fielding, E.J.; Jordan, T.E. (in press). Active deformation at the boundary between the Precordillera and Sierras Pampeanas, Argentina, and comparison with ancient Rocky Mountain deformation. *Geological Society of America, Special Paper*.
- Fletcher, R.C.; 1984. Instability of lithosphere undergoing shortening. A model for Laramide foreland structures [Abstract]. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, Vol. 16, p. 83.
- Fonboté, J.M., Muñoz, J. A., Santanach, P. 1986. On the consistency of proposed models for the Pyrenees with the structure of the eastern part of the belt. *Tectonophysics*, Vol. 129, p. 291-301.
- Froidevaux, C.; Uyeda, S.; Uyesima, M. 1988. Island arc tectonics. *Tectonophysics*, Vol.148, p. 1-9.
- Godoy, E.; Davidson, J. 1976. Pílares tectónicos en compresión de edad miocena superior en los Andes del norte de Chile (22-30°S). In *Congreso Geológico Chileno, No. 1, Actas*, Vol. 1, p. B87-B103. Santiago.
- Gries, R. 1983. Oil and gas prospecting beneath Precambrian of foreland thrust plates in Rocky Mountains. *Am-*

- erican Association Petroleum Geologists, *Bulletin*, Vol. 67, p. 1-28.
- Hervé, F.; Davidson, J.; Godoy, E.; Mpodozis, C.; Covacevich, V. 1981. The Late Paleozoic in Chile: Stratigraphy, structure and possible tectonic framework. *Anais Academia Brasileira de Ciencias*, Vol. 53, p. 361-363.
- 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.
- Jensen, O. 1976. Geología de las nacientes del río Copiapó entre los 27°53' y 28°30' Lat. S, Provincia de Atacama, Chile. Memoria de Título (inédito). *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 249 p. Santiago.
- Johnson, N.M.; Jordan, T.E.; Johnsson, P.A.; Naeser, C.W. 1986. Magnetic polarity, stratigraphy, age, and tectonic setting of sediments in the eastern Andean foreland basin, San Juan Province, Argentina. In *Foreland Basins* (Allen, P.A.; Homewood, P.; editors). *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, No. 8, p. 63-75.
- 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.
- Jordan, T.E.; Allmendinger, R.W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, Vol. 286, p. 737-764.
- Kandinski-Cade, K. 1985. Seismotectonics of the Chile margin and the 1977 Cauçete earthquake of western Argentina. Unpublished Ph.D. Thesis, *Cornell University*, 253p.
- Kay, S.M.; Maksaev, V.; Moscoso, R.; Mpodozis, C.; Nasi, C. 1987. Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-Late Tertiary magmatism in Chile (29°-30.5°) over the zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, p. 6173-6190.
- Knipe, R.J. 1985. Footwall geometry and the rheology of thrust sheets. *Journal of Structural Geology*, Vol. 7, No. 1, p. 1-10.
- Kulik, D.; Schmidt, C. (in press). Region of overlap and styles of interaction of Cordilleran thrust belt and Rocky Mountain foreland. *Geological Society of America, Special Paper*.
- Le Masurier, W.E. 1970. Structural study of a Laramide fold involving shallow-seated basement rock, Front Range, Colorado. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 81, p. 421-434.
- Letouzey, J.; Kimura, M. 1986. The Okinawa Trough: Genesis of a back-arc basin developing along a continental margin. *Tectonophysics*, Vol. 125, p. 209-230.
- Maksaev, V.; Moscoso, R.; Mpodozis, C.; Nasi, C. 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29°-31° S): Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile*, No. 21, p. 11-51.
- Maksaev, V.; Zentilli, M. (in press). Tertiary uplift and formation of porphyry copper deposits in the Andes of Northern Chile: Fission track evidence. In *Fission Track Dating Symposium, No. 6*, Besancon, France. (To be published in Nuclear Tracks).
- Meissner, R.; Strelhau, J. 1982. Limits of stresses in continental crust and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes. *Tectonics*, Vol. 1, p. 73-89.
- Meissner, R.; Weaver, T. 1986. Intracontinental seismicity, strength of crustal units, and the seismic signature of fault zones. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, Vol. A-317, p. 45-61.
- Mitra, G.; Frost, B.R. 1981. Mechanisms of deformation within Laramide and Precambrian deformation zones in basement rocks of the Wind River mountains. *Contributions to Geology, University of Wyoming*, Vol. 19, No. 2, p. 161-173. Laramie.
- Moscoso, R.; Covacevich, V. 1982. Presencia de sedimentitas triásico-jurásicas al sur de Canto del Agua, Cordillera de la Costa, Región de Atacama, Chile: Descripción de la Formación Canto del Agua. In *Congreso Geológico Chileno, No. 3, Actas*, Vol. 3, p. F179-F196. Concepción.
- Moscoso, R.; Nasi, C.; Salinas, P. 1982. Hoja Vallenar y parte norte de La Serena, Regiones de Atacama y Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 55, 100 p.
- Mpodozis, C.; Nasi, C.; Moscoso, R. 1985. El cinturón magmático del Paleozoico superior-Triásico de la Cordillera Frontal Chilena entre los 28° y 31°S: Estratigrafía ígnea y marco tectónico. *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Comunicaciones*, No. 35, p. 161-165.
- Mpodozis, C.; Kay, S.M.; Moscoso, R.; Nasi, C. 1988. Las secuencias volcánicas terciarias de la Alta Cordillera entre los ríos Copiapó y Huasco: Cambios geoquímicos ligados a la disminución del ángulo de subducción. In *Congreso Geológico Chileno, No. 5, Resúmenes*. *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Comunicaciones*, No. 39, p. 267.
- Mpodozis, C.; Cornejo, P. (en prensa). Hoja Pisco Elqui, Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 68.
- Mpodozis, C.; Ramos, V.A. (in press). The Andes of Central Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its Relationship to Energy and Mineral Resources. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources*.
- Mundaca, P.; Padilla, H.; Charrier, R. 1979. Geología del área comprendida entre Quebrada Angostura-Cerro Talinay y Punta Claditas, Provincia del Choapa, IV Región. In *Congreso Geológico Chileno, No. 2, Actas*, Vol. 1, p. A121-A161. Arica.
- Nasi, C.; Mpodozis, C.; Cornejo, P.; Moscoso, R.; Maksaev, V. 1985. El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico superior-Triásico): Características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile*, No. 25-26, p. 77-111.

- Nasi, C.; Moscoso, R.; MaksaeV, V. (en prensa). Hoja Guanta, Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 67.
- Oxburgh, R. 1972. Flake tectonics and continental collision. *Nature*, Vol. 239, p. 202-204.
- Pfiffner, O A.; Ramsay, J.G. 1982. Constraints on geological strain rates: Arguments from finite strain rates of naturally deformed rocks. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 87, p. 311-321.
- Ramos, V.A. 1985. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: Reconstrucción tectónica de sus facies. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 4, Actas, Vol. 1. N°2, p. 104-118, Antofagasta.
- Ramos, V.A. 1988. The tectonics of the Central Andes; 30° to 33°S latitude. *Geological Society of America, Special Paper*, No. 218, p. 31-54.
- Reutter, K.J. 1974. Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29°S südlicher Breite. *Neues Jahrbuch der Geologie und Paläontologie*, Vol. 146, No. 2, p. 153-178.
- Reutter, K. J.; Giese, P.; Götze, H. J.; Scheuber, E.; Schwab, K.; Schwartz, G.; Wigger, P. 1988. Structures and crustal development of the Central Andes between 21° and 25°S. In *The Southern Central Andes between 21° and 25°S* (Balburgh, H.; Breitkeutz, C.; editors). *Lecture Notes in Earth Sciences*, Vol. 17, p. 231-261.
- Ribba, L.P. 1985. Geología Regional del Cuadrángulo El Tránsito, Región de Atacama, Chile. Memoria de Título (inédito). *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica*, 203 p. Santiago.
- Rivano, S. 1980. Cuadrángulos D-86, Las Ramadas, Carrizal y Paso Río Negro, Región de Coquimbo. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, Nos. 41-44, 68 p.
- Rivano, S.; Sepúlveda, P. (en prensa). Hoja Illapel, Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 69.
- Rodgers, J. 1987. Chains of basement uplifts within cratons marginal to orogenic belts. *American Journal of Science*, Vol. 287, p. 661-692.
- Rutter, R.H. 1986. On the nomenclature of mode of failure transition in rocks. *Tectonophysics*, Vol. 122, p.381-387.
- Scholz, C.H. 1988. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau*, Vol.77, No.1, p. 319-328.
- Schmidt, C.J.; Evans, J.P.; Fletcher, R.C.; Spang, J.H. 1985. Spacing of Rocky Mountain foreland arches and Laramide magmatic activity [Abstract]. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, Vol. 17, p. 710.
- Seegerstrom, K. 1968. Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado, Provincia de Atacama. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 24, 58 p.
- Sibson, R.H. 1983. Continental fault structure and the shallow earthquake source. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 140, p. 741-767.
- Sibuet, J.C.; Letouzey, J.; Barbier, F.; Charvet, J.; Foucher, J.P.; Hilde, T.W.C.; Kimura, M.; Ling-Yung, C.; Marsset, B.; Muller, C.; Stephan, J.F. 1987. Back-arc extension in the Okinawa Trough. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, No. B13, p. 14041-14063.
- Smalley, R.; Isacks, B. 1987. A high resolution local network study of the Nazca Plate Wadati-Benioff Zone under Western Argentina. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, No. B13, p. 13093-13912.
- Smith, R.B.; Bruhn, R.L. 1984. Intraplate extensional tectonics of the eastern Basin-Range: Inferences on structural style from seismic reflection data, regional tectonics, and thermal-mechanical models of brittle-ductile deformation. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, p. 5733-5762.
- Stern, T.A.; 1987. Asymmetric back-arc spreading, heat flux and structure associated with the central volcanic region of New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 85, p. 265-276.
- Storey, B.C.; Garrett, S.W. 1985. Crustal growth of the Antarctic Peninsula by accretion, magmatism, and extension. *Geological Magazine*, Vol. 122, p. 5-14
- Thomas, H. 1967. Geología de la Hoja Ovalle, Provincia de Coquimbo. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 23, 58 p.
- Turcotte, D.L.; Schubert, G. 1982. *Geodynamics*. John Wiley & Sons, 450 p. Nueva York.
- Vicente, J.C. 1972. Aperçu sur l'organisation et l'évolution des Andes Argentino-Chiliennes Centrales au parallèle de Aconcagua. In *Congreso Geológico Internacional*, No. 24, Actas, Section 3, p. 81-98. Montreal.
- Zentilli, M. 1974. Geological Evolution and metallogenetic relationships in the Andes of Northern Chile between 26° and 29° south. Unpublished PhD Thesis. *Queens University*, 446 p. Kingston, Canada.