

RASGOS ESTRUCTURALES DEL TERRITORIO ARGENTINO

1. EVOLUCION TECTÓNICA DE LA ARGENTINA

Victor A. Ramos

INTRODUCCIÓN

El objetivo del presente capítulo es brindar una síntesis de la evolución geológica de Argentina, con especial énfasis en su desarrollo tectónico.

Se analizarán los diferentes ciclos orogénicos y los procesos que llevaron a la constitución actual de la cordillera andina y su basamento extraandino. Se prestará especial atención a los diferentes eventos magmáticos, a la deformación y al metamorfismo concomitante y a las características paleogeográficas que controlaron la historia geológica del territorio nacional.

El concepto de ciclo orogénico se utiliza para enmarcar los eventos que a partir de procesos extensionales, formación y destrucción de corteza oceánica y deformación posterior, llevan a la formación de cadenas montañosas (Dewey y Bird, 1970). El concepto de ciclo se asocia así a la propuesta de Dewey y Burke (1974), cuando definieron el ciclo de Wilson, proceso que a través de la destrucción de un océano lleva a la formación de una cadena montañosa, la que posteriormente termina arrasada por los agentes del ciclo exógeno y que eventualmente mediante un nuevo atenuamiento cortical y extensión forma un nuevo océano.

En la denominación de los diferentes ciclos orogénicos se utilizará la propuesta de Turner y Méndez (1975), prestando especial atención a las modificaciones posteriores propuestas por diferentes investigadores. Así definidos estos ciclos orogénicos están constituidos a su vez por una sucesión de movimientos diastróficos, en los que se podrán reconocer fases de deformación, cuando el control geocronológico es adecuado. Se deja constancia que estas fases diastróficas agrupan una serie de eventos asociados a períodos de inestabilidad cortical, que no son necesariamente sincrónicos, dado que cuando la resolución de las dataciones así lo permite, se puede apreciar la diacroneidad de los mismos.

ANTECEDENTES

Diversos autores en diferentes épocas se preocuparon por comprender los ciclos orogénicos del territorio argentino. Entre ellos se destacan las propuestas de Keidel (1921) quien reconoció los ciclos orogénicos que llevaron a la formación de los Brasilídes en el Paleozoico inferior (actualmente considerados como Proterozoico a Cámbrico inferior), los Gondwánides a fines del Paleozoico, los Patagónides durante el Cretácico y finalmente los Andes durante el Cenozoico. En esta propuesta cada ciclo culminaba con una cadena montañosa, a la que se caracterizaba por una deformación orogénica responsable de su formación y levantamiento.

Con posterioridad corresponde a Groeber (1929, 1946, 1951) proponer un esquema orogénico que llevara a través de diferentes movimientos y fases a la formación de las monta-

ñas. Aceptó los movimientos paleozoicos y mesozoicos propuestos por Keidel (1921), pero brindó un cuadro más completo para el levantamiento de los Andes, reconociendo para diferentes segmentos y regiones movimientos y fases de distinta intensidad, generando una adecuada nomenclatura para la época.

Durante el apogeo de la teoría geosinclinal correspondió a Borrello (1963, 1968, 1969) la elaboración de un esquema de evolución tectónica, que dentro de ese marco, reconocía los ciclos protoídico, paleoídico y neoídico para la formación de los diferentes sistemas montañosos. Reconoció las diferentes fases orogénicas, correlacionándolas con sus pares de otras regiones del mundo, asumiendo una sincroneidad y correlación directa con ellas.

Stipanovic y Rodrigo (1970 a y b), más tarde Turner y Méndez (1975), Aceñolaza y Toselli (1976) y Salfity et al. (1984 a) se apartan de esta nomenclatura internacional proponiendo nombres locales para los distintos episodios orogénicos. Estas propuestas originaron una serie de movimientos y fases, que dentro de cada orógeno serán discutidas y analizadas con distintas evidencias geocronológicas a fin de constreñir su edad. Estas propuestas, complementadas con otras para distintas regiones, permitieron la elaboración de un esquema regional local para describir los diferentes procesos orogénicos que se conocen en la actualidad.

Con el auge de la tectónica de placas, diferentes investigadores intentaron ubicar en un marco más movilista los diferentes procesos formadores de montañas, asociados a distintas colisiones y amalgamamientos de terrenos como fueran descritos por Ramos et al. (1984, 1986) y Ramos (1984, 1986, 1988 a, b), Dalla Salda et al. (1992 a, b, 1993, 1998), Benedetto y Astini (1993), Astini et al. (1995, 1996), entre otros.

El mejor conocimiento de estos procesos ha llevado, en los últimos años, a complejas y a veces contradictorias propuestas de evolución estructural del territorio argentino. En la presente síntesis se seguirán las propuestas que cuentan con mayor consenso, dejando bien establecido que algunas pueden ser sólo hipótesis de trabajo para orientar investigaciones futuras.

RESEÑA DE LOS GRANDES CICLOS OROGÉNICOS

Los diferentes ciclos orogénicos reconocidos en nuestro país son presentados en forma sintética en la Figura 1, donde sólo se ilustran las principales cadenas montañosas presentes (Figura 1a) y pasadas (Figura 1b), algunas de estas últimas totalmente arrasadas. A fin de ilustrar su distribución se enfatizó la edad primaria de las estructuras sobre las reactivaciones posteriores. La consolidación del basamento más antiguo conocido en la Argentina corresponde al ciclo

orogénico tandiliano durante el Proterozoico inferior (Teruggi y Kilmurray, 1975; Dalla Salda et al., 1989) el cual es equivalente al ciclo transamazónico definido en la plataforma brasiliana por Almeida et al. (1976). Este ciclo llevó a la formación de Tandilia y queda comprendido principalmente en la llanura bonaerense y en la adyacente isla de Martín García.

La región central del país, en especial las regiones precordilleranas de San Juan y Mendoza registran una importante deformación del Proterozoico medio. Dada la

naturaleza exótica al Gondwana de este basamento y sus afinidades temporales y composicionales con el continente de Laurentia, se han reconocido a estas rocas como integrantes del orógeno grenvilliano, por su aparente continuidad paleogeográfica a través de los diferentes continentes amalgamados durante esa época (Dalla Salda et al., 1992 b; Ramos et al., 1993).

Sin embargo, la orogenia principal durante el Proterozoico corresponde al ciclo pampeano de fines del Proterozoico a Paleozoico basal, como fuera propuesto por Aceñolaza y

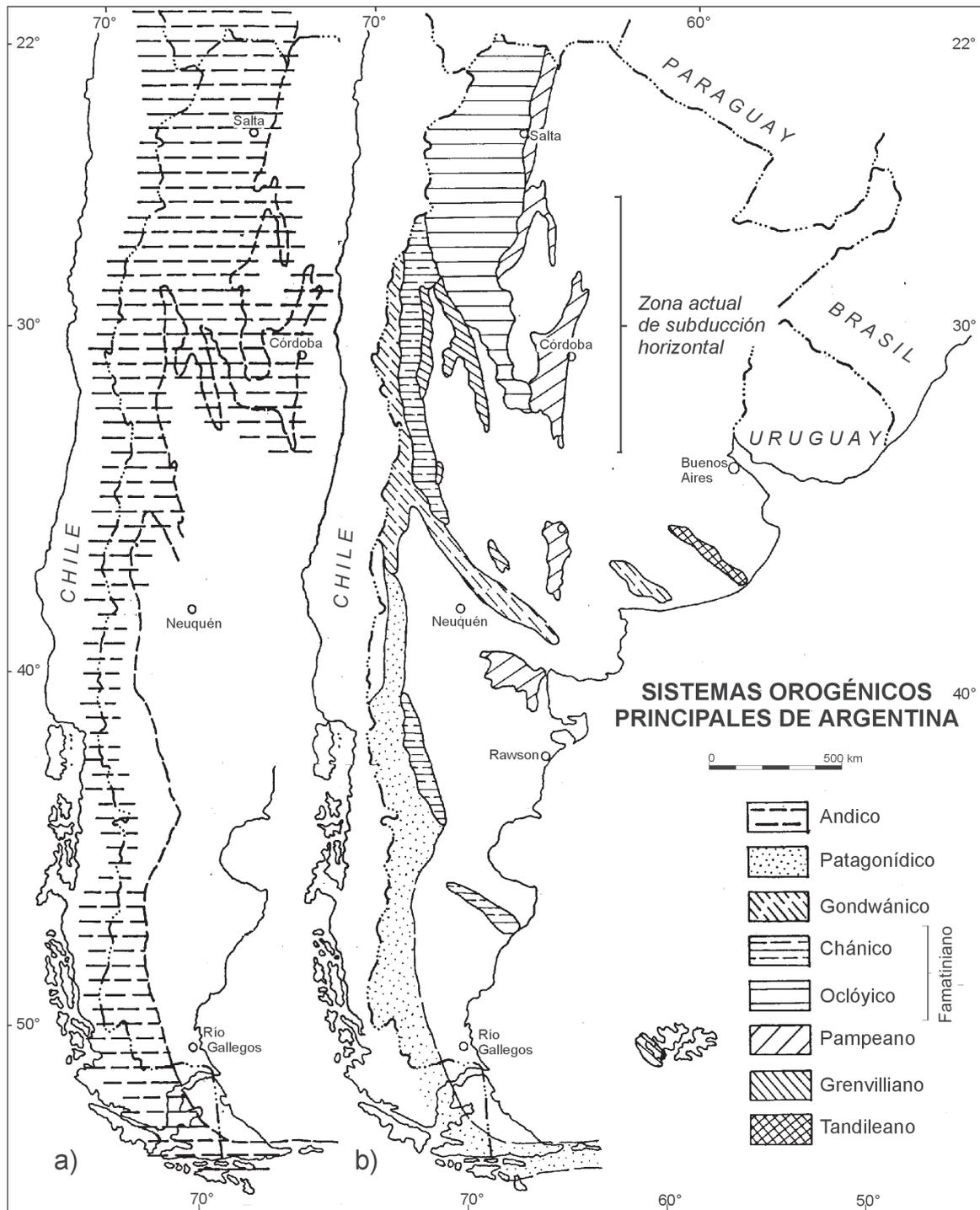


Figura 1. Principales sistemas orogénicos desarrollados en la Argentina: a) Área abarcada por la orogenia andica; b) Principales relictos de las orogenias preándicas (basado en Keidel, 1921; Windhausen, 1931; Groeber, 1938; Borrello, 1969; Dalla Salda et al., 1989 y Ramos, 1989 a, entre otros).

CUADRO 1. CICLOS OROGÉNICOS DE LA ARGENTINA

CICLO	EDAD (en Ma)	CADENA MONTAÑOSA
Ándico	45 a 0	Cordillera de los Andes
Patagonídico	98 a 75	Cordillera Fueguina, Precordillera Patagónica, Región extraandina del Neuquén
Gondwánico	290 a 250	Ventania y Cordillera Frontal
Famatiniano	465 a 385	Precordillera, Sierras Pampeanas Occidentales
Pampeano	600 a 520	Sierras Pampeanas Orientales
Grenvilliano	1.100 a 1.050	Proto-Pie de Palo, Bloque de las Mahuidas
Tandileano	2.100 a 1.900	Tandilia

Toselli (1976). Este ciclo es parcialmente sincrónico con el ciclo brasiliano reconocido como uno de los principales ciclos de amalgamación del Gondwana occidental (Almeida et al., 1976; Ramos, 1988a). Se halla preservado en casi toda la región de las Sierras Pampeanas y parte del noroeste argentino y de la Patagonia extraandina.

El sector preandino de la región noroeste y central de Argentina registra importantes eventos orogénicos durante el Paleozoico inferior agrupados en el ciclo Famatiniano por Aceñolaza y Toselli (1976).

La orogenia gondwánica, así descrita por Keidel (1921) y Groeber (1938), formó una serie de cadenas montañosas que coinciden principalmente con las montañas de Ventania y lo que es actualmente la Cordillera Frontal y sus estribaciones más australes.

Durante el ciclo patagonídico parte de la región austral y norte de la Patagonia, así como Tierra del Fuego, sufrieron un importante evento de deformación durante el Cretácico medio. Este evento llevó a la formación de los Patagónides, así definidos por Keidel (1921), Windhausen (1931) y Groeber (1938).

El Cenozoico registra el levantamiento de la Cordillera de los Andes, así como de algunas áreas adyacentes como las Sierras Pampeanas. Este ciclo ándico, definido por Groeber (1918, 1929, 1951) presenta características propias que se desarrollaron desde fines del Mesozoico hasta la actualidad.

El cuadro 1 resume los distintos ciclos orogénicos reconocidos, los intervalos temporales de sus principales fases diástróficas y las cadenas montañosas representativas. En los ciclos más antiguos se hace referencia a la edad del basamento y no a la morfoestructura actual que podría ser mucho más joven. Este ha sido elaborado sobre la base de los antecedentes previamente mencionados y otros que se discutirán en las descripciones específicas de cada región.

CICLO TANDILEANO

La región de Tandilia expone un basamento altamente deformado, caracterizado por el desarrollo de fajas miloníticas ya descritas por Backlund (1913), las que fueron interpretadas como grandes fajas de transcurrancia

por Dalla Salda (1981a). Estas fajas, sobre la base de los estudios de Teruggi et al. (1989) y Ramos et al. (1990) fueron interpretadas como zonas de cizalla contraccional con vergencia dominante hacia el nor-noroeste. Estas fajas se habrían formado por la colisión del terreno de Tandilia contra el terreno de Buenos Aires (Ramos, 1996a) llevando a la consolidación y amalgamamiento del cratón del Río de La Plata durante el Proterozoico inferior. La sutura entre los dos terrenos está representada por la faja de rocas oceánicas de la Formación El Cortijo (Teruggi et al., 1989), cuya importancia regional ha sido evidenciada por los estudios gravimétricos y magnetométricos realizados en el sector de Tandilia por Kostadinoff (1995). La Figura 2 resume las características geológicas principales del sistema de Tandilia, basadas en Dalla Salda et al. (1989) y Ramos et al. (1990). La edad de la colisión se establece por la edad del magmatismo asociado a subducción que fuera establecido por Dalla Salda y Francese (1985) y Dalla Salda et al. (1989) entre 2.100 y 1.900 Ma (isocronas Rb/Sr en roca total), la de los diques ácidos asociados (Pinese et al., 1999) y la de los granitoides poscolisionales (1.700 Ma, Varela et al., 1988). Si bien no se tienen edades del basamento metamórfico de Tandilia no se descarta una edad arqueana para el mismo.

Los estudios recientes sobre los diferentes cortejos de diques de la comarca han permitido identificar una serie de diques ácidos y de composición intermedia, agrupados en la Formación Briggite (Ramos et al., 1990), con características calcoalcalinas y edades Ar^{40}/Ar^{39} de 2.020 ± 24 Ma y 2.007 ± 24 Ma (Pinese et al., 1999). Esto permitiría interpretarlos como una fase distensiva dentro de la evolución orogénica principal del ciclo tandileano, quizás asociada a un inicio del desprendimiento de la lámina oceánica subducida (*slab-break off*, Davies y von Blackenburg, 1994). Otra serie de diques de composición toleítica tienen una edad más incierta. Estudios de Ar^{40}/Ar^{39} en estos diques arrojaron una edad de 811 ± 36 Ma, mientras que por K/Ar dieron 803 ± 14 Ma y 1.193 ± 18 Ma (Pinese et al., 1999). Estos diques habían sido interpretados como del Proterozoico inferior (cerca de 1.700 Ma) por Echeveste et al. (1997) y como del Proterozoico superior en diques equivalentes de Uruguay con edades cercanas a 750 Ma por Girardi et al. (1996).

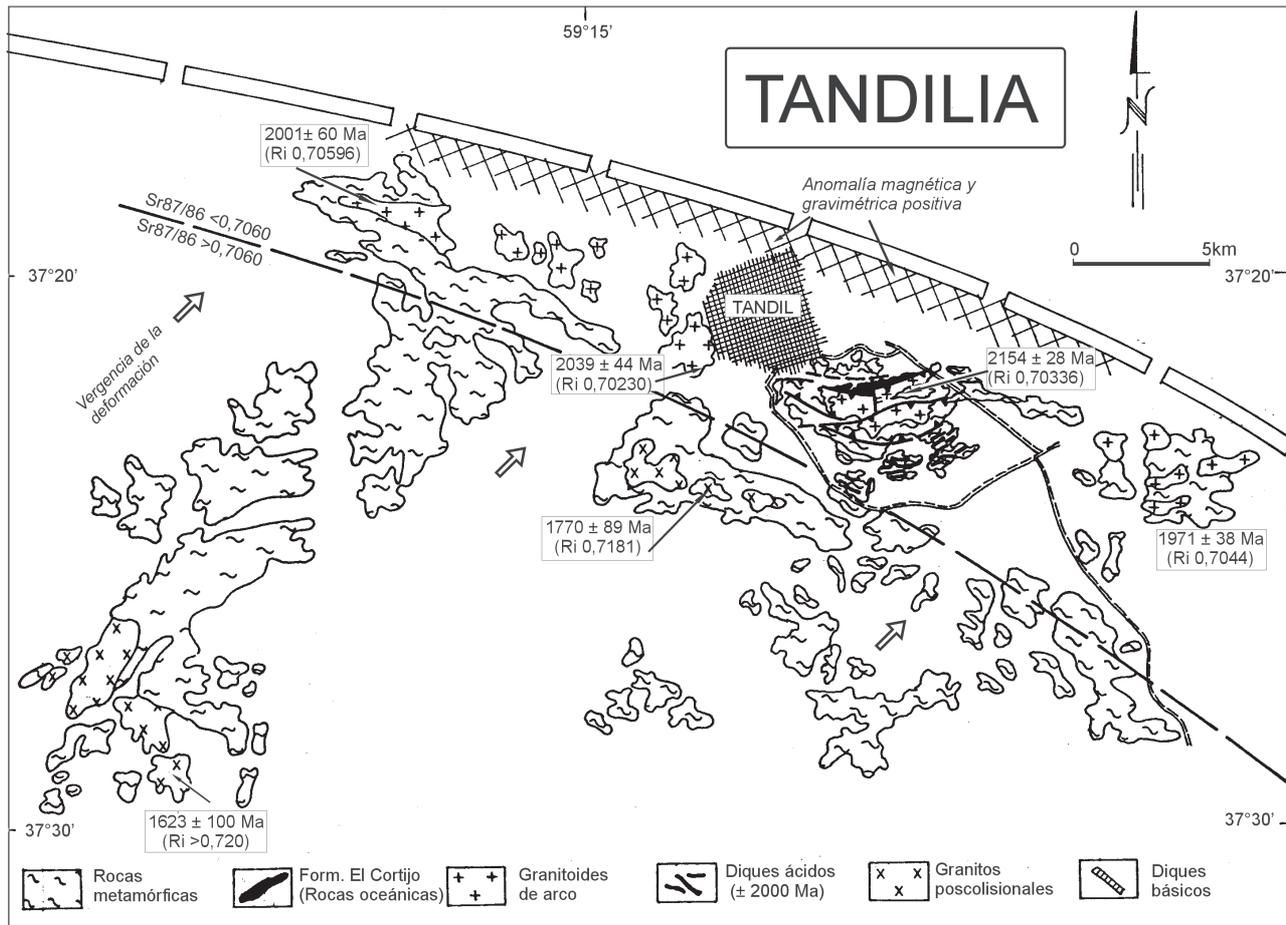


Figura 2. Principales unidades del sistema de Tandilia (basadas en Dalla Salda y Francese, 1985; Varela et al., 1988 y Ramos et al., 1990). Se indican las edades Rb/Sr y relaciones isotópicas iniciales de los granitoides.

Independientemente de la edad, por su orientación en enjambres suparalelos, estos diques estarían representando un evento extensional importante que marcó la disgregación del supercontinente transamazónico, antes del inicio del ciclo brasiliano.

Con excepción de las rocas metamórficas de la isla Martín García (Dalla Salda, 1981b), el ciclo tandileano está restringido exclusivamente a la región de las sierras septentrionales de la provincia de Buenos Aires y al subsuelo de la ciudad de Buenos Aires. La Figura 3 presenta una hipótesis de evolución tectónica del ciclo tandileano según Ramos et al. (1990).

CICLO GRENVILLIANO

Este ciclo ha sido reconocido en el basamento metamórfico de la sierra de Pie de Palo, en el sector más occidental de las Sierras Pampeanas de la provincia de San Juan (Dalla Salda et al., 1992 b; Ramos et al., 1993; Varela y Dalla Salda, 1993). Este basamento podría ser correlacionable con las rocas metamórficas expuestas en la sierra de Umango, ubicadas en la provincia de La Rioja, de acuerdo con las dataciones de Varela et al. (1996).

En el basamento cristalino de la sierra de Pie de Palo se reconocen facies de bajo y medio a alto grado metamórfico además de granitoides, destacándose la superposición de un metamorfismo dinámico, que llevó al desarrollo de rocas

cataclásticas y miloníticas (Dalla Salda y Varela, 1982, 1984). Las rocas afectadas por metamorfismo de bajo grado, en facies de esquistos verdes comprenden mármoles y esquistos carbonáticos, cuarcitas y esquistos derivados de metarenitas cuarzosas; esquistos talcosos, tremolíticos y clorítico serpentínicos tectonizados, así como esquistos aluminosos y grafiticos tectonizados y esquistos magnesianos. Las asociaciones de medio a alto grado metamórfico, en facies de anfibolitas almandínicas presentan la mayor extensión regional. Comprenden esquistos, anfibolitas y gneises; los esquistos presentan variedades micáceas y cuarzo-feldespáticas, como así también, en menor proporción, anfibólicas y anfibólicas-granatíferas, cianíticas y sillimaníticas. Los gneises son de tipo embrequiticos, micáceos-granatíferos y diopsídicos (Dalla Salda y Varela, 1984; Vujovich y Kay, 1998). Las anfibolitas tienen amplio desarrollo y son de grano fino a medio y en sectores están asociadas a rocas ultrabásicas del tipo alpino (Villar, 1985; Vujovich, 1993). Suelen mostrar deformación cataclástica con desarrollo de superficies de cizalla que alteran la prismolineación de los anfíboles.

Las dataciones realizadas por McDonough et al. (1993) indican para los gneises y anfibolitas edades comprendidas entre los 1.100 y 1.000 Ma, indicando una edad proterozoica media que correspondería a la orogenia de Grenville.

Las dataciones U/Pb realizadas en circones en xenolitos de rocas metamórficas obtenidos en rocas volcánicas miocenas

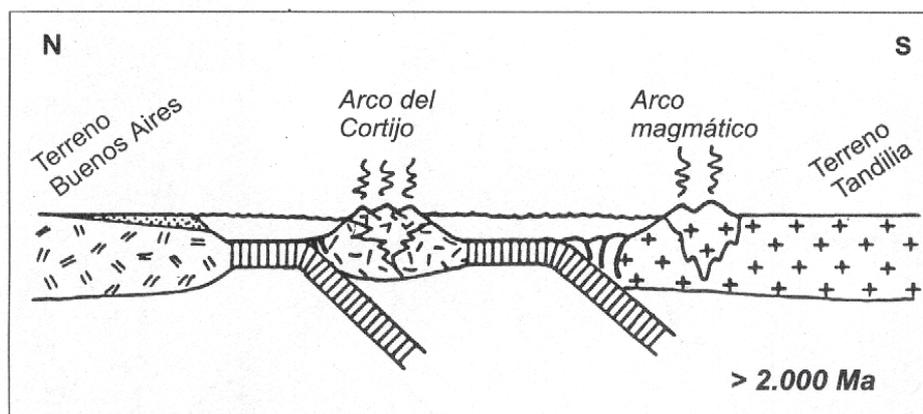


Figura 3. Esquema de evolución del ciclo orogénico tandileano, aproximadamente a los 2.000 Ma (basado en Teruggi et al., 1989 y Ramos et al., 1990).

de la Precordillera (Kay et al., 1996), muestran edades de 1.100 Ma que permiten integrar el basamento cristalino de la plataforma carbonática cambro-ordovícica de la Precordillera con el basamento de Pie de Palo (Figura 4).

Los estudios petrográficos y geoquímicos llevados a cabo en la sierra de Pie de Palo muestran que esta región está compuesta por una corteza juvenil formada por acreción de arcos islándicos entre los 1.050 y 950 Ma (Vujovich, 1993). Estudios recientes han demostrado las características oceánicas de este basamento el que también podría representar rocas máficas y ultramáficas de dorsales oceánicas y cuencas de trasarco (*back-arc basins*, Vujovich y Kay, 1998).

Características petrográficas y geoquímicas similares han sido descritas por Abbruzzi et al. (1993) en los xenolitos procedentes del basamento de Precordillera. Rocas de similar edad se continúan por el subsuelo de la cuenca de Cuyo y vuelven a aflorar en el Bloque de San Rafael, en el sector de Ponon Trehue. Estas características han permitido agrupar en un sólo terreno denominado Cuyania, al basamento de la sierra de Pie de Palo, cerros Barboza y Valdivia, junto con el basamento metamórfico de la Precordillera y su extensión en el bloque de San Rafael. La edad grenvilliana obtenida en el basamento metamórfico del Bloque de San Rafael por U/Pb en circones, ha sido también corroborada mediante dataciones Rb/Sr por Cingolani y Varela (1999).

A estos afloramientos habría que agregar los del plutón Las Matras en la provincia de La Pampa, donde nuevos datos obtenidos por Sato et al. (1999) confirman una edad de 1.212 ± 47 Ma por Rb/Sr y 1.178 ± 47 Ma por $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Rocas metamórficas de este ciclo orogénico han sido identificadas en el cordón del Portillo, donde en su sector occidental y en las vecindades del paso homónimo habían sido descritos gneises por Polanski (1964), los que datados por U/Pb en circones arrojaron edades de 1.064 Ma (Ramos y Basei, 1997 a y b). Este basamento, interpretado como correspondiente al sector más oriental de Chilena, permitiría reconocer la extensión del ciclo grenvilliano a por lo menos parte del basamento metamórfico de Chilena aflorante en la actualidad en el substrato de las secuencias paleozoicas de la Cordillera Frontal.

CICLO PAMPEANO

Este ciclo abarcó principalmente las rocas metamórficas del sector oriental de las Sierras Pampeanas (Ramos, 1988 a y b; Kraemer et al., 1995) y en el noroeste argentino la faja de deformación de la Formación Puncoviscana (Omarini, 1983).

SIERRAS PAMPEANAS ORIENTALES

La existencia de granitoides de composición granodiorítica a tonalítica en las Sierras Norte de Córdoba y su extensión al sector más austral, en las canteras de Lonco Vaca en La Pampa (Párica, 1986) y los afloramientos de las proximidades del río Colorado, han permitido reconstruir un orógeno proterozoico superior a cámbrico inferior inclusive (Ramos, 1988a). Los estudios geoquímicos realizados por Lira et al. (1997) mostraron la naturaleza calcoalcalina de estos granitoides, confirmando su origen asociado a procesos de subducción. Algunas dataciones de estos cuerpos dieron edades proterozoicas, edades sólo confirmadas parcialmente por los nuevos estudios de Koukharsky et al. (1999) en el norte de Córdoba (567 ± 16 , K/Ar en hornfels). Estas rocas graníticas culminan con granitos sincollisionales y poscollisionales que representan una anatexis de bajas condiciones de presión a los 525 Ma correspondiente al Cámbrico inferior que fueron descritos por Rapela et al. (1997, 1998a y b). Estas rocas son intruidas por pórfidos riolíticos y riolitas con una edad cámbrica superior de 495 Ma (Rapela et al., 1991a), que estarían indicando la exhumación del orógeno.

Las edades de colisión han sido restringidas al Cámbrico medio y superior, interpretando a este ciclo orogénico como un evento de muy corta duración por Rapela et al. (1997 y 1998a y b). Sin embargo, si se tienen en cuenta el límite proterozoico-cámbrico establecido por precisas dataciones en circones por el método U/Pb en localidades tipo, éste se ubicaría en los 543 Ma, mientras que el límite entre el Cámbrico inferior y medio se ubicaría a los 509 Ma (Bowring y Martin, 1999). De ello resulta que los granitoides asociados a subducción corresponderían al Proterozoico superior a Cámbrico basal, seguidos por granitos poscollisionales del

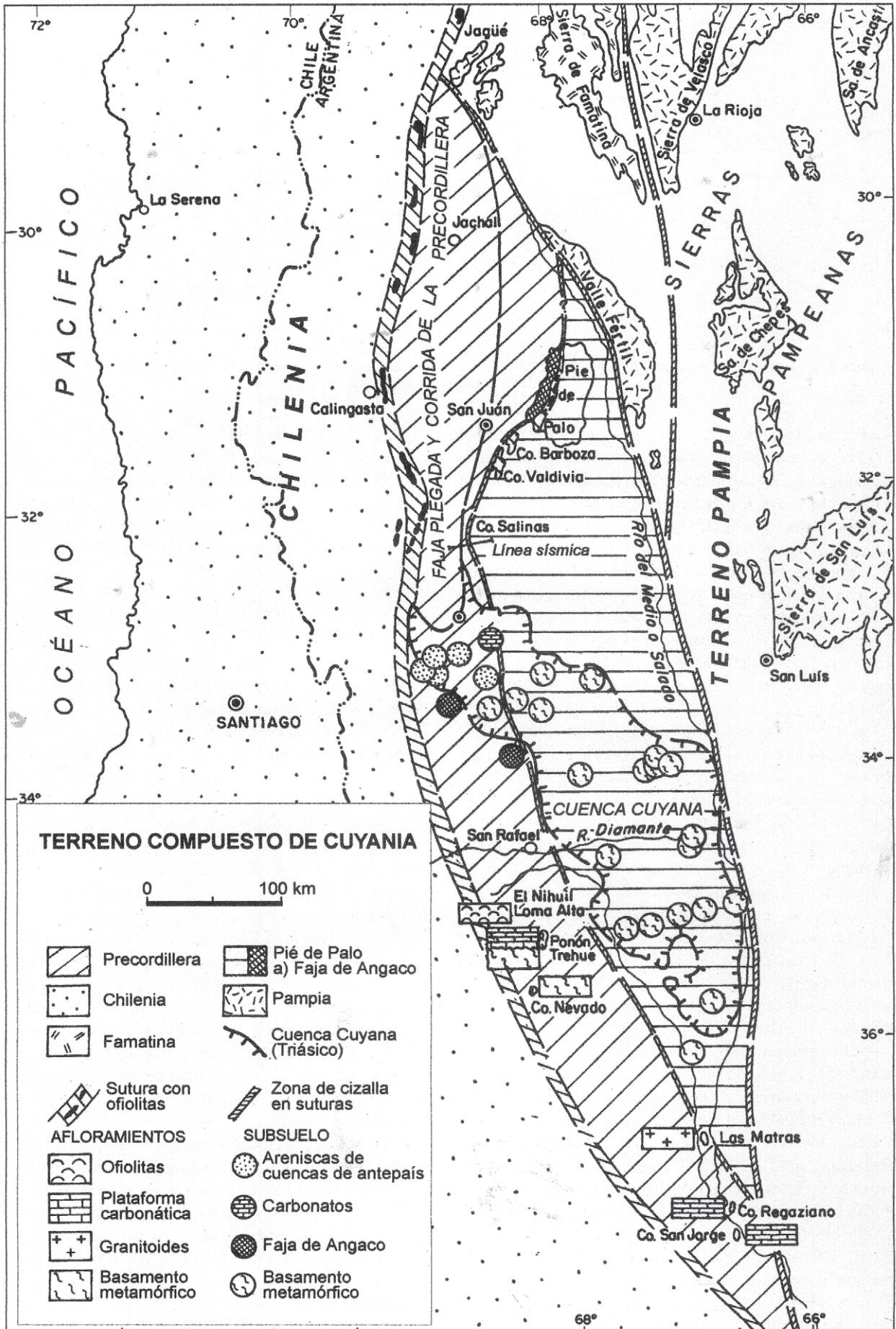


Figura 4. Basamento del terreno de Cuyania donde se han reconocido edades Grenville de deformación (basado en Ramos et al., 1998).

Cámbrico inferior. Las edades del ciclo pampeano así definidas serían típicas de otros cinturones brasilianos preservados en el sector más al este, tanto en territorio uruguayo como en el sector sur de Brasil (Fragoso Cesar, 1993; Siga Junior et al., 1993).

Este orógeno ha sido interpretado por Kraemer et al. (1995) como el resultado de la colisión del terreno de Pampia con subducción al este por debajo del cratón del Río de La Plata. El arco magmático de las Sierras Pampeanas Orientales definidos por estos autores se corresponde con el arco magmático pampeano oriental propuesto por Ramos (1988 a y c), el que desarrollaría más hacia el este (coordenadas actuales) un magmatismo básico en una cuenca de trasarco (Escayola et al., 1996). Como testimonio del cierre de estas cuencas oceánicas han quedado obducidos cinturones ofiolíticos entre el terreno Pampia y el de Córdoba (Figura 5) y entre el de Córdoba y el basamento del cratón Río de la Plata (Ramos et al., 1999).

Un pico de metamorfismo térmico ha sido registrado en la sierra de Córdoba por U/Pb en titanitas y apatitas metamórficas a los 509 ± 2 Ma por Fantini et al. (1998), que de acuerdo a Bowring y Martin (1999) coincidiría con el límite entre el Cámbrico inferior y el Cámbrico medio. Estos autores han interpretado este evento como ocasionado por el efecto térmico de la colisión de una dorsal oceánica. Sin embargo, sobre la base de la evidencia presentada por Rapela et al. (1998a), es evidente que el océano entre Pampia y el terreno de Córdoba ya estaba cerrado para esa época lo que hace poco probable asignar el efecto térmico a una colisión de una dorsal oceánica. Una hipótesis alternativa sería relacionarlo a un efecto térmico póstumo de la colisión asociado al *slab break-off*, producido a fines del Cámbrico inferior.

El protolito de las rocas metamórficas del sector occidental de las sierras de Córdoba ha sido interpretado por Northrup et al. (1998) como correspondiente a rocas sedimentarias de un prisma acrecional. Estas rocas tienen una deformación coherente con vergencia hacia el oeste como ha sido establecido por Dalla Salda (1987) y confirmado por numerosos estudios (Kraemer et al., 1995; Simpson et al., 1998).

La deformación penetrativa que se observa en las Sierras Pampeanas Orientales, y en especial en las sierras de Córdoba habría cesado para el Ordovícico inferior. Granitos posectónicos que presentan una fábrica isótropa sin deformación, como el plutón de Paso del Carmen en las proximidades de Villa del Soto, tienen una edad de 474 ± 5 Ma datado por el método de U/Pb en circones. En la roca de caja de este mismo cuerpo hay esquistos con monacitas que indican una edad concordante para el metamorfismo de 516 ± 1 Ma y 515 ± 2 Ma, ligeramente menor a la del metamorfismo principal (Gromet y Simpson, 1999).

NOROESTE ARGENTINO

La potente secuencia de turbiditas de la Formación Puncoviscana definida por Turner (1960) en la sierra de Santa Victoria, ha sido plegada e incipientemente metamorfizada durante el Proterozoico superior a Cámbrico basal. La edad de estas rocas se basan en una rica icnofauna conocida en diversas localidades del noroeste argentino y

descrita por Aceñolaza (1978), Aceñolaza y Durán (1982) y Aceñolaza et al. (1999). Estas rocas se hallan intruidas por los batolitos de Santa Victoria y La Quesera. En esta última localidad ha sido descrita la discordancia erosiva que separa a parte de estas rocas graníticas tanto como a la Formación Puncovicana de los depósitos cámbricos (Keidel, 1943; Ramos, 1973). Esta discordancia que correspondería a los movimientos tectónicos marcaría la culminación del ciclo pampeano en el noroeste argentino (Omarini, 1983; Salfity et al., 1984 a) y sería responsable del metamorfismo de muy bajo a bajo grado que fuera descrito por Omarini y Do Campo (1993) y Do Campo (1999). En las regiones más internas han sido descritas lavas almohadilladas en esta unidad (Omarini et al., 1993), que en otras localidades habían sido interpretadas como volcanismo de intraplaca oceánica por su carácter alcalino (Coira et al., 1990). Nuevos análisis geoquímicos de diversas localidades en rocas basálticas de esta unidad han llevado a reconocer tres grupos de rocas basálticas de afinidades oceánicas: uno alcalino, otro transicional y un tercero tholeítico (Omarini et al., 1999a).

No hay acuerdo con respecto al ambiente tectónico entre los distintos autores que estudiaron la faja de Puncoviscana, que se corresponde con los depósitos marinos formados durante el ciclo pampeano, que se desarrollaron en la Cordillera Oriental de Salta y Jujuy y en el sector norte de las Sierras Pampeanas Occidentales (Figura 6). Para algunos autores como Omarini y Sureda (1993) estos depósitos turbidíticos se habrían originado en el Proterozoico como un sistema de rift, que llega a producir corteza oceánica y que posteriormente activa una zona de subducción (Omarini et al., 1999b). Para Jezek et al. (1985) es una cuenca intracratónica o un margen pasivo dado el predominio de paleocorrientes procedentes del sector oriental (Figura 6). Otros autores como Kraemer et al. (1995) y Keppie y Bahlburg (1999) interpretaron a estos depósitos como pertenecientes a una cuenca de antepaís donde las secuencias turbidíticas se habrían formado como resultado de la colisión del terreno de Pampia con el cratón del Río de La Plata.

Otra alternativa posible sería interpretar a la deformación tectónica como resultado de la colisión entre el terreno parautoctono de Arequipa-Antofalla y el protomargen del Gondwana, elaborado sobre el terreno de Pampia en el Cámbrico basal (Ramos, 1988a; Omarini et al., 1999a). En esta interpretación los granitoides de La Quesera y Santa Victoria serían el testimonio de un arco magmático asociado a la subducción de la corteza oceánica por debajo de Pampia, en forma previa a la colisión y cierre de la cuenca oceánica. Dependiendo de la edad de la colisión entre los terrenos de Pampia y Córdoba, la Formación Puncoviscana podría corresponder a los depósitos de cuenca de antepaís, si esta colisión fuera más antigua que 535 Ma.

Las diferentes hipótesis tectónicas se resumen en la Figura 7. Esta colisión sería responsable del metamorfismo regional generalizado en la región noroeste de Argentina y norte de Chile, que fuera definida como una extensa faja móvil por Lucassen y Franz (1996); Lucassen et al. (1996, 1999) y Becchio et al. (1999). De acuerdo a estos autores las características del basamento a ambos lados de la sutura indicarían que los bloques corticales tendrían igual compo-

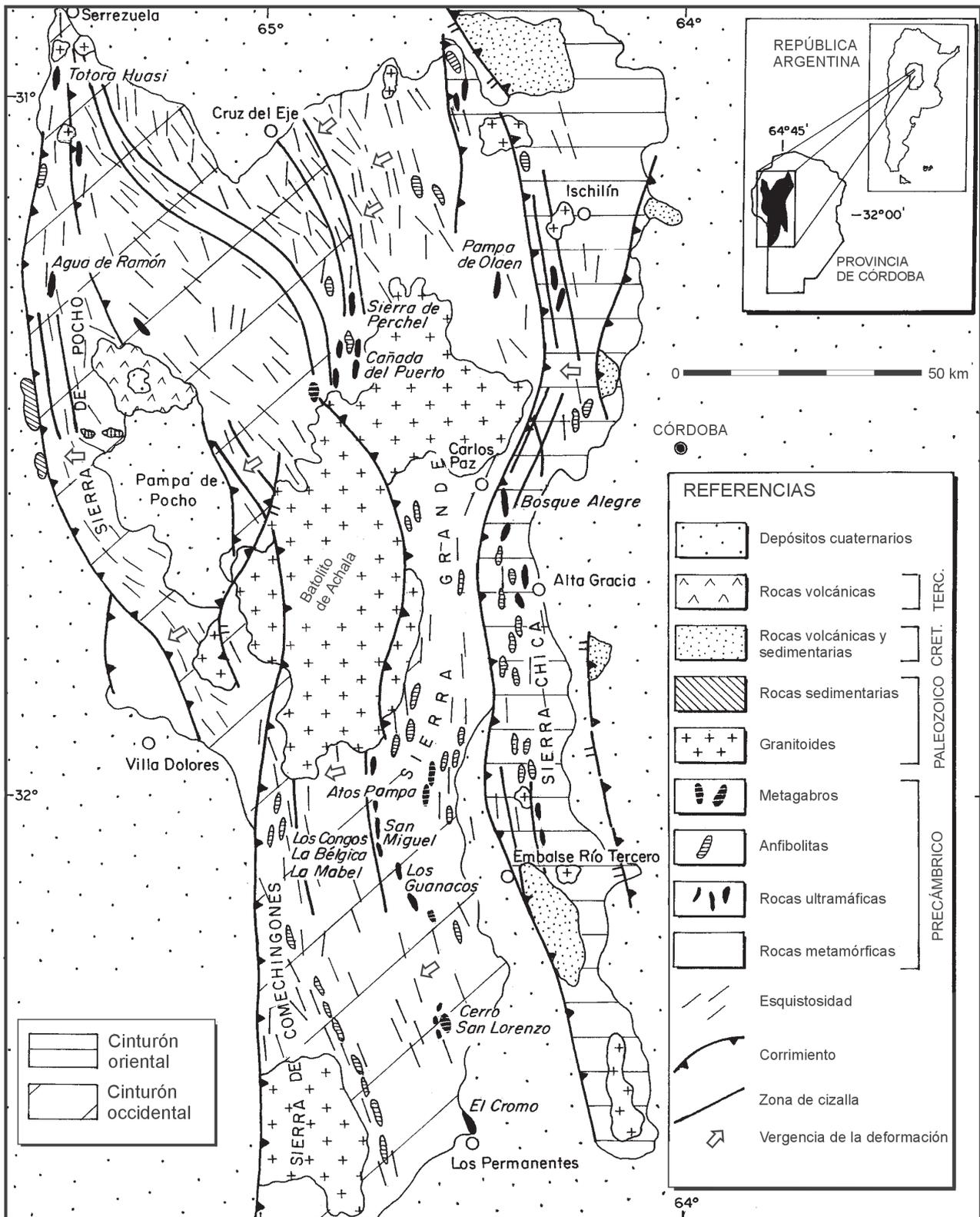


Figura 5. Las ofiolitas de las Sierras Pampeanas orientales (basado en Kraemer et al., 1995; Escayola et al., 1996; Ramos et al., 1999), con indicación de la vergencia de la deformación según Simpson et al. (1998).

sición, lo que reafirmaría el carácter parautóctono del terreno de Arequipa-Antofalla (Ramos y Basei, 1997b).

CICLO FAMATINIANO

Este ciclo definido por Aceñolaza y Toselli (1976) correspondería a una serie de eventos orogénicos que

afectaron el sector norte y central de Argentina durante el Paleozoico inferior y que llevó a la consolidación tectónica de la región pampeana. Para su descripción se pueden reconocer tres áreas de diferente comportamiento tectónico, el noroeste argentino, la región de Precordillera-Sierras Pampeanas y la región patagónica.

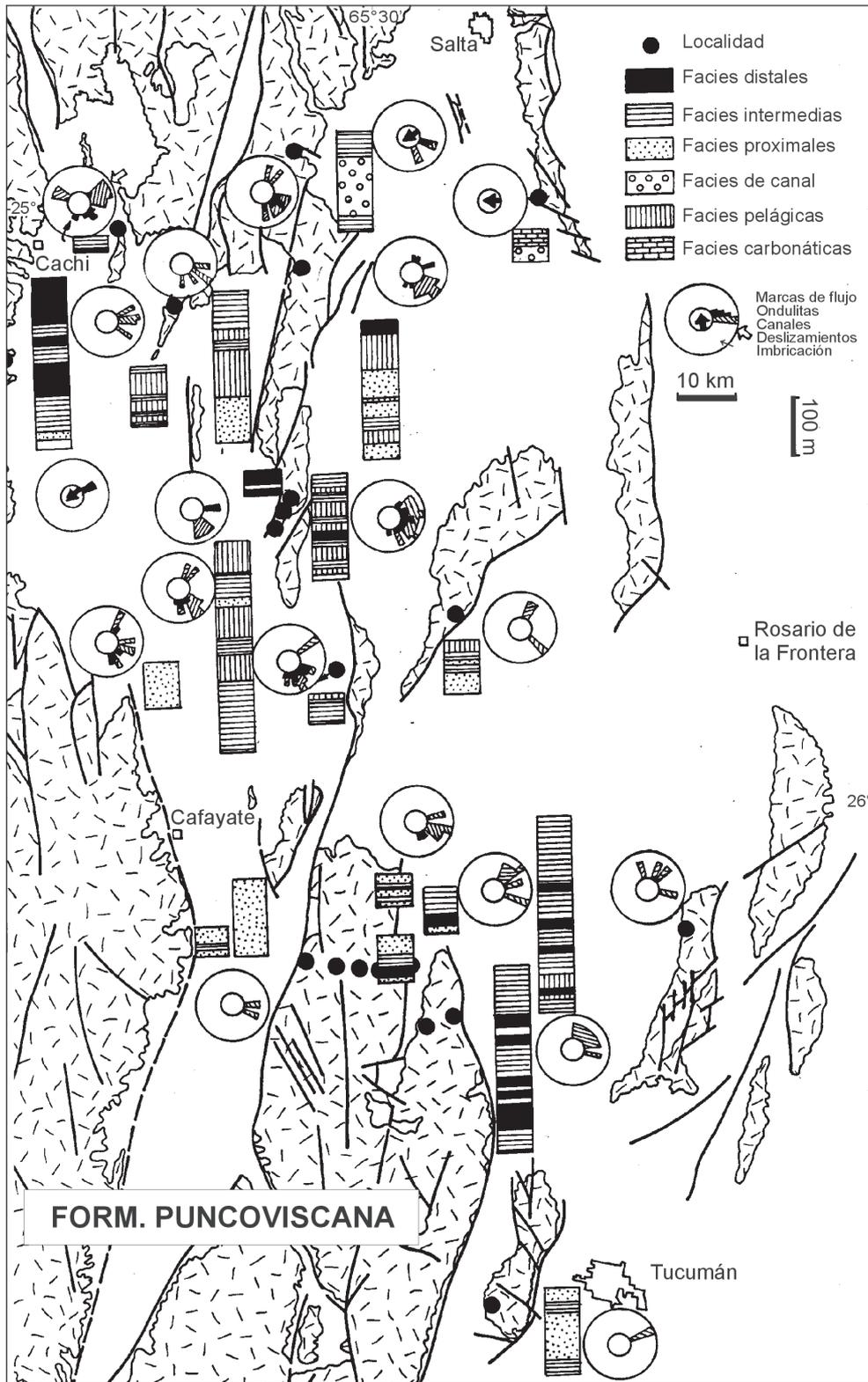


Figura 6. Desarrollo paleogeográfico de la faja Puncoviscana durante el ciclo pampeano y dirección de paleocorrientes (basado en Jezek et al., 1985).

NOROESTE ARGENTINO

Este sector registra a partir del Cámbrico medio a superior el desarrollo de una cuña clástica basal formada por las ortocuarcitas del Grupo Mesón (Turner, 1960). Estos depósitos, confinados a la Cordillera Oriental de Salta y Jujuy y al sector más oriental de la

Puna, preceden a los depósitos del Ordovícico inferior a medio de la Formación Santa Rosita y unidades equivalentes. Estos depósitos en conjunto marcan el desarrollo de una plataforma clástica que coincide a estas latitudes con el protomargen del Gondwana Occidental (Figura 8). Los depósitos arenigianos de la Formación Acoite y equivalentes, corresponderían a la

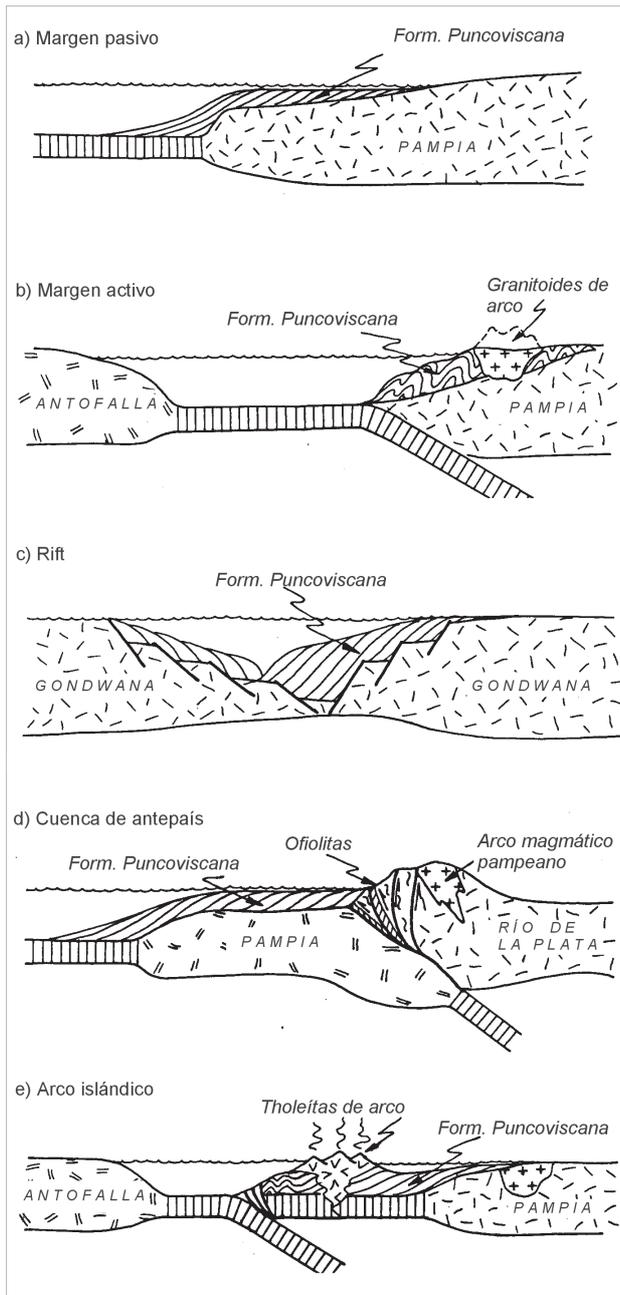


Figura 7. Hipótesis alternativas sobre la evolución tectónica de la faja de Puncoviscana. a) Margen pasivo (*pars* Jezek et al. (1985); b) Cierre de un océano con subducción y colisión (Ramos, 1988a); c) Desarrollo de un rift (Omarini y Sureda, 1993); d) Cuenca de antepaís (Kraemer et al., 1995; Keppie y Bahlburg, 1999); e) Rift que evoluciona a cuenca oceánica y a la formación de un arco islándico (Omarini et al., 1999a).

progradación hacia el oeste de esta plataforma (Ramos, 1972).

Estas rocas se interdigitan con depósitos volcánicos y volcanoclásticos de edad arenigiana-llanvirniana, que hacia el sector sur de la Puna están asociadas a plutones de composición granítica (Coira y Koukharsky, 1994). Estas rocas han sido reconocidas como la faja eruptiva de la Puna oriental (Méndez et al., 1972). La edad arenigiana de la fauna de graptolites que limita a las volcanitas tanto en la base como en el techo (Coira y Ramos, 1995), así como las

dataciones U/Pb en monacita de los granitoides (Lork y Bahlburg, 1993) son coincidentes, indicando una sincroneidad entre los stocks graníticos y las volcanitas. Si bien estas rocas magmáticas de la faja oriental son la extensión hacia el norte del arco magmático famatiniano de las Sierras Pampeanas Occidentales, como ha sido demostrado desde los estudios geocronológicos preliminares de Omarini et al. (1984), las características de magmatismo asociado a subducción no son tan evidentes. Esto ha sido interpretado por Coira et al. (1999b) como evidencia de subducción oblicua a lo largo de esta faja en su sector norte. Esta sería responsable de la transcurrencia que se observa en las rocas de caja ordovícicas y su intensa deformación (Bahlburg, 1990; Hongn, 1994).

En el sector más occidental de la Puna las rocas del Ordovícico inferior a medio son cubiertas por potentes secuencias clásticas de edad llandeilliana-caradociana, datadas por los graptolites de la sierra de Lina (Ramos, 1972). Estas rocas han sido interpretadas como depósitos de una cuenca de antepaís por Bahlburg (1990) y Bahlburg y Hervé (1997), formada por la colisión del bloque para-autóctono de Arequipa-Antofalla y el bloque cratonizado de Pampia. Esta deformación fue datada en aproximadamente 465 Ma y asignada a la fase guandacólica por Salfity et al. (1984 b) y Bahlburg (1990).

El sector occidental de la Puna, tanto en territorio argentino como chileno, presenta una faja de rocas volcánicas y granitoides conocidos como la faja eruptiva de la Puna occidental (Palma et al., 1987; Niemeyer, 1989). La petrología y geoquímica de estas rocas ha sido descrita por Coira et al. (1999 a y b) como pertenecientes a un típico arco magmático.

Estas secuencias tanto clásticas como volcánicas y las piroclásticas asociadas han sido intensamente deformadas en el Ordovícico superior por la orogenia de los movimientos oclóyicos (Turner y Méndez, 1975). Sus características estructurales han sido descritas por Mon y Hongn (1987) y Hongn y Mon (1999).

La interpretación de estos eventos magmáticos y las deformaciones correspondientes han tenido diversas interpretaciones. Para algunos autores representaría en los estadios iniciales una región de extensión detrás del arco, que llevaría a la formación de una cuenca oceánica, la que se cerraría mediante el desarrollo del arco magmático oriental en un breve lapso del Arenigiano (Ramos, 1988a). El arco magmático occidental representaría la subducción previa a una nueva colisión del terreno Arequipa-Antofalla contra el margen pampeano (Ramos, 1988a).

Para otros autores como Conti et al. (1996) sobre la base de datos paleomagnéticos, la Puna podría también haber sido un terreno alóctono que habría colisionado con posterioridad al Ordovícico inferior con el margen pampeano.

Los estudios de Bahlburg y Hervé (1997) han interpretado la evolución de este sector como un sólo bloque continental con extensión detrás del arco. Esta extensión ha sido puesta en duda en trabajos posteriores dado que las ofiolitas del sur de la Puna han sido interpretadas sobre la base de datos geoquímicos como correspondientes a arcos islándicos (Bahlburg y Zimmermann, 1999), según estos autores de posible edad precámbrica.

Recientemente Coira et al. (1999 a y b) han propuesto

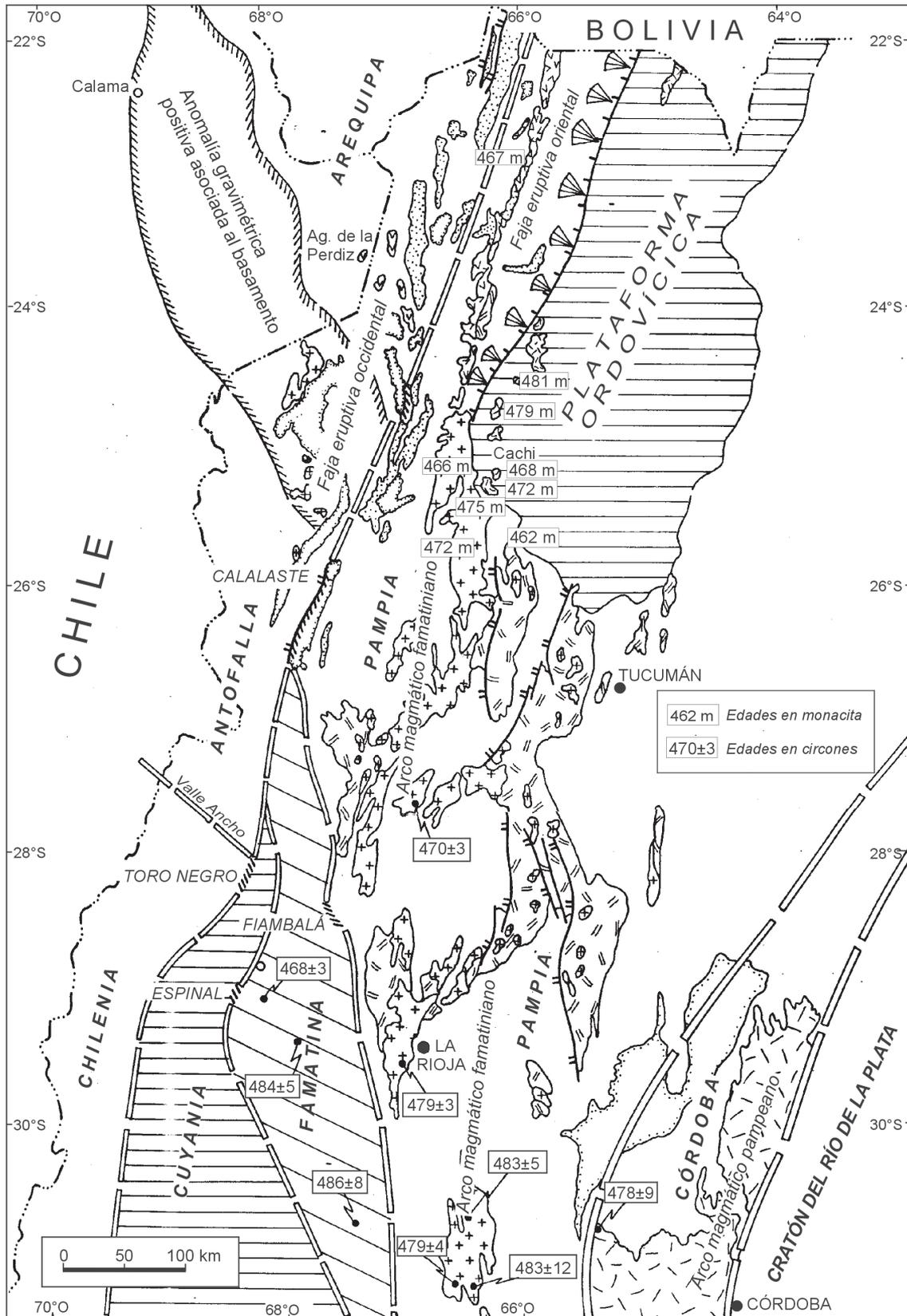


Figura 8. Esquema tectónico que ilustra la relación entre las fajas eruptivas occidental y oriental de la Puna con los granitoides de las Sierras Pampeanas Occidentales y del Famatina durante el ciclo famatiniano. Basado en Coira et al. (1982); Ramos (1986 y 1989c); Toselli et al. (1987); Ramos y Vujovich (1993); Götze et al. (1994); Sureda et al. (1999) y con edades U/Pb en monacitas según Bahlburg y Hervé (1997) y en circones según Rapela et al. (1999).

que el arco magmático de la Puna occidental podría corresponder a subducción, mientras que el oriental sería más complejo, pudiendo corresponder a volcanismo de ambien-

te de trasarco, como ha sido propuesto previamente por Damm et al. (1990), con una importante componente de desplazamiento de rumbo.

Para otros autores representaría una faja móvil sin denotar la presencia de acreción continental alguna, sobre la base de la uniformidad composicional del basamento, que no presenta diferencias sustanciales en su metamorfismo y composición (Lucassen y Franz, 1997).

La orogenia oclóyica (Ramos, 1986) que llevaría a la primera estructuración importante de los depósitos ordovícicos produciría el levantamiento de la Protopuna (Bonarelli, 1913-15; Salfity et al., 1984 b) y la importante discordancia que separa a estas unidades de los depósitos silúricos en el borde occidental de la Puna (Aceñolaza et al., 1972).

Como resultado del levantamiento de la Protopuna se generaron dos cuencas de antepaís, una periférica y otra de retroarco. La primera está representada por los depósitos siluro-devónicos que desde el Salar del Rincón se extienden al norte de Chile (Palma e Irigoyen, 1987). La segunda se desarrolla mediante la estructuración y levantamiento de la Protopuna y el sector más occidental de la Cordillera Oriental de Salta y Jujuy. En esta cuenca de antepaís se depositan más de 5.000 m de sedimentos correspondientes a tres secuencias progradantes descritas por Starck et al. (1993). Estas secuencias se preservan en el sector oriental de la Cordillera Oriental y en las Sierras Subandinas. El sector distal de esta cuenca de antepaís se extiende hasta la cuenca de Paraná, como lo demostrara Milani (1997) y Milani y Ramos (1999) en el sur de Brasil. Si bien estos autores interpretan la cuenca silurodevónica de la Cordillera Oriental y el Sistema Subandino como cuenca de antepaís, otros autores la adscriben a una cuenca de rift con enfriamiento térmico posterior (Vistalli, 1999).

PRECORDILLERA-SIERRAS PAMPEANAS

Los depósitos calcáreos de la Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza, constituyeron una plataforma carbonática cuyo basamento integra junto con el bloque de San Rafael lo que se conoce actualmente como terreno de Cuyania (véase Figuras 4 y 9) (Ramos et al., 1996 a; Astini et al., 1996). Este terreno se habría separado del continente de Laurentia durante el Cámbrico inferior (Thomas y Astini, 1996), como lo atestiguan sus datos faunísticos (Borrello, 1965; Benedetto y Astini, 1993; Benedetto et al., 1999); sus polos paleomagnéticos (Rapalini y Astini, 1997) y la naturaleza isotópica y geoquímica de su basamento (Kay et al., 1996). Este microcontinente de Cuyania se ha separado de Laurentia mediante un episodio de rifting preservado en la Precordillera riojana, donde los estratos continentales rojos y depósitos evaporíticos que anteceden los bancos carbonáticos del Cámbrico inferior portadores de la Fauna de *Ollenelus* han sido interpretados como facies de sinrift (Astini y Vaccari, 1996).

La plataforma carbonática se extendió desde la presente Precordillera de Cuyo hasta el bloque de San Rafael, donde fuera descrita por Bordonaro et al. (1996), habiéndose demostrado su extensión hasta las proximidades del cerro San Jorge en La Pampa (Melchor et al., 1999).

El terreno de Cuyania colisionó con el terreno de Pampia entre los 460 y 470 Ma, desarrollándose una sutura entre la sierra de Valle Fértil y la sierra de Pie de Palo (Figura 9), como lo han evidenciado Giménez et al. (1999)

por sus anomalías gravimétricas y magnéticas. La evolución sedimentaria de la Precordillera Oriental muestra el desarrollo de los depósitos clásticos del sector oriental, que se asocian en el inicio de la colisión a la extensión flexural con el desarrollo de fallas normales (Astini, 1997). Las distintas etapas de anegamiento (*drawning*) de la plataforma calcárea, el fallamiento extensional, y la deformación colisional han quedado registradas en el sector oriental de la Precordillera (Astini et al., 1996; Ramos et al., 1998). La deformación culmina durante el Ordovícico superior y el Silúrico con la primer cuenca de antepaís desarrollada entre la Precordillera y las Sierras Pampeanas (Astini et al., 1996).

En el sector occidental de las Sierras Pampeanas se registra entre los 515 y 460 millones de años un arco magmático asociado a subducción cuya extensión se ilustra en la Figura 10. Este arco magmático de las Sierras Pampeanas Occidentales, así denominado por Ramos (1988a), se diferenciaría del correspondiente a las Sierras Pampeanas Orientales por su edad más joven, cámbrica inferior hasta ordovícica media inclusive (Ramos, 1989 a y b). Algunos autores como Dalla Salda et al. (1992 a y b) y Rapela et al. (1992) habían interpretado la existencia de un único arco magmático famatiniano en las Sierras Pampeanas. Sin embargo, nuevos estudios han demostrado la existencia de dos arcos magmáticos diferentes, el oriental que culminaría con granitos poscolisionales a los 530-525 Ma (Rapela y Pankhurst, 1996; Rapela et al., 1998 a, b) desarrollado con subducción al este sobre el cratón de La Plata (Kraemer et al., 1995) separado por rocas oceánicas del sector occidental.

En la evolución magmática de las Sierras Pampeanas se han podido reconocer los siguientes estadios (Figura 11) según Quenardelle y Ramos (1999).

Cámbrico basal (545 a 518 Ma)

En este período no hay evidencia de granitoides ni rocas volcánicas relacionados a subducción. Podría corresponder a un período de colisión como fuera propuesto por Aceñolaza y Toselli (1984), en el sector más oriental.

Este período se relaciona con el desprendimiento de Cuyania de la región de las Ouachitas, en el sector sur (coordenadas actuales) de Laurentia y el inicio de su deriva hacia Gondwana durante el Cámbrico inferior (Astini et al., 1995, 1996).

Cámbrico inferior tardío a Ordovícico temprano (515 a 470 Ma)

En este período se inicia la subducción en el protomargen de Gondwana y el consecuente magmatismo de arco, evidenciado por los granitoides de arco descritos en la sierra de Chango Real por Lazarte (1987, 1991 y 1992). Dataciones K/Ar de estos granitoides y ortogneises arrojaron edades entre 515 y 470 Ma (Linares y González, 1990).

Este magmatismo se halla bien representado en las sierras de Capillitas, Fiambalá, Ancasti, Ambato, Velasco y en las sierras de Los Llanos (Pankhurst et al., 1998; Quenardelle y Ramos, 1999) en el sector occidental de las Sierras

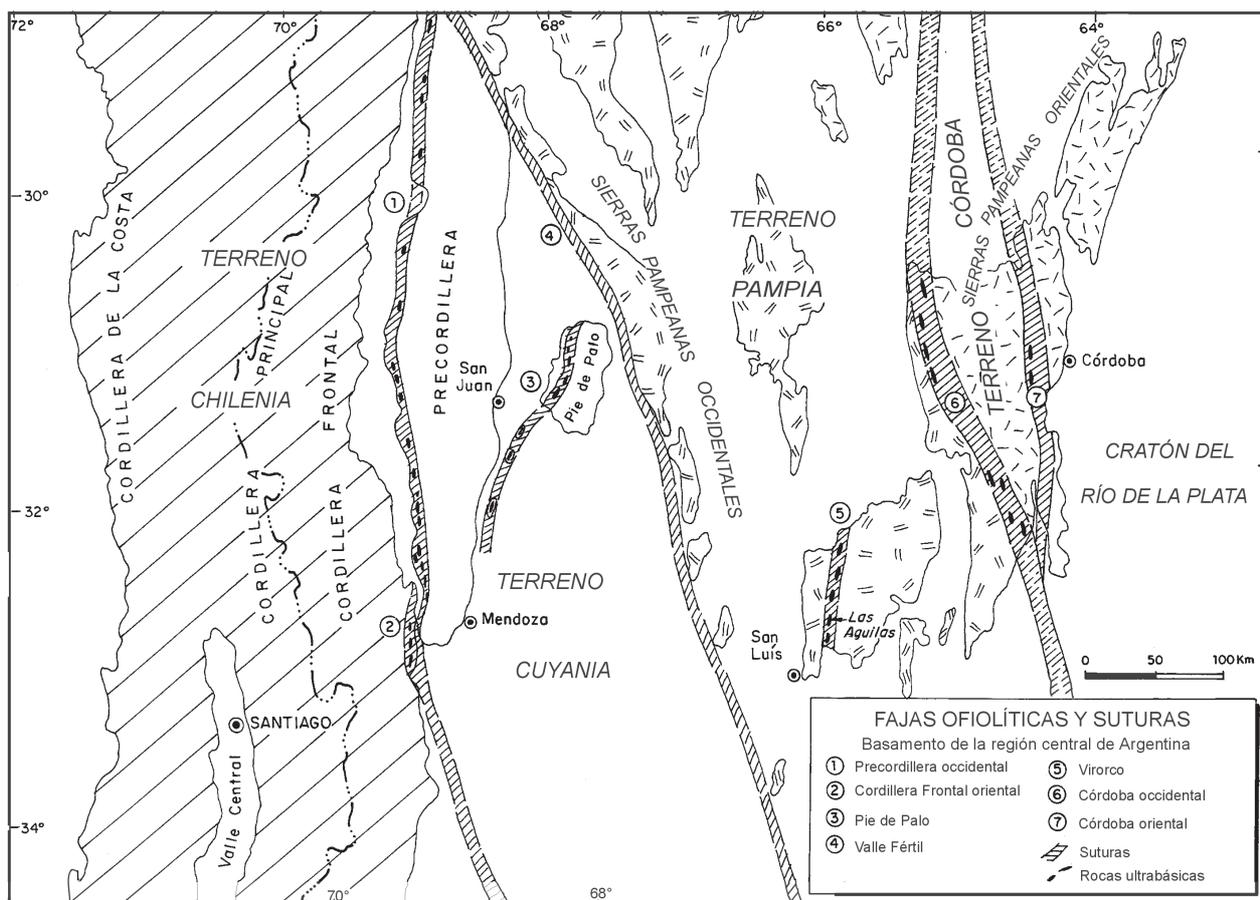


Figura 9. Mapa de distribución de terrenos y suturas con sus principales fajas ofiolíticas en el basamento de la región central de Argentina formados durante las orogenias pampeana y famatiniana (según Ramos et al., 1999).

Pampeanas (Figura 10). Continúa hacia el sur donde ha sido descrito por Llambías et al. (1996) en la sierra de San Luis. Comprende una serie de tonalitas, granodioritas y granitos con afinidades orogénicas que han sido ampliamente estudiados en los últimos años (Toselli et al., 1996; Rapela et al. 1997, 1998 a y b).

Este magmatismo es sincrónico con la subsidencia térmica de la plataforma carbonática de Precordillera, que estaba aislada ya de Laurentia (Astini et al., 1996). La máxima y más generalizada actividad magmática de este arco se desarrolló entre los 490 y 470 Ma como ha sido determinado por Lazarte (1992); Rapela et al., (1997, 1998 a y b, 1999) y Sims et al., (1998).

Ordovícico medio a tardío (470 a 450 Ma)

En este período se desarrollan granitoides sincolisionales emplazados en forma sincrónica con el inicio de la colisión y el anegamiento (*drawing*) de la plataforma carbonática de la Precordillera asociado a extensión flexural (Astini et al., 1995, 1996). Este período está asociado a deformación dúctil como la descrita por Von Gosen y Prozzi (1998) en la sierra de San Luis, así como a una intensa deformación del basamento de Cuyania como la observada en la sierra de Pie de Palo inmediatamente al oeste de la sutura entre ambos terrenos (Ramos et al., 1998).

En este intervalo se emplazan una serie de pequeños cuerpos sincinemáticos de granitoides descritos en la sierra de San Luis (véase resumen en Llambías et al., 1998;

Quenardelle y Ramos, 1999). Cuerpos similares han sido descritos por Otamendi et al. (1998) en la parte sur de la sierra de Comechingones, aunque no se descarta que estos puedan representar granitoides sincolisionales de la orogenia pampeana.

El arco magmático occidental cesaría aproximadamente a los 465 Ma dando lugar a granitos sincolisionales y a una intensa deformación asignada a los movimientos oclóyicos. Esta orogenia oclóyica pliega también a los depósitos cambro-ordovícicos de la cuenca chacoparanense.

El sector noroccidental de las Sierras Pampeanas ha tenido una evolución más compleja, como se desprende del desarrollo del terreno de Famatina (Aceñolaza et al., 1996). Éste ha sido interpretado como un terreno siálico independiente de las Sierras Pampeanas (Pérez et al., 1991; Ramos y Vujovich, 1993), donde se ha desarrollado un arco magmático representado por granitoides y rocas volcánicas (Toselli et al., 1996), asociados a ambientes sedimentarios de intrarco desarrollados bajo regímenes extensionales (Mángano, 1993). Estas secuencias y su evolución como terreno independiente han sido recientemente descritas por Astini (1998). Esta alternativa es confirmada por la propuesta de Conti et al. (1996), quienes sobre la base de datos paleomagnéticos proponen la aloctonía del terreno de Famatina. Este terreno sería así un bloque parautoctono de Gondwana, desprendido del mismo y que colisionó aproximadamente entre los 460 y 470 Ma con el protomargen de Gondwana.

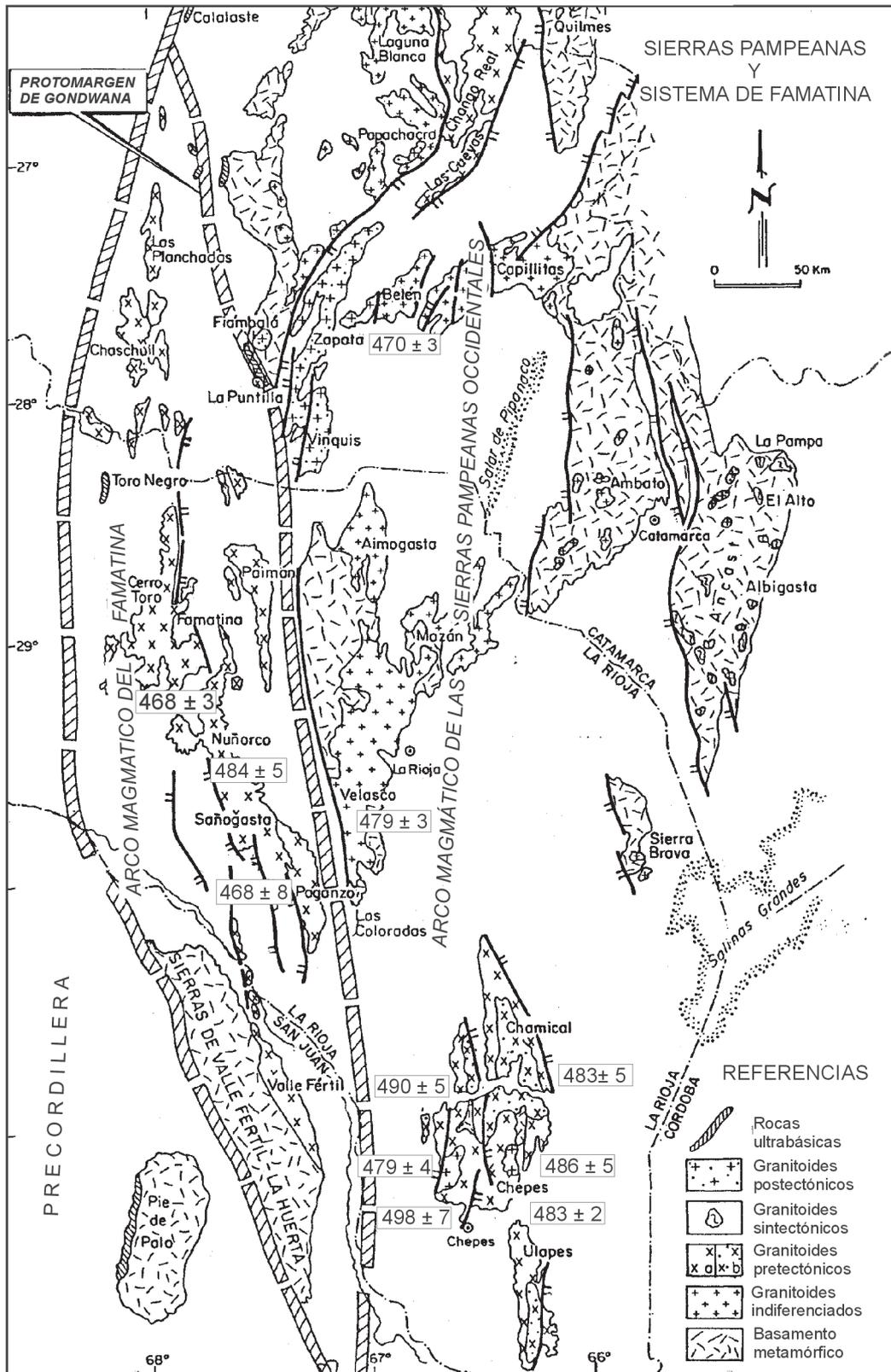


Figura 10. Distribución de los arcos magmáticos de la región de Famatina y de las Sierras Pampeanas occidentales en la región central del país (basado en Quenardelle y Ramos, 1999). Las edades U/Pb están basadas en Sims et al. (1998) y Rapela et al. (1999).

Para algunos autores el Famatina sería parte de este margen y su arco magmático sería parte del de las Sierras Pampeanas occidentales (Pankhurst et al., 1998).

Ordovícico tardío a Devónico tardío

Este período se caracteriza por un intenso magmatismo anorogénico que afectó gran parte de las Sierras Pampeanas

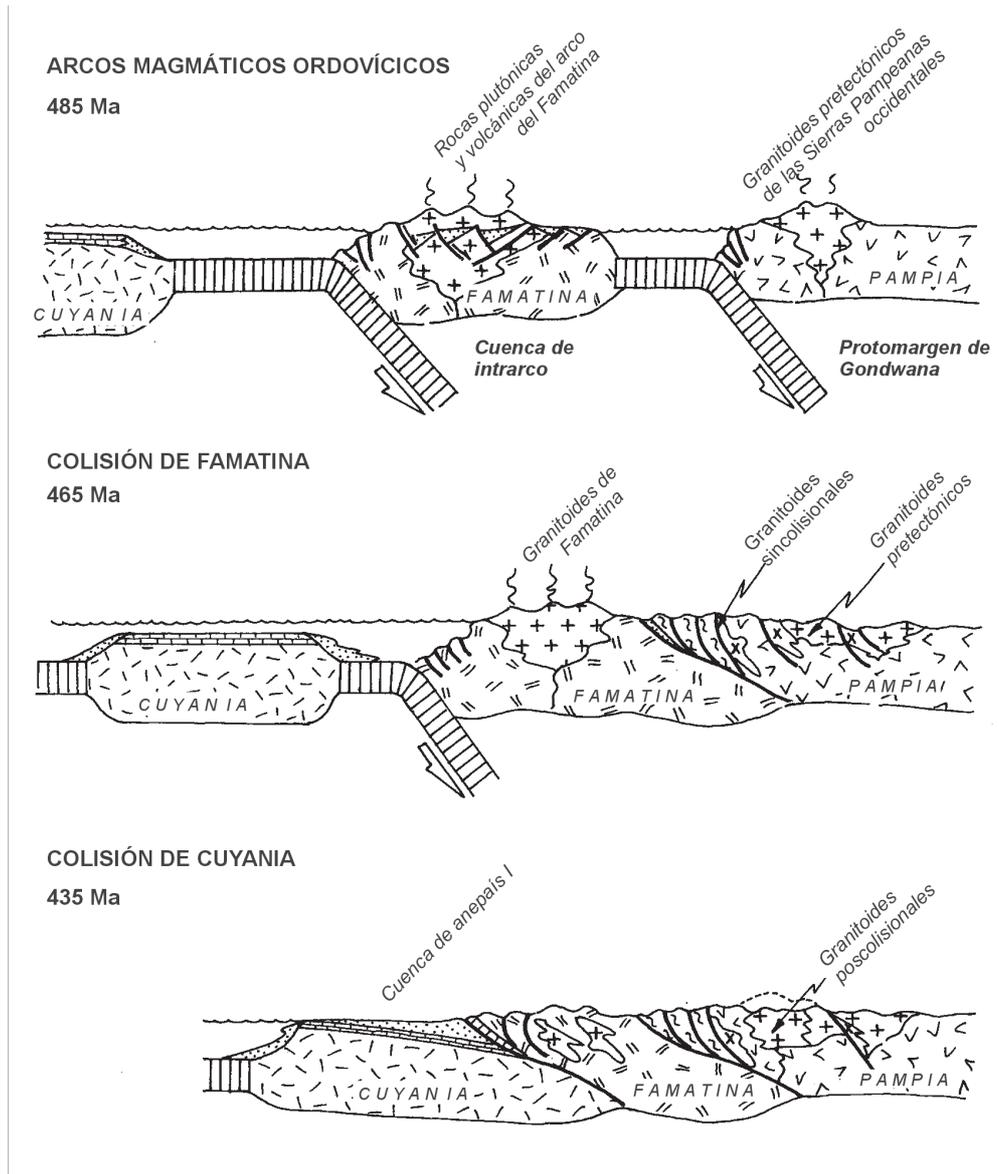


Figura 11. Esquema de evolución tectónica del sector central de Argentina durante la colisión de los terrenos de Cuyania y Precordillera contra el protomargen de Gondwana cuyo basamento en esa época estaba formado por el terreno de Pampia (basado en Ramos, 1989c y Quenardelle y Ramos, 1999).

y que se halla bien expuesto en la sierra de San Luis. Durante el Silúrico y Devónico en las Sierras Pampeanas se registra un magmatismo poscollisional y anorogénico que ha sido ampliamente estudiado en las sierras de San Luis y Córdoba (Quenardelle, 1995; López de Lucchi, 1987; Llambías et al., 1998). Este magmatismo ha sido datado como principalmente Devónico en la sierra de San Luis (véase Figura 12).

Este magmatismo ha estado relacionado con un importante evento térmico que originó fenómenos de anatexis, asociado posiblemente a un *slab break-off*, responsable del emplazamiento de numerosos stocks graníticos bajo un régimen de esfuerzos no deviatóricos. Estos granitos llevaron a la cratonización y posterior levantamiento del área, que se asocia a la colisión del terreno de Chileña sobre el margen occidental de Cuyania. Los conglomerados y estratos rojos continentales de Paganzo se apoyan sobre este basamento cristalino polideformado.

En la Precordillera este intervalo está marcado por la colisión y amalgamamiento de Chileña a partir del Devónico basal. Está asociado al desarrollo de la cuenca de antepaís

devónica media a superior de la Formación Punta Negra y a la deformación póstuma y levantamiento del basamento de la sierra de Pie de Palo (Ramos et al., 1996 a).

En el sector occidental esta deformación culmina con el emplazamiento de las secuencias ofiolíticas del borde occidental de la Precordillera (Haller y Ramos, 1984).

Los episodios de deformación acaecidos durante el Devónico se agrupan en los movimientos chánicos responsables de la discordancia entre los depósitos devónicos y carboníferos (Ramos et al., 1984; Astini, 1996). Esta discordancia angular está expuesta entre los depósitos devónicos de la Formación El Codo y los estratos del Carbonífero inferior de la Formación El Ratón en Calingasta y en las unidades equivalentes expuestas en el cañón del Atuel.

REGIÓN PATAGÓNICA

En el sector sur del país los movimientos chánicos están representados por la discordancia que separa los

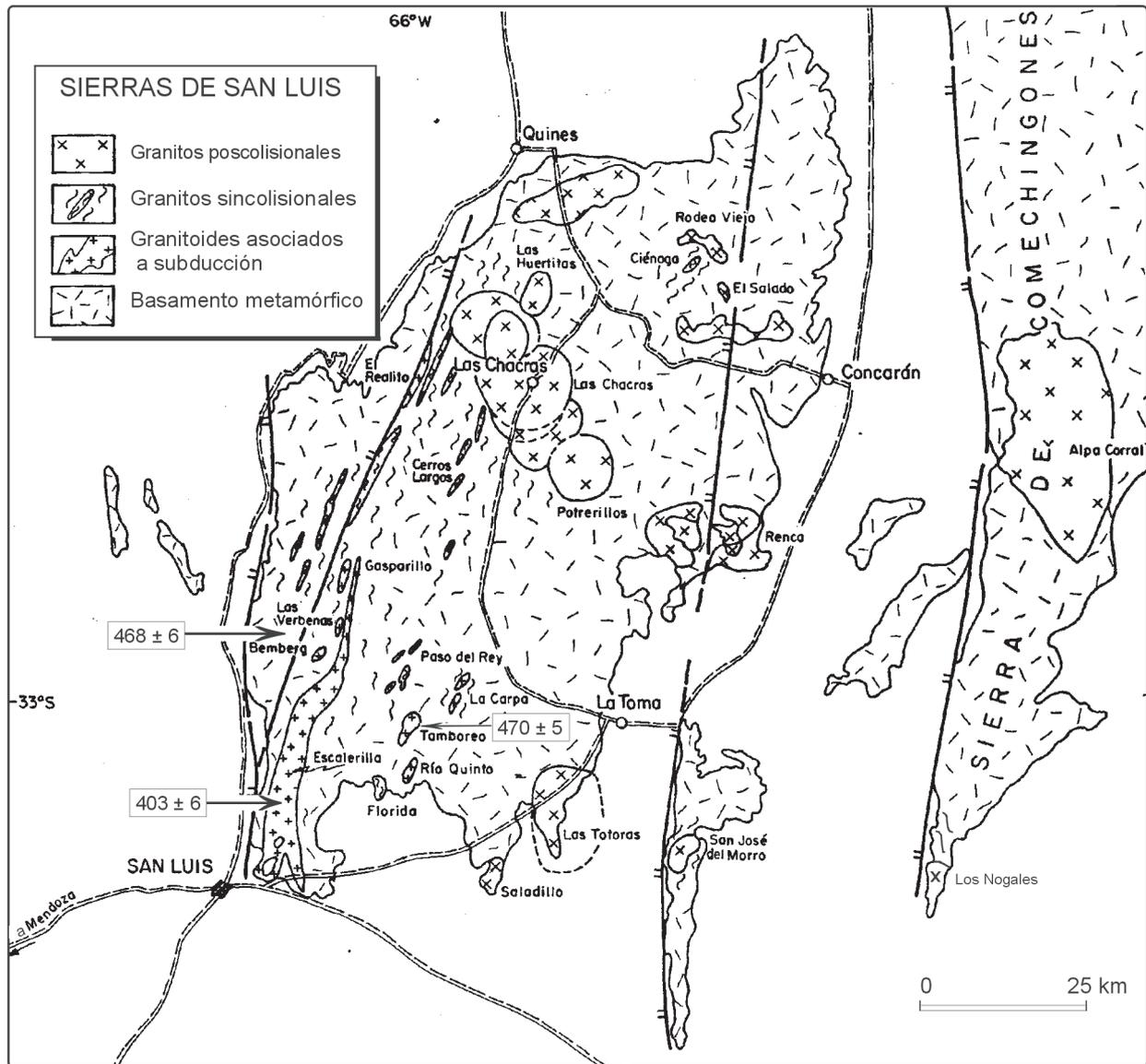


Figura 12. Granitoides famatinianos en la Sierra de San Luis (basado en Quenardelle, 1995; López de Lucchi, 1987; Llambías et al., 1996; Quenardelle y Ramos, 1999).

estratos devónicos de la Formación Lolén de los carboníferos del Grupo Pillahuincó en la región de la sierra de La Ventana.

En la Patagonia estos movimientos son responsables de la deformación de la Formación Sierra Grande, en forma previa a las intrusiones graníticas neopaleozoicas (Ramos y Cortés, 1984).

En el sector sudoeste del Macizo de Somun Cura, una importante deformación asociada al emplazamiento de granitos ordovícicos separa a este basamento de granitos poscolisionales más jóvenes (Dalla Salda et al., 1994).

Recientes dataciones U/Pb de granitoides del Macizo del Deseado han reconocido circones con edades de 424, 454 y 472 Ma (Ordovícico medio a Silúrico en diques de la región de Tres Hermanas). Algunas rocas tonalíticas arrojaron edades entre 407 y 402 Ma (Devónico). Fracciones detríticas de circones de metacuarcitas de este basamento han indicado edades de 903 Ma por $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Loske et al., 1999).

Algunos autores asignaron al ciclo Famatiniano la colisión y amalgamamiento de los macizos de Somun Cura y el

Deseado, a través de una sutura de rumbo noroeste que se halla en el subsuelo de la cuenca del Golfo de San Jorge (Palma, 1989).

CICLO GONDWÁNICO

Este ciclo está representado por un orógeno de tipo andino que se desarrolló a lo largo del borde pacífico de la Cordillera de los Andes (Ramos, 1988b; Mpodozis y Ramos, 1989). Este orógeno ha sido activo como tal hasta la parte media del Pérmico, donde posiblemente una disminución de la velocidad de convergencia condujo a un régimen extensional generalizado, que caracterizó al Pérmico tardío y al Triásico.

CUENCAS SEDIMENTARIAS

Asociado a la evolución orogénica se desarrollaron una serie de cuencas sedimentarias de retroarco a lo largo del margen pacífico y en la región cratónica interna cuencas extensionales o trastensionales (Figura 13).

La cuenca de Tarija con amplio desarrollo en el noroeste argentino, ha sido interpretada como una cuenca de antepaís cuya subsidencia ha sido originada por la deformación asociada a los movimientos chánicos (Starck, 1995 y 1999). El relleno sedimentario de esta cuenca con casi 2.500 m de espesor, está caracterizado por una serie de unidades com-

prendidas en los Grupos Macharetí, Mandiyutí y Cuevo, que se caracterizan en sus niveles basales y medios por la abundante presencia de sedimentitas glaciares. La secuencia culmina con la ingresión marina de edad pérmica correspondiente a la Formación Vitiacua. Su evolución tectónica indica bajas tasas promedio de subsidencia que no sobrepasan los

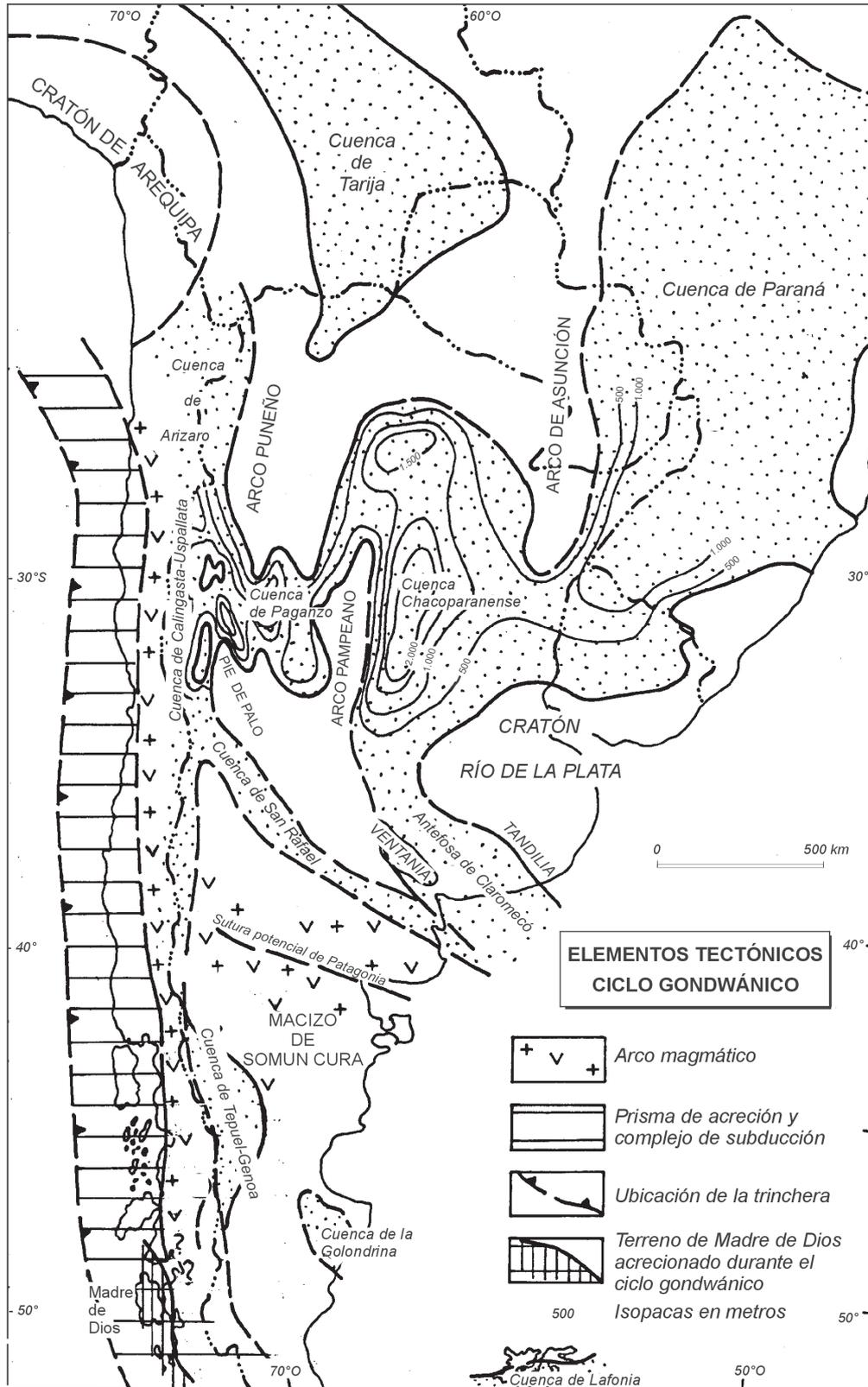


Figura 13. Cuenas de retroarco y extensionales de Argentina (basado en Ramos et al., 1984; Azcuy, 1985 y López Gamundí et al., 1994).

0,016 mm/a, coherentes con una posición distal al tectonismo compresivo que le dio origen (Starck, 1999).

En el sector central del país se reconoce la cuenca de Río Blanco y Calingasta-Uspallata, en las provincias de La Rioja, Mendoza y San Juan (López Gamundí et al., 1987, 1994). Esta cuenca ha sido interpretada por Ramos et al. (1984, 1986) como una cuenca de retroarco formada por la colisión del terreno de Chileña. En esta interpretación esta cuenca se habría originado como una cuenca de antepaís ante la carga tectónica y deformación flexural originada durante la orogenia chánica. Sin embargo, Fernández Seveso et al. (1993) demostraron el fuerte control trastensional de la cuenca, explicando su origen por depocentros tafrogénicos que coincidirían con antiguas líneas de sutura entre diferentes bloques continentales. Esta interpretación con poserioridad ha sido también aplicada a la cuenca de Tarija (Fernández Seveso y Tankard, 1995). En esta cuenca se ha reconocido una importante aceleración de la subsidencia que ha sido interpretada como la inceptión de la fase orogénica sanrafaélica entre el Pérmico inferior a medio (Fernández Seveso et al., 1993).

El sector sur de la cuenca Calingasta-Uspallata se relaciona con la cuenca de San Rafael, del centro sur de Mendoza (Espejo, 1990). En ésta se observa la marcada discordancia angular entre los depósitos eopaleozoicos y los carboníferos, atribuida a la fase chánica. En especial en el cañón del río Atuel se observan casi 90° de angularidad entre un basamento eopaleozoico en facies intensamente deformadas y las secuencias neopaleozoicas, siendo uno de los sectores donde la discordancia chánica ha sido más intensa. Esta cuenca se extiende por el sudoeste de La Pampa (Melchor, 1995) hasta la región de Ventania.

En la región de las sierras de la Ventana en el sur de Buenos Aires se identifica otra cuenca, conocida como la antifosa de Claromecó (Ramos, 1984). Esta cuenca de antepaís formada por carga tectónica ante el apilamiento producido por los corrimientos que se iniciaron con la fase chánica y culminaron con la fase sanrafaélica durante la depositación sinorogénica de la Formación Las Tunas (López Gamundí et al., 1995). Los registros paleomagnéticos han podido detectar la importancia de la deformación de la fase sanrafaélica y su sedimentación concomitante (Tomezzolli y Vilas, 1999).

En el sector patagónico se desarrolló la cuenca de Tepuel-Genoa, la que también está representada por importantes niveles glaciares y que presenta uno de los registros más completos del Carbonífero con sus casi 4.000 m de espesor (Andreis et al., 1987). Esta cuenca ha sido interpretada como una cuenca de trasarco por Ramos (1983), en cuyo eje se habrían emplazado cuerpos gábricos (Franchi y Page, 1980) durante el atenuamiento cortical de la cuenca. Hacia el sur esta cuenca presenta en la Cordillera Patagónica Austral extensos afloramientos de secuencias turbidíticas devónicas a carboníferas que han sido interpretadas como depósitos progradados al margen continental en forma periférica al macizo del Deseado (Ramos, 1983; Uliana et al., 1986).

El sector central del país presenta el desarrollo de una serie de cuencas extensionales o trastensionales cuyo relleno está caracterizado por el Grupo Paganzo

(Salfity y Gorustovich, 1984). Esta cuenca presenta una limitada actividad magmática representada por basaltos alcalinos. Parcialmente asociada a esta cuenca se encuentra la cuenca neopaleozoica chacoparanense, controlada por mecanismos extensionales (Pezzi y Mozetic, 1989).

ACTIVIDAD MAGMÁTICA

Este ciclo está caracterizado por una intensa actividad magmática, en la que se distinguen importantes episodios volcánicos y plutónicos.

En el sector norte y central del país, el ciclo gondwánico está representado por las rocas aflorantes en la Cordillera Frontal y que se extienden hacia el norte hasta el Paso de San Francisco, pasando luego a territorio chileno (Caminos, 1979; Llambías y Sato, 1990; Poma y Zappettini, 1999).

Las rocas volcánicas de este ciclo tienen amplia distribución (Figura 14) y han sido reunidas en forma complexiva en el Grupo Choiyoi (Groeber, 1946; Stipanovic et al., 1968). El amplio predominio de volcanitas y depósitos piroclásticos de composición riolítica en sus términos superiores, llevó a considerar a estas rocas eruptivas como asociadas exclusivamente a fenómenos extensionales (Zeil, 1981).

Sin embargo, como lo destacara Polanski (1964) en las rocas volcánicas neopaleozoicas hasta triásicas inclusive, se reconocen en su sección basal rocas de netas afinidades orogénicas. En algunos sectores, como en el cordón del Portillo, la secuencia se inicia con rocas básicas asociadas a un arco magmático de naturaleza tholeítica (Poma y Ramos, 1984). A estas rocas le siguen importantes secuencias de andesitas y dacitas expuestas en la Cordillera del Tigre, en el valle del río Mendoza, en el cordón del Portillo y en diversos sectores del sur de Mendoza y norte de Neuquén. Estas rocas fueron interpretadas como de naturaleza orogénica (Coira y Koukharsky, 1976; Kay et al., 1989).

Estas rocas volcánicas asociadas a subducción dan lugar a secuencias riolíticas no orogénicas, que indicarían un importante evento extensional con poserioridad a la deformación de la fase orogénica sanrafaélica (Ramos, 1988b) (Figura 15). La edad de esta fase en base a datos paleomagnéticos de las secuencias pre y poscolisionales ha sido estimada por Rapalini y Vilas (1991) en 265 Ma.

Las rocas riolíticas con las que culmina el Grupo Choiyoi están asociadas a secuencias clásticas y carbonáticas. En estas rocas ha sido posible detectar el desarrollo de sistemas extensionales de rift en la Cordillera Frontal de San Juan (Rodríguez Fernández et al., 1995). Estos hemigrábenes se han observado también en el valle del río Mendoza y en las nacientes del Tupungato.

Las rocas volcánicas están asociadas a una importante actividad plutónica cuyo principal registro se observa en el batolito de Colangüil (Llambías y Sato, 1995).

En este sector se han reconocido principalmente granitoides posorogénicos de edad predominantemente permotriásica. El arco magmático a estas latitudes está representado principalmente en el territorio chileno adyacente (Mpodozis y Kay, 1990, 1992). Estos granitoides se extienden desde el sur de Catamarca, por la parte occidental de La Rioja (Poma y Zappettini, 1999), donde

están ampliamente representados, en la Cordillera Frontal de San Juan y Mendoza (Caminos, 1979). En la provincia de Neuquén se conocen en la Cordillera del Viento, en el subsuelo y en afloramientos aislados como el cerro Granito.

Granitoides del ciclo Gondwánico se conocen en el macizo de Somun Curá (Llambías et al., 1984). Estos han sido

interpretados como de arco magmático por Rapela y Caminos (1987), mientras que para otros autores serían poscolisionales (Ramos, 1984).

Los granitoides neopaleozoicos en la región patagónica se reconocen en dos sectores diferentes. A lo largo de la Cordillera Patagónica hay escasos plutones de composición tonalítica de edad carbonífera superior (Ramos, 1983). En el sector extraandino hay granitoides pérmicos detectados en el subsuelo (Lesta et al., 1980) y principalmente triásicos en el macizo de Somun Curá. Éstos han sido interpretados como granitos extensionales por Rapela et al. (1991b).

En la Cordillera Fueguina, en especial en su sector más oriental, se observan metamorfitas de bajo grado en facies equivalentes a las que asoman a lo largo de la Cordillera Patagónica, asignadas al Paleozoico superior (Caminos et al., 1981).

LOS RIFT TRIÁSICOS

Extensas áreas del basamento andino y regiones adyacentes han sido sometidas a un importante régimen extensional durante el Triásico (Charrier, 1979). Estas áreas extensionales se desarrollan principalmente en forma periférica al núcleo cratónico central amalgamado durante las orogenias paleozoicas. Así definido coincidiría geográficamente, con el cratógeno central propuesto por Braccini (1960), pero con un período de consolidación más joven, resultado de la orogenia gondwánica.

Las provincias riolíticas como la correspondiente al Grupo Choyoi anteceden y son concomitantes a conspicuos períodos de rifting en el sector central de Argentina durante el Triásico medio a superior (Ramos y Kay, 1991). El desarrollo de estas cuencas de rift estuvo directamente vinculado a la existencia de importantes líneas de debilidad previa, correspondiendo a típicos rift episuturales, que se emplazaron por lo general en el labio superior de antiguas suturas paleozoicas.

Las cuencas están concentradas a lo largo del margen del basamento cristalino precámbrico, que actuó como una región cratónica estable, que limitó la extensión triásica (Figura 16 a). Entre estas cuencas se destacan en la región central los rifts de Ischigualasto (Milana y Alcober, 1994), Marayes (Bossi, 1976), Las Salinas y Beazley (Flores y Criado Roqué, 1972), que se desarrollaron en el labio superior de la sutura entre los terrenos de Cuyania y Pampia. Estos sistemas de rift ubicados en el borde occidental de las Sierras Pampeanas se desarrollaron entre el Triásico medio a superior, siendo posteriormente reactivados durante el Cretácico inferior.

Entre el terreno de Cuyania y Chilenia hay extensos depocentros que en la parte mendocina han sido agrupados en la cuenca de Cuyo (Rolleri y Criado Roqué, 1970), que se extienden hacia el sur en la subcuenca de Alvear (Vicente, 1975). Estos depósitos han sido analizados en la cuenca de Cuyo (Kokogíán et al., 1993) y de ahí hacia el norte, donde interfieren la estructura ándica de la Precordillera de San Juan y Mendoza en las regiones de Rincón Blanco y Paramillos (Stipanovic, 1983). Estos depocentros están bien desarrollados entre Calingasta y Barreal, donde estas secuencias triásicas

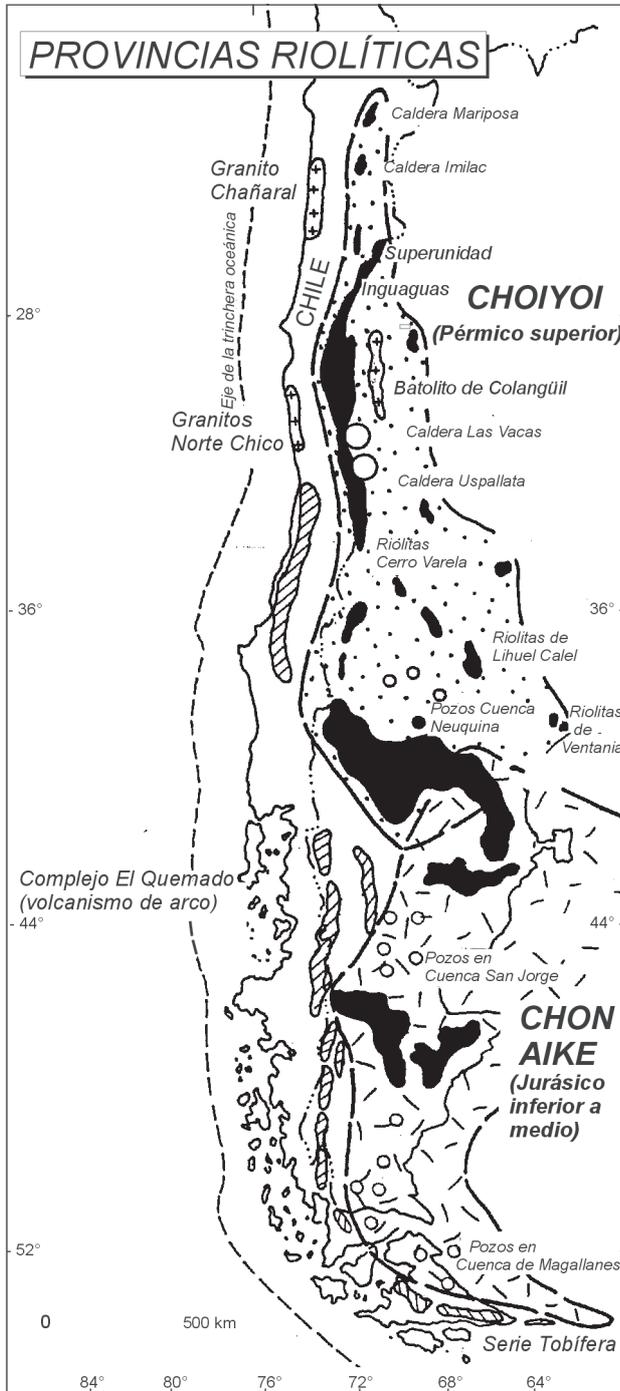


Figura 14. Áreas de afloramiento y desarrollo en el subsuelo de la provincia magmática Choyoi y su asociación con rocas del arco magmático gondwánico. Hacia el sur se continúa en la provincia magmática Chon Aike de edad jurásica inferior a media, asociada a las rocas de arco del Complejo El Quemado y unidades equivalentes (según Kay et al., 1989).

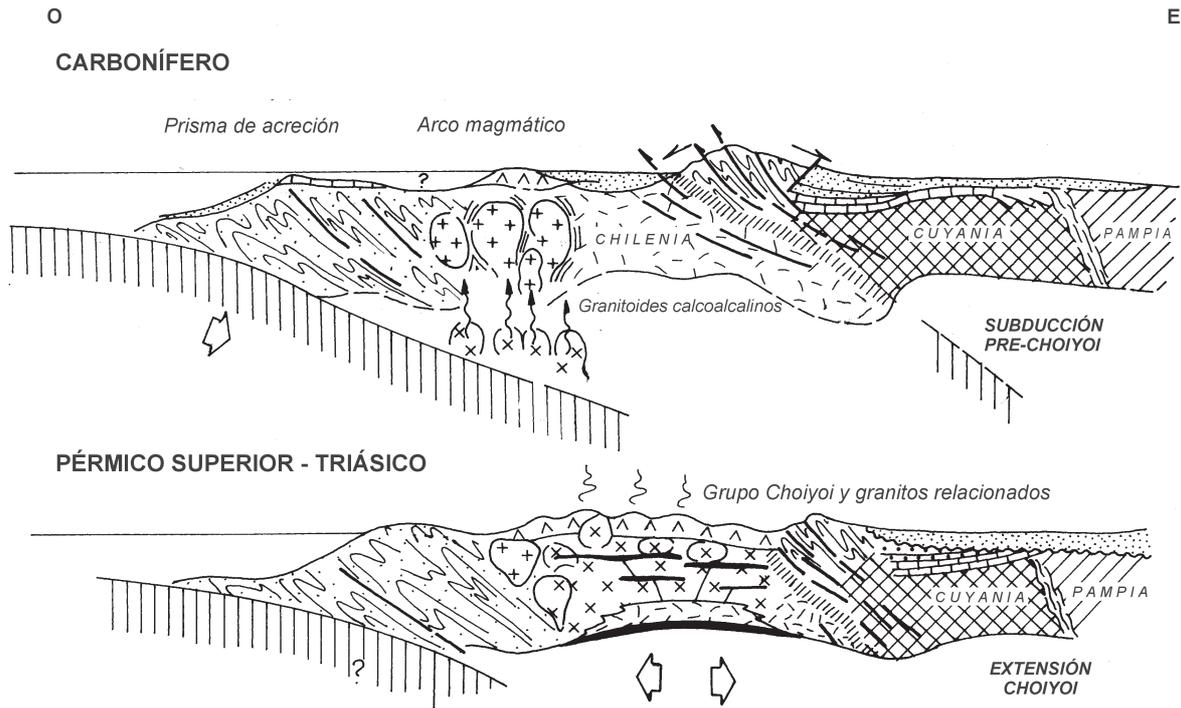


Figura 15. Esquema que muestra los procesos tectónicos asociados al magmatismo gondwánico antes y después de la fase orogénica sanrafaélica (basado en Mpodozis y Ramos, 1989).

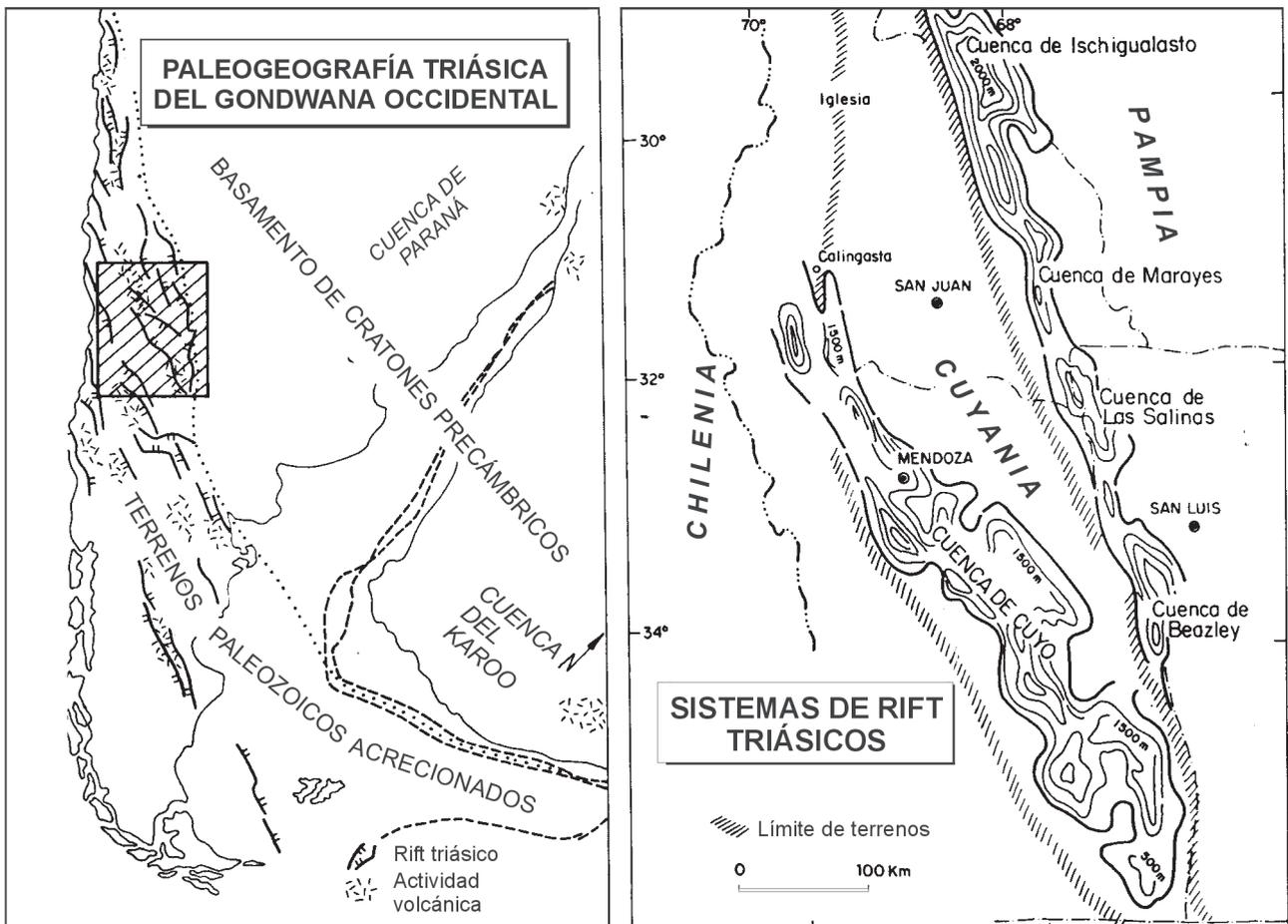


Figura 16. a) Mapa paleogeográfico del Triásico de Gondwana occidental con la ubicación de los sistemas de rift principales en forma periférica al cratón precámbrico en la región acrecionada durante el Paleozoico. La actividad volcánica del Grupo Choiyoi se muestra para comparación; b) Mapas isopáquicos generalizados de los rift triásicos y su localización sobre el labio alto de antiguas suturas paleozoicas. Basado en Uliana y Biddle (1988); Uliana et al. (1989) y Ramos y Kay (1991).

han sido descritas por numerosos autores (Stipanovic, 1957, 1983; Strelkov y Álvarez, 1984).

En el sector cordillerano se han reconocido sistemas extensionales triásicos al oeste de la cordillera del Espinacito, donde el rift Mercedario alcanza un extenso desarrollo (Álvarez y Ramos, 1999). Estos sistemas siguen hacia el sur en la provincia de Mendoza donde han sido descritos a ambos lados del paso de Nieves Negras (Álvarez et al., 1997) y al oeste de Malargüe (Manceda y Figueroa, 1993).

Estos depósitos de rift se desarrollan también en la plataforma continental, abarcando el plateau de Las Malvinas (Biddle et al., 1996) y la cuenca de San Julián (Figueiredo et al., 1996), para extenderse a la región extraandina patagónica. Secuencias de rift triásicas han sido también descritas en El Tranquilo, en la provincia de Santa Cruz por Di Persia (1967).

En la Cordillera Principal estos rifts se han desarrollado durante el Triásico tardío y el Jurásico temprano, siendo los depósitos jurásicos generalmente marinos, aunque en forma excepcional estos mares alcanzaron localmente el Triásico como en el río Atuel (Riccardi et al., 1997).

Hacia el sur los sistemas de rift triásico están ampliamente desarrollados en el subsuelo de la cuenca neuquina, donde han sido descritos por Vergani et al. (1995). Estos rift están expuestos en el margen sur de la cuenca, como en la región de Paso Flores (Nullo, 1979).

En casi todas estas cuencas de rift han podido identificarse coladas de basaltos alcalinos de intraplaca (Ramos y Kay, 1991) asociados a las fases de sinrift, que sólo localmente se vinculan a magmatismo bimodal (Álvarez y Ramos, 1999).

CICLO PATAGONÍDICO

Este ciclo de deformación orogénica acaecido en el Cretácico y definido como tal por Keidel (1921) tiene su máxima expresión en la Cordillera Fueguina (Caminos et al., 1981) y en la región insular adyacente al este del cabo de Hornos (Ramos et al., 1986). Se inicia con la extensión asociada a la apertura del Atlántico Sur y culmina con el cierre de la cuenca oceánica de trasarco en la base del Cretácico superior a esas latitudes.

Hacia el norte, las evidencias de deformación van disminuyendo con la desaparición paulatina de la cuenca marginal de trasarco de las Rocas Verdes (Dalziel et al., 1974). Al norte de los 50°S no hay más evidencias de rocas cretácicas inferiores con una importante deformación penetrativa como se observa en las rocas sedimentarias, principalmente turbidíticas asociadas a depósitos pelágicos en la región del canal de Beagle en Tierra del Fuego y al oeste de Puerto Natales en la Cordillera de Sarmiento en Chile. En estas regiones se observan asociados a estas rocas complejos ofiolíticos desmembrados (Stern y de Witt, 1980; Caminos et al., 1981).

En la Cordillera Patagónica, tanto en sus segmentos septentrional como austral, el ciclo patagonídico está representado por la deformación asociada al emplazamiento del Batolito Patagónico que tuvo su clímax alrededor de los 98 ± 4 Ma (Ramos et al., 1982).

En la región de la Precordillera Patagónica hay evidencias de una deformación de edad cretácica superior, que se extiende a la región preandina de Neuquén, donde hay nueva-

mente evidencias de inversión tectónica y compresión durante el Cretácico medio (Ramos, 1981; Vergani et al., 1995).

ÁREAS CRATÓNICAS

Ciclo extensional jurásico

En la región de Cuyo está representado principalmente por secuencias de subsidencia térmica presentes en varias cuencas, como los depocentros de La Valenciana (Manceda y Figueroa, 1995), del río Colina (Álvarez et al., 1997) y en la región del Mercedario (Álvarez y Ramos, 1999).

Si bien estos sistemas de rift comenzaron en el Triásico cuando alcanzaron su mayor desarrollo los depósitos de sinrift, muchos de ellos tienen importantes reactivaciones extensionales ya sea en el Jurásico inferior o medio (Strelkov y Álvarez, 1984, Álvarez, 1996). Aun los sistemas en los que se ha reconocido una sola secuencia de sinrift, el fallamiento activo ha llegado hasta parte del Liásico (Manceda y Figueroa, 1995; Álvarez, 1996), mientras que las facies de hundimiento térmico se extienden al resto del Jurásico.

En la Patagonia extraandina este ciclo extensional está asociado al desarrollo de un importante plateau riolítico extensional, que se conoce como la provincia riolítica de Chon Aike (Kay et al., 1989; Pankhurst y Rapela, 1993, 1995) y por depocentros liásicos en la región extraandina de Chubut y Santa Cruz y en el subsuelo de la cuenca del Golfo San Jorge. A estas cuencas liásicas, interpretadas en la región preandina como cuencas de intrarco (Ramos, 1983), se asocia un importante volcanismo dacítico a andesítico correspondiente al Grupo Lonco Trapial (Clavijo, 1986).

En el sector central de la Patagonia y con un marcado rumbo noroeste se desarrolla la cuenca de Cañadón Asfalto de edad jurásica media a superior. Estas cuencas se corresponden a hemigrábenes extensionales rellenos por secuencias clásticas y volcánicas, que culminan con importantes episodios lacustres (Figari y Courtade, 1993).

Ciclo extensional cretácico

En forma concomitante con el desarrollo de una zona de subducción tipo Marianas (Ramos, 1988b; Mpodozis y Ramos, 1989), cuyo arco magmático estuvo sometido a importantes eventos extensionales (Figuras 17 y 18), la región de retroarco fue controlada por procesos extensionales de amplia distribución a lo largo del arco magmático. Este sistema extensional estuvo estrechamente ligado a la apertura del Atlántico Sur, precedida por los importantes sistemas de rift triásicos hasta Jurásico inclusive.

La extensión patagonídica se observa en primer lugar en las cuencas aulacogénicas del Colorado y el Salado en la plataforma continental (Introcaso y Ramos, 1984), tanto como en los sistemas de hemigrábenes ampliamente desarrollados en forma conjugada con el margen (Ramos, 1996a). Si bien en estos sistemas hay una activa depositación sinextensional desde el Cretácico inferior, la sedimentación podría haberse iniciado ya en el Jurásico tardío.

Los sistemas de rift se propagan hacia el noroeste

argentino, desarrollando una importante zona de ruptura sobre el margen occidental del cratón del Río de La Plata (Uliana et al., 1989) identificada como el sistema de rift

pampeano central en la Figura 17, que engranaría hacia el norte con la cuenca del Grupo Salta (Salfity y Marquillas, 1994). Este sistema de fracturación si bien es

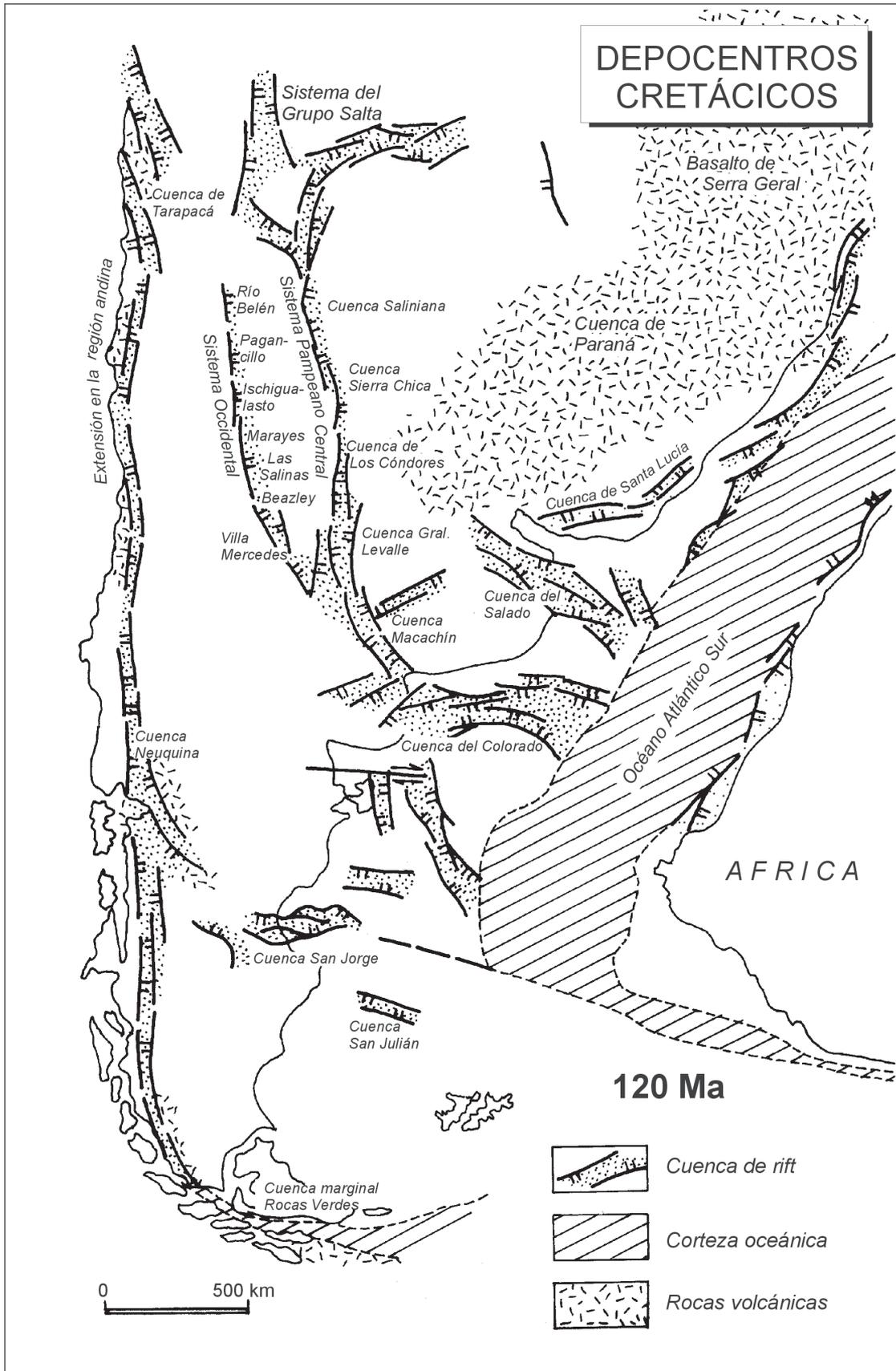


Figura 17. Sistemas extensionales desarrollados durante el Cretácico inferior. Comprende las cuencas de intrarco de la región cordillerana y los sistemas de rift en áreas cratónicas (basado en Uliana y Biddle, 1988; Uliana et al., 1989; Rosello, 1999).

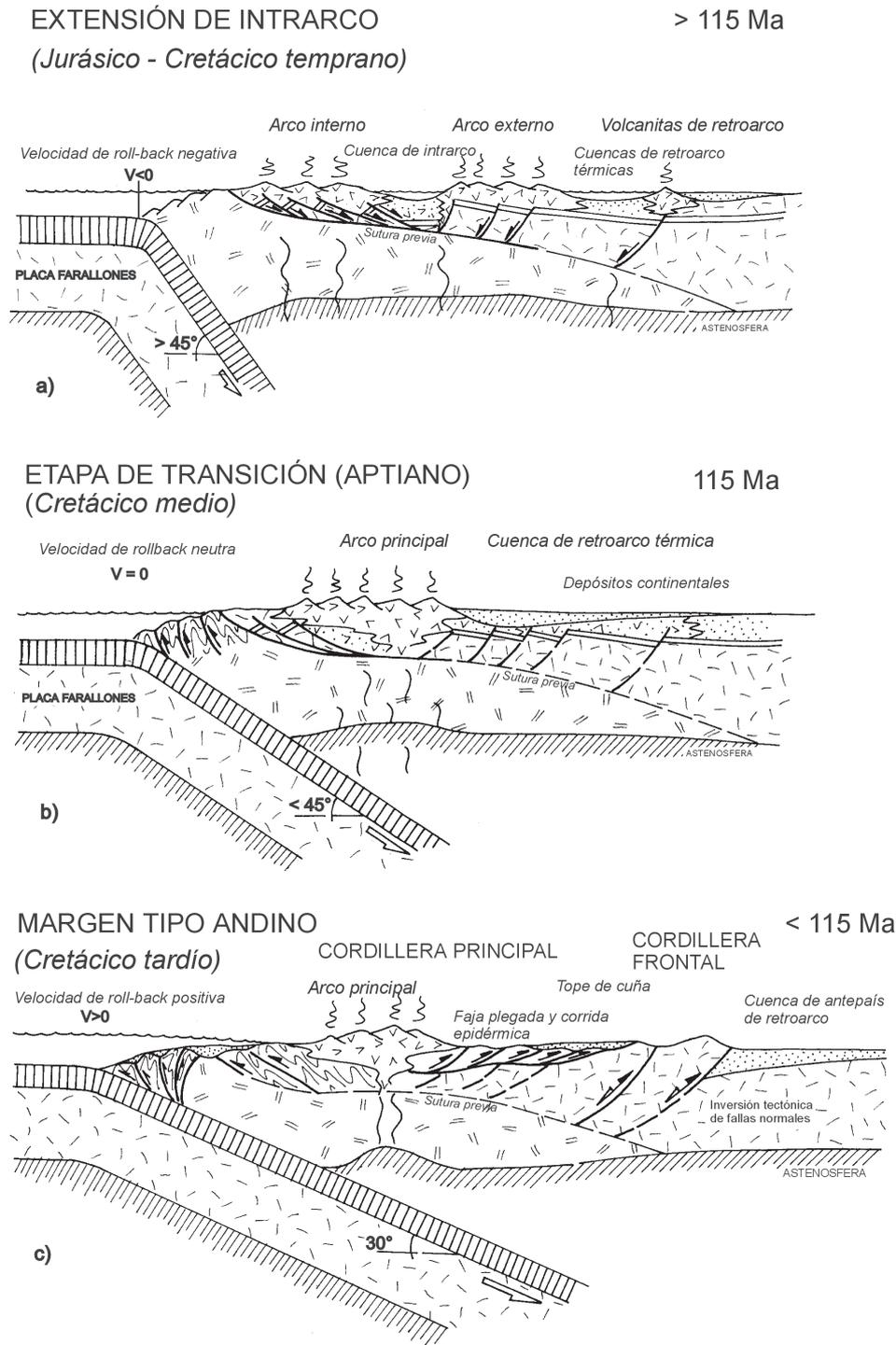


Figura 18. Régimen de subducción durante el Mesozoico temprano a lo largo del arco magmático de la Cordillera Principal. a) Estadio de intrarco marino con extensión generalizada en la región cordillerana; b) Estadio de transición con depósitos continentales asociados; c) Estadio compresivo con deformación e inversión tectónica (modificado de Vicente, 1972; Charrier, 1984 y Ramos, 1985, 1988b).

estrecho tiene depocentros profundos que alcanzan más de 5.000 m de depósitos continentales cretácicos (Rossello y Mozetic, 1999). En este sistema se observan importantes depocentros como los de Macachín, General Levalle, Sierra Chica de Córdoba, Saliniana, que quedan marginados entre la cuenca infracratónica de Chacoparaná y las sierras de Córdoba (Rossello y Mozetic, 1999; Chebli et al., este volumen).

Hacia el oeste del sistema pampeano central, a lo largo del lineamiento de Valle Fértil, los rift triásicos previos han sido reactivados durante el Cretácico. Esta reactivación se denota desde la cuenca de Ischigualasto al norte, en la de Marayes, en la de las Salinas, hasta la cuenca de Beazley. En estas cuencas se implanta un segundo ciclo de sinrift, de menor desarrollo que el anterior. Los conglome-

rados de la Formación La Cruz y escasos basaltos alcalinos asociados marcan esta reactivación en las sierras de Catantal, Quijadas y del Peñón, alcanzando hacia el sur el cerro Varela (Yrigoyen, 1975, 1981). Estos afloramientos corresponden al borde de cuenca de los depocentros de Las Salinas, Beazley y Villa Mercedes. En conjunto marcan un rosario de cuencas de rift de rumbo nor-noroeste que corresponden a depocentros más someros y subparalelos al sistema pampeano central, que definen el sistema occidental de rift cretácicos (Rossello y Mozetic, 1999). El extremo noroeste de esta faja de rift llega a Belén donde se registra un depocentro de rumbo nordeste, datado por el basalto de Puerta de San José en Belén, como previo a los 131 ± 4 Ma (K/Ar, Rossello et al., 1999). Este depocentro se observa en el subsuelo del Campo del Arenal, donde depósitos con geometría de hemigrábenes se pueden correlacionar con las secuencias cretácicas. Los sistemas extensionales más desarrollados comprenden a la cuenca de Paraná, con importantes efusiones basálticas asociadas probablemente a un punto caliente, responsable de más de un millón de kilómetros cuadrados de efusiones de basaltos tholeíticos derramados entre los 125 y 130 Ma. Hacia el oeste, el factor de estiramiento es más reducido, así como el porcentaje de fusión (Kay y Ramos, 1996). Predominan los basaltos alcalinos y peralcalinos, con mucho menor volumen y reducida extensión areal. A este evento pertenecen las diferentes subcuencas de rift representadas en el Grupo Salta (Bianucci y Homoc, 1982; Salfity, 1982). Su desarrollo se halla asociado a importantes eventos distensivos que son controlados por antiguas zonas de debilidad cortical, como ha sido propuesto mediante el reconocimiento de sus cizallas maestras (Comínguez y Ramos, 1995; Cristallini et al., 1997).

En el sector de la Puna oriental y la región de la Cordillera Oriental adyacente, estos eventos extensionales están asociados al emplazamiento de granitoides de intraplaca (Galliski y Viramonte, 1988) y a carbonatitas de reducida extensión areal (Zappettini, 1990). Si bien no hay buenas edades de estos eventos magmáticos, los mismos se habrían emplazado entre el Jurásico más superior y el Cretácico inferior (Linares y Latorre, 1975).

En el sector patagónico se desarrolla una serie de cuencas extensionales entre las que se destacan el rift de Cañadón Asfalto en el Jurásico medio a superior (Figari y Courtade, 1993), el rift transversal al margen de la cuenca del Golfo de San Jorge (Fitzgerald et al., 1990) y el engolfamiento de río Mayo (Aguirre-Urreta y Ramos, 1981).

ÁREAS OROGÉNICAS

La región cordillerana registra la transición de la etapa extensional a la compresiva durante el Cretácico medio. El inicio de una activa subducción ocurre en los Andes Centrales a los aproximadamente 170 Ma, cuando los sistemas extensionales previos a lo largo del eje de la Cordillera Principal dejan de ser activos, para iniciar una etapa de subsidencia térmica, como se observa en el rift del Mercedario (Álvarez y Ramos, 1999).

El fallamiento extensional activo se traslada a cuencas de intrarco, desarrolladas principalmente en territorio chileno

(Charrier, 1984; Ramos, 1985), entrando sólo localmente en territorio argentino. Dada la naturaleza irregular del límite internacional el área orogénica activa aparece indistintamente tanto en el sector chileno como el argentino. Al sur de la provincia de La Rioja se preserva en el sector argentino principalmente el arco volcánico externo interdigitado con los depósitos marinos de retroarco (Cristallini y Ramos, 1996, Aguirre-Urreta y Lo Forte, 1996). El arco volcánico externo está caracterizado por una potente secuencia volcánica cretácica (Figura 18a), que Groeber (1951) ubicara en forma parcial en su *chilelitense*. Ésta se caracteriza por el predominio de andesitas y dacitas, con niveles piroclásticos más ácidos, en secuencias que localmente alcanzan varios miles de metros.

El sector donde mejor está expuesta la cuenca de intrarco es la región de los lagos Fontana y La Plata, donde se observa el interdigitamiento de las secuencias marinas titoneocomianas tanto con el arco volcánico interno como el externo (Ramos y Palma, 1983). El arco interno está formado principalmente por rocas andesíticas y basálticas, menos evolucionadas, que en sectores presentan lavas almohadilladas. Este sector contrasta con la naturaleza bimodal del arco externo, que está formado principalmente por rocas riolíticas y dacíticas con escasas andesitas, que culminan con basaltos.

En los Andes Fueguinos la extensión continúa hasta la apertura de la cuenca marginal de trasarco, que desarrolla corteza oceánica y es conocida como la cuenca marginal de «Rocas Verdes» (Dalziel et al., 1974). El cierre de esta cuenca se produjo en el Cretácico superior temprano, como es inferido de los basaltos no deformados que atraviesan a la Formación Yahgan en la isla Barnevelt, frente a Cabo de Hornos, y que han sido datados en 87 ± 5 Ma (Ramos et al., 1986).

En el Cretácico medio, aproximadamente a los 115 Ma (Figura 18b), se pasa a un sistema netamente continental, donde las secuencias volcánicas predominantemente andesíticas se interdigitan con depósitos clásticos de ambientes de pie de monte o fluviales proximales (Cristallini et al., 1995).

En los sectores más australes se observa la inversión tectónica que caracteriza la evolución cretácica superior (Figura 18 c), en especial en la provincia de Neuquén, en sectores de las Cordillera Patagónica y en el sector de la Cordillera Fueguina.

CICLO ÁNDICO

La evolución del ciclo Ándico puede ser dividida en dos estadios diferentes con características propias: un subciclo paleógeno, que alcanza su máxima expresión con los movimientos incaicos (Steinmann, 1919) y un subciclo neógeno con sus movimientos principales asociados a los movimientos quechuas en el sentido de Ramos et al. (1988). Ambos subciclos están controlados por las variaciones de la velocidad de convergencia relativa entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana (Pardo Casas y Molnar, 1987). La presente propuesta de dos subciclos con sus fases correspondientes es una simplificación del esquema propuesto por Groeber (1929, 1951) y modificado por Yrigoyen (1976). Sin embargo, es necesario destacar que si bien ambos ciclos culminan con deformación asociada a un

máximo de convergencia en la zona de subducción, las fases orogénicas no son por sí mismas sincrónicas, variando su ubicación temporal de un sector a otro. Asimismo, la importancia relativa entre ambos ciclos y los procesos involucrados varían en cada segmento de la Cordillera.

SUBCICLO PALEÓGENO

Este subciclo está representado en la Puna Salteña por asociaciones volcánicas de edad eocena a oligocena

inferior, que se conocen al oeste del salar de Arizaro, próximo al límite con Chile (Zapettini et al., 1997). Asociados a este ciclo volcánico se desarrollan en la cuenca terciaria de Arizaro depocentros intermontanos, cuyos mecanismos de subsidencia no son bien conocidos. Podrían corresponder a fenómenos extensionales, como los que se conocen a estas latitudes en territorio chileno (Cornejo y Mpodozis, 1997). El arco magmático se encuentra entre el valle longitudinal y la vertiente chilena de la Cordillera Occidental.

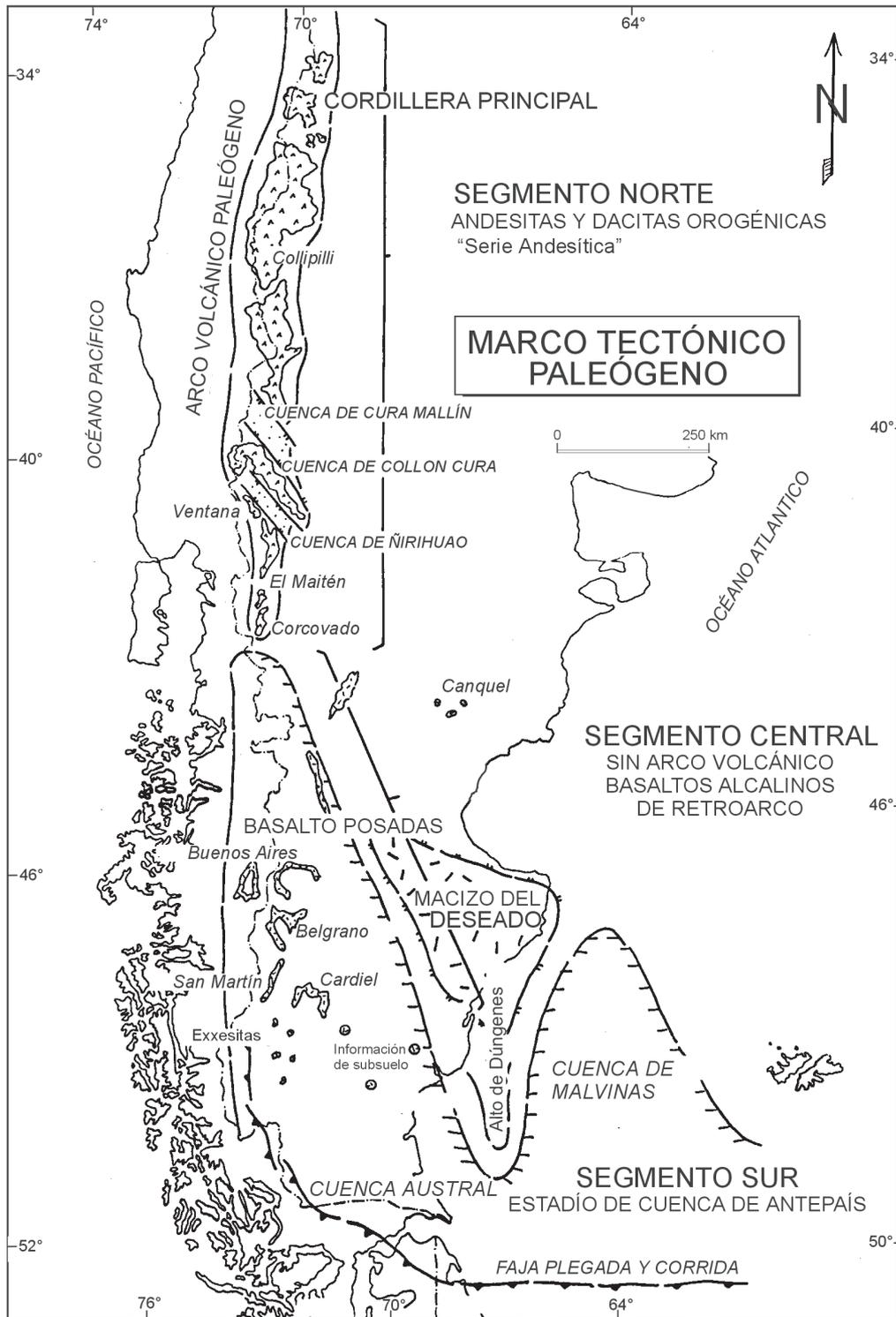


Figura 19. Desarrollo de la serie volcánica paleógena asociada a subducción en territorio argentino y su límite austral con el desarrollo por colisión de una dorsal del Basalto Posadas.

A este subciclo se asocia en el sector sur de Mendoza y oeste de Neuquén, una serie de depósitos sinorogénicos y diversos centros volcánicos e intrusivos de edad eocena. Estas rocas ígneas permiten definir un arco magmático que desde los 36°S de latitud ingresa en territorio argentino a la altura de la laguna Varvarco Campos en el norte de Neuquén. Este arco magmático (Figura 19) se continúa hasta la latitud de Corcovado, en la provincia de Chubut (aproximadamente

43°30'S) donde desaparece. Este arco volcánico alcanza un extenso desarrollo a la latitud de Bariloche (Feruglio, 1941; Ramos, 1982). En este sector se puede reconocer una secuencia volcánica predominantemente andesítica (González Díaz, 1979), de una extraandina de naturaleza bimodal con alternancia de rocas de composición riolítica y basaltos (Rabassa, 1979). Este arco volcánico está asociado a las cuencas de Collón-Cura y Ñirehuao, donde potentes rellenos continentales

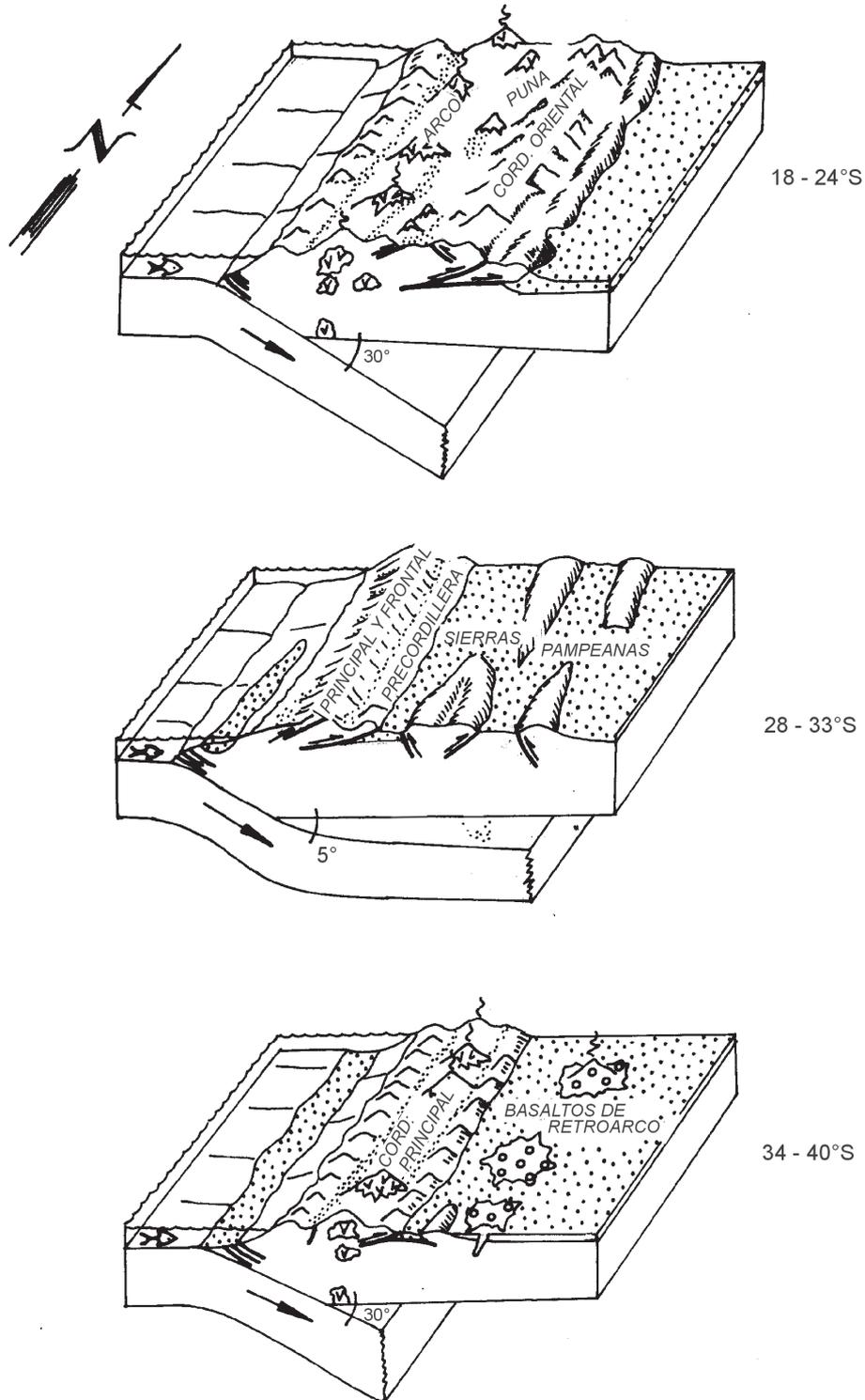


Figura 20. Segmentos de diferentes regímenes de subducción a lo largo de los Andes argentino chileno (basado en Jordan et al., 1983).

les se interdigitan con depósitos marinos correspondientes a la única transgresión pacífica registrada durante el Cenozoico en territorio argentino (Ramos, 1982).

El arco magmático paleógeno da lugar al sur de los 43°30'S a un magmatismo básico alcalino asociado al desarrollo de una ventana astenosférica (Ramos y Kay, 1992). La colisión de una dorsal sísmica a esa latitud produce un *gap* volcánico que en la región se extiende hasta el Mioceno inferior. Este magmatismo básico, que localmente se conoce como Basalto Posadas, corresponde a un volcanismo de retroarco desarrollado por la subducción de la dorsal oceánica

que separaba la placa de Farellón de la placa de Phoenix (Cande y Leslie, 1986). Estas rocas volcánicas se hallan asociadas a depósitos predominantemente continentales, que hacia el este engranan con secuencias marinas procedentes del Atlántico, características de los episodios de mar alto en un margen continental pasivo.

El sector de la Cordillera Fueguina, es el único que en territorio argentino tiene bien representada la deformación incaica (Yrigoyen, 1962), como ha sido demostrado en el subsuelo de la cuenca de Malvinas por Galeazzi (1996). Estos movimientos incaicos a fines del Eoceno son responsables

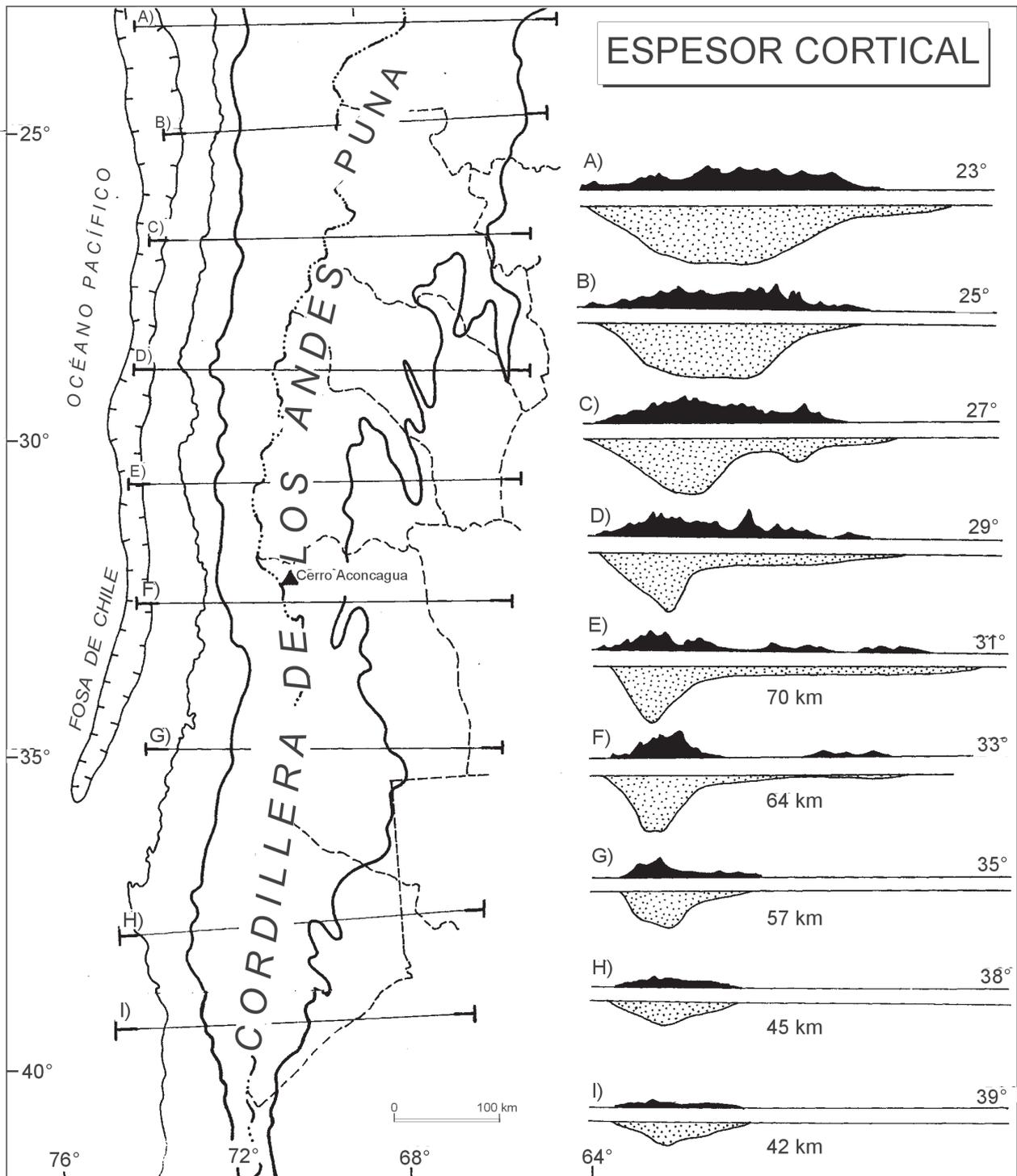


Figura 21. Engrosamiento cortical y acortamientos orogénicos basados en Introcaso et al. (1992). Nótese el paulatino decrecimiento de ambos hacia el sur (Ramos, 1999).

del inicio de la cuenca de antepaís en la Cordillera Fueguina y de la discordancia observada entre las secuencias eocenas y las oligo-miocenas (Codignotto y Malumián, 1981; Olivero y Malumián, 1999).

La deformación incaica está concentrada en el tramo de la Cordillera Fueguina (Ramos, 1996b), donde el margen continental es más ortogonal al vector de convergencia, hecho que se vuelve a repetir al norte del oroclino boliviano, donde se registran con mayor intensidad la orogenia incaica que la quechua en territorio peruano (Vicente et al., 1979).

El subciclo paleógeno culmina con un período de baja velocidad de convergencia y que a la vez está asociada a un importante componente de subducción oblicua. En territorio chileno produce una importante transcurrancia en el sistema de fallas de Domeyko (Mpodozis y Ramos, 1989), en la que la West Fissure de Chuquicamata es uno de los mejores ejemplos. En territorio argentino esta transcurrancia puede estar asociada a los movimientos que se registran en el lineamiento El Toro-Olapapato, responsable del emplaza-

miento del Granito de Acay (Llambías et al., 1986).

En el sector neuquino, con posterioridad al Eoceno, la migración del arco magmático hacia el sector chileno produce un régimen extensional que marcaría la inceptión de las cuencas de Cura Mallín, Collón-Cura y Ñirehuao y posiblemente el relleno inicial del graben de Loncopué (Ramos, 1977). Estas cuencas extensionales podrían tener componentes de rumbo como lo propusieran Dalla Salda y Francese (1987).

En la Patagonia extraandina se desarrolla durante el Oligoceno un importante volcanismo de intraplaca de composición basáltica (Ardolino, 1981; Kay et al., 1993). Este volcanismo tiene características petrológicas y geoquímicas afines a un punto caliente, presentando grandes afinidades con el volcanismo de intraplaca oceánico de Hawaii (Kay et al., 1999b).

SUBCICLO NEÓGENO

Los procesos tectónicos asociados a este subciclo son variados y dependen del marco tectónico de cada segmento

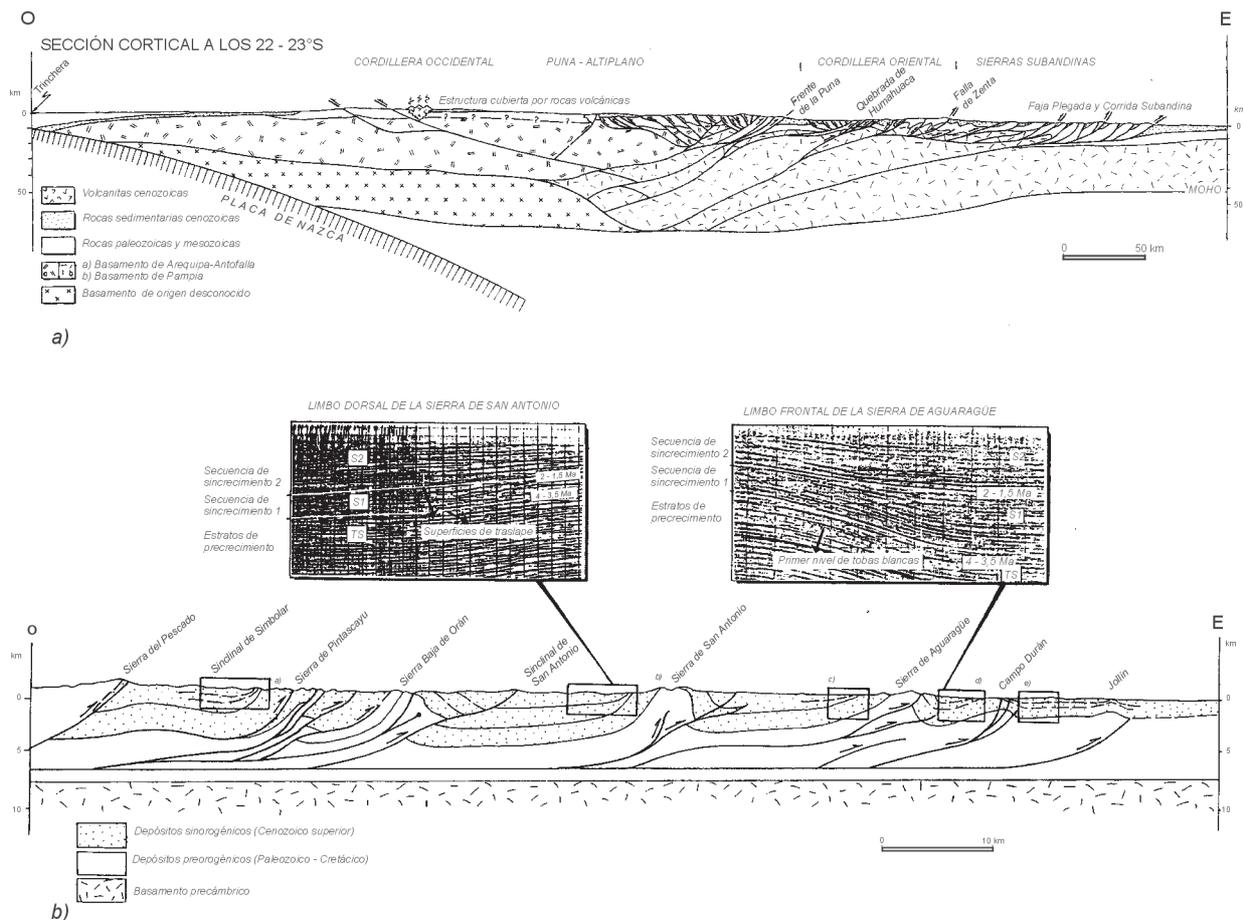


Figura 22. Esquema tectónico mostrando el engrosamiento cortical de los Andes del noroeste argentino. a) Sección cortical basada en Schmitz (1993) y Götze et al. (1994); la estructura de la Puna en Gangui (1998), Cordillera Oriental en Heredia et al. (1999), el Sistema Subandino en Kley (1996). b) Detalle de la zona del tope de cuña basada en las Sierras Subandinas basado en Aramayo Flores (1989); la estratigrafía de los estratos de crecimiento en Hernández et al. (1996), Mojica y Zorzín (1996) y Mosquera (1999).

analizado. Este marco tectónico en el Neógeno estuvo controlado por la segmentación de los Andes (Figura 20) propuesta por Isacks et al. (1982) y Jordan et al. (1983), como resultado de la subducción de una dorsal asísmica como la de Juan Fernández (Pilger, 1984; Von Huene et al., 1997) durante el Mioceno medio.

Superpuesta a esta segmentación, se observa una paulatina disminución del acortamiento orogénico, como ha sido demostrado por Introcaso et al. (1992), sobre la base de las raíces corticales del orógeno (Figura 21). Esta variación de acortamiento ha sido correlacionada con la edad de la corteza oceánica que se está subduciendo actualmente en la trinchera oceánica (Ramos, 1999). La corteza oceánica más fría puede penetrar más rígidamente por debajo de la litósfera continental, transmitiendo los esfuerzos hasta 700 u 800 km de la trinchera oceánica, donde se ubica en el noroeste argentino el frente de deformación orogénica. Cuando se comparan estas distancias con regiones más al sur, la distancia entre la trinchera oceánica y el frente activo de deformación decrece a 400 km a los 32°S de latitud, para seguir descendiendo hasta 300 y 250 km en el sur mendocino y Neuquén, y a la latitud del sur de Chubut donde se alcanzan las distancias más pequeñas (Ramos y Barbieri, 1989).

El engrosamiento cortical vuelve a incrementarse a partir de los 46°30'S de latitud, donde como resultado de la colisión de la dorsal de Chile, empieza a subducir corteza oceánica más antigua (Ramos, 1989c).

Segmento Norte (22°-26°S)

En el segmento correspondiente a la Puna, hasta aproximadamente los 26°S de latitud, se registraron importantes cambios en la inclinación de la zona de Wadati-Benioff. Por ejemplo, durante el Mioceno inferior se inicia un ciclo de progresiva disminución de la inclinación de la zona de subducción, que fue acompañada por una importante expansión del arco magmático mioceno hacia el antepaís (Kay et al., 1999a). Esta expansión no se produjo en forma homogénea sino que estuvo concentrada a lo largo de corredores preferenciales, que controlaron el volcanismo en la región de retroarco (Salfity et al., 1984c). Estos corredores definieron lineamientos específicos donde la actividad volcánica estuvo caracterizada por la presencia de grandes estratovolcanes, calderas, domos volcánicos y otros cuerpos subvolcánicos. Esta expansión hacia el antepaís ha quedado registrada en los lineamientos Coranzuli-Lipes, El Toro-Olacapato y Arizaro, entre otros. Durante el Mioceno superior se registra una etapa de alta efusividad con el desarrollo de importantes calderas de colapso de grandes dimensiones y volcanismo riolítico (Coira et al., 1994). Este importante volcanismo ácido ha sido interpretado por Kay et al. (1999a) como el resultado de un incremento en el ángulo de subducción, en parte asociado a una delaminación litosférica y a una migración hacia la trinchera del arco magmático a partir del Plioceno. El arco magmático del Cenozoico superior se desarrolla casi exclusivamente a lo largo de la Cordillera Occidental, la que a estas latitudes se ubica

preferencialmente en territorio chileno. En esta cordillera, volcanes activos como el Láscar, presentan importantes reactivaciones en forma intermitente.

La expansión del volcanismo hacia el antepaís durante el Mioceno estuvo acompañada de una migración del frente de corrimientos y las sucesivas cuencas de antepaís así formadas. Esta migración tuvo lugar desde los sectores más internos, cercanos al límite con Chile hasta abarcar el levantamiento de la Puna, la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas desde el Mioceno inferior hasta el Cuaternario inclusive.

La transgresión marina paranense, que cubrió gran parte de las Sierras Subandinas y parte de la Cordillera Oriental permite establecer el levantamiento de la Puna con anterioridad al Mioceno superior (Ramos y Alonso, 1995).

La estructuración de las distintas unidades geológicas estuvo fuertemente controlada por la geometría previa de la corteza. Aquellas áreas como la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas al norte de los 24°-25°S, fueron deformadas como típicas fajas epidérmicas en el sector más oriental, que despegadas en los depósitos silúricos y devónicos formaron típicas fajas corridas epidérmicas (*thin-skinned fold and thrust belts*). Hacia el sector occidental, la Cordillera Oriental tuvo sus niveles de despegue controlados por interfases frágiles y dúctiles desarrolladas en el sector interno por un aumento del gradiente térmico asociado a una mayor cercanía al arco magmático (Figura 22 a). Como resultado de esta importante deformación se observa en este sector un acortamiento orogénico superior a los 320 km (Schmitz, 1993; Kley, 1999).

Cuando se analiza la tectónica activa durante el Plioceno superior y el Cuaternario se observa una amplia faja de actividad, que se extiende desde el borde oriental de la Cordillera Oriental (Salfity et al., 1984c), hasta el sector subandino (Hernández et al., 1996), existiendo estructuras de crecimiento por debajo del Chaco salteño (Figura 22 b) como ha sido constatada por Mojica y Zorzín (1996).

Al sur de los 24°-25°S de latitud, tanto en el sector de las Sierras Subandinas como en la Cordillera Oriental, la estructuración compresiva estuvo controlada por el desarrollo previo del rift del Grupo Salta. Estas áreas muestran así interesantes fenómenos de inversión tectónica, donde el basamento se involucró en la deformación mediante la reactivación de antiguas fallas normales cretácicas.

En la actualidad, el levantamiento de la Puna registra un importante componente térmico (Figura 23), controlado por el atenuamiento litosférico responsable de su ascenso como una altiplanicie (Isacks, 1988). Estas condiciones tectónicas prevalecen desde el Mioceno superior, cuando el desarrollo de una subducción horizontal entre los 22° y los 26° S dio lugar a un importante *gap* volcánico a estas latitudes (Kay et al., 1999a). Un nuevo ciclo de subducción, con una zona de Wadati-Benioff más empinada dio origen a una notable delaminación litosférica, parcialmente involucrando a la corteza inferior, que produjo importantes calderas en la Cordillera Occidental y borde oeste de la Puna. Estas calderas estuvieron asociadas a una importante fusión cortical, expresada en superficie por importantes flujos

ignimbríticos desarrollados durante el Mioceno más alto y el Plioceno inferior (Coira et al., 1994).

Esta delaminación produjo un importante cambio en las condiciones del arco magmático, que desde el Plioceno inferior hasta el presente, tiene un frente volcánico a estas latitudes concentrado en el sector chileno adyacente.

Segmento de Transición (26°-30°S)

Este segmento abarca la transición entre el segmento con un volcanismo de arco activo en el sector norte a un cese del arco magmático hacia el sur. La diferencia se observa a partir del Mioceno superior que es cuando cesa el volcanismo (Figura 20).

La actividad volcánica se inicia en el Oligoceno superior a Mioceno inferior con un volcanismo poco evolucionado, característico de una corteza no engrosada, el que paulatinamente a través de varias fases de engrosamiento y deformación alcanza características más evolucionadas (Kay et al., 1991). El frente volcánico se ubica a lo largo de la Cordillera Principal, notándose en forma simultánea con la paulatina horizontalización de la placa oceánica, la migración de la actividad hacia la Precordillera y las Sierras Pampeanas. Esta horizontalización de la placa es la responsable del levantamiento de las Sierras Pampeanas, como bloques de basamento limitados por fallas inversas que aprovechan antiguas líneas de debilidad, ya sea antiguas zonas de sutura eopaleozoicas o fallas normales mesozoicas activadas por inversión tectónica durante la deformación ándica.

La estructura de la cordillera a estas latitudes está controlada por inversión tectónica del fallamiento normal mesozoico. Es por ello que el basamento volcánico-plutónico permotriásico interviene en la deformación originando grandes cordones serranos, a veces con vergencia opuesta a la dirección de transporte hacia el este (Cristallini et al., 1995). Es importante destacar que la migración del volcanismo hacia el este está asociada a un desplazamiento del frente orogénico en esa dirección, lo que produce una migración de las cuencas de antepaís y sus depocentros a partir del Mioceno inferior (Jordan et al., 1997). La cuenca de antepaís se rompe durante el Plioceno superior, segmentando la cuenca original mediante el levantamiento de bloques del basamento.

El volcanismo no migra en forma homogénea, notándose corredores o lineamientos volcánicos que concentran la máxima densidad de estratovolcanes, domos volcánicos y cuerpos intrusivos subvolcánicos. Uno de estos corredores corresponde a la faja de Vicuña-pampa-Farallón Negro, que culmina en la Cordillera de los Andes con diversos cuerpos subvolcánicos de reducidas dimensiones. La actividad volcánica del Famatina, de edad predominantemente pliocena, está controlada por la migración de este volcanismo.

Segmento Central (30°-34°S)

Este segmento abarca la Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y se caracteriza por la falta de un volcanismo activo. La Cordillera Principal presenta a partir de los 32°S una faja plegada y corrida epidérmica que involucra a los sedimentos mesozoicos. El arco volcánico mioceno, que se inició hacia los 20 a 22 Ma se ubica principalmente en Chile a estas

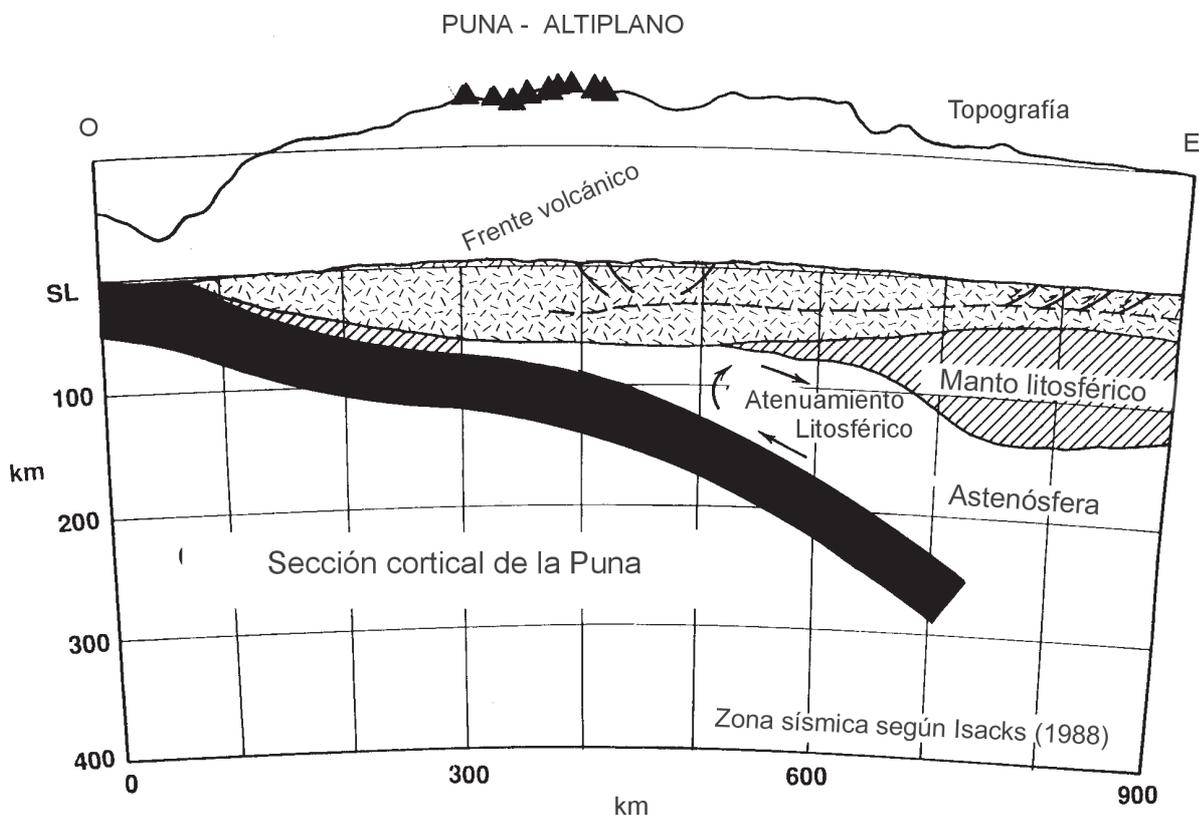


Figura 23: Levantamiento térmico de la Puna producido mediante atenuamiento litosférico (basado en Isacks, 1988).

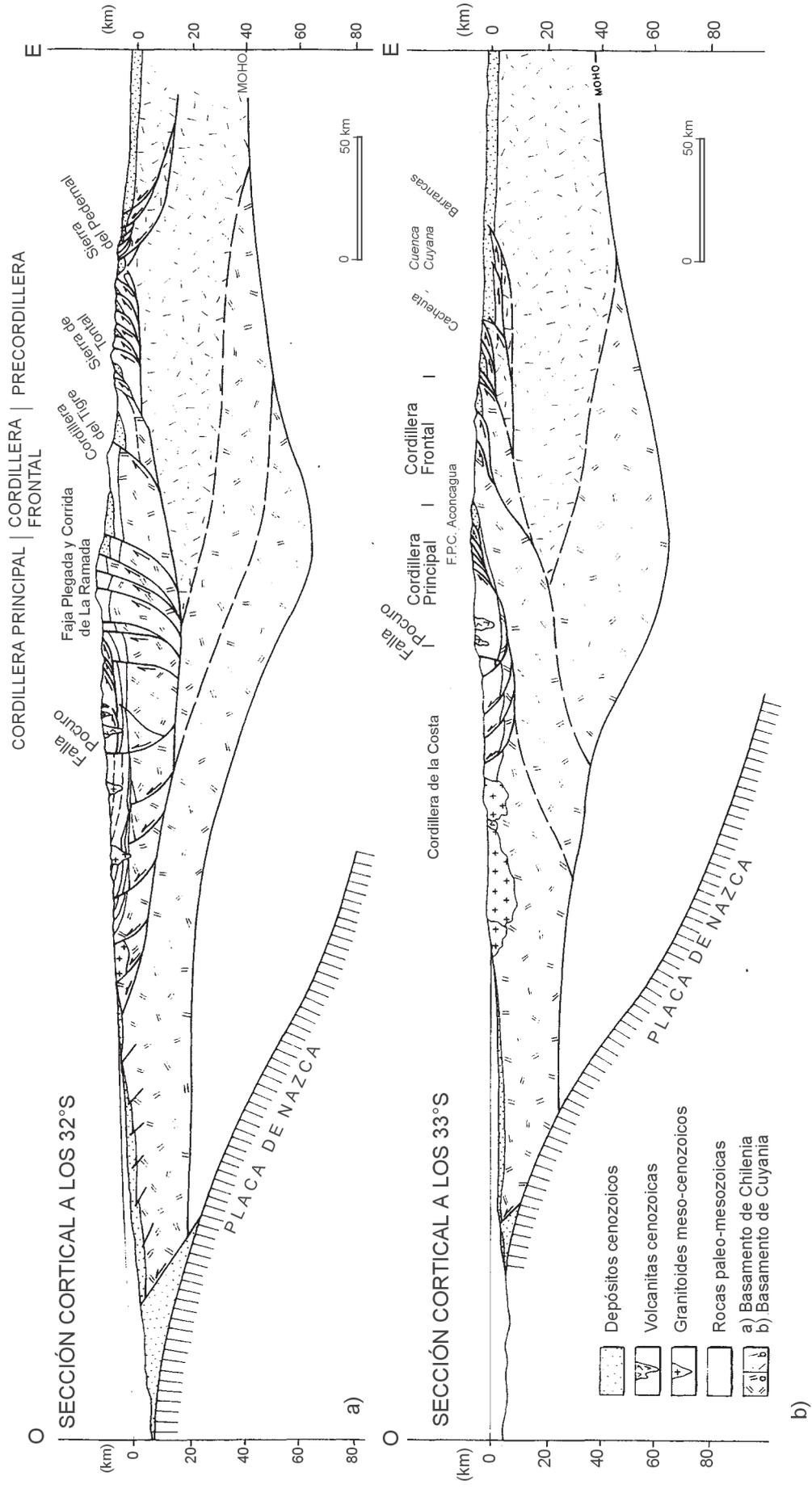


Figura 24. Estructura cortical de los Andes Centrales que muestra los distintos estilos estructurales de la Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera. a) a los 32°S y b) a los 33°S (basada en Ramos, 1999c).

latitudes. El levantamiento y migración del frente volcánico produce una expansión del volcanismo en el lado argentino de la Cordillera Principal hacia los 15 a 16 Ma. Varios centros volcánicos son activos en el Mioceno medio, como lo demuestran macizos volcánicos como los de La Ramada, el Aconcagua (Ramos et al., 1996 c) y el de Las Yaretas al sur del cordón del Portillo. La actividad volcánica se expande hacia la Precordillera en el Mioceno medio a superior, hasta alcanzar las Sierras Pampeanas. Esta actividad persiste en los sectores más orientales como la sierra de Pocho hasta los 4 Ma y en la sierra del Morro hasta los 1,9 Ma. Esta actividad volcánica en la sierra de San Luis, asociada a procesos de subducción persiste a 700 km al este de la trinchera oceánica. Nuevamente el volcanismo se expande a través de lineamientos

preferenciales como los de La Carolina, Tomolasta, Cerros del Rosario y El Morro entre los 10 y 1,9 Ma (Ramos et al., 1991; Sruoga et al., 1996).

La estructura resultante está condicionada por la historia previa mesozoica que le imprime a la Cordillera Principal diferentes estilos estructurales (Ramos et al., 1996 b), como se aprecia en las figuras 24 y 25. El acortamiento orogénico de los Andes a la latitud de San Juan varía de 135 a 155 km a los 32°S de latitud, concentrándose el mismo en la Precordillera, dado que los Andes Principales presentan mínimo acortamiento (Ramos et al., 1996 b). Hacia el sur el acortamiento orogénico es de 110 a 115 km a los 33°S a la latitud de Mendoza, levemente menor al estimado por Introcaso et al. (1992) a estas latitudes. Si se acentúa que este

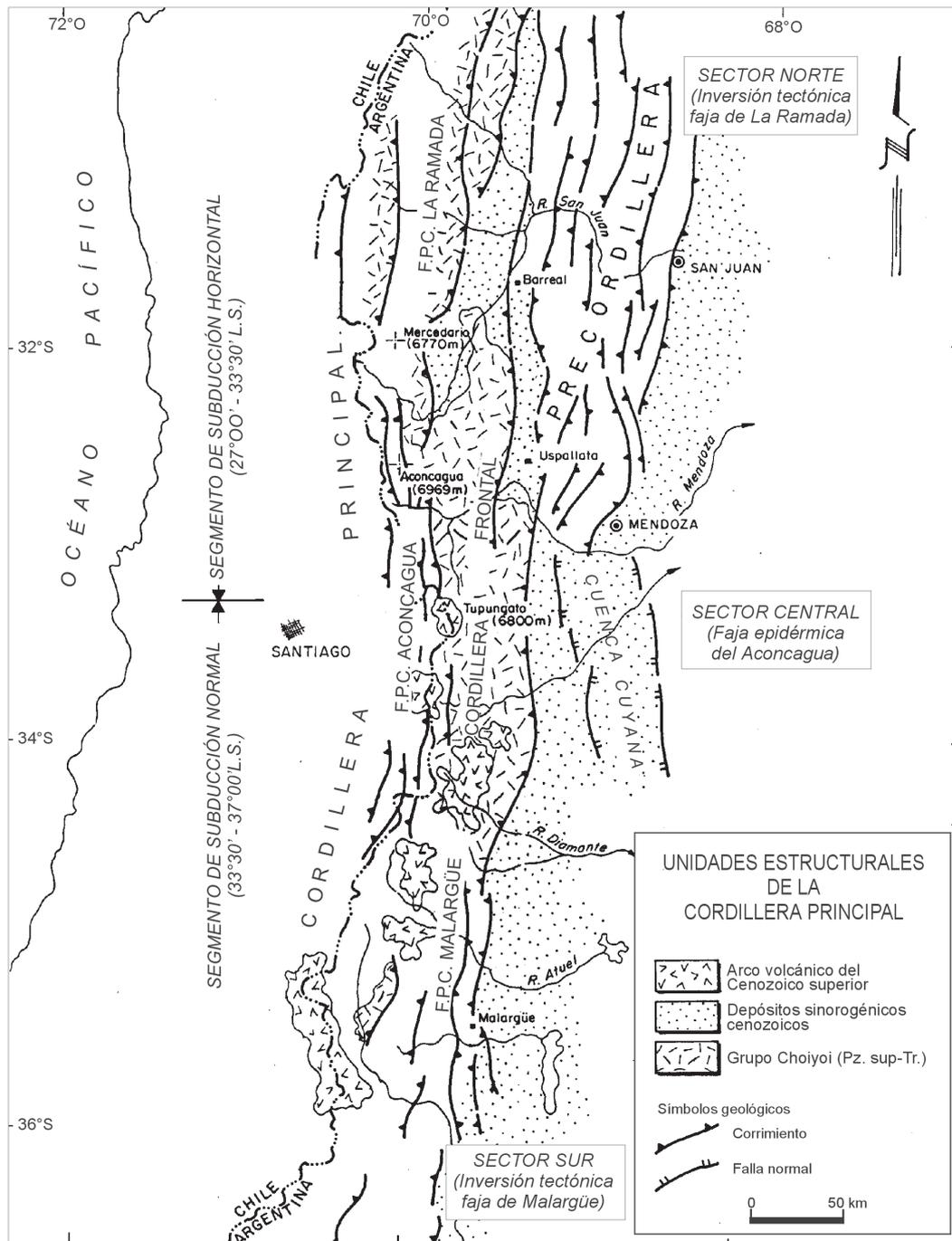


Figura 25. Diferentes segmentos de la Cordillera Principal con sus estilos estructurales controlados por la historia mesozoica (Ramos et al., 1996 b).

acortamiento se produjo en los últimos 20 millones de años, la velocidad de acortamiento sería de 7,35-7,75 mm/a en el sector norte (32°S) y de sólo 5,5-5,75 mm/a a la latitud de Mendoza (33°S). Es de destacar que estos valores y su decrecimiento hacia el sur se ha constatado con mediciones geodésicas satelitarias (G.P.S.), obteniéndose valores de acortamiento de un orden similar (Kendrick et al., 1999; Ramos, 1999 b).

La migración del volcanismo se asocia a un desplazamiento hacia el este del frente orogénico, con un paulatino engrosamiento de la corteza y el desarrollo de cuencas de antepaís donde se depositan los sedimentos sinorogénicos. La transgresión paranense entre los 14 y 15 Ma sirve de nivel de referencia para acotar el tiempo de levantamiento de la cordillera, dado su ingreso hasta las estribaciones de la Cordillera Principal a la latitud del Valle del Cura (Gutiérrez et al., 1997) y en la cuenca de Manantiales de San Juan (Pérez et al., 1996; Jordan et al., 1995) y en varios sectores de la Cordillera Principal de Mendoza (Yrigoyen, 1993).

Sector Centro-Sur (34°-38°S)

La Cordillera Principal se caracteriza por el desarrollo de importantes estratovolcanes activos que constituyen el arco magmático a estas latitudes, representado entre otros por el Tupungato, el San José, etc. El frente magmático no migra como en los segmentos anteriores y se mantiene con leves oscilaciones en una posición geográfica estacionaria. Durante el Oligoceno a Mioceno inferior se ubica en la vertiente chilena de la Cordillera Principal, registrándose una escasa actividad de retroarco en territorio argentino, siendo la cordillera de Las Yaretas su mejor ejemplo. A partir de los 36°S se desarrolla un importante volcanismo básico de retroarco que alcanza un máximo desarrollo entre el Plioceno y el Pleistoceno en el sur de Mendoza y norte del Neuquén.

El magmatismo de arco está bien evolucionado y se caracteriza por el desarrollo de extensas calderas como la del Maipo (Stern et al., 1984) y la del Atuel de notables dimensiones (González Ferrán, 1995).

A la latitud del centro y sur de Mendoza se conocen depósitos sinorogénicos clásticos y volcanoclásticos en la vertiente occidental de la Cordillera Principal del lado chileno. A la latitud de Tinguiririca se han descrito faunas paleógenas, cuya edad mamalífera ha sido confirmada mediante dataciones (Charrier et al., 1996). La cuenca de antepaís que se inicia a estas latitudes en Chile a partir del Eoceno ingresa en territorio argentino en el Mioceno inferior a medio. La estructura de la Cordillera Principal pasa nuevamente de una faja plegada y corrida epidérmica al norte, a una faja que involucra al basamento hacia el sur; la faja plegada y corrida de Malargüe (Kozlowsky et al., 1993). Esta faja invierte tectónicamente los depocentros de rift mesozoicos (Maceda y Figueroa, 1995). Esta inversión tectónica alcanza en el norte de Mendoza a la cuenca de Cuyo, en las estribaciones de la Cordillera Frontal, dado que en este segmento no se desarrolla ni la Precordillera ni las Sierras Pampeanas. La migración del frente orogénico hacia el este es responsable del incipiente levantamiento del Bloque de San Rafael, que aún preserva la peneplanicie del

Cenozoico superior bien desarrollada y levemente basculada por el ascenso plio-pleistoceno (Polanski, 1957).

Segmento Neuquino (38°-41°S)

Este segmento tuvo la estructuración de la faja plegada y corrida del Agrio durante el Mioceno como una faja epidérmica, limitada hacia el este de la dislocación de Curacó por el Alto de los Chihuidos (Ramos, 1977). Este arco se levantó mediante inversión tectónica de sistemas extensionales mesozoicos (Vergani et al., 1995) concentrándose la sedimentación sinorogénica en la cuenca de antepaís de Añelo.

La migración del arco volcánico hacia el oeste originó el graben de Loncopué, el que no sólo concentró la sedimentación del Cenozoico superior, sino que una nueva migración del volcanismo cuaternario hacia el oeste (Muñoz y Stern, 1988) provocó una reactivación extensional en el graben de Loncopué, que es cubierto por coladas basálticas monogénicas de edad plio-pleistocena. La naturaleza estacionaria del arco hizo que la actividad volcánica de arco (Ramos, 1988 b) se circunscribiera principalmente a la Cordillera Principal. Algunas calderas son producidas por colapso tectónico asociado a trastensión (Folguera y Ramos, 1999) como la del volcán Copahue, el que registra aún una importante actividad volcánica.

La región de retroarco que concentraba el volcanismo entre los volcanes Diamante en Mendoza y Auca Mahuida en Neuquén con el desarrollo de la Payenia, está ausente a estas latitudes.

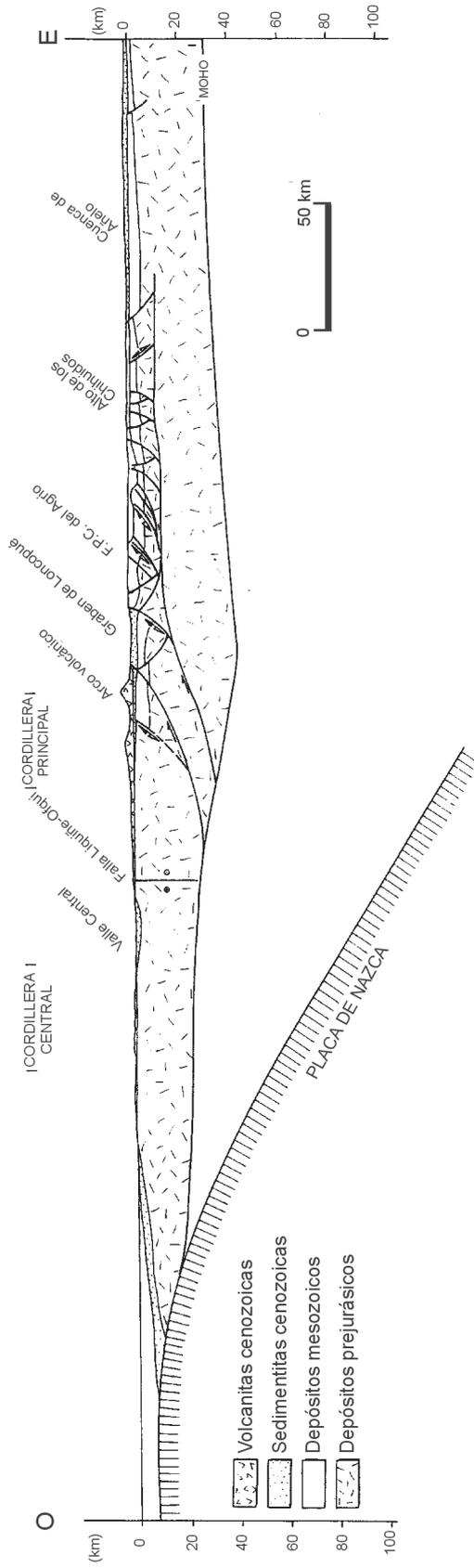
Al sur de Zapala, donde convergen el graben de Loncopué con la cuenca de Collón Cura, se observan extensos piedemontes cubiertos parcialmente por coladas basálticas monogénicas de retroarco.

El engrosamiento cortical a estas latitudes es mínimo, no sobrepasando los 40 km, registrándose de norte a sur entre los diferentes segmentos una disminución transicional del acortamiento orogénico y por lo tanto del espesor de la corteza (Figura 26).

Segmento Patagónico Norte (41°-46°30'S)

Este segmento se caracteriza por el desarrollo de un arco volcánico activo desde el Cenozoico superior. Los volcanes de composición predominantemente basáltica a andesítica basáltica se alinean a lo largo de la fractura de Iquiñe-Ofqui-Reloncaví (Hervé et al., 1979) y fracturas asociadas, mostrando una fuerte partición de los esfuerzos que desacoplan la deformación del antearco con la del retroarco. La Cordillera Patagónica a estas latitudes no registra un importante acortamiento orogénico, estando la estructura caracterizada por una leve inversión tectónica de las fallas normales mesozoicas. La baja elevación de la cordillera así como la falta de una faja de corrimientos explica el leve engrosamiento cortical que presentan los Andes a estas latitudes. Durante el Neógeno hay una escasa sedimentación orogénica en la cuenca de Ñirehuao que concentra el desarrollo de una pequeña faja plegada y corrida (Ramos y Cortés, 1984), posiblemente controlada por inversión tectónica y transpresión.

a) SECCIÓN CORTICAL A LOS 39°S



b) SECCIÓN ESTRUCTURAL A LOS 39°S

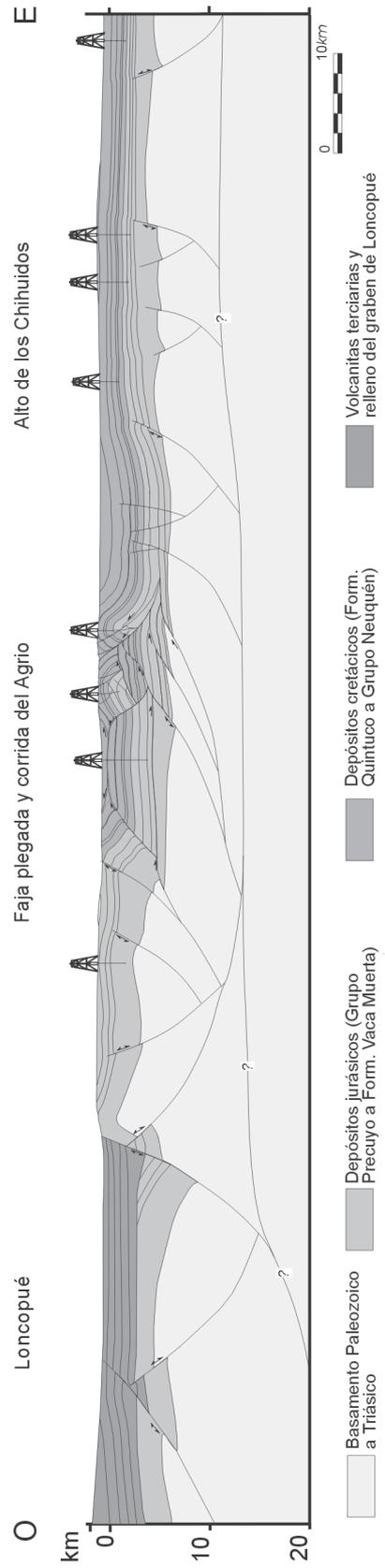


Figura 26. Estructura de la Cordillera Principal en Neuquén: a) Estructura cortical basada en Martínez et al. (1997). b) Sección estructural basada en Zapata et al. (1999).

En este segmento, con excepción del volcán Tronador, de edad plio-pleistocena, no hay actividad neógena en territorio argentino. Escasos volcanes monogénicos de composición basáltica y reducidas dimensiones se desarrollan en el sector preandino.

Segmento Patagónico Austral (46°30'- 52°00'S)

Este segmento se caracteriza por un silencio (*gap*) volcánico producido en el arco magmático desde hace unos 10 Ma, resultado de la colisión de la dorsal de Chile

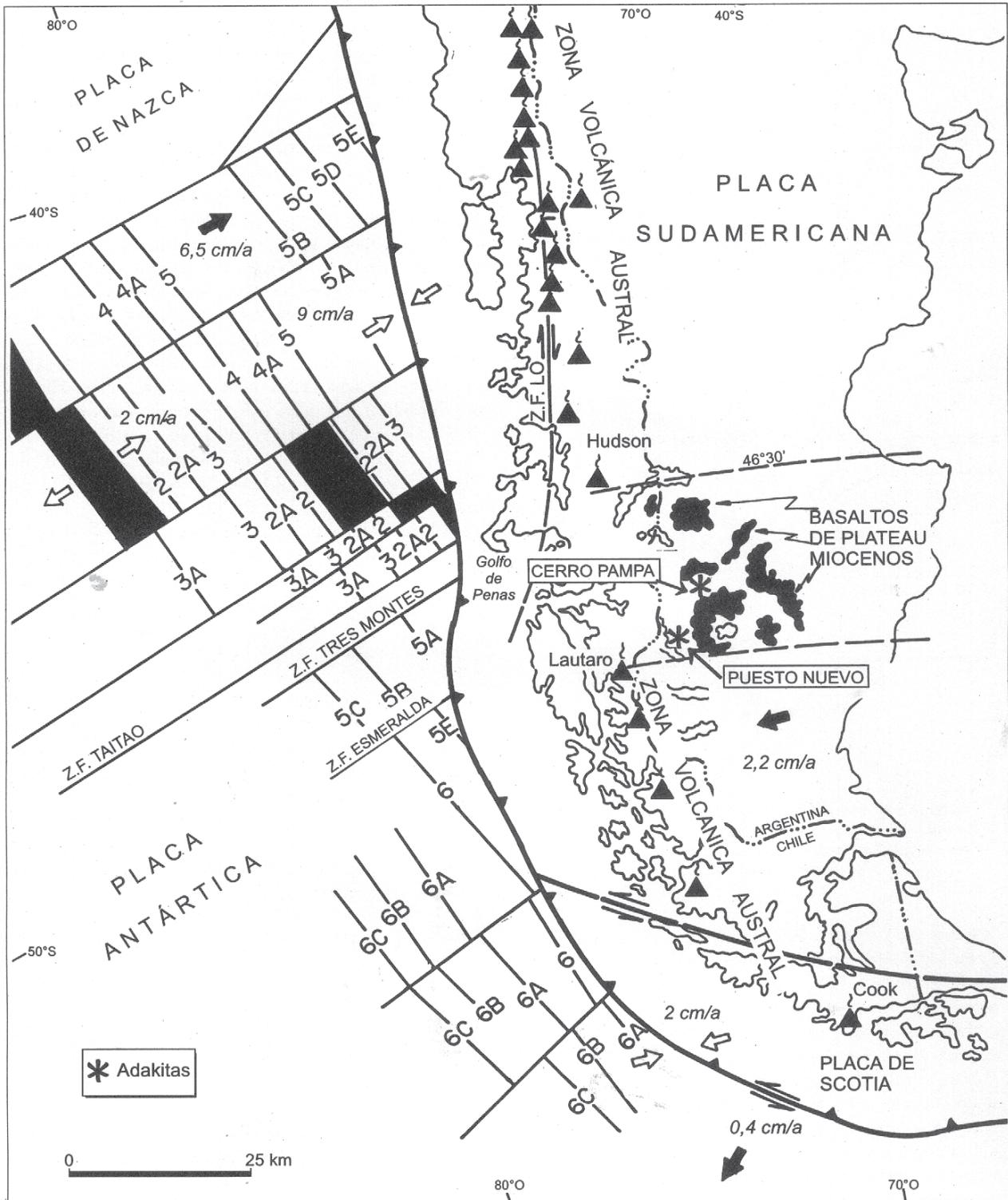


Figura 27. Esquema tectónico que muestra las relaciones entre la Cordillera Patagónica Septentrional y Austral, limitadas por el punto triple de Aysen, el desarrollo del volcanismo activo al norte del volcán Hudson y la expansión del volcanismo basáltico detrás del arco asociado a ventanas astenosféricas (Ramos, 1989; Ramos y Kay, 1992).

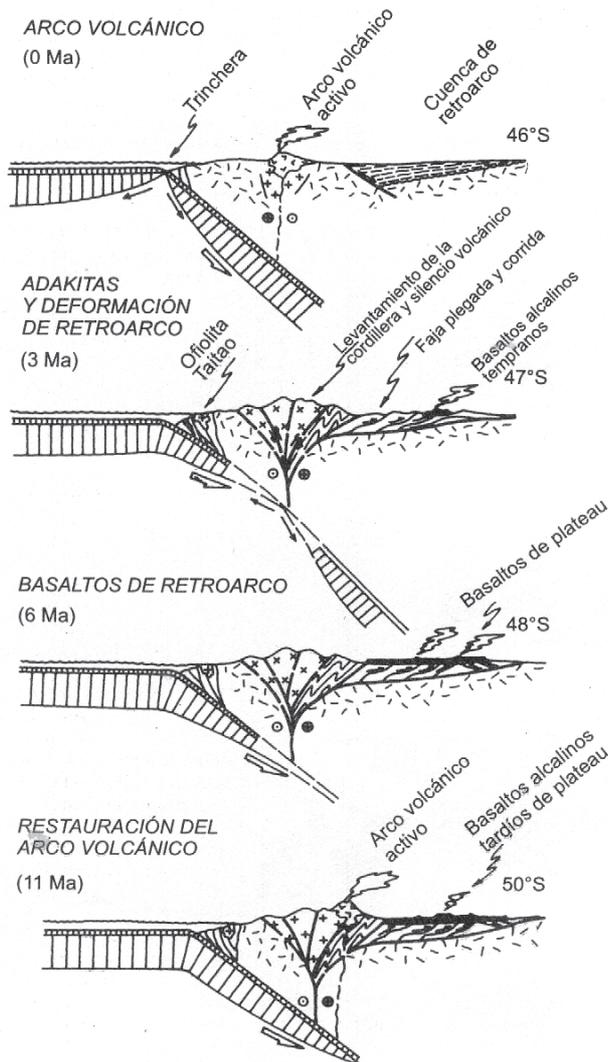


Figura 28: Esquema de evolución tectónica de la Cordillera Patagónica Austral relacionada con la colisión de la dorsal sísmica de Chile (basado en Stern et al., 1976; Ramos y Kay, 1992).

(Stern et al., 1976). La colisión de la dorsal se ha realizado en segmentos discretos, a los 10, 6 y 3 Ma (Ramos, 1989b; Ramos y Kay, 1992), lo que ha producido un silencio volcánico en el arco magmático y el desarrollo de ventanas astenosféricas que han controlado la efusión de basaltos de plateau detrás del arco. En forma paralela al cese de la actividad del arco volcánico, la colisión de la dorsal oceánica ha producido el levantamiento de la Cordillera Patagónica, con un concomitante desarrollo de la faja plegada y corrida con un importante acortamiento orogénico, ausente en el segmento norte de la Cordillera

Patagónica (Figuras 27 y 28). Este acortamiento caracterizado por el desarrollo de bajocorrimientos y zonas triangulares domina el frente orogénico entre el lago Posadas y el lago San Martín (Ramos, 1988c). Hacia el sur un frente emergente caracteriza la deformación neógena entre el lago Viedma y el lago Argentino (Kraemer, 1993).

El acortamiento orogénico asociado a la colisión de la dorsal ha producido un importante desarrollo de los depósitos sinorogénicos al sur del punto triple de Aysen, donde actualmente se registra la colisión de la dorsal (Mpodozis y Forsythe, 1983).

La historia premiocena de este segmento es similar al anterior, donde el emplazamiento del Batolito Patagónico en el Cretácico medio y el volcanismo paleógeno del Basalto Posadas son los dos eventos principales. En este segmento tampoco se registra magmatismo de arco en el Cretácico superior, dado que este intervalo también registra una colisión de una dorsal oceánica, como lo testimonia el emplazamiento de la Andesita Puesto Nuevo en el Cretácico superior (77 Ma, Ramos et al., 1994). Este segmento tiene buenas exposiciones de los depósitos neopaleozoicos, hasta devónicos inclusive, caracterizados por turbiditas potentes que muestran una importante progradación del margen gondwánico a partir del macizo del Deseado en la Cordillera Patagónica Austral. Estos depósitos fueron expuestos por la orogenia neógena que estructuró el segmento austral.

El eje cordillerano tiene remanentes de tonalitas y otras rocas neopaleozoicas emplazadas en las turbiditas anteriores, que marcan la ubicación del arco magmático neopaleozoico (Ramos, 1983).

Segmento Fueguino (52°00' - 54°00'S)

La característica saliente de este segmento es la progradación de los depocentros de las cuencas molásicas de sur a norte, como resultado de la estructuración de la Cordillera Fueguina acaecida con posterioridad a la contracción incaica. La estructura neógena está caracterizada por el desarrollo de una faja plegada y corrida epidérmica (Cagnolatti et al., 1987), con el desarrollo de importantes zonas triangulares en las estribaciones septentrionales de la Cordillera Fueguina (Kraemer, 1996).

AGRADECIMIENTOS

Se desea dejar expresa constancia de nuestro agradecimiento al Servicio Geológico que a través de los años ha permitido conocer el territorio nacional y a la Universidad de Buenos Aires, por haberme formado y permitir que siga estudiando los problemas geológicos del país. Muchas de las hipótesis presentadas han sido el resultado de largas discusiones con numerosos colegas y mis compañeros del Laboratorio de Tectónica Andina.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ABBRUZZI, J.M., KAY, S.M. y BICKFORD, M.E., 1993. Implications for the nature of the Precordilleran basement from the geochemistry and age of Precambrian xenoliths in Miocene volcanic rocks, San Juan province. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 331-339, Buenos Aires.
- ACEÑOLAZA, F.G., 1978. El Paleozoico inferior argentino según sus trazas fósiles. *Ameghiniana* 15(1-2): 15-64.
- ACEÑOLAZA, F.G. y DURAND, F.R., 1982. El icnogénero *Oldhamia* (traza fósil) en Argentina. Caracteres morfológicos e importancia estratigráfica en formaciones del Cámbrico inferior de Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología (Buenos Aires), Actas 1: 705-720.
- ACEÑOLAZA, F.G. y TOSELLI, A., 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. 2° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 755-763, Caracas.
- ACEÑOLAZA, F.G. y TOSELLI, A., 1984. Lower Ordovician volcanism in North West Argentina. En: Bruton, D.L. (Ed.): Aspects of the Ordovician system. Paleontological Contributions from the University of Oslo 295: 203-209, Oslo.
- ACEÑOLAZA, F.G., BENEDETTO, J.L., KOUKHARSKY, M., SALFITY, J.A. y VIERA, O., 1972. Presencia de sedimentitas devónicas y neopaleozoicas en la Puna de Atacama, provincia de Salta, Argentina. Nota breve. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 27(3): 345-346, Buenos Aires.
- ACEÑOLAZA, F.G., MILLER, H. y TOSELLI, A.J., 1996. Geología del Sistema de Famatina. *Münchner Geologische Hefte*, A 19: 1-410, München.
- ACEÑOLAZA, F.G., ACEÑOLAZA G.F., y ESTEBAN, S., 1999. Bioestratigrafía de la Formación Puncoviciana y unidades equivalentes en el NOA. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): *Geología del Noroeste Argentino*, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio del Noroeste Argentino, Tomo 1: 91-114, Salta.
- AGUIRRE-URRETA, M.B. y LO FORTE, G.L., 1996. Los depósitos tithoneocamianos. En: *Geología de la región del Aconagua*, provincias de San Juan y Mendoza, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, *Anales* 24(7): 179-229, Buenos Aires.
- AGUIRRE-URRETA, M.B. y RAMOS, V.A., 1981. Estratigrafía y Paleontología de la Alta Cuenca del río Roble, Cordillera Patagónica. 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3: 101-138, Buenos Aires.
- ALMEIDA, F.F.M. DE, HASUI, Y. y BRITO NEVES, B.B., 1976. The Upper Precambrian of South America. *Universidade de Sao Paulo, Instituto de Geociencias, Boletim* 7: 45-80, Sao Paulo.
- ÁLVAREZ, P.P., 1996. Bioestratigrafía del Jurásico inferior de la Cuenca de La Ramada, Alta Cordillera de San Juan (Argentina). *Revista Española de Paleontología* 11(1): 35-47, Madrid.
- ÁLVAREZ, P.P. y RAMOS, V.A., 1999. The Mercedario Rift System in the Principal Cordillera of Argentina and Chile (32°S). *Journal of South American Earth Sciences* 12(1): 17-31.
- ÁLVAREZ, P.P., AGUIRRE-URRETA, M.B., GODOY, E. y RAMOS, V.A., 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33°45'-34°00'LS). 8° Congreso Geológico Chileno, Volumen 1: 425-429, Antofagasta.
- ANDREIS, R.R., ARCHANGELSKY, S., GONZÁLEZ, C.A., LÓPEZ GAMUNDI, O. y SABATTINI, N., 1987. Cuenca Tepuel-Genoa. En: Archangelsky, S. (Ed.): *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*, 169-196, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- ARAMAYO FLORES, R.F., 1989. El cinturón plegado y sobrecorrido del norte argentino. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época*, v. 6(17): 2-16, Buenos Aires.
- ARDOLINO, A., 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroccidental de la meseta de Somun Cura. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 7-23, Buenos Aires.
- ASTINI, R.A., 1996. Las fases diastroficas del Paleozoico medio en la Precordillera del oeste argentino. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 5: 509-526, Buenos Aires.
- ASTINI, R.A., 1997. Relaciones estratigráficas del Conglomerado de Las Vacas y reconsideraciones del Grupo Trápiche, Precordillera de la Rioja y San Juan: Evidencias de una tectónica distensiva en el Ordovícico superior. *Asociación Geológica Argentina, Revista* (en prensa). Buenos Aires.
- ASTINI, R.A., 1998. El Ordovícico de la región central del Famatina (provincia de La Rioja, Argentina): aspectos estratigráficos, geológicos y geotectónicos. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 53(4): 445-460, Buenos Aires.
- ASTINI, R.A. y VACCARI, N.E., 1996. Las secuencias evaporíticas del Cámbrico inferior de la Precordillera: significado geológico. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 51(1): 97-106, Buenos Aires.
- ASTINI, R.A., BENEDETTO, J.L. y VACCARI, N.E., 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentina Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane: a geodynamic model. *Geological Society of America, Bulletin* 107(3): 253-273, Boulder.
- ASTINI, R., RAMOS, V.A., BENEDETTO, J.L., VACCARI, N.E. y CAÑAS, F.L., 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 5: 293-324, Buenos Aires.
- AZCUY, C.L., 1985. Late Carboniferous paleogeography and stratigraphy of Argentina. 10° Congreso Internacional Stratigraphie Geologie Carbonifère, *Compte Rendus* 4: 281-293, Madrid.
- BACKLUND, H., 1913. Algunas observaciones sobre rocas notables procedentes de Olavarría (Provincia de Buenos Aires) Dirección General Minería, *Geología e Hidrología, Boletín Serie B*, 2. Buenos Aires.
- BAHLBURG, H., 1990. The Ordovician basin in the Puna of NW Argentina and N Chile: geodynamic evolution from back-arc to foreland basin. *Geotektonische Forschungen* 75: 1-107, Stuttgart.
- BAHLBURG, H. y HERVÉ, F., 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of Northwestern Argentina and Northern Chile. *Geological Society of America, Bulletin* 109(7): 869-884, Boulder.
- BAHLBURG, H. y ZIMMERMANN, U., 1999. La cuenca ordovícica de la Puna. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): *Geología del Noroeste Argentino*, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 185-187, Salta.
- BECCHIO, R., LUCASSEN, F., FRANZA, G., VIRAMONTE, J. y WEMMER, K., 1999. El basamento paleozoico inferior del noroeste de Argentina (23°-27°S). *Metamorfismo y Geocronología*. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): *Geología del Noroeste Argentino*, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 58-72, Salta.
- BENEDETTO, J.L. y ASTINI, R., 1993. A collisional model for the stratigraphic evolution of the Argentine Precordillera during the Early Paleozoic. *Second Symposium International Géodynamique Andine ISAG 93* (Oxford): 501-504, Paris.
- BENEDETTO, J.L., SÁNCHEZ, T.M., CARRERA, M.G., BRUSSA, E.D. y SALAS, M.J., 1999. Paleontological constraints on successive paleogeographic positions of Precordillera terrane during the early Paleozoic. En: Ramos, V.A. y Keppie, D. (Eds.): *Laurentia Gondwana Connections before Pangea*. Geological Society of America, Special Paper 336 (en prensa).
- BIANUCCI, H. y HOMOVC, J.F. 1982. Tectogénesis de un sector de la cuenca del subgrupo Pirgua, Noroeste Argentino. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1: 539-546, Buenos Aires.
- BIDDLE, K., SNAVELY III, P.D. y ULIANA, M.A., 1996. Plateau de las Malvinas. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo, 225-252, Buenos Aires.
- BONARELLI, G., 1913-15. Epirogenia y paleogeografía de Suramérica. *Physica* 1(5, 1913): 221-240, 1(8, 1915): 499-522, Buenos Aires.
- BORDONARO, O., KELLER, M. y LEHNERT, O., 1996. El Ordovícico de Ponon Trehue en la provincia de Mendoza (Argentina): redefiniciones estratigráficas. 12° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Nacional de Hidrocarburos, Actas: 1: 541-550, Buenos Aires.
- BORRELLO, A.V., 1963. Elementos del magmatismo simaico en la evolución de la secuencia geosinclinal de la Precordillera. Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales, Museo Argentino de Ciencias Naturales «Bernardino Rivadavia», *Revista, Serie Ciencias Geológicas* 1: 1-19, Buenos Aires.
- BORRELLO, A.V., 1965. Sobre la presencia del Cámbrico inferior olenellidiano en la Sierra de Zonda, Precordillera de San Juan. *Ameghiniana* 3(10)(1964): 313-318, Buenos Aires.
- BORRELLO, A.V., 1968. Los pisos estructurales de la Precordillera -Cordillera Frontal en su evolución orogénica. 3° Jornadas Geológicas Argentinas (Comodoro Rivadavia, 1966), Actas 3: 227-232, Buenos Aires.
- BORRELLO, A.V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, *Anales* 14: 1-188, Buenos Aires.
- BOSSI, G., 1976. Geología de la cuenca de Marayes-El Carrizal (provincia de San Juan, República Argentina). 6° Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), Actas 1: 23-38, Buenos Aires.

- BOWRING, S.A. y MARTIN, M.W., 1999. High precision U-Pb geochronology, the tempo of evolution and the record from Gondwana. *Journal of African Earth Sciences* 28(1): 187-201, Great Britain.
- BRACCACCINI, O., 1960. Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina. *Petrotecnia, Revista Instituto Argentino del Petróleo* 10(6): 57-69, Buenos Aires.
- CAGNOLATTI, M., COVELLONE, G., ERLICHER, J. y FANTIN, F., 1987. Fallamiento y plegamiento de cobertura al suroeste del Río Grande - Cuenca Austral - Tierra del Fuego - Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 149-152, Tucumán.
- CAMINOS, R., 1979. Cordillera Frontal. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 1: 397-453, Córdoba.
- CAMINOS, R., HALLER, M.A., LAPIDO, O., LIZUAIN, A., PAGE, R. y RAMOS, V.A., 1981. Reconocimiento geológico de los Andes Fueguinos. Territorio Nacional de Tierra del Fuego. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 759-786, Buenos Aires.
- CANDE, S.C. y LESLIE, R.B., 1986. Late Cenozoic Tectonic of the Southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research* 91 B1: 471-496, Washington.
- CHARRIER, R., 1979. El Triásico de Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones* 26: 1-37, Santiago.
- CHARRIER, R. 1984. Áreas subsidentes en el borde occidental de la cuenca de tras-arco jurásico-cretácica, Cordillera Principal Chilena entre 34° y 34°30'S. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 107-124, Buenos Aires.
- CHARRIER, R., WYSS, A.R., FLYNN, J.J., SWISHER III, C.C., NORELL, M.A., ZAPATA, F., MCKENNA, M.C. y NOVACEK, M.J., 1996. New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca valley (35° S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 9(5/6): 393-422, Great Britain.
- CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1999. The San Rafael Block, Mendoza (Argentina): Rb-Sr isotopic age of basement rocks. 2° South American Symposium on Isotope Geology, 23-26, Carlos Paz.
- CLAVIJO, R., 1986. Estratigrafía del Cretácico inferior en el sector occidental de la Cuenca del Golfo San Jorge. *Boletín de Informaciones Petroleras (Tercera Época)* v. 9: 15-32, Buenos Aires.
- CODIGNOTTO, J.O. y MALUMIÁN, N., 1981. Geología de la región al norte del paralelo 54° S de la isla Grande de la Tierra del Fuego. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 36(1): 44-88, Buenos Aires.
- COIRA, B.L. y KOUKHARSKY, M., 1976. Efusividad tardío-hercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona Arroyo del Tigre, Provincia de Mendoza, República Argentina. 1° Congreso Geológico Chileno, Actas 2(F): 105-124, Santiago.
- COIRA, B. y KOUKHARSKY, M., 1994. Complejos submarinos dómico-lávicos silíceos de edad ordovícica en el sector oriental de Puna jujeña (22°-23°45'S). Sus implicancias. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1000-1004, Concepción.
- COIRA, B.L. y RAMOS, V.A., 1995. Field guide to the geology of Northwestern Argentina and Chile (San Salvador de Jujuy, Argentina - Antofagasta, Chile). IGCP Projects 376 Laurentian- Gondwanan connections before Pangea, 1-74, S.S. Jujuy.
- COIRA, B.L., DAVIDSON, J.D., MPODOZIS, C. y RAMOS, V.A., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. *Earth Science Review* 18(3-4): 303-332, Amsterdam.
- COIRA, B., MANCA, M. y CHAILE, W., 1990. Registros volcánicos en la Formación Puncovicana. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. (Eds.): *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie Correlación Geológica* 4: 53-60, Tucumán.
- COIRA, B., MAHLBURG KAY, S. y VIRAMONTE, J., 1994. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna - A model for changing subduction geometry. *International Geology Review* 35: 677-720, Lancaster.
- COIRA, B., TOSELLI, A., KOUKHARSKY, M., ROSSI DE TOSELLI, J. y KAY, S.M., 1999a. Magmatismo famatiniano. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): *Geología del Noroeste Argentino*, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 189-211, Salta.
- COIRA, B.L., MAHLBURG KAY, S., PÉREZ, B., WOLL, B., HANNING, M. y FLORES, P., 1999b. Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin Ordovician magmas, northern Puna of Argentina and Chile. En: Ramos, V.A. y Keppie, D. (Eds.): *Laurentia Gondwana Connections before Pangea*. Geological Society of America, Special Paper 336 (en prensa).
- COMÍNGUEZ, A. y RAMOS, V.A., 1995. Geometry and seismic expression of the Cretaceous Salta rift system, northwestern Argentina. En: Tankard, A.J., Suárez S., R. y Welsink, H.J. (Eds.): *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 62: 325-340, Tulsa.
- CONTI, C.M., RAPALINI, A.E., COIRA, B. y KOUKHARSKY, M., 1996. Paleomagnetic evidence of an early Paleozoic rotated terrane in northwest Argentina: a clue of Gondwana-Laurentia interaction?. *Geology* 24(10): 953-956, Boulder.
- CORNEJO, P.C. y MPODOZIS, C., 1997. Eventos volcánicos discretos en el Paleógeno del norte de Chile Alemania en la región de Sierra Exploradora (25°-26°S). 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 31-35, Antofagasta.
- CRISTALLINI, E.O. y RAMOS, V.A., 1996. Los depósitos continentales cretácicos y volcánicas asociadas. En: *Geología de la Región del Aconcagua*, Provincias de San Juan y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24: 231-273, Buenos Aires.
- CRISTALLINI, E., MOSQUERA, A. y RAMOS, V.A., 1995. Estructura de la Alta Cordillera de San Juan. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 49(1-2)(1994): 165-183, Buenos Aires.
- CRISTALLINI, E., COMÍNGUEZ, A.H. y RAMOS, V.A., 1997. Deep structure of the Metan - Guachipas region: Tectonic inversion in northwestern Argentina. *Journal of South America Earth Sciences* 10(5-6): 403-421.
- DALLA SALDA, L., 1981a. Tandilia, un ejemplo de tectónica de transcurrancia en basamento. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 36(2): 204-207, Buenos Aires.
- DALLA SALDA, L., 1981b. El basamento de la isla Martín García, Río de la Plata. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 36(1): 29-43, Buenos Aires.
- DALLA SALDA, L., 1987. Basement tectonics of the southern Pampean Ranges. *Tectonics* 6(3): 249-260.
- DALLA SALDA, L. y FRANCESE, J., 1985. Los granitoides de Tandil. 1° Jornadas Geológicas Bonaerenses, Comisión Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires: 845-861, La Plata.
- DALLA SALDA, L. y FRANCESE, J., 1987. Las megaestructuras del Macizo y la Cordillera Norpatagónica argentina y la génesis de las cuencas volcano-sedimentarias terciarias. *Revista Geológica de Chile* 31: 3-13, Santiago.
- DALLA SALDA, L. y VARELA, R., 1982. La estructura del basamento del terciario sur de la Sierra de Pie de Palo, Provincia de San Juan, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1: 451-468.
- DALLA SALDA, L. y VARELA, R., 1984. El metamorfismo en el terciario sur de la Sierra de Pie de Palo, San Juan. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 39 (1-2): 68-93, Buenos Aires.
- DALLA SALDA, L., BOSSI, J. y CINGOLANI, C., 1989. The Río de La Plata cratonic region of Southwestern Gondwanaland. *Episodes* 11(4): 263-269, Ottawa.
- DALLA SALDA, L., CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1992a. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision?. *Geology* 20: 617-620, Boulder.
- DALLA SALDA, L., DALZIEL, I.W.D., CINGOLANI, C.A. y VARELA, R., 1992b. Did the Taconic Appalachians continue into southern South America?. *Geology* 20: 1059-1062, Boulder.
- DALLA SALDA, L., VARELA, R. y CINGOLANI, C.A., 1993. Sobre la colisión de Laurentia-Sudamérica y el orógeno Famatiniano. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 3: 358-366, Buenos Aires.
- DALLA SALDA, L., VARELA, R., CINGOLANI, C.A. y ARAGÓN, E., 1994. The Río Chico Paleozoic crystalline complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal South American Earth Sciences* 7(3-4): 377-386, Great Britain.
- DALLA SALDA, L.H., LÓPEZ DE LUCHI, M.G., CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1998. Laurentia-Gondwana collision: the origin of the Famatinian-Appalachian orogenic belt (a review). En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society Special Publication 142: 219-234.
- DALZIEL, I.W.D., DE WIT, M.F. y PALMER, K.F., 1974.- Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature* 250(5464): 291-294, London.
- DAMM, K.W., PICHOWIAK, S., HARMON, R.S., TODT, W., KELLEY, S., OMARINI, R. y NIEMEYER, H., 1990. Pre-Mesozoic evolution of the central Andes; the basement revisited. En: Kay, S.M. y Rapela, C.W. (Eds.) *Plutonism from Antarctica to Alaska*, Geological Society of America, Special Paper 241: 101-126, Boulder.
- DAVIES, J.H. y BLACKENBURG, F. VON, 1994. Slab breakoff: a model of lithospheric detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth Planetary Science Letters* 129: 85-102.

- DEWEY, J.F. y BIRD, J., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *Journal Geophysical Research* 75: 2625-2647, Washington.
- DEWEY, J.F. y BURKE, K.C.A., 1974. Hot spots and continental breakup: implications for collisional orogeny. *Geology* 3: 422-424, Boulder.
- DI PERSIA, C.A., 1967. Presencia de sedimentos triásicos en el ambiente del Deseado. 2º Jornadas Geológicas Argentinas (Salta), Actas 3: 147-154, Buenos Aires.
- DO CAMPO, M., 1999. Metamorfismo del basamento en la Cordillera Oriental y borde oriental de la Puna. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.) *Geología del Noroeste Argentino*, 14º Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 41-51, Salta.
- ECHEVESTE, H., RIBOT, A., TEIXEIRA, W., FERNÁNDEZ, R., GIRARDI, V.A.V., PICCIRILLO, E.M., BELIENI, G. y IACUMIN, M., 1997. Preliminary Rb/Sr geochronology of calc-alkaline dykes from the Tandilia system, Buenos Aires province, Argentina. *South American Symposium on Isotope Geology* 107-109, Sao Paulo.
- ESCAYOLA, M.P., RAMÉ, G.A. y KRAEMER, P.E., 1996. Caracterización y significado geotectónico de las fajas ultramáficas de Córdoba. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 421-438, Buenos Aires.
- ESPEJO, I.S., 1990. Análisis estratigráfico, paleoambiental y de proveniencia de la Formación El Imperial, en los alrededores de los ríos Diamante y Atuel (provincia de Mendoza). Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis Doctoral (inérita), Buenos Aires.
- FANTINI, R., PETERGROMET, L., SIMPSON, C. y NORTHROP, C.J., 1998. Timing of high-temperature metamorphism in the Sierras Pampeanas of Córdoba, Argentina: Implications for Laurentia-Gondwana interactions. 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 388-392, Buenos Aires.
- FERNÁNDEZ-SEVESO, F. y TANKARD, A.J., 1995. Tectonics and stratigraphy of the Late Paleozoic Paganzo basin of western Argentina and its regional implications. En: Tankard, A.J., Suárez Soruco, R. y Welsink, H.J. (Eds.): *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 285-301, Tulsa.
- FERNÁNDEZ SEVESO, F., PÉREZ, M.A., BRISSON, I.E. y ÁLVAREZ, L.A., 1993. Sequence stratigraphy and tectonic analysis of the Paganzo basin, Western Argentina, *Comptes Rendus*, 12º International Congress on the Carboniferous-Permian Systems, 2: 223-260- Buenos Aires.
- FERUGLIO, E., 1941. Nota preliminar sobre la Hoja Geológica «San Carlos de Bariloche». *Boletín de Informaciones Petroleras* 18: 27-64, Buenos Aires.
- FIGARI, E.G. y COURTADE, S.F., 1993. Evolución tectosedimentaria de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 66-77, Buenos Aires.
- FIGUEROA, A.M.F., DE MIRANDA, A.P., FERREIRA, R.F. y ZALAN, P.V., 1996. Cuenca de San Julián. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo, 193-212, Buenos Aires.
- FITZGERALD, M.G., MITCHUM, R.M., ULIANA, M.A. y BIDDLE, K.T., 1990. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 74(6): 879-920, Tulsa.
- FLORES, M.A. y CRIADO ROQUÉ, P., 1972. Cuenca de San Luis. En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional Ciencias, 567-579, Córdoba.
- FOLGUERA, A. y RAMOS, V.A., 1999. Control estructural del volcán Copahue: implicancias tectónicas para el arco volcánico cuaternario (36°-39°S). *Asociación Geológica Argentina, Revista* (en prensa), Buenos Aires.
- FRAGOSO CÉSAR, A.R.S., 1993. As placas brasileiras do sul e sudeste da plataforma sulamericana. 4º Simposio Nacional de Estudos Tectónicos, Sociedade Brasileira de Geologia, 23-26, Belo Horizonte.
- FRANCHI, M. y PAGE, R.N., 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut Occidental *Asociación Geológica Argentina, Revista* 35(2): 208-229, Buenos Aires.
- GALEAZZI, J.S., 1996. Cuenca de Malvinas. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 15: 273-309, Buenos Aires.
- GALLISKI, M. y VIRAMONTE, J., 1988. The Cretaceous paleorift in North-western Argentina: a petrological approach. *Journal of South America Earth Sciences* 1: 329-342, N. Ireland.
- GANGUI, A., 1998. A combined structural interpretation based on seismic data and 3-D gravity modeling in the northern Puna/Eastern Cordillera. Ph. D. Dissertation, Freie Universität, B(27): 1-176, Berlín.
- GIMÉNEZ, M.E., MARTÍNEZ, P.M. e INTROCASO, A., 1999. A crustal model for different gravimetric gradients in the area between the Bermejo basin and the Sierras de Valle Fértil, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* (en prensa).
- GIRARDI, V.A.V., MAZZUCHELLI, M., MOLESINI, M., CIVETTA, L., PETRINI, R., BOSSI, J., CAMPAL, N., TEIXEIRA, W. y CORREIA, C.T., 1996. Petrology and geochemistry of the mafic dyke swarm of the Treinta y Tres region, Northeast Uruguay. *Journal of South America Earth Sciences* 9(3/4): 243-249.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1979. La edad de la Formación Ventana, en el área al norte y al este del Lago Nahuel Huapi. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 34(2): 113-124, Buenos Aires.
- GONZÁLEZ FERRÁN, O., 1995. Volcanes de Chile. *Instituto Geográfico Militar*, 1-640, Santiago.
- GÖTZE, H.J., LAHMEYER, B., SCHMIDT, S. y STRUNK, S., 1994. The lithospheric structure of the central Andes (20°-25°S) as inferred from quantitative interpretation of regional gravity. En: Reutter, K.J., Scheuber E. y Wigger P.J. (Eds.): *Tectonic of southern central Andes: structure and evolution of an active continental margin*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 23-48.
- GROEBER, P., 1918. Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera entre San Juan y Nahuel Huapi. *Physis* 4: 208-240, Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 58: 1-110, Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1938. *Mineralogía y Geología*. Espasa-Calpe Argentina, 1-492, Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1, Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1(3): 117-208. Reimpreso en *Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones* 1: 1-174 (1980), Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. Instituto Investigaciones de las Ciencias Naturales. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, *Revista (Ciencias Geológicas)* 1(5): 1-352, Buenos Aires.
- GROMET, P. y SIMPSON, C., 1999. Age of the Paso del Carmen pluton and implications for the duration of the Pampean orogeny, Sierras de Córdoba. 14º Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas 1: 149-151.
- GUTIÉRREZ, P.R., BARREDA, V.D., TROILO, L., LIMARINO, C.O. y ROMERO, E.J., 1997. Hallazgo de una asociación palinológica miocena con flora asociada en la «Serie del Yeso», Valle del Cura, San Juan. 10º Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Resúmenes, Mendoza.
- HALLER, M.A. y RAMOS, V.A., 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. 9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 66-83, Buenos Aires.
- HEREDIA, N., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., SEGGIARO, R.E. y GONZÁLEZ, M.A., 1999. Estructuras de inversión tectónica en la Cordillera Oriental de los Andes entre 23° y 24°S, provincia de Jujuy, NO de Argentina. 1º Seminario Iberoamericano de Cuenas de Antepaís en los Andes, los Pirineos y los Variscides, Universidad de Barcelona, Comunicaciones: 20-24, Barcelona.
- HERNÁNDEZ, R.M., REYNOLDS, J. y DISALVO, A., 1996. Análisis tectosedimentario y ubicación geocronológica del Grupo Orán en el Río Iruya. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Tercera Serie 12(45): 80-93, Buenos Aires.
- HERVÉ, F., ARAYA, E., FUENZALIDA, J. y SOLANO, A., 1979. Nuevos antecedentes acerca de la geología de la costa de Chiló continental. 10º Región, Chile. 7º Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 1: 629-638, Buenos Aires.
- HONGN, F.G., 1994. Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento del borde oriental de la Puna; su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 49: 256-268, Buenos Aires.
- HONGN, F.D. y MON, R., 1999. La deformación orodivica en el borde oriental de la Puna. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): *Geología del Noroeste Argentino*, 14º Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 212-216, Salta.
- INTROCASO, A. y RAMOS, V.A., 1984. La Cuenca del Salado: un modelo de evolución aulacogénica. 9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 3: 27-46, Buenos Aires.
- INTROCASO, A., PACINO, M.C. y FRAGA, H., 1992. Gravity, isostasy and Andean

- crustal shortening between latitudes 30° and 35° S. *Tectonophysics* 205 (1-3): 31-48, Amsterdam.
- ISACKS, B., 1988. Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal Geophysical Research* 93: 3211-3231.
- ISACKS, B., JORDAN, T., ALLMENDINGER, R. y RAMOS, V.A., 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la placa de Nazca subductada. 5° Congreso Latinoamericano de Geología. Actas 3: 587-606, Buenos Aires.
- JEZEK, P., WILLNER, A.P., ACEÑOLAZA, F.G. y MILLER, H., 1985. The Puncoviscana trough - a large basin of Late Precambrian to Early Cambrian age on the Pacific edge of the Brazilian shield. *Geologische Rundschau* 74(3): 573-584, Stuttgart.
- JORDAN, T.E., ISACKS, B., RAMOS, V.A. y ALLMENDINGER, R.W., 1983. Mountain building in the Central Andes. Episodes 1983(3): 20-26, Ottawa.
- JORDAN, T.E., TAMM, V., FIGUEROA, G., FLEMINGS, P.B., RICHARDS, D., TABBUTT, K. y CHEATHAM, T., 1995. Development of the Miocene Manantiales foreland basin, Principal Cordillera, San Juan, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 23(1): 43-80, Santiago.
- JORDAN, T.E., KELLEY, S., FERNÁNDEZ, A., FERNÁNDEZ SEVESO, F., RÉ, G. y MILANA, J.P., 1997. Relaciones entre las historias evolutivas de las cuencas de Iglesias y Bermejo, provincia de San Juan, Argentina. Segundas Jornadas sobre Geología de Precordillera, Actas: 142-147, San Juan.
- KAY, S.M. y RAMOS, V.A., 1996. El magmatismo cretácico de las Sierras de Córdoba y sus implicancias tectónicas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 453-464, Buenos Aires.
- KAY, S.M., RAMOS, V.A., MPODOZIS, C. y SRUOGA, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology* 17(4): 324-328, Boulder.
- KAY, S.M., MPODOZIS, C., RAMOS, V.A. y MUNIZAGA, F., 1991. Magma source variations for mid to late Tertiary volcanic rocks erupted over a shallowing subduction zone and through a thickening crust in the Main Andean Cordillera (28°-33° S). En: Harmon, R.S. y Rapela, C. (Eds.): *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. Geological Society of America, Special Paper 265: 113-137, Boulder.
- KAY, S.M., RAMOS, V.A. y MÁRQUEZ, M., 1993. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America. *Journal of Geology* 101: 703-714, Chicago.
- KAY, S.M., ORRELL, S. y ABBRUZZI, J.M., 1996. Zircon and whole rock Nd-Pb isotopic evidence for a Grenville age and a Laurentian origin for the Precordillera terrane in Argentina. *Journal of Geology* 104: 637-648, Chicago.
- KAY, S.M., MPODOZIS, C. y COIRA, B., 1999a. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22°S to 33°S). En: *Geology and Mineral Deposits of Central Andes*. Society of Economic Geology, Special Publication 2: 1-35.
- KAY, S.M., ARDOLINO, A., GORRING, M. y RAMOS, V.A., 1999b. The Patagonian Soumuncura large igneous province: interaction between a Late Oligocene transient hot-spot like and subducted slab processes. *Journal of Petrology* (submitted).
- KEIDEL, J., 1921. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la serie del Gondwana y la paleogeografía del Hemisferio Austral. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 25: 239-368, Córdoba.
- KEIDEL, J., 1943. El Ordovícico inferior en los Andes del norte argentino y sus depósitos marino-glaciares. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 36: 140-229, Córdoba.
- KENDRICK, E.C., BEVIS, M., SMALLEY, R.F., CIFUENTES, O. y GALBAN, F., 1999. Current rates of convergence across the Central Andes: estimates from continuous GPS observations. *Geophysical Research Letters* 26(5): 541-544.
- KEPPIE, J.D. y BAHLBURG, H., 1999. The Puncoviscana Formation of Northwestern and Central Argentina: passive margin or foreland basin deposit?. En: Ramos, V.A. y Keppie, D. (Eds.): *Laurentia Gondwana Connections before Pangea*. Geological Society of America, Special Paper 336 (en prensa).
- KLEY, J., 1996. Transition from basement involved to thin skinned thrusting in the Cordillera Oriental of southern Bolivia. *Tectonics* 15(4): 763-775.
- KLEY, J., 1999. Geologic and geometric constraints on a kinematic model of the Bolivian orocline. *Journal of South American Earth Sciences* 12(2): 221-235.
- KOKOGIÁN, D.A., FERNÁNDEZ SEVESO, F. y MOSQUERA, A., 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. En: Ramos, V.A. (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(7): 65-78, Buenos Aires.
- KOSTADINOFF, J., 1995. Delimitación de estructuras, litología y espesor de corteza terrestre en áreas continentales y marinas del sistema de Tandilia (Provincia de Buenos Aires). Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata, Tesis Doctoral (inédita), 1-147, La Plata.
- KOUKHARSKY, M., MUNIZAGA, F., LEAL, P., CORREA, M.J. y DE BRODTKORB, M.K., 1999. New K/Ar ages in the Ambargasta and norte de Córdoba ranges, Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology (Córdoba), Actas: 76-77.
- KOZŁOWSKY, E., MANCEDA, R. y RAMOS, V.A., 1993. Estructura. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(18): 235-256, Buenos Aires.
- KRAEMER, P.E., 1993. Perfil estructural de la Cordillera Patagónica Austral a los 50° LS, Santa Cruz. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 119-125, Buenos Aires.
- KRAEMER, P.E., 1996. Regional balanced cross section in the Patagonian Andes of Tierra del Fuego (Argentina and Chile). *Andean Geodynamics Symposium*, Orstom, 407-410, Saint Malo.
- KRAEMER, P.E., ESCAYOLA, M.P. y MARTINO, R.D., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'-32°40'), Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 50(1-4): 47-59, Buenos Aires.
- LAZARTE, J.E., 1987. Contribución a la petrología de los granitoides de la sierra de Papachacra, Catamarca, República Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 69-72, S.M. de Tucumán.
- LAZARTE, J.E., 1991. Estudio petrológico y geoquímico de los granitoides de las sierras de Papachacra y Culampajá. Relaciones metalogénicas: Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Tucumán, 270 pp. (inédita).
- LAZARTE, J.E., 1992. La Formación Chango Real (NW de Sierras Pampeanas, República Argentina), ejemplo del magmatismo paleozoico (Cámbrico?). Diferencias geoquímicas con batolitos ordovícicos: *Estudios Geológicos* 48: 257-267, Madrid.
- LESTA, P., FERELLO, R. y CHEBLI, G., 1980. Chubut Extraandino. En: Turner, J.C.M. (Ed.): *Segundo Simposio Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias 2: 1306-1387, Córdoba.
- LINARES, E. y GONZÁLEZ, R.R., 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957-1987. *Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales Serie B, Didáctica y Complementaria* 19: 1-628, Buenos Aires.
- LINARES, E. y LATORRE, C., 1975. La edad del Granito de Aguilar, provincia de Jujuy, Argentina. Segundo Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 1: 91-98, Buenos Aires.
- LIRA, R., MILLONE, H.A., KIRSCHBAUM, A.M. y MORENO, R.S., 1997. Magmatic arc calc-alkaline granitoid activity in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges, Central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10(2): 157-178.
- LLAMBIAS, E.J. y SATO, A.M., 1990. El batolito de Colangüil (29°-31°S), Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile* 17(1): 89-108, Santiago.
- LLAMBIAS, E. y SATO, A.M., 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Asociación geológica Argentina, Revista* 50(1-4): 111-131, Buenos Aires.
- LLAMBIAS, E.J., CAMINOS, R. y RAPELA, C.W., 1984. Las plutonitas y vulcanitas del Ciclo Eruptivo Gondwánico. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 85-118, Buenos Aires.
- LLAMBIAS, E., SATO, A.N. y TOMSIC, J., 1986. Geología y características geoquímicas del stock terciario del Nevado de Acay y vulcanitas asociadas, provincia de Salta. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 40(3-4): 158-175, Buenos Aires.
- LLAMBIAS, E., QUENARDELLE, S., ORTIZ SUÁREZ, A. y PROZZI, C., 1996. Granitoides sincinemáticos de la Sierra Central de San Luis. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 487-496, Buenos Aires.
- LLAMBIAS, E.J., SATO, A.M., ORTIZ SUÁREZ, A. y PROZZI, C., 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean margin of Gondwana*, Geological Society of London, Special Publication 142: 325-341.
- LÓPEZ DE LUCHI, M.G., 1987. Caracterización geológica y geoquímica del plutón La Tapera y del batolito de Renca, sierra de San

- Luis, República Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 84-87, Tucumán.
- LÓPEZ GAMUNDÍ, O., AZCUY, C.L., CUERDA, A., VALENCIO, D.A. y VILAS, J.F., 1987. Cuencas Río Blanco y Calingasta-Uspallata. En: Archangelsky, S. (Ed.): El Sistema Carbonífero en la República Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 101-132, Córdoba.
- LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R., ESPEJO, I.S., CONAGHAN, P.J., POWELL, C. MCA. y VEEVERS, J.J., 1994. Southern South America. En: Veevers, J.J. y Powell, C.McA. (Eds.): Permian-Triassic Pangea basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland. Geological Society of America Memoir 184: 281-329, Boulder.
- LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R., CONAGHAN, P., ROSSELLO, E.A. y COBBOLD, P.R., 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Foldbelt, East-Central Argentina: evidence of syntectonic sedimentation in a Variscan foreland basin. *Journal of South American Earth Sciences* 8(2): 129-142.
- LORK, A. y BAHLBURG, H., 1993. Precise U-Pb ages of monazites from the Faja Eruptiva de la Puna Oriental, NW Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 1-6, Buenos Aires.
- LOSKE, W., MÁRQUEZ, M., GIACOSA, R., PEZZUCHI, H. y FERNÁNDEZ, M.I., 1999. U/Pb geochronology of pre-Permian basement rocks in the Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentine Patagonia. 15° Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas 1: 102.
- LUCASSEN, F. y FRANZ, G., 1996. Magmatic arc metamorphism: petrology and temperature history of metabasic rocks in the Coastal Cordillera of Northern Chile. *Journal of Metamorphic Geology* 14: 249-265.
- LUCASSEN, F. y FRANZ, G., 1997. Crustal recycling of metamorphic basement: Late Paleozoic granites of the Chilean Coast Range and Precordillera at 22°S. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1344-1348, Antofagasta.
- LUCASSEN, F., WILKE, H.G., VIRAMONTE, J., BECCHIO, R., FRANZ, G., LABER, A., WEMMER, K. y VROON, P., 1996. The Paleozoic Basement of the Central Andes (18°-26°S) a metamorphic view. 3° International Symposium on Andean Geodynamics, Abstracts: 779-782, Saint Maló.
- LUCASSEN, F., LEWERENZ, S., FRANZ, G., VIRAMONTE, J. y MEZGER, K., 1999. Metamorphism, isotopic ages and composition of lower crustal granulite xenoliths from the Cretaceous Salta Rift, Argentina. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 134: 325-341.
- MANCEDA, R. y FIGUEROA, D., 1993. La inversión del rift mesozoico en la faja fallada y plegada de Malargüe, Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 219-232, Buenos Aires.
- MANCEDA, R. y FIGUEROA, D., 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold-thrust belt, Mendoza, Argentina. En: Tankard, A.J., Suárez, R. y Welsink, H.J. (Eds.): Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 369-382, Boulder.
- MÁNGANO, M.A., 1993. Dinámica sedimentaria y tafonomía en las secuencias ordovícicas volcánoclasticas de la Formación Suri, Sistema de Famatina. Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral (inédita), 260 pp., Buenos Aires.
- MARTÍNEZ, M.P., GIMÉNEZ, M.E., INTROCASO, A. y ROBLES, J.A., 1997. Excesos de espesores corticales y acortamientos andinos en tres secciones ubicadas en 36°, 37° y 39° de latitud sur. 7° Congreso Geológico Chileno. Actas 1: 101-105, Antofagasta.
- MCDONOUGH, M.R., RAMOS, V.A., ISACHSEN, C.E., BOWRING, S.A. y VUJOVICH, G.I., 1993. Nuevas edades de circones del basamento de la sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales de San Juan: sus implicancias para los modelos del supercontinente proterozoico de Rodinia. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 340-342, Buenos Aires.
- MELCHOR, R.N., 1995. Sedimentología de las unidades paleozoicas aflorantes del centro-oeste de la provincia de La Pampa, Argentina. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Tesis Doctoral (inédita), 272 pp., La Plata.
- MELCHOR, R.N., TICKYI, H. y DIMIERI, L.V., 1999. Estratigrafía, sedimentología y estructura de las calizas de la Formación San Jorge, (Cámbrico-Ordovícico), oeste de La Pampa. 14° Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas 1: 389-392.
- MÉNDEZ, V., NAVARINI, A., PLAZA, D. y VIERA, O., 1972. Faja Eruptiva de la Puna oriental. 5° Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Actas 4: 89-100, Buenos Aires.
- MILANA, J.P. y ALCOBER, O., 1994. Modelo de funcionamiento tectosedimentario de la Cuenca Triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Asociación Geológica Argentina, Revista* 49(3-4): 217-235, Buenos Aires.
- MILANI, E.J., 1997. Evolucao tetono-sedimentar e estratigrafia da bacia do Paraná. Universidade Federal do Rio Grande Do Sul, Tesis Doctoral (inédita), Porto Alegre.
- MILANI, E.J. y RAMOS, V.A., 1999. Orogenias paleozoicas no dominio sul-occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência na Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociencias* 28(4): 527-544, Sao Paulo.
- MOJICA, H.J. y ZORZÍN, V., 1996. Extensión oriental de la tectónica andina en la llanura salteña, Provincia de Salta. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 77-83, Buenos Aires.
- MON, R. y HONGN, F., 1987. Estructura del Ordovícico de la Puna. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 42(1): 31-38.
- MOSQUERA, A., 1999. Evolución temporal de la deformación en las Sierras Subandinas Orientales. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas 2: 573-568.
- MPODOZIS, C. y FORSYTHE, R., 1983. Stratigraphy and geochemistry of accreted fragments of the ancestral Pacific floor in Southern South America. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 41: 103-124, Amsterdam.
- MPODOZIS, C. y KAY, S.M., 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana. *Andes Chilenos, 28°-31° S. Revista Geológica de Chile* 17(2): 153-180, Santiago.
- MPODOZIS, C. y KAY, S.M., 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordilleran Batholiths (28° -31°S). *Geological Society of America, Bulletin* 104: 999-1014, Boulder.
- MPODOZIS, C. y RAMOS, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T. y Reinemud, J.A. (Eds.): *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series 11: 59-90, Houston.
- MUÑOZ, J. y STERN, C., 1988. The Quaternary volcanic belt of the Southern continental margin of South America: transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences* 1(2): 147-162.
- NIEMEYER, R.H., 1989. El Complejo ígneo-sedimentario del Cordón de La Lila, Región de Antofagasta: Estratigrafía y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile* 16(2): 163-182, Santiago.
- NORTHRUP, C.J., SIMPSON, C. y GROMET, P., 1998. Early Paleozoic history of the eastern Sierras Pampeanas, Argentina: development of a Cambrian arc and accretionary prism along the margin of Gondwana. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 400-403, Buenos Aires.
- NULLO, F.E., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 39 d, Paso Flores. Servicio Geológico Nacional, Boletín 167: 1-70, Buenos Aires.
- OLIVERO, E.B. y MALUMIÁN, N., 1999. Eocene stratigraphy of southeastern Tierra del Fuego island, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists* 83(2): 295-313.
- OMARINI, R.H., 1983. Caracterización litológica, diferenciación y génesis de la Formación Puncoviscana entre el valle de Lerma y la Faja Eruptiva de la Puna. Universidad Nacional de Salta. Tesis doctoral 202 pp. (inédita), Salta.
- OMARINI, R.H. y DO CAMPO, M., 1993. Caracterización geoquímica de sedimentitas del límite precámbrico cámbrico en el noroeste argentino (Formación Puncoviscana): consideraciones sobre su procedencia y ambiente tectónico. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 1: 300-309.
- OMARINI, R.H. y SUREDA, R.J., 1993. Evolución geodinámica y configuración paleogeográfica en los Andes Centrales del Proterozoico superior al Paleozoico inferior: modelos, alternativas y problemas. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 291-307, Buenos Aires.
- OMARINI, R.H., VIRAMONTE, J.G., CORDANI, U., SALFITY, J.A. y KAWASITA, K., 1984. Estudio geocronológico Rb-Sr de la Faja Eruptiva de la Puna en el sector de San Antonio de Los Cobres - provincia de Salta, 9° Congreso Geológico Argentino (S.C. Bariloche), Actas 3: 146-158, Buenos Aires.
- OMARINI, R.H., ALONSO, R. y MARCUZZI, J.J., 1993. Hallazgo de vulcanitas en la Formación Puncoviscana, Puna Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 48(2): 179-183.
- OMARINI, R.H., SUREDA, R.J., GÖTZE, H.J., SEILACHER, A. y PLÜGER, F., 1999 a. Puncoviscana fold belt in Northwestern Ar-

- gentina: testimony of Late Proterozoic Rodinia fragmentation and pre-Gondwana collisional episodes. *International Journal of Earth Sciences* 88: 76-97.
- OMARINI, R.H., SUREDA, R.J., TOSELLI, A. y ROSSI, J., 1999 b. Magmatismo, Ciclo Pampeano. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): *Geología del Noroeste Argentino*, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 29-40, Salta.
- OTAMENDI, J.E., NULLO, F.E., PATIÑO DOUCE, A.E. y FAGIANO, M., 1998. Geology, mineralogy, and geochemistry of syn-orogenic anatectic granites from the Achiras Complex, Córdoba, Argentina: some petrogenetic and geodynamic implications. *Journal of South America Earth Sciences* 11(4): 407-423.
- PALMA, M.A., 1989. La evolución tectosedimentaria durante el ciclo gondwánico en la región extraandina de la provincia de Santa Cruz. Reunión sobre Geotranssectos de América del Sur, Mar del Plata, 1-3 Junio 1989: 102-105, Montevideo.
- PALMA, M.A. y YRIGOYEN, M.V., 1987. Los estratos de Botijuela en la Puna Catamarqueña. 10° Congreso Geológico Argentino (Tucumán), Actas 2: 139-142, Tucumán.
- PALMA, M.A., PARICA, P. y RAMOS, V.A., 1987. El Granito de Archibarca: Su edad y Significado Tectónico, Provincia de Catamarca, Asociación Geológica Argentina, Revista 41(3-4): 414-418, Buenos Aires.
- PANKHURST, R.J. y RAPELA, C.W., 1993. The Jurassic acidic volcanism of Northeast Patagonia: a short lived event of deep origin. 2° International Symposium on Andean Geodynamics, Proceedings: 423-425, Oxford.
- PANKHURST, R.J. y RAPELA, C.W., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters* 134: 23-26, Amsterdam.
- PANKHURST, R., RAPELA, C., SAAVEDRA, J., BALDO, E., DAHLQUIST, J., PASCUA, I. y FANNING, C.M., 1998. The Famatinian magmatic arc in the Central Sierras Pampeanas: an early to mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean margin of Gondwana*, Geological Society of London, Special Publication 142: 343-367.
- PARDO CASAS, F. y MOLNAR, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6(3): 233-248, Washington.
- PARICA, P.D., 1986. Petrología y geocronología del sector central de la Sierra de Lonco Vaca, La Pampa. Asociación Geológica Argentina, Revista 41(3-4): 270-289, Buenos Aires.
- PÉREZ, D.J., OTTONE, G. y RAMOS, V.A., 1996. La ingresión marina miocena en la provincia de San Juan: sus implicancias paleogeográficas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 385-398, Buenos Aires.
- PÉREZ, W.A., 1991. Contribución a la petrología y geoquímica de los granitoides y gabroides del norte de la Sierra de Paimán, Provincia de la Rioja. Universidad Nacional de Tucumán, Tesis doctoral (inédita) 305 pp., Tucumán.
- PÉREZ, W.A., LENCINA, R. y DURAND, F.R., 1991. Las milonitas de la sierra de Paimán, La Rioja, Argentina: indicadores cinemáticos, edad y significado geotectónico. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 6-10, Viña del Mar.
- PEZZI, E.E. y MOZETIC, M.E., 1989. Cuencas sedimentarias de la región chacoparanense. En: *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica* 6: 65-78, Tucumán.
- PILGER, R.H., 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal geological Society of London*, 141: 793-802.
- PINESE, J.P.P., TEIXEIRA, W., GIRARDI, V.A.V., ECHEVESTE, H., RIBOT, A., FERNANDEZ, R., IACUMÍN, M., PICCIRILLO, E.M. y RENNE, P.R., 1999. Geochemistry and geochronology of calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms from the Tandilia System, Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology, 261-263, Carlos Paz.
- POLANSKI, J., 1957. Prolegómeno a la estratigrafía y tectónica del Terciario de la Depresión Intermontánea del Alto Tunuyán. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Físicas y Naturales, Contribuciones científicas 1(2): 95-139, Buenos Aires.
- POLANSKI, J., 1964. Descripción geológica de la Hoja 25a Volcán San José, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 98: 1-94, Buenos Aires.
- POMA, S. y RAMOS, V.A., 1994. Las secuencias básicas iniciales del Grupo Choiyoi, Cordon del Portillo, Mendoza: sus implicancias tectónicas. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1162-1166, Concepción.
- POMA, S. y ZAPPETTINI, E., 1999. Magmatismo, Ciclo Gondwánico. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): *Geología del Noroeste Argentino*, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 241-253, Salta.
- QUENARDELLE, S., 1995. Petrografía y geoquímica del plutón San José del Morro, provincia de San Luis. Asociación Geológica Argentina, Revista, 50(1-4): 229-236.
- QUENARDELLE, S. y RAMOS, V.A., 1999. The Ordovician western Sierras Pampeanas magmatic belt: record of Precordillera accretion in Argentina. En: Ramos, V.A. y Keppie, D. (Eds.): *Laurentia Gondwana Connections before Pangea*. Geological Society of America, Special Paper 336 (en prensa).
- RABASSA, J., 1979. Estratigrafía de la región Pilcaniyeu, Comallo, provincia de Río Negro. 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén) Actas 1: 731-748, Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., 1972. El Ordovícico fosilífero de La Sierra De Lina, Provincia de Jujuy. Asociación Geológica Argentina, Revista 27(1): 84-94, Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., 1973. Estructura de los primeros contrafuertes de la Puna Saltojujeña y sus manifestaciones volcánicas asociadas. 5° Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Actas 4: 159-202, Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., 1977. Estructura. En: *Geología y recursos naturales de la Provincia del Neuquén*. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 9-24, Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c Los Chihuidos Norte, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 182: 1-103, Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., 1982. Las ingresiones pacíficas del Terciario en el Norte de la Patagonia. 3° Congreso Geológico Chileno, Actas 1(A): 262-288, Concepción.
- RAMOS, V.A., 1983. Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. 2° Congreso Nacional Geología Económica, Actas 1: 108-124, San Juan.
- RAMOS, V.A., 1984. Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva?. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 311-325, Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., 1985. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: reconstrucción tectónica de sus facies. Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 1(2): 104-118, Antofagasta.
- RAMOS, V.A., 1986. El diastrofismo oclítico: un ejemplo de tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el noroeste Argentino. *Revista Instituto Ciencias Geológicas* 6: 13-28, Jujuy.
- RAMOS, V.A., 1988a. Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. *Episodes* 11(3): 168-174, Ottawa.
- RAMOS, V.A., 1988b. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33° S latitude. En: Clark, S. y Burchfiel, D. (Eds.): *Processes in Continental Lithospheric Deformation*. Geological Society of America, Special Paper 218: 31-54, Boulder.
- RAMOS, V.A., 1988c. La estructura de la Cordillera Patagónica (47°-49°S) de Argentina y Chile. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 1(A): 101-114, Santiago.
- RAMOS, V.A., 1989a. Southern South America: an active margin for the past 700 M.y. 28th. International Geologic Congress, Abstract 2: 664, Washington.
- RAMOS, V.A., 1989b. The birth of Southern South America. *American Scientist* 77(5): 444-450, New Haven.
- RAMOS, V.A., 1989c. Foothills structure in Northern Magallanes Basin, Argentina. *American Association Petroleum Geologists, Bulletin* 73(7): 887-903, Tulsa.
- RAMOS, V.A., 1993. Interpretación tectónica. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(19): 257-266, Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., 1996a. Evolución tectónica de la Plataforma Continental. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo, 385-404, Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., 1996b. La tectónica paleógena de la Cordillera Patagónica y su relación con la colisión de dorsales oceánicas. Congreso Paleógeno de América del Sur, Resúmenes: 5-6, Santa Rosa.
- RAMOS V.A., 1999a. Los Andes: Topografía y acortamiento orogénico. *Petrotecnica, Revista del Instituto Argentino del Petróleo y del Gas* 40(3): 26-32, Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., 1999b. El segmento de subducción horizontal de los Andes Centrales. *Acta Geológica Hispánica* (en prensa).
- RAMOS, V.A., 1999c. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, (en prensa).
- RAMOS, V.A. y ALONSO, R.N., 1995. El mar paranaense en la provincia de Jujuy. *Revista Instituto de Geología y Minería* 10: 73-82, Jujuy.
- RAMOS, V.A. y ÁLVAREZ, P., 1996. Early Mesozoic Tectonics of the High Andes of

- Argentina and Chile. En: Riccardi, A.C. (Ed.): *Advances in Jurassic Research*, GeoResearch Forum 1-2: 387-396, Transtec Publications, Zurich.
- RAMOS, V.A. y BARBIERI, M., 1989. El volcanismo cenozoico de Huantraico: edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia del Neuquén. *Asociación Geológica Argentina*, Revista 43(2): 210-223, Buenos Aires.
- RAMOS, V.A. y BASEI, M.A., 1997a. Gondwanan, Perigondwanan, and exotic terranes of southern South America. *South American Symposium on Isotope Geology*, 250-252, Sao Paulo.
- RAMOS, V.A. y BASEI, M., 1997b. The basement of Chilenia: an exotic continental terrane to Gondwana during the Early Paleozoic. *Symposium on Terrane Dynamics* 97, 140-143, New Zealand.
- RAMOS, V.A. y CORTÉS, J.M., 1984. Estructura e interpretación tectónica. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 317-346, Buenos Aires.
- RAMOS, V.A. y KAY, S.M., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.): *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America, Special Paper 265: 79-91, Boulder.
- RAMOS, V.A. y KAY, S.M., 1992. The Southern Patagonian plateau basalts: retroarc testimony of a ridge collision, Argentina. En: Oliver, R.A., Vatin-Perignon, N. y Laubacher, G. (Eds.): *Andean Geodynamics Symposium* (Grenoble). *Tectonophysics* 205: 261-282, Amsterdam.
- RAMOS, V.A. y PALMA, M.A., 1983. Las lutitas pizarrañas del cerro Dedo, Lago La Plata, provincia del Chubut. *Asociación Geológica Argentina*, Revista 38(2): 148-160, Buenos Aires.
- RAMOS, V.A. y VUJOVICH, G.I., 1993. The Pampia craton within western Gondwanaland. *First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference* (Guanajuato). Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Proceedings: 113-116, Mexico.
- RAMOS, V.A., NIEMEYER, H., SKARMETA, J. y MUÑOZ, J., 1982. The magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes. *Earth Science Reviews* 18(3-4): 411-443, Amsterdam.
- RAMOS, V.A., JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., KAY, S.M., CORTÉS, J.M. y PALMA, M.A., 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 84-106, Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., HALLER, M.J. y BUTRÓN, F., 1986. Geología y Evolución tectónica de las Islas Barnevelt: Atlántico Sur. *Asociación Geológica Argentina*, Revista 40(3-4): 137-154, Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., MPODOZIS, C., KAY, S., CORTÉS, J.M. y PALMA, M.A., 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics* 5(6): 855-880, Washington.
- RAMOS, V.A., REYNOLDS, J., JORDAN, T. y TABBUTT, K.D., 1988. Time constraints for the uplift of the Sierras de Toro Negro, Umango and Espinal, Western Sierras Pampeanas, Argentina. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 20(7): A61, Denver.
- RAMOS, V.A., LEGUIZAMÓN, A., KAY, S.M. y TERUGGI, M., 1990. Evolución tectónica de las Sierras de Tandil (Provincia de Buenos Aires). 11° Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas 2: 357-360, San Juan.
- RAMOS, V.A., MUNIZAGA, F. y KAY, S.M., 1991. El magmatismo cenozoico a los 33°S de latitud: geocronología y relaciones tectónicas. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 892-896, Viña del Mar.
- RAMOS, V.A., VUJOVICH, G., KAY, S.M. y MCDONOUGH, M.R., 1993. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas Occidentales: la Sierra de Pie de Palo y su integración al supercontinente proterozoico. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 343-357, Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., MAHLBURG KAY, S. y SACOMANI, L., 1994. La dacita Puesto Nuevo y otras rocas magmáticas: colisión de una dorsal oceánica cretácica. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1172-1176, Concepción.
- RAMOS, V.A., VUJOVICH, G.I. y DALLMEYER, R.D., 1996a. Los klippen y ventanas tectónicas de la estructura preáfrica de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicaciones tectónicas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 5: 377-392, Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., CEGARRA, M. y CRISTALLINI, E., 1996b. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina, (30°-36°S latitude). *Tectonophysics* 259: 185-200, Amsterdam.
- RAMOS, V.A., DALLMEYER, D. y VUJOVICH, G., 1998. Time constraints on the Early Paleozoic docking of the Precordillera, Central Argentina. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society, Special Publication, 142: 143-158, London.
- RAMOS, V.A., ESCAYOLA, M., MUTTI, D. y VUJOVICH, G.I., 1999. Proterozoic-early Paleozoic ophiolites in the Andean basement of southern South America. En: Dilek, Y. y Moores, E. (Eds.): *Ophiolites and Oceanic Crust: New insights from field studies and ocean drilling program*. *Memoir of the Geological Society of America* (in press).
- RAPALINI, A.E. y ASTINI, R.A., 1997. Paleomagnetic confirmation of the Laurentian origin of the Argentine Precordillera. *Earth and Planetary Science Letters* 155: 1-14.
- RAPALINI, A.E. y VILAS, J.F., 1991. Tectonic rotations in the Late Paleozoic continental margin of southern South America determined and dated by palaeomagnetism. *Geophysics Journal International* 107: 333-351.
- RAPELA, C. y CAMINOS, R., 1987. Geochemical characteristics of the Upper Paleozoic magmatism in the eastern sector of Northpatagonian massif. *Revista Brasileira de Geociencias* 17(4): 535-543, Sao Paulo.
- RAPELA, C.W. y PANKHURST, R., 1996. The Cambrian plutonism of the Sierras de Córdoba: pre-Famatinian subduction? and crustal melting. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 5: 491, Buenos Aires.
- RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J. y BONALUMI, A.A., 1991a. Edad geoquímica del pórfido granítico de Oncán, Sierra Norte de Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 19-22, Santiago.
- RAPELA, C.W., DIAS, C.F., FRANCESE, J.R., ALONSO G. y BENVENUTO, A.R., 1991b. El batolito de la Patagonia central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Revista Geológica de Chile* 18(2): 121-138, Santiago.
- RAPELA, C.W., COIRA, B., TOSELLI, A. y SAAVEDRA, J., 1992. El magmatismo del Paleozoico inferior en el Sudoeste de Gondwana. En: Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J.J. y Rábano, I. (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, 21-68, Universidad de Extremadura, España.
- RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J., BALDO, E.G.A. y SAAVEDRA, J., 1997. Low-Pressure anatexis during the Pampean orogeny. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 3: 1714-1718, Antofagasta.
- RAPELA, C.W., PANKHURST, R., CASQUET, C., BALDO, E., SAAVEDRA, J. y GALINDO, C., 1998a. Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology* 26(8): 707-710.
- RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J., CASQUET, C., BALDO, E.G.A., SAAVEDRA, J. y GALINDO, C., 1998b. Las colisiones continentales Pampeana y famatiniana. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 404.
- RAPELA, C.W., PANKHURST, R., DAHLQUIST J. y FANNING, C.M., 1999. U-Pb shrimp ages of Famatinian granites: new constraints on the timing, origin, and tectonic setting of I- and S-type magmas in an ensialic arc. 2° South American Symposium on Isotope Geology (Córdoba), Actas: 264-267.
- RICCARDI, A.C., DAMBORENEA, S.E., MANCENIDO, M.O., SCASSO, R., LANÉS, S. y IGLESIAS LLANOS, M.P., 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. *Asociación Geológica Argentina*, Revista 52(2): 228-234, Buenos Aires.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., HEREDIA, N. y RAGONA, D., 1995. The structure and stratigraphy of Cordillera Frontal at Castaño Viejo, San Juan. *COMTEC-ICL Andean Thrust Tectonics Symposium*, Abstracts: 22-23, San Juan.
- ROLLERI, E.O. y CRIADO ROQUÉ, P., 1970. Geología de la provincia de Mendoza. 4° Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza, 1969), Actas 2: 1-60, Buenos Aires.
- ROSSELLO, E. y MOZETIC, M.E., 1999. Caracterización estructural y significado geotectónico de los depocentros cretácicos continentales del centro-oeste argentino. 5° Simposio sobre el Cretáceo do Brasil, Boletim 107-113, Río Claro.
- ROSSELLO, E.A., MOZETIC, M.E. y LÓPEZ DE LUCHI, M.G., 1999. El basalto de La Puerta de San José (Belén Catamarca): Un nuevo testimonio del rifting cretácico en el noroeste argentino. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 194-196.
- SALFITY, J., 1982. Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico), Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1: 11-26, Buenos Aires.
- SALFITY, J. y GORUSTOVICH, S.A., 1984. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo, Paleozoico superior. *Asociación Geológica Argentina*, Revista 38(1983, 3-4): 437-453, Buenos Aires.

- SALFITY, J.A. y MARQUILLAS, R.A., 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. En: Salfity, J.A. (Ed.): *Cretaceous Tectonics of the Andes*, Vieweg ed., 266-315.
- SALFITY, J., GORUSTOVICH, S.A. y MOYA, M.C., 1984a. Las fases diástróficas en los Andes del Norte Argentino. Simposio Internacional de Tectónica Centroandina y relación con los Recursos Naturales (reprint), 1-22, La Paz.
- SALFITY, J.A., MALANCA, S., BRANDAN, E.M., MONALDI, C.R. y MOYA, M.C., 1984b. La fase Guandacol en el norte de la Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 555-567, Buenos Aires.
- SALFITY, J., GORUSTOVICH, S.A., MOYA, M.C. y AMENGUAL, R., 1984c. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicas en la Puna argentina. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 1: 539-554, Buenos Aires.
- SATO, A.M., TICKYJ, H., LLAMBIAS, E.J. y SATO, K., 1999. Rb-Sr, Sm-Nd and K-Ar age constraints of the Grenvillian Las Matras Pluton, Central Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology, 122-126, Carlos Paz.
- SCHMITZ, M., 1993. Kollisionsstrukturen in den Zentralen Anden: Ergebnisse refraktionsseismischer Messungen und Modellierung kurstaler Deformation. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlung B 20*: 1-127, Berlin.
- SIGA JUNIOR, O., BASEI, M.A.S. y MACHIAVELLI, A., 1993. Evolucao geotectonica da porcao NE de Santa Catarina e SE do Parana, com base em interpretacoes geocronológicas. *Revista Brasileira de Geociencias* 23(3): 215-223, Sao Paulo.
- SIMPSON, C., LAW, R.D., NORTHROP, C.J. y MARTINO, R.D., 1998. Crustal shortening of the Cambrian arc and post-metamorphic shera zones in the Sierras Pampeanas. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 394-399, Buenos Aires.
- SIMS, J.P., IRELAND, T.R., CAMACHO, A., LYONS, P., PIETERS, P.E., SKIRROW, R.G., STUART-SMITH, P.G. y MIRÓ, R., 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publication 142: 259-281.
- SRUOGA, P., URBINA, N. y MALVICINI, L., 1996. El volcanismo terciario y los depósitos hidrotermales (Au, Cu) asociados en La Carolina y Diente Verde, San Luis, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 3: 89-100, Buenos Aires.
- STARCK, D., 1995. Silurian Jurassic stratigraphy and basin evolution of Northwestern Argentina. En: Tankard, A.J., Suárez S., R. y Welsink, H.J. (Eds.): *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 62: 251-267, Tulsa.
- STARCK, D., 1999. Evolución estratigráfica de la Cuenca de Tarija. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): *Geología del Noroeste Argentino*, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 2: 227-234, Salta.
- STARCK, D., GALLARDO, E. y SCHULZ, A., 1993. Neopaleozoic stratigraphy of the Sierras Subandinas occidentales and Cordillera Oriental Argentina. With comments on the southern borders of the Tarija basin. 12° International Congress on the Carboniferous and Permian Systems, *Compte Rendus* 2: 353-372, Buenos Aires.
- STEINMANN, G., 1919. *Geologie von Perú*. Karl Winter, 1-446, Heidelberg.
- STERN, CH. y DE WITT, M.J., 1980. The role of spreading centre magma chambers in the formation of Phanerozoic oceanic crust: evidence from Chilean ophiolites. En: Panayiotou, A. (Ed.): *Ophiolites, Proceedings International Ophiolite Symposium Cyprus* (1979): 497-506.
- STERN, CH., SKEWES, M.A. y DURÁN, M., 1976. Volcanismo orogénico en Chile Austral. 1° Congreso Geológico Chileno, Actas 2 (F): 195-212, Santiago.
- STERN, CH.R., AMINI, H., CHARRIER, R., GODOY, E., HERVÉ, F. y VARELA, J., 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Yaucha and Río Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile* 23: 39-52, Santiago.
- STIPANICIC, P.N., 1957. El Sistema Triásico en la Argentina. 20° Congreso Geológico Internacional (México). Sección 2. *Mesozoico Hemisferio Occidental*: 73-112, México.
- STIPANICIC, P.N., 1983. The Triassic of Argentina and Chile. En: Moullade, M. y Nairn, A.E.M. (Eds.): *The Phanerozoic Geology of the World II The Mesozoic*, B: 181-199, Elsevier Science Publication, Amsterdam.
- STIPANICIC, P.N. y RODRIGO, F., 1970a. El diastrofismo eo y mesocretácico en Argentina y Chile, con referencias a los movimientos jurásicos de la Patagonia. 4° Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza, 1969), Actas 2: 337-352, Buenos Aires.
- STIPANICIC, P.N. y RODRIGO, F., 1970b. El diastrofismo jurásico en Argentina y Chile. 4° Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza, 1969), Actas 2: 353-368, Buenos Aires.
- STIPANICIC, P.N., RODRIGO, F., BAULÍES, O.L. y MARTÍNEZ, C.G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 23(2): 67-98, Buenos Aires.
- STRELKOV, E.E. y ALVAREZ, L.A., 1984. Análisis estratigráfico y evolutivo de la Cuenca triásica mendocina-sanjuanina. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 3: 115-130, Buenos Aires.
- SUREDA, R.J., OMARINI, R.H. y ALONSO, R., 1999. El ciclo pannotiano, la perspectiva histórica y las nuevas definiciones. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): *Geología del Noroeste Argentino*, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 21-27, Salta.
- TERUGGI, M. y KILMURRAY, J., 1975. Tandilia. 6° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 55-57, Buenos Aires.
- TERUGGI, M., LEGUIZAMÓN, M.A. y RAMOS, V.A., 1989. Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: sus implicaciones geotectónicas, provincia de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 43(3): 366-374, Buenos Aires.
- THOMAS, W.A. y ASTINI, R.A., 1996. The Argentine Precordillera: a traveller from the Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science* 273: 752-757, Washington.
- TOMEZZOLI, R.N. y VILAS, J.F., 1999. Plaeomagnetic constraints on the age of deformation of the Sierras Australes thrust and fold belt, Argentina. *Geophysical Journal Interior* 138: 857-870.
- TOSELLI, A., ROSSI DE TOSELLI, J.N. y SAAVEDRA, J., 1987. Petrological and geochemical considerations about the Lower Paleozoic Granitoids of the Pampean Ranges, Argentina. *Revista Brasileira de Geociencias* 17(4): 619-622.
- TOSELLI, A., SAAVEDRA, J. y ROSSI DE TOSELLI, J.N., 1996. Interpretación geotectónica del magmatismo del sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. (Eds.): *Geología del Sistema de Famatina*. *Münchner Geologische Hefte*, A 19: 283-292, München.
- TURNER, J.C.M., 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 41 (2): 163-196, Córdoba.
- TURNER, J.C.M. y MÉNDEZ, V., 1975. Geología del sector oriental de los Departamentos de Santa Victoria e Iruya, provincia de Salta, República Argentina. *Boletín Academia Nacional de Ciencias* 51(1-2): 11-24, Córdoba.
- ULIANA, M.A. y BIDDLE, K.T., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias* 18: 172-190, Sao Paulo.
- ULIANA, M., BIDDLE, K., PHELPS, V.W. y GUST, D.A., 1986. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicas en el extremo meridional de Sudamérica. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 40(3-4): 231-253, Buenos Aires.
- ULIANA, M.A., BIDDLE, K.T. y CERDAN, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En: Tankard, A.J. y Balkwill, H.R. (Eds.): *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*, American Association Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-614.
- VARELA, R. y DALLA SALDA, L., 1993. Geocronología Rb-Sr de metamorfitas y granitoides del extremo sur de la Sierra de Pie de Palo, San Juan. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 47(3): 271-276, Buenos Aires.
- VARELA, R., CINGOLANI, C. y DALLA SALDA, L., 1988. Geocronología Rb/Sr en granitoides del basamento de Tandil, provincia de Buenos Aires. 2° Jornadas Geológicas Bonaerenses: 291-304, Bahía Blanca.
- VARELA, R., LÓPEZ DE LUCHI, M., CINGOLANI, C. y DALLA SALDA, L., 1996. Geocronología de gneises y granitoides de la Sierra de Umango, La Rioja: implicancias tectónicas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 3: 519-527, Buenos Aires.
- VERGANI, G.D., TANKARD, A.J., BELOTTI, H.J. y WELSINK, H.J., 1995. Tectonic evolution and paleogeography the Neuquén Basin Argentina. En: Tankard, A.J., Suárez, R. y Welsink, H.J. (Eds.): *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402, Tulsa.
- VICENTE, J.C., 1972. Aperçu sur l'organisation et l'évolution des Andes argentino-chiliennes

- centrales au parallèle de Aconcagua. 24° International Geological Congress (Ottawa), Section 3: 423-436, Ottawa.
- VICENTE, J.C., SEQUEIROS, F., VALDIVIA, M.A. y ZAVALA, J., 1979. El sobre-escurrimiento de Cuicha-Lluta: elemento del accidente mayor andino al noroeste de Arequipa. Sociedad Geológica del Perú, Boletín 61: 67-100.
- VICENTE, O.M., 1975. Caracteres estructurales del Area Sur de General Alvear, Provincia de Mendoza. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 1: 197-214, Buenos Aires.
- VILLAR, L.M., 1985. Las fajas ultrabásicas argentinas, tipos de ultramáficas. Metalogenia. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 3(4): 610-633, Antofagasta.
- VISTALLI, M.C., 1999. Cuenca Siluro Devónica. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): Geología del Noroeste Argentino, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 168-184, Salta.
- VON GOSEN, W. y PROZZI, C., 1998. Structural evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the proto-Andean margin of Gondwana. En: Pankhurst, B. y Rapela, C.W. (Eds.): Protomargin of Gondwana, Geological Society, Special Publication 142: 235-258, London.
- VON HUENE, R., CORVALÁN, J., FLUEH, E.R., HINZ, K., KORSTGARD, J., RANERO, C.R., WEINREBE, W. y THE CONDOR SCIENTISTS, 1997. Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaíso, Chile. Tectonics 16(3): 474-488, Washington.
- VUJOVICH, G.I., 1993. Arcos magmáticos islándicos en el sector occidental del terreno Pampeano. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 4: 17-22, Buenos Aires.
- VUJOVICH, G. y KAY, S.M., 1998. A Laurentian? Grenville-age oceanic arc/back-arc terrane in the Sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, Argentina. En: Pankhurst, B. y Rapela, C.W. (Eds.): Protomargin of Gondwana, Geological Society, Special Publication 142: 159-180, London.
- WINDHAUSEN, A., 1931. Geología Argentina. Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino. J. Peuser, Tomo 2, 1-645, Buenos Aires.
- YRIGOYEN, M.R., 1962. Evolución de la exploración petrolera en Tierra del Fuego. Petrotecnia, Instituto Argentino del Petróleo 12(4): 28-38, Buenos Aires.
- YRIGOYEN, M.R., 1975. La edad cretácica del Grupo Gigante (San Luis) y su relación con cuencas circunvecinas. 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 2: 29-56, Tucumán.
- YRIGOYEN, M.R., 1976. Observaciones geológicas alrededor del Aconcagua. 1° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 168-190, Santiago.
- YRIGOYEN, M.R., 1981. Mapa geológico de la provincia de San Luis. Escala 1:500.000. 8° Congreso Geológico Argentino, San Luis.
- YRIGOYEN, M.R., 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la provincia de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 123-148, Buenos Aires.
- ZAPATA, T.R., BRISSÓN, I. y DZELALJA, F., 1999. The role of basement in the Andean fold and thrust belt of the Neuquén basin. Thrust Tectonics, Abstracts: 122-124, London.
- ZAPPETTINI, E.O., 1990. Carbonatitas de la Puna Oriental, Provincias de Jujuy y Salta. Primeras Jornadas de Tierras Raras, Resúmenes expandidos, Córdoba.
- ZAPPETTINI, E.O., BLASCO, G. y GODEAS, M., 1997. El volcanismo Paleógeno de la Puna Occidental. República Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 291-296, Antofagasta.
- ZEIL, W., 1981. Volcanism and geodynamics at the turn of the Paleozoic to the Mesozoic in the Central and Southern Andes, Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1-1981(3/4): 298-318, Stuttgart.

Recibido: octubre 1999

2. TECTÓNICA CUATERNARIA

A) TECTÓNICA CUATERNARIA DE LA REGIÓN ANDINA DEL NUEVO CUYO (28°- 38° LS)

José M.Cortés¹, Patricia Vinciguerra², Marcela Yamín² y María M.Pasini

INTRODUCCIÓN

Hasta la primera mitad del siglo XX, el conocimiento de la tectónica cuaternaria de la región andina de Cuyo avanzó principalmente a la luz del impacto producido por los grandes terremotos destructivos, destacándose las investigaciones de Bodenbender (1894), Loos (1926, 1928), Lukenheimer (1930), Groeber (1944) y Castellanos (1944), y por el impulso individual de investigadores como Fossa Mancini (1936, 1937, 1939), Polanski (1963) y Harrington (1944), entre otros. Los estudios referidos a la construcción de grandes presas hidroeléctricas han aportado también a ese conocimiento (Groeber y Tapia, 1926; Antelo Pérez, 1979, Castaño, 1979). La investigación de la deformación cuaternaria y de la sismicidad y peligro sísmico del territorio nacional es sostenida actualmente por distintos institutos estatales y por grupos de investigación de universidades nacionales. De gran utilidad para esos estudios es la disponibilidad de catálogos y mapas de compilación a distintas escalas de estructuras activas, como los realizados hasta el presente por Amos et al. (1981), Bastías et al. (1995), Costa (1996) y Vinciguerra y Yamín (1998a y b).

En este trabajo se brinda un panorama ordenado de las principales estructuras impresas en rocas y sedimentos asignados al Cuaternario de la región andina del Nuevo Cuyo (Figura 29), haciéndose una breve referencia cuando es posible, al marco tectónico del Neógeno y de inicios del Cuaternario (fase Diaguita) en el que dichas estructuras se inscriben. Del amplio y dispar cúmulo de datos básicos disponible sólo se da cuenta de la información más objetiva y libre de interpretaciones; en tal sentido se ha evitado hacer referencias acerca de la geometría y cinemática de las estructuras cuando éstas no se consideran seguras. Con el objeto de brindar información proveniente de investigaciones en curso se ha acentuado la descripción de la región mendocina.

La estructura cuaternaria de la región se describe en tres segmentos longitudinales (Figura 29): un tramo norte entre los 28° y 32° de latitud (provincias de San Juan y La Rioja), un tramo central entre los 32° y 33° (norte de Mendoza) y un segmento sur entre los 33° y 38° (centro y sur de Mendoza). Dicha subdivisión da cuenta de variaciones mayores en el estilo estructural y en los rasgos morfotectónicos del orógeno, controlados en parte por la geometría, dinámica y edad de las placas intervinientes y por la presencia de rasgos paleotectónicos. A la latitud de los 32° aproximadamente, la estructura cenozoica de la Precordillera cambia de un cinturón plegado y corrido al norte (Baldis y Chebli, 1969) a un sistema caracterizado por corrimientos e inversión tectónica positiva de la cuenca triásica Cuyana (Kozlowski et al., 1993), mientras que a los 33° de latitud desaparece hacia el

sur la Precordillera en coincidencia con el aumento de la inclinación de la zona de Wadatti-Benioff (Smalley e Isacks, 1990).

SEGMENTO ANDINO ENTRE LOS 28°- 32° LS (SAN JUAN Y LA RIOJA)

Si bien se registra actividad sísmica en toda la región andina considerada, las evidencias de deformación cuaternaria provienen casi exclusivamente del sector montañoso y pedemontano de la Precordillera y de la depresión intermontana de Iglesia-Calingasta-Barreal. A los fines descriptivos consideramos un sector precordillerano oriental y otro occidental. Las estructuras cuaternarias del *sector precordillerano oriental* forman parte de dos ámbitos morfotectónicos diferentes: el borde oriental de la Precordillera Central, estructurado por corrimientos de vergencia al este, y la Precordillera Oriental (Ortiz y Zambrano, 1981) caracterizada por retrocorrimientos y pliegues asociados (Figura 29). Ambos sistemas de estructuras tardío cenozoicas definen en su conjunto una zona triangular de piel gruesa (Zapata y Allmendinger, 1993) y constituyen el frente de corrimiento del cinturón plegado y corrido de la Precordillera. Las estructuras cuaternarias deforman también el relleno de la depresión Iglesia-Calingasta-Barreal y reactivan y generan nuevo relieve en el sistema de corrimientos que caracteriza la Precordillera occidental y central (*sector precordillerano occidental*). En sentido norte-sur, las estructuras de este sector forman parte de tres segmentos con distinta orientación y configuración morfotectónica: un tramo al norte del río Jáchal, un segmento central entre los ríos Jáchal y San Juan y un tramo al sur de este último (Figura 29).

SECTOR OCCIDENTAL DE LA PRECORDILLERA Y DEPRESIÓN IGLESIA-CALINGASTA

Tramo al norte del río Jáchal (28° - 30° LS)

En el segmento montañoso aquí considerado se localizan numerosas evidencias de deformación cuaternaria; consisten principalmente en escarpas de falla longitudinales con ladera tanto al este como al oeste, las cuales afectan depósitos pedemontanos cuaternarios alojados en los valles intermontanos. Dicha deformación está representada por las siguientes estructuras (Bastías et al., 1985, Bastías, 1986 y Perucca y Tello, 1993, 1994): *falla Punilla* en la quebrada del río Volcán, sierra Yerba Loca, *falla La Bolsa*

a lo largo de la sierra de la Punilla, **falla Majaditas** en el borde noroccidental de la sierra de la Punilla y **falla Cachiyuyal** en la sierra homónima (Figura 30). En la **falla La Bolsa**, Bastías et al. (1990) determinaron el desplazamiento lateral derecho de contrafuertes montañosos; midieron 25 m de desplazamiento promedio en acarreos cuaternarios y 6 m de desplazamiento en cauces actuales. En los cordones montañosos afectados por esas fallas se localizan numerosos epicentros de sismos (Perucca y Tello, 1994). El epicentro del terremoto "Argentino" de 1894 fue ubicado por Bodenbender (1894) en las proximidades de la sierra de la Punilla cerca del límite entre las provincias de San Juan y La Rioja. Posteriormente Bastías (1986) lo atribuyó a la actividad de las fallas La Bolsa y La Punilla. Según Perucca y Tello (1994), pudo deberse también a la actividad de las fallas Las Majaditas y Cachiyuyal que presentan roturas nuevas. Distintos fenómenos de remoción en masa han sido citados por Perucca y Tello (1993) en conexión a la actividad cuaternaria de las fallas Punilla, La Bolsa y Majaditas. Hacia el norte en la provincia de La Rioja se han citado y mapeado escarpas designadas como **fallas La Troya, El Leoncito, La Brava e Infiernillos** (Figura 30) las cuales afectan depósitos cuaternarios o coladas basálticas, (Bastías, 1986; Bastías et al., 1990; Perucca y Tello, 1993; Bastías et al., 1995).

Tramo entre los ríos Jáchal y San Juan (30° - 31°15' LS)

En el valle de Iglesia al oeste de Rodeo, Bastías et al. (1984) identificaron dos fallas cuaternarias denominadas **falla Pismanta** y **falla Las Flores**. Ambas son de orientación general norte-sur y con labio hundido al este. La observación de imágenes satelitales TM ha permitido individualizar varias escarpas aún no estudiadas cortando abanicos aluviales cuaternarios alojados en la depresión de Iglesia-Calingasta (Figura 30).

En el sector precordillerano de este tramo, la manifestación de tectónica cuaternaria más destacada por sus dimensiones y buena exposición es la **falla El Tigre** (Figura 30) que ha sido foco de numerosos estudios. Dicha falla se extiende por 110 km (Bastías et al., 1984) entre los ríos Jáchal y San Juan, en el margen occidental de la Precordillera. Inmediatamente al norte del río San Juan a lo largo de 15 km la falla corta en superficie rocas precenozoicas; al norte de ese tramo en el piedemonte occidental de la sierra del Tigre, muestra evidencias de rotura holocena a lo largo de 55 km, (INPRES, 1982; Bastías et al., 1984); allí afecta abanicos aluviales y pedimentos con un rumbo general N 5° E (Bastías et al., 1985).

Observaciones de superficie complementadas con datos provenientes de trincheras permiten realizar apreciaciones acerca de la geometría y cinemática de la falla El Tigre. Sobre la base de cortes de dos trincheras (INPRES, 1982, Whitney, 1983), Bastías et al. (1984) la indican como una falla normal con buzamientos al este de entre 75° y 80° y según Bastías et al. (1990) de entre 60° y 70°. La fotointerpretación del tramo entre el río San Juan y el camino de los Castañedos muestra (Bastías et al., 1984) una falla normal oblicua con fuerte componente de rumbo y 200 m de desplazamiento lateral. Desde Castañedos a Las Flores no encuentran evidencias notorias de fuertes desplazamientos laterales. Señalan asimismo la ocurrencia de sismos con mecanismos focales distensivos y componente de rumbo en la sierra del Tigre. En

el área de Los Morros (aproximadamente a los 30° 45' de latitud) Bastías et al. (1985) midieron el desplazamiento lateral dextral de 280 m en un paleocauce asignado al Pleistoceno y de 25 m y 12 m en cauces actuales. Veinte kilómetros al sur de Los Morros, el desplazamiento de rumbo holoceno medido fue de 25 m a 23 m (velocidad de 5mm/a). Whitney (1900) consignó que la falla El Tigre es predominante de rumbo con una considerable componente normal en las zonas de trincheras; si bien no se obtuvo material datable, la morfología de las escarpas asociadas a la falla indica actividad durante el Holoceno tardío. Según este autor el último evento ha generado un movimiento de desplazamiento de inclinación de entre 0,80 a 1 m y un desplazamiento horizontal de cursos a lo largo de la escarpa de una magnitud probablemente igual.

La falla produjo modificación del drenaje actual y a ella se asocian crestas de presión, vertientes y barreales (Bastías y Uliarte, 1987; Bastías et al., 1990). En el tramo entre los 30° 50' y 30° 40' de latitud aproximadamente, el rechazo vertical aumenta hacia el norte generando una escarpa que mira al este (INPRES, 1982). La inclinación de la escarpa en distintos puntos varía entre 18° y 30° (Bastías et al., 1984). Tectoformas asociadas a transpresión y transtensión fueron halladas por Bastías y Uliarte (1991) desde la zona de Los Morros hacia el norte, donde han interpretado 8 dorsales de presión romboidales y suaves anticlinales de orientación oeste-noroeste en el piedemonte. Nueve terremotos de magnitud ≥ 5 asociados a la falla fueron hallados por el INPRES (1982) en registros de sismicidad histórica, el mayor de los cuales de magnitud 7.4 es de 1927.

Baraldo et al. (1985) destacan la posible actividad tectónica cuaternaria de la falla localizada inmediatamente al oeste de la pampa de Gualilán, que ascendió las calizas ordovícicas de la Formación San Juan (cerro Gualilán) sobre sedimentitas terciarias y depósitos de piedemonte cuaternarios. En el mismo frente serrano hacia el sur (Figura 30), Bastías et al. (1984) identificaron la **falla La Cantera** en el borde occidental de la sierra homónima. Algunos de sus parámetros fueron dados a conocer por Bastías y Bastías (1987) quienes la mapean como falla inversa buzante al oeste; indican asimismo en tablas una longitud de 50 km con un desplazamiento aproximado de la unidad cuaternaria (Pleistoceno superior) de 20 m y una velocidad de 0,3 mm/año. La continuación meridional de la falla La Cantera está representada según Uliarte et al. (1985) en la quebrada El Palque de Pachaco, por depósitos cuaternarios no consolidados que inclinan al oeste formando parte de una estructura sinclinal.

Tramo al sur del río San Juan (31°15' - 32°00')

En este tramo, las evidencias de deformación cuaternaria provienen de dos ámbitos morfotectónicos distintos. Al este el sector montañoso correspondiente a las sierras del Tontal, de Hilario y de Ansilta, constituido por cordones y estrechas depresiones intermontanas; al oeste el frente de serranías bajas y las extensas cuchillas y pampas correspondientes a la sierra de Cepeda, cuchillas del Carrizal y pampas de Hilario y del Peñasco.

En el sector de cordones del interior precordillerano, la **falla El Carrizal** delimita el flanco oriental de las sierras de la Alcaparroza y de Hilario (Figura 30); Quartino et al. (1971) observaron que es una falla inversa que buza al

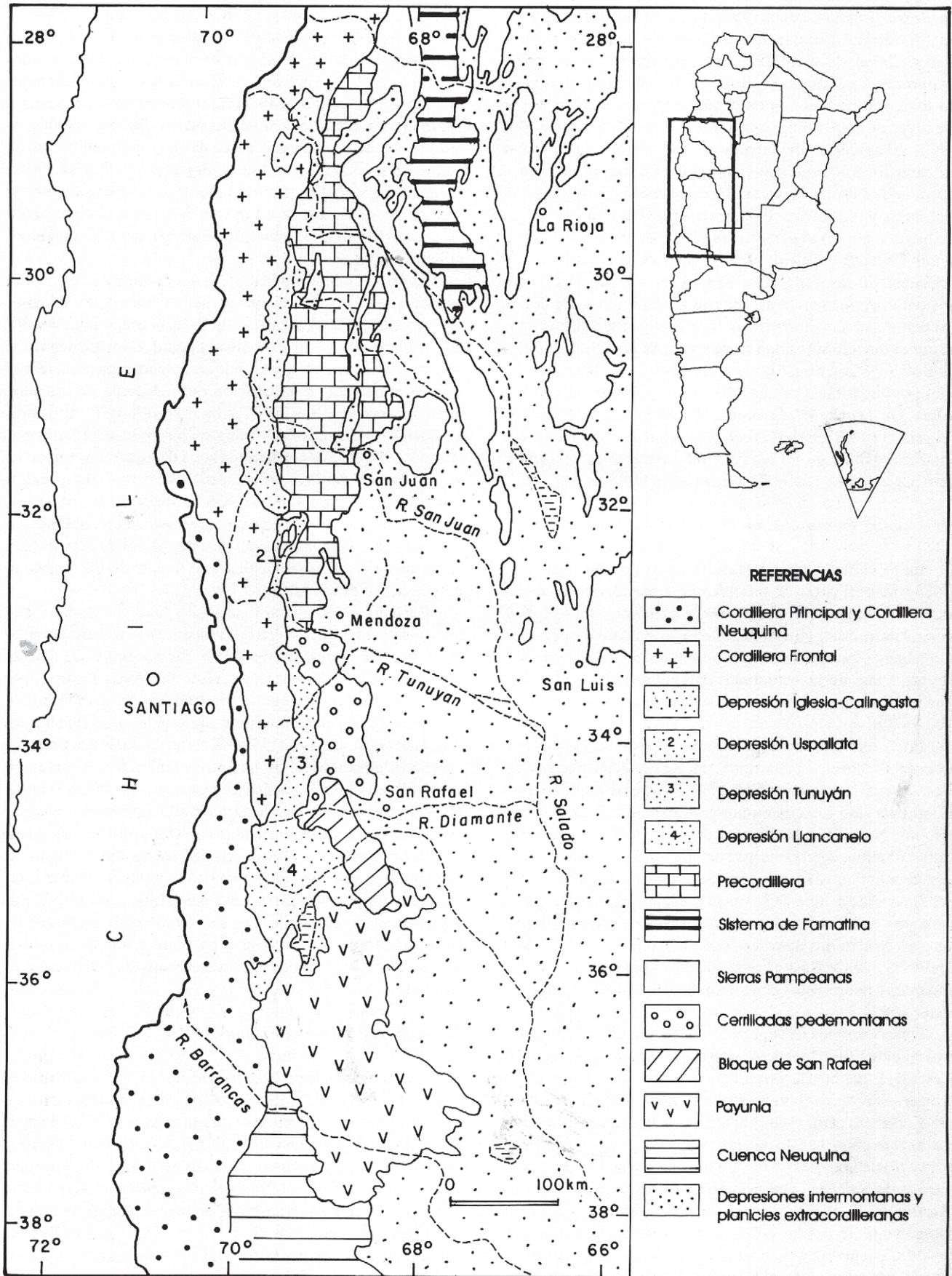


Figura 29. Región andina del Nuevo Cuyo, entre los 28° y 38° de latitud Sur.

oeste (50° en su extremo sur) y que en parte de su traza sobrepone rocas ordovícicas a sedimentos cuaternarios, cortando abanicos aluviales. Identificaron asimismo la **falla Tontal**, inversa con inclinación al este, la cual delimita el frente occidental de la sierra homónima. Paredes (1993) determinó la actividad cuaternaria de esa falla en su segmento austral adyacente a la pampa Jarillal, sobre la base de indicadores morfotectónicos del frente montañoso, que indican una moderada actividad tectónica. Según dicho autor, la deformación cuaternaria en esa zona se vincula asimismo con la **falla La Horqueta**, oblicua al frente montañoso, que originó una escarpa con ladera al este en los abanicos pedemontanos más antiguos. La falla Tontal termina al sur en una falla oblicua (falla Corrales de Araya) a la que se hace referencia más adelante. En varios tramos del flanco occidental de la pampa Jarillal, en el piedemonte del cordón del Naranjo y de la sierra de Ansilta, se extiende con rumbo nornoroeste una escarpa de falla con ladera al este que corresponde a la **falla Jarillal** (Bastías et al., 1984), la cual asciende hacia el este sedimentitas triásicas sobre depósitos aluviales cuaternarios. Observaciones de Cortés et al. (1997a) revelan que al sur de los 32°, la falla se une al corrimiento Sierra de Ansilta, de vergencia oriental, activo en el Cuaternario (ver más adelante).

En el ambiente del margen serrano occidental se destaca un bloque positivo de baja altitud localizado entre la quebrada de Hilario por el norte y la ciénaga del Medio por el sur, en el cual se han preservado numerosas evidencias de deformación cuaternaria. El ascenso tectónico de ese sector ya fue reconocido por Zöllner (1950) quien registró el desplazamiento vertical de más de 850 m de arenas gruesas y conglomerados fluviales asignados al Pleistoceno superior, los cuales se conservan a más de 2300 m de altitud coronando las serranías de Precordillera. Quartino et al. (1971) indican numerosas fallas que cortan esos depósitos. En la zona de la pampa de Hilario y la cuchilla del Carrizal destacan la **falla El Alcázar**, que corta depósitos triásicos y ordovícicos de la Formación Calingasta y depósitos de abanicos aluviales cuaternarios. Dicha falla se extendería por aproximadamente 15 km con rumbo general norte-sur y el bloque oeste hundido. Aguas arriba de la quebrada del Carrizal mapean dos fallas: una de ellas, denominada **falla Mosquitos**, es inversa con inclinación al oeste y yuxtapone depósitos triásicos sobre el Cuaternario. Indican también pliegues hectométricos de orientación norte-sur a nornoroeste que cruzan las quebradas de Cepeda y de las Cortaderitas afectando sucesiones del Triásico y Cuaternario.

Las pampas de Hilario y del Peñasco están formadas por sedimentos cuaternarios más jóvenes que los que coronan el bloque y muestran igualmente efectos de deformación tectónica. Se destaca en particular la **falla Cepeda** que limita por el este la sierra homónima (Figura 30); en imágenes TM se aprecia que dicha falla corta los sedimentos aluviales cuaternarios contiguos al frente generando una notoria escarpa con ladera al este. El frente de sierra al este de Barreal está definido por una falla que, según Quartino et al. (1971), corta depósitos cuaternarios. Hacia el sur, el bloque pierde progresivamente altura prolongándose en suaves lomadas cordoniformes (lomas del Inca, lomas Bayas, lomas Negras) caracterizadas por depósitos y pedimentos cuaternarios plegados y fallados.

SECTOR ORIENTAL DE LA PRECORDILLERA

Margen oriental de la Precordillera Central

Los corrimientos neógenos de vergencia al este que conforman el margen oriental de la Precordillera Central muestran evidencias de reactivaciones cuaternarias en distintos tramos de su traza y en el sector pedemontano adyacente (Figura 30). Se ha citado deformación de sedimentos cuaternarios asociada al **corrimiento Niquivil** (Jordan et al., 1993) y corrimientos ciegos en el bloque del piso, al este del cerro Cumillango (Zapata y Allmendinger, 1997). Hacia el sur, la actividad cuaternaria a lo largo del frente está indicada por la **falla La Chilca** (Bastías et al., 1984), por el corte de abanicos cuaternarios en el flanco occidental del braquianticlinal de Tucunuco al este de la sierra de Talacasto (Perucca et al., 1990) y por la escarpa de la **falla La Dehesa** que afecta los abanicos de la sierra homónima (Perucca, 1990). Otras evidencias de tectónica cuaternaria corresponden a la **falla Maradona**, que con rumbo nornoroeste y bloque oriental hundido corta sedimentos cuaternarios del extremo norte de la pampa Bachongo (Bastías et al., 1984); se han citado también fracturas de orientación norte-sur, al este del cordón de las Osamentas (Perucca, 1990). El frente de deformación cuaternaria de la Precordillera central continúa hacia el sur en la zona del río Niques (Perucca, 1990), desde donde se curva al sureste, fracturando los depósitos pedemontanos cuaternarios de la sierra de Las Peñas - Las Higueras, en la provincia de Mendoza (Costa et al., 1998).

PRECORDILLERA ORIENTAL

La Precordillera Oriental está formada por retrocorrimientos y pliegues por propagación de falla, con un despegue basal entre los 14 y 20 km de profundidad (Allmendinger et al., 1990); la anisotropía estructural del basamento parece controlar la orientación de esas fracturas (Comínguez y Ramos, 1990; von Gosen, 1992). La deformación se inició a los 2,6 Ma (Jordan et al., 1993) y prosiguió creciendo hacia el antepaís (*break-back sequence*) donde plegó los sedimentos de la cuenca del Bermejo e inició durante el Pleistoceno temprano el levantamiento de la sierra de Valle Fértil (Zapata y Allmendinger, 1997). En la Precordillera Oriental, las evidencias de deformación cuaternaria se distribuyen en dos fajas paralelas a ambos lados del arco montañoso formado por las sierras de Villicum, Chica de Zonda y Pedernal; al oeste, en el valle de Matagusanos y en la pampa del Acequión y al este, en las bajadas y faldeo serrano oriental (Figura 30).

El frente montañoso está demarcado por las **fallas Villicum y Zonda**, asociadas a fuerte sismicidad (Smalley, 1988). Evidencias de reactivaciones cuaternarias en ese frente se aprecian según Uliarte y Gianni (1982) en loma de las Tapias y en la quebrada La Flecha. En el sector norte, las reactivaciones afectan los niveles pedemontanos cuaternarios más antiguos (Tello y Perucca, 1993), mientras que en la sierra Chica de Zonda han producido variaciones longitudinales en indicadores morfotectónicos del frente, relacionadas según Paredes y Bastías (1987) con la presencia de fallas oblicuas de rumbo N30°E. Tomando en cuenta la progresiva disminución de la diferencia de altura entre

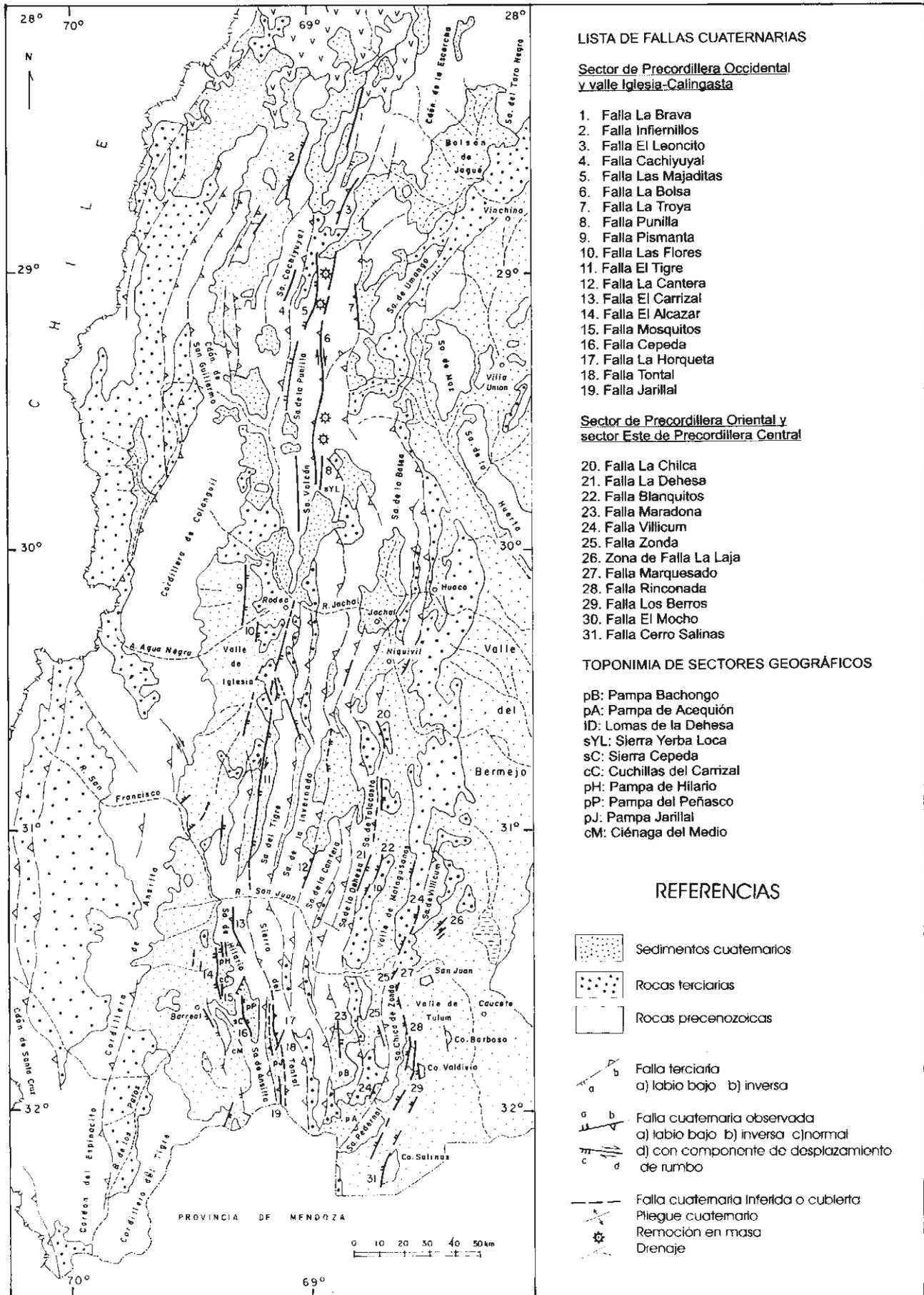


Figura 30. Principales estructuras cuaternarias en el segmento andino entre los 28° y 32° LS, en la provincia de San Juan

las terrazas aluviales en la quebrada de Zonda y su convergencia en un punto, Milana y Delendatti (1992) concluyeron que el mecanismo por el cual ascendió el bloque de la sierra Chica de Zonda es una rotación progresiva relacionada al diseño lístrico de la falla Zonda, con una horizontalización a una profundidad de entre 8 y 9 kilómetros. Considerando una edad de 100 ka a 200 ka para las terrazas más antiguas, infirieron una velocidad de movimiento de entre 1 y 0,4 mm/año durante el Pleistoceno tardío. Evidencias de deformación cuaternaria al oeste de las fallas Villicum-Zonda corresponden a la **falla Los Blanquitos** de vergencia occidental, en las lomas de la Dehesa (Bastías et al., 1984) y al fallamiento que a la latitud de Niquivil produjo escarpas con ladera al oeste de 5 a 15 m de alto y el encajonamiento del río Jáchal (Zapata y Allmendinger, 1993).

Los sedimentos y pedimentos cuaternarios que con suave pendiente se extienden al este del arco montañoso han sido afectados por varias zonas o fajas de fractura. En el faldeo oriental de la sierra de Villicum, a lo largo de 11 km a través de las fuentes termales de La Laja se extiende una zona de fallas inversas (**zona de falla La Laja**) de orientación nordeste y buzamiento al sureste en forma de escarpas, alineación de manantiales y vegetación y fisuras abiertas (INPRES, 1982); las escarpas poseen laderas al noroeste, muy empinadas y cementadas por travertino. En esa zona, diez días después del terremoto de magnitud 7.4 que en 1944 destruyó la ciudad de San Juan, Groeber (1944) localizó un escalón producido por una falla inversa, que cruzaba el camino próximo a la estación Las Lomitas, donde midió un desplazamiento de inclinación de 30 centímetros. El desplazamiento subsiguiente llevó días después el escalón a 60 cm de alto (Castellanos, 1944). Groeber (1944) determinó asimismo, combaduras y acortamiento de rieles del ferrocarril. INPRES (1982) realizó un corte a través de la escarpa con rotura producida por ese sismo (**falla La Laja**), que muestra sedimentitas terciarias sobre depósitos cuaternarios en una falla de rumbo N 42° E y buzamiento de 23° a 34° al sureste. El desplazamiento de inclinación de la superficie basal del Cuaternario es de 17,5 metros. Dataciones C14 y observaciones de secciones de la falla no afectadas por sismos históricos indican según Whitney (1990) un último evento cerca de los 2500 años AP con dos desplazamientos en los últimos 4700 años. Ruiz et al. (1994) comunicaron que con motivo de nivelaciones realizadas en 1993 en una red de puntos fijos transversal a la falla La Laja, se verificaron variaciones altimétricas para el período 1982-1993 que en algunos puntos del bloque del piso de la falla superan el centímetro. Las variaciones altimétricas encontradas coinciden con un incremento de la sismicidad en la zona durante ese período.

Al sur del río San Juan, sedimentos pleistocenos y holocenos deformados se extienden por más de 50 km en forma discontinua desde Marquesado hasta el abanico La Flecha (Tello y Perucca, 1993). La **zona de falla Marquesado**, entre el cañadón de Las Lajas y el río San Juan, está formada según el INPRES (1982) por varias escarpas y corrimientos que buzan entre 24° a 35° al este; en una de las trincheras interpretan un desplazamiento posterior a la edad C14 de 2.505 ± 160 años AP de un paleosuelo. La **zona de falla Rinconada** está integrada por

varios tramos de fallas subparalelas. Se han citado numerosas escarpas al sur de la quebrada de Zonda (Tello y Perucca, 1993; Paredes, 1986) y en la desembocadura del río Blanco escarpas secundarias junto a una falla cuaternaria principal con un buzamiento de 45° NE y un rechazo vertical de 20,6 m (Martos, 1993b). Hacia el sur entre las quebradas Grande y del Molino, la estructura cuaternaria está definida por dos fallas inversas buzantes al este (Martos, 1987b); la falla occidental (**falla Rinconada**) es la más importante y sobrepone Terciario sobre Cuaternario con pliegues de arrastre, generando una escarpa de 1 a 3 m de alto debido a sucesivas reactivaciones. Según Martos (1993a), una trinchera al norte de la quebrada del Molino muestra que la falla es de rumbo N 35° O y buzamiento 38° al nordeste; interpretó tres movimientos de la falla durante la acumulación del depósito Q3 (tentativamente Pleistoceno tardío) e infiere cuatro movimientos durante el Holoceno. Martos y Bastías (1985) y Martos (1987a) se refirieron a otras pequeñas trincheras en el dominio de esa falla. Bastías et al. (1984) consideran que siguiendo a INPRES (1982), la falla tuvo al menos dos desplazamientos en los últimos 4000 años. Según Groeber (1944), la falla originó el sismo de 1894; sin embargo otros autores (Volponi, 1976; Kadinsky-Cade et al., 1985) la relacionan al sismo de julio de 1952, de magnitud 6.7. Según Tello y Perucca (1993), dicho sismo tuvo su epicentro en las proximidades de la localidad de Carpintería. Hacia el sur, trenes de escarpa de fallas paralelas constituyen la **zona de falla Los Berros** cuyo grado de erosión y disección indican según Bastías et al. (1984) una edad pleistocena temprana a media. Otras fallas de vergencia occidental reconocidas en el extremo sur de San Juan (Figura 30) son la **falla Cerro Salinas** (Bastías et al., 1984, Comínguez y Ramos, 1990) y la **falla El Mocho** (Uliarte et al., 1987).

SEGMENTO ANDINO ENTRE LOS 32° y 33° LS (NORTE DE MENDOZA)

A los 32° de latitud sur se registran notables cambios longitudinales en los rasgos morfotectónicos de la Precordillera y del valle de Barreal-Uspallata adyacente, por lo que no es posible reconocer hacia el sur las subdivisiones de la Precordillera sanjuanina postuladas por Ortiz y Zambrano (1981) y Baldis et al. (1982). La Precordillera Oriental no se prolonga en la provincia de Mendoza, mientras que la Precordillera Central muestra los efectos de la inversión tectónica de estructuras extensionales triásicas (Kozlowski et al., 1993). A la latitud de 32°, fracturas oblicuas de rumbo noroeste, con componentes de desplazamiento de rumbo durante el Neógeno, como la zona de cizalla Yalguaraz (Cortés, 1998) y la falla Corrales de Araya, se asocian a interrupción y cambio de vergencia de estructuras longitudinales y a inflexiones del margen precordillerano occidental (Cortés et al., 1997a). Las reactivaciones cuaternarias reflejan igualmente los patrones particulares de este segmento cordillerano. A los fines descriptivos se agrupan dichas estructuras en un **sector precordillerano occidental** que incluye retrocorrimientos del margen occidental y fallas mayoritariamente oblicuas del interior precordillerano, y un **sector precordillerano oriental** que corresponde a los corrimientos con vergencia al este del frente de levantamiento oriental.

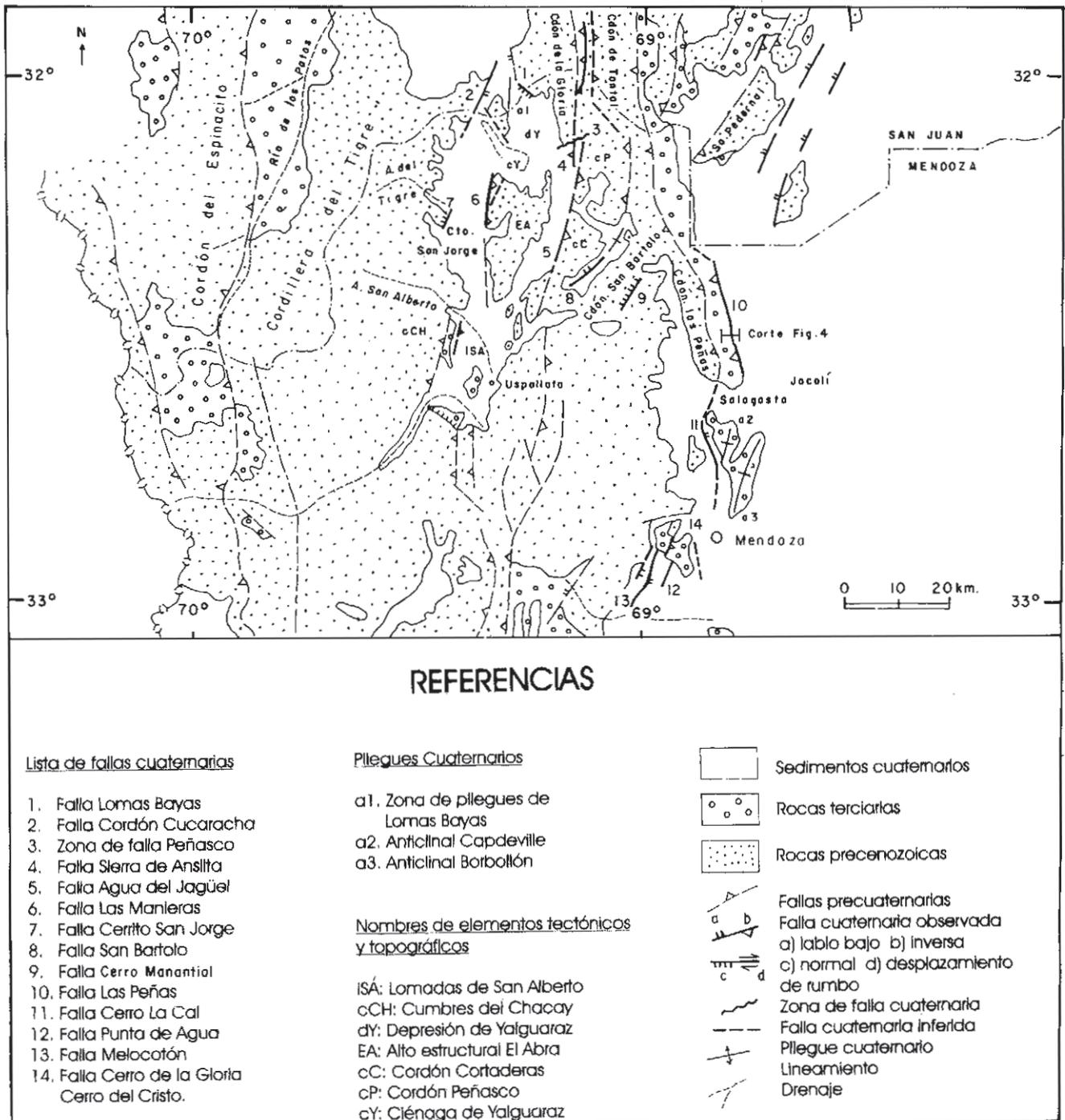


Figura 31. Segmento andino entre los 32° y 33° LS (Norte de la provincia de Mendoza). Principales estructuras cuaternarias.

BORDE ORIENTAL DE LA CORDILLERA FRONTAL

Al norte de los 33° de latitud sur, el frente de levantamiento neógeno de la Cordillera Frontal mendocina presenta dos tramos de distinta naturaleza (Cortés, 1993). Al sur del arroyo San Alberto conforma el sistema de fallas de La Carrera (Caminos, 1979), constituido por corrimientos de vergencia este y fallas de desgarre oblicuas, el cual muestra un diseño de trazas escalonadas. Al norte del arroyo San Alberto la ausencia de una falla longitudinal emergente favoreció el desarrollo de un frente montañoso irregular con entrantes y salientes controladas por fracturas regionales oblicuas de orientación noroeste. Las evidencias estructurales de activi-

dad tectónica cuaternaria en el frente son escasas (Figura 31), a pesar de la localización de numerosos epicentros de sismos en la región. En el tramo norte no emergente, una falla de traza rectilínea de rumbo nornordeste (**falla Cordón Cucaracha**), corta las rocas pelíticas eopaleozoicas que asoman en el pie oriental del cordón homónimo; al norte de la ciénaga de los Avestruces, la actividad cuaternaria de esa falla originó una escarpa de dos metros de alto con ascenso del bloque oeste. El extenso abanico aluvial de probable edad pleistocena localizado a la salida del arroyo del Tigre, muestra en su borde sur junto al cerrito San Jorge, una escarpa pedemontana de 5 m de alto que inclina al oeste (Cortés, 1997). El corrimiento Ranchillos, que hacia el sur define el tramo emergente del frente, no corta los abanicos aluviales pleistocenos prove-

nientes de las cumbres del Chacay. Allí, la actividad cuaternaria está sugerida por la presencia de remanentes pefíticos de probable edad pleistocena, sobre elevados y conservados en la cumbre de las lomadas de San Alberto (2500 m s.n.m.), lo cual podría vincularse a retrocorrimientos en el margen occidental de esas lomadas (Cortés et al., 1997b).

SECTOR OCCIDENTAL DE LA PRECORDILLERA MENDOCINA

El margen occidental de la Precordillera mendocina está definido por una estructura neógena compleja caracterizada por el predominio de fallas de vergencia oeste y por zonas de cizalla oblicuas (Cortés, 1994), que definen un frente montañoso irregular y discontinuo cuya geometría se halla en gran medida controlada por las estructuras eopaleozoicas. Dos fallas inversas con inclinación al este han condicionado el desarrollo morfotectónico del sector, ellas son las fallas Las Manieras y Agua del Jagüel (Figura 31). Al norte, la depresión de Yalguaraz determina una pronunciada inflexión hacia el sureste del frente precordillerano y la interrupción de numerosas estructuras longitudinales.

El *retrocorrimiento Las Manieras*, cuya actividad tardiocenozoica condujo al ascenso del alto estructural El Abra en medio de la depresión de Uspallata, presenta un tramo norte con evidencias de reactivaciones cuaternarias (Cortés y Sabbione, 1997; Cortés, 1997). A lo largo de 18 km, esa falla limita por el oeste las lomadas de la Maniera y define un frente serrano de elevada actividad tectónica, con muy baja sinuosidad, altos gradientes de cauces y valles en "V". En el extremo norte de ese corrimiento, que inclina 35° al este, reiterados ascensos de la pared colgante elevaron más de 30 m un amplio pedimento rocoso parcialmente disectado definiendo una escarpa de falla compuesta. Una falla antitética de rumbo nornordeste, inversa dextral (*falla Cuchillas del Tigre*) y fallas transversales secundarias asociadas, han permanecido activas durante la deformación cuaternaria del bloque.

La *falla Agua del Jagüel* delimita el frente montañoso occidental de los cordones del Peñasco, Cortaderas y Agua del Jagüel. Es una falla de historia compleja en la que se ha inferido una actividad tectónica desde el Paleozoico, con reactivaciones e inversión positiva y negativa durante el Triásico y Cenozoico (Cortés et al., 1997b). Con respecto a su actividad cuaternaria, Bastías y Bastías (1987) interpretaron el desplazamiento lateral dextral de rasgos geomórficos. La falla delimita un frente discontinuo, segmentado por fracturas oblicuas, con una degradación y sinuosidad variables en distintos tramos; a la latitud del cordón Cortaderas donde los parámetros morfotectónicos indican una mayor actividad tectónica, la falla sobrepone, con una separación inversa e inclinación de 40° al este, rocas del Paleozoico inferior sobre los sedimentos de abanicos aluviales pedemontanos recientes. Hacia el norte, la traza de la falla termina en una zona de fractura oblicua (*zona de falla Peñasco*) de rumbo este-nordeste. Dicha zona de fractura (Figura 31), integrada por fallas de distinta orientación y cinemática, ha sido un elemento de control en la evolución morfotectónica de esa comarca, delimitando la continuidad longitudinal de los frentes del cordón del Peñasco y del cordón de la Gloria. La actividad tectónica del sector durante el Cuaternario está indicada por la localización de varios epicentros de sismos (Cortés y Sabbione, 1997) y por evidencias estructurales y geomórficas.

Donde la zona de fractura Peñasco corta el cordón homónimo, la imbricación de pequeñas fallas inversas de vergencia oriental que afectan a depósitos pleistocenos ha originado una saliente en el frente montañoso. Asimismo, la zona de fractura marca la culminación austral del cordón de la Gloria mediante una escarpa rocosa oblicua a la que se asocia un desplazamiento vertical de entre 30 y 50 m en los depósitos aluviales pleistocenos allí acumulados (Cortés, 1997). La sierra de Ansilta y su porción austral, el cordón de la Gloria, constituyen una lámina de corrimiento limitada al este por la *falla Sierra de Ansilta* (falla Ansilta de Paredes, 1990); dicha falla, de vergencia oriental, se conecta hacia el nordeste mediante una ramificación divergente con la falla Jarillal de reconocida actividad cuaternaria según Bastías et al. (1984). Asimismo, la falla Sierra de Ansilta se prolonga en el sector pedemontano al sur del cordón de la Gloria, donde pliega y asciende depósitos aluviales pleistocenos. Las fallas Sierra de Ansilta y Agua del Jagüel son de separación inversa pero de vergencia opuesta y si bien son próximas, no presentan continuidad.

Sobre el bloque de rocas paleozoicas parcialmente aflorantes en el sector pedemontano localizado inmediatamente al norte de la ciénaga de Yalguaraz, se ha conservado como consecuencia del bajo relieve disponible del sector, una cubierta de depósitos aluviales (Formación Lomas Bayas) asignados al Pleistoceno superior, que muestran notorias evidencias de deformación cuaternaria (Cortés y Costa, 1993). Estos depósitos conforman fajas meridionales discontinuas de pliegues asimétricos (inclinaciones de 5° a 25°) con vergencia oriental (Figura 31); una superficie de erosión que los cubre muestra asimismo arqueamientos con inclinaciones menores (5° a 8°), lo cual indica la continuidad temporal del proceso de plegamiento. Los pliegues anticlinales coinciden con suaves elevaciones del terreno que modificaron el primitivo diseño distributivo del drenaje y originaron pequeños bajos sin salida. En el frente montañoso estos sedimentos muestran pliegues de arrastre debido a componentes de desplazamiento normal a lo largo de la *falla Lomas Bayas*, de rumbo noroeste e inclinación de 58° al suroeste. En el sector distal del piedemonte una escarpa de falla rocosa (*falla Yalguaraz*), de orientación noroeste y más de 30 m de alto, limita por el norte la ciénaga de Yalguaraz. Su baja sinuosidad y elevadas pendientes sugieren actividad durante el Cuaternario. Los depósitos cuaternarios conservados en altura sobre el bloque alto de la escarpa están asimismo cruzados por numerosas escarpas aluviales de menor altura y variada orientación. El basculamiento de ese bloque está indicado por suaves inclinaciones contrapendiente hacia el norte y nordeste de los depósitos aluviales y de parte de la red de drenaje que los afecta.

El fallamiento cuaternario del interior de la Precordillera mendocina refleja la compleja geometría y cinemática de su estructura neógena. No se observa un tren de orientación persistente y uniforme. En las estructuras identificadas hasta el presente, prevalecen las evidencias de fallas y reactivaciones de fallas de traza oblicua con orientación noroeste y nordeste. En algunos casos las estructuras oblicuas interrumpen la continuidad de fallas inversas a modo de fallas de desgarre o rampas oblicuas que controlan la culminación longitudinal de cordones serranos. En otros, las fallas oblicuas forman parte del frente de levantamiento de cordones oblicuos, como por ejemplo en el cordón San Bartolo.

En el extremo norte de la Precordillera mendocina, la **falla Corrales de Araya** de rumbo noroeste, delimita hacia el sur el cordón del Tontal y segmenta el cordón de Santa Clara (Figura 31). Para el Neógeno se infieren componentes de desplazamiento vertical responsables del ascenso del bloque norte y de la formación de un escarpado frente montañoso y componentes de desplazamiento de rumbo sinistral que originó pliegues en *echelón* en las rocas terciarias y triásicas del bloque austral contiguo a la falla. Su actividad tectónica cuaternaria estaría sugerida por un frente serrano poco disectado y con fuertes pendientes de cauces y por la acumulación al pie de la misma de potentes depósitos aluviales pleistocenos. Dicha actividad es consistente con la tectónica cuaternaria del frente occidental del bloque Tontal, ya señalada por Paredes (1993).

En el sector septentrional de la sierra de Uspallata, al norte de Paramillos, la estructura cenozoica se caracteriza por un desarrollo preferencial de fracturas longitudinales de orientación nordeste cruzadas por fracturas secundarias de orientación noroeste. Las primeras controlaron el ascenso cenozoico del bloque del cordón San Bartolo. Se destaca en su margen oriental la **falla Cerro Manantial**, que inclina 45° NO y sobrepone rocas paleozoicas sobre sedimentitas triásicas (Figura 31). Estudios en curso (Cortés, 1997) indican la reactivación cuaternaria de un tramo de la misma como falla normal. Evidencias de tectónica cuaternaria en el margen occidental del bloque fueron citadas inicialmente por Cingolani (1970). Recientemente Pasini (1998) ha mapeado pliegues y escarpas de falla paralelas al frente occidental, que afectan a los depósitos aluviales pedemontanos de ese sector (**falla San Bartolo**).

SECTOR ORIENTAL DE LA PRECORDILLERA MENDOCINA

Sobre la base de la abundancia de evidencias geomórficas y estructurales de actividad tectónica holocena y de la elevada concentración de epicentros de sismos, el frente precordillerano oriental y el sector pedemontano adyacente constituyen el frente orogénico activo a estas latitudes. Es una zona de elevado peligro sísmico donde se encuentra la fuente de la mayor parte de los terremotos destructivos que afectaron la ciudad de Mendoza y su área de influencia. Este hecho enfatiza la necesidad de profundizar su estudio, iniciado en el siglo pasado con motivo del sismo que en 1861 destruyó la ciudad de Mendoza [Bravard (en Loos, 1907); Avé Lallemant, 1892; Bodenbender, 1897; Keidel, 1907; Stappenbeck, 1910].

En el sector norte de la Precordillera mendocina, se da el pasaje entre la geometría de retrocorrimientos que caracteriza la Precordillera oriental sanjuanina (sierra de Pederal) y el sistema de fallas con vergencia este, emergente en gran parte del frente mendocino. Variaciones longitudinales equivalentes en el subsuelo pedemontano fueron estudiadas por Figueroa y Ferraris (1989), quienes reconocen una zona al norte del río de las Peñas caracterizada por la interferencia oblicua entre fallas inversas con vergencia este y otras con vergencia oeste-noroeste (retrocorrimientos), con desarrollo de una zona triangular y una zona al sur, donde los retrocorrimientos (ciegos) van perdiendo rechazo hasta presentarse solamente el fallamiento de vergencia oriental.

Recientemente, Milana y Zambrano (1996) postularon un rol morfotectónico destacado de los retrocorrimientos también en el segmento austral.

En el margen oriental de la Precordillera mendocina se pueden reconocer dos tramos con distinta configuración morfotectónica, al norte y al sur de los 32°30' de latitud sur. El sector norte está definido por el cordón Las Peñas-Las Higueras, de orientación normoroeste, con altitudes moderadas que disminuyen hacia el sur (1700 a 800 m). Constituye el rasgo orográfico más oriental de la Precordillera mendocina. En este tramo, el frente montañoso posee muy baja sinuosidad y está controlado por un corrimiento cuaternario longitudinal de gran extensión (falla Las Peñas). En el sector pedemontano la deformación cuaternaria superficial no es tan notoria y está representada principalmente por pliegues y lineamientos. El cordón culmina a la latitud de Salagasta; al sur del mismo, el frente precordillerano se localiza 50 km más al oeste y posee altitudes de más de 2000 metros. En el tramo austral, el frente es muy irregular y presenta profundas entrantes y salientes; no está definido por una única falla controlante y está segmentado parcialmente por fallas oblicuas y transversales. En este tramo, la deformación cuaternaria es más notoria en el sector pedemontano, donde se han reconocido numerosas escarpas de falla que afectan los depósitos de distintos abanicos aluviales provenientes del sector serrano y de la desembocadura del río Mendoza (Regairaz y Barrera, 1975).

Dos fallas longitudinales definen la configuración tectónica del cordón Las Peñas-Higueras (Figura 31). La **falla Las Higueras** (Harrington, 1971), inversa y de vergencia oriental, ascendió en tiempos tardío cenozoicos rocas paleozoicas y triásicas por encima de depósitos neógenos. No existen aún estudios que permitan ponderar la importancia y participación cuaternaria en esos ascensos; sin embargo, la postulada continuidad de esa falla hacia el sur, en la falla La Cal (Bastías et al., 1993), sugiere desplazamientos de esa edad. Los depósitos neógenos del bloque del piso, plegados y corridos, conservan remanentes de una superficie de pedimentación cuaternaria y su cobertura, cortados por varias escarpas de falla menores. A lo largo de todo el frente oriental del cordón, las rocas terciarias se sobreponen a depósitos de abanicos pedemontanos cuaternarios mediante la **falla Las Peñas**. Estudios de esa falla en la desembocadura del río Las Peñas (Cortés y Costa, 1995, 1996) revelan allí la presencia de una ramificación frontal en dos corrimientos (denominados **fallas Cerro Colorado Este y Oeste**) asociados a pliegues y fallas inversas secundarias de los sedimentos cuaternarios (Figura 32). La presencia de estratos de crecimiento en los depósitos pleistocenos de la pared colgante del corrimiento Cerro Colorado Este y las diferencias en el grado de deformación de las capas de distinta edad involucradas revelan que esa falla ha sufrido sucesivas reactivaciones cuaternarias, comportándose como una falla de crecimiento (*growth fault*) durante parte del Pleistoceno. La deformación en el sector afecta también sedimentos holocenos. Otras evidencias de tectónica cuaternaria a lo largo del frente (Costa et al., 1998) son discordancias progresivas asociadas a pliegues de propagación de falla en la quebrada El Agua y el **anticlinal Montecito** en la quebrada Las Vacas.

Distintos trabajos entre los que se destacan Stappenbeck (1910), Fossa Mancini (1939, 1942), Regairaz y Zambrano (1991), Bastías et al. (1993), INPRES (1995) y Milana y Zambrano (1996), han aportado información acerca de la

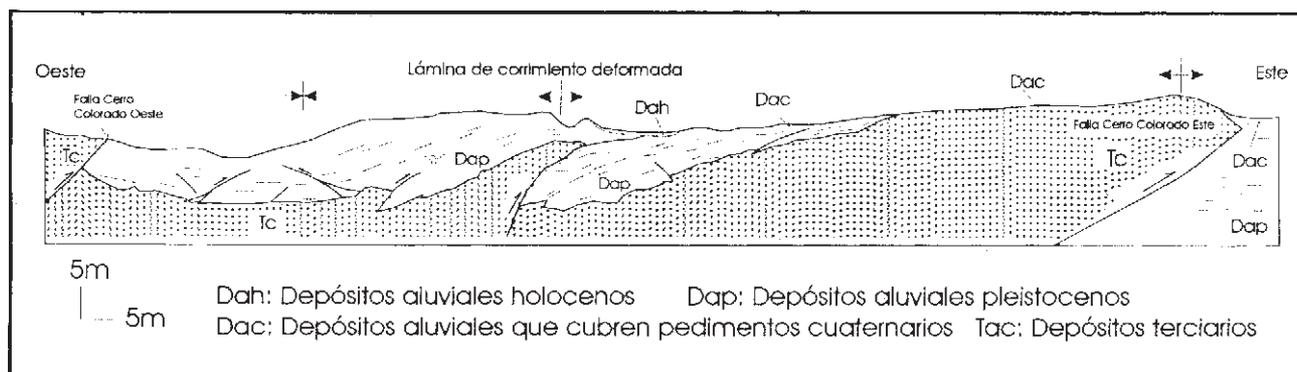


Figura 32. Fallas Cerro Colorado Este y Oeste, en la desembocadura del río Las Peñas.

deformación cuaternaria del margen precordillerano al sur de Salagasta.

La deformación cuaternaria pedemontana es notoria a lo largo de tres fajas paralelas al frente. La faja más distal corresponde a la falla Cerro La Cal y los anticlinales Capdeville y Borbollón, la faja intermedia a las fallas del cerro de La Gloria y Divisadero Largo y la faja más próxima al frente a la **falla Melocotón** (Figura 31). Esta última se expresa como una escarpa de falla en materiales holocenos, con ladera al este y unos 15 km de largo (Bastías et al., 1993). Su estudio mediante trincheras revela que es una falla de bajo ángulo y separación inversa en la que el substrato rocoso se desplazó 2,60 metros sobre limos eólicos no consolidados con restos de gasterópodos, datados en 38.000 años (INPRES, 1995). En el flanco occidental del cerro de la Gloria se reconocen fallas con vergencia oeste (Rodríguez y Barton, 1990; Bastías et al., 1993). Según INPRES (1995), son dos fallas inversas de unos 15 km de largo, subparalelas, rumbo norte-sur a nornordeste y buzamiento de alto ángulo al este (**fallas del Cerro de la Gloria-Cerro del Cristo**). Milana y Zambrano (1996) calcularon para la falla oriental un rechazo vertical de aproximadamente 17 m en el glacis superior del Pleistoceno alto. En trincheras realizadas por el INPRES midieron en la superficie de la falla occidental 60 cm de desplazamiento de ese mismo glacis. Esos autores identificaron depósitos de barreal al pie occidental del cordón de la Gloria, que interpretaron como debidos al endicamiento de corrientes pedemontanas producida por el ascenso del bloque del techo. Inmediatamente al oeste, en el arroyo Divisadero Largo, otra falla longitudinal pone en contacto rocas triásicas y sedimentos cuaternarios (Rodríguez y Barton, 1990). Asimismo hacia el sur-suroeste, Bastías et al. (1993) indicaron otra falla cuaternaria extensa en el sector pedemontano (**falla Punta de Agua**).

La traza de la **falla Cerro La Cal** está localizada junto al borde oriental del cerro homónimo y posee una orientación norte-sur a nornordeste; la geometría de su escarpa fue descrita por Bastías et al. (1993), quienes indican una ladera al este con pendiente máxima de entre 16° y 20° y una altura máxima de entre 9 y 16 m en las proximidades del cerro. Sobre la base de la morfología de la ladera reconocieron al norte de la ex ruta N° 7 a Villavicencio sucesivas reactivaciones, con una de las cuales vinculan tentativamente el sismo de 1861. Mediante trincheras (INPRES, 1995) se determinó su carácter inverso con buzamiento de 40° a 50° al oeste y desplazamientos variables de entre 0,30 y 0,60 metros, atribuidos al Holoceno. La falla se extendería hacia el norte para unirse a la falla Las

Higueras mediante una escarpa en sedimentos cuaternarios al sur de los cerrillos de la Bomba (Bastías et al., 1993). En ese tramo, trincheras realizadas por el INPRES (1995) indican desplazamientos medios de 0,30 metros en el Cuaternario. Hacia el sur la traza de la falla se alinea con una serie de resaltos topográficos del área urbana del Gran Mendoza, interpretados por Bastías et al. (1993) como debidos parcialmente a actividad tectónica. Estudios detallados de algunos de ellos indican según el INPRES (1995) que el quiebre de pendiente de la calle Perú corresponde a una escarpa de falla modificada por las labores de urbanización, lo cual acrecienta el riesgo sísmico en la ciudad. Al este de la falla, los **anticlinales Capdeville** y **Borbollón** de más de 15 km de largo, afectan sedimentos cuaternarios (Dessanti, 1942; Milana y Zambrano, 1996) y están vinculados probablemente a corrimientos ciegos (Kozłowski et al., 1993) en profundidad.

SEGMENTO ANDINO AL SUR DE LOS 33° LS (CENTRO Y SUR DE MENDOZA)

Al sur del segmento andino con subducción subhorizontal, las evidencias de deformación cuaternaria se reconocen a lo largo del borde oriental de la Cordillera Frontal y Principal como reactivaciones o ramificaciones de la falla principal del frente montañoso. En una amplia región extracordillerana las estructuras cuaternarias han afectado las "cerrilladas pedemontanas", el bloque de San Rafael y la depresión intermontana adyacente. En el sur mendocino, el desarrollo de extensos campos volcánicos cuaternarios en la región de la Payunia se relaciona a la apertura o reactivación de fracturas oblicuas y transversales al frente serrano.

FRENTE MONTAÑOSO

El frente cordillerano aquí considerado, al sur de los 33° de latitud, comprende la terminación austral de la Cordillera Frontal y hacia el sur la Cordillera Principal desde el río Diamante hasta el río Barrancas (Figura 33). En la Cordillera Frontal mendocina, dicho frente está definido por un sistema de fallas inversas longitudinales de vergencia oriental y fallas oblicuas y transversales asociadas, que limitan por el este los cordones del Plata, del Portillo y del Carrizalito. Mediante este sistema, denominado por Polanski (1958) «Espolón de La Carrera» y por Caminos (1965) «Sistema de Fallas de La Carrera», el bloque de la Cordillera Frontal ha sido ascendido

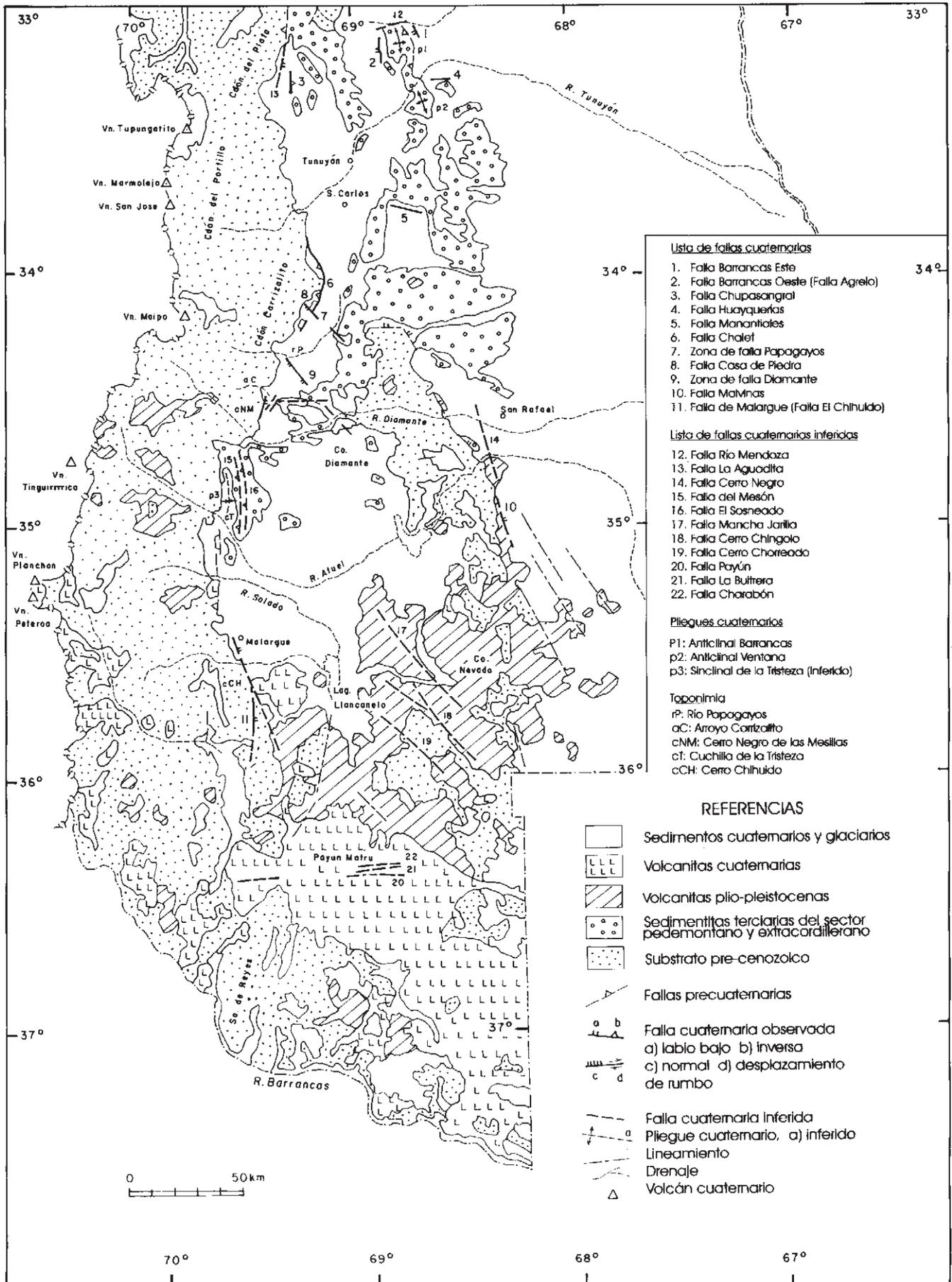


Figura 33. Estructuras cuaternarias al sur de los 33° LS (Centro y sur de la provincia de Mendoza)

en distintos pulsos durante el Neógeno (fases Quechua y Diaguíta).

Según Polanski (1963), la actividad tectónica en el frente montañoso ha continuado con las fases Póstuma y Final durante el Cuaternario, lo cual se pone de manifiesto en el registro estratigráfico y en la evolución geomórfica del ambiente pedemontano adyacente, más que en las evidencias directas de fallamiento cuaternario en dicho frente. Así, los datos aportados por Polanski (1963) permiten inferir ascensos relativos a lo largo del frente en la primera y tercera etapas de su fase Póstuma (Pleistoceno temprano), evidenciados respectivamente en los depósitos sinorogénicos gruesos de las Formaciones Los Mesones y La Invernada reconocidos y mapeados en todo el piedemonte cordillerano. Para la última etapa de su fase Final (Pleistoceno tardío), dicho autor propone un fallamiento normal, expuesto en el frente como una zona de bloques escalonados que habría dado origen al "graben de Tunuyán". Observaciones posteriores indican que tales fallas corresponderían a fallas inversas. Al norte del río Las Tunas la falla de Aguadita limita por el este un estrecho bloque paralelo al frente montañoso que expone en su tope un pedimento rocoso parcialmente encubierto por depósitos de las Formaciones Los Mesones e Invernada; dicha falla podría representar la falla más externa del sistema imbricado de fallas inversas allí expuesto. Asimismo, al sur del río Tunuyán otro de los bloques del substrato precenozoico, pedimentado y cubierto parcialmente por depósitos del Pleistoceno inferior, aflora con escasa altura junto al frente montañoso (Figura 33), donde se halla limitado al este por la falla de Tupungato (Polanski, 1963, 1964), o *falla Chalet* (Bastías et al., 1993). Cortés y Sruoga (1998) interpretaron dicha falla como un corrimiento de traza sinuosa con el que se vincula la rotación al oeste del bloque del techo y de los depósitos de la Formación Los Mesones que lo cubren con sucesivas reactivaciones durante el Pleistoceno temprano.

Si bien entre el arroyo de los Papagayos y el río Diamante, el frente de falla está en su mayor parte cubierto por depósitos cuaternarios no deformados, se ha observado un segmento reactivado entre el arroyo El Carrizalito y el cerro Negro de las Mesillas, donde la falla cortó y generó pronunciadas flexiones de arrastre en las psefitas pleistocenas de la Formación Los Mesones allí aflorante.

Al sur del río Diamante, la Cordillera Principal mendocina está constituida por el cinturón plegado y corrido de Malargüe, que corresponde según Kozłowski et al. (1993) a una faja de tipo *thick-skinned* o de piel gruesa. Al norte del río Salado, el sector externo del cinturón es una extensa estructura sinclinal de orientación norte-sur cuya expresión morfológica es la cuchilla de la Tristeza (Figura 33); el flanco oriental de esa estructura ha sido corrido durante el Terciario por las *fallas del Mesón* y *El Sosneado*, de vergencia oriental, dando origen al frente serrano. Kozłowski (1984), citó como evidencias de actividad tectónica cuaternaria asociada a dicha estructura, el truncamiento de basaltos cuaternarios por la falla del Mesón al suroeste del arroyo de las Aucas (Formación Coyocho en Volkheimer, 1978) y el origen tectónico de la depresión donde se encuentra la laguna Blanca, en el extremo sur de la estructura. Asimismo, los depósitos de la Formación Los Mesones que coronan la cuchilla de la Tristeza (Volkheimer, 1978) se hallan más de 800 m por encima de los que se encuentran en el sector pedemontano adyacente, lo cual podría estar indicando reactivaciones cuaternarias de los corrimientos del frente montañoso.

Hacia el sur, entre el río Salado y la sierra de Palauco, el sector externo del cinturón plegado y corrido se caracteriza en superficie por un conjunto de amplios anticlinales y sinclinales de orientación norte - sur con sus flancos cortados por corrimientos y retrocorrimientos asociados en profundidad al desarrollo de una zona triangular (Kozłowski et al., 1993). El frente montañoso corresponde al flanco oriental del anticlinal de Malargüe, limitado al este por la *falla de Malargüe*, interpretado como un corrimiento de vergencia oriental (Dessanti, 1973; ver Kozłowski et al., 1993). Dicha falla, también denominada *falla El Chihuido*, fue considerado por Kozłowski et al. (1990) como de tipo normal con inclinación al este y originada con posterioridad a los 6,7 Ma (Stipanovic y Linares, 1975) y a la formación del anticlinal Malargüe. La falla se extiende desde la localidad de Malargüe hasta el cerro Chihuido, donde se bifurca en una rama occidental que atraviesa el cerro Bayo de la Batra y una extensa rama oriental que está definida por el alineamiento de numerosos volcanes cuaternarios con una orientación nornoroeste (Figura 33). Evidencias de actividad tectónica cuaternaria asociada a esta falla fueron observadas por el INPRES (1993) al oeste y sudoeste de la ciudad de Malargüe y al sur del cerro Chihuido; en ambos tramos determinaron una ruptura de 9 km y un desplazamiento vertical de 3,5 metros. Las edad pleistocena superior y holocena (Valencio et al., 1970) de las lavas originadas por los volcanes conectados a la rama oriental de la falla indican también reactivaciones cuaternarias extensionales en ese tramo. Cabe destacar que Bastías et al. (1993), en su mapa de fallas activas de Mendoza, consideran a la falla Malargüe como distintos segmentos en el piedemonte, desde un poco al sur del río Diamante hasta la localidad de Malargüe.

La actividad tectónica cuaternaria del extremo sur del frente montañoso aquí considerado estaría indicada en los potentes conglomerados acumulados en el sector pedemontano sobre volcánicas pliocenas, como consecuencia de la estructuración del borde oriental de la sierra de Reyes (Kozłowski et al., 1993).

SECTOR EXTRACORDILLERANO

Cerrilladas pedemontanas (entre los 33° y 34° LS)

Gran parte del sector extracordillerano al sur de los 33° de latitud comprende la denominada por Polanski (1954) «Depresión de los Huarpes», localizada entre el extremo sur de la Precordillera y la zona de Llancanelo. Su actual configuración, con depocentros junto al frente cordillerano (Yrigoyen, 1993) es neógena (fases Quechua y Diaguíta) y se relaciona con el ascenso del bloque de la Cordillera Frontal; la tectónica cuaternaria contribuyó a definir su borde septentrional, mediante el ascenso continuado de la Precordillera mendocina (Cortés, 1993). Entre los 33° y 34° de latitud sur, tanto el substrato precenozoico como las sucesiones terciarias alojadas en la depresión muestran los efectos de la deformación neógena, consistente en pliegues, corrimientos y reactivaciones inversas de fallas normales en profundidad, conformando según Rolleri y Fernández Garrasino (1979) tres fajas deformadas principales de orientación nornoroeste. Por encima de las capas terciarias deformadas (anticlinorio de los Huarpes de Polanski, 1963), se disponen en discordancia depósitos aluviales y loésicos,

resultantes de varios ciclos de agradación cuaternaria. La existencia de combaduras y escarpas de falla en esos depósitos y el desarrollo de sucesiones cuaternarias sinorogénicas revelan ascensos diferenciales en el borde montañoso de la depresión y la continuidad del acortamiento en el interior de la misma durante el Cuaternario.

Las fajas de rocas neógenas deformadas y los estratos cuaternarios suprayacentes, conforman un ambiente geomórfico de elevaciones bajas (relieve relativo de entre 100 y 500 m), originado por erosión (Polanski, 1958) y tectonismo (Regairaz, 1962), conocido como Cerrilladas Pedemontanas (Figura 29). Están localizadas en el sector pedemontano más externo, excepto en la zona de Cacheuta-Tupungato donde se disponen junto al frente montañoso (Regairaz y Barrera, 1975; González Díaz y Fauqué, 1993). En las cerrilladas, los afloramientos de sedimentitas neógenas han dado lugar a la formación de un paisaje de mal país o Huayquerías. Entre el frente montañoso y las cerrilladas se extienden la bajada pedemontana y amplias planicies loésicas.

Polanski (1963) estudió en detalle la estratigrafía tardía cenozoica del sector pedemontano e interpretó su evolución neotectónica y geomórfica. Ese autor atribuyó a los movimientos de su fase Póstuma, acaecida en el Pleistoceno temprano, la generación de los fanglomerados de la Formación Los Mesones (primer ciclo de agradación) y el ajuste de la red de drenaje de los ríos Papagayos y Tunuyán. Asimismo, postuló que ascensos del frente cordillerano y un amplio abovedamiento de la zona de San Carlos en la última etapa de esa fase tectónica, habrían formado un valle longitudinal (valle Extenso) y generado el relieve del cual provienen los sedimentos gruesos de la Formación La Invernada (segundo ciclo de agradación) que lo rellenan. Sostuvo que durante el Pleistoceno tardío y luego de la acumulación de la Asociación Piroclástica Pumícea (470 ± 70 ka y 440 ± 80 ka, Stern et al., 1984) la generación de fallas normales en el frente montañoso (falla de Aguadita, entre otras) y en la zona pedemontana próxima a Tupungato y Tunuyán (fallas de Anchayuyo y del Totoral, entre otras) habrían originado el “graben de Tunuyán” (ver Polanski, 1963, bosquejo N°1). El reconocimiento de la cinemática inversa del frente de fallas de la Cordillera Frontal (Caminos, 1965, 1979) y del borde occidental de la estructura Cacheuta-Tupungato (Ploszkiewicz, 1993; Devizia, 1993; Legarreta et al., 1993) permite cuestionar la naturaleza extensional de ese bolsón pedemontano.

La mayor parte de las estructuras cuaternarias reconocidas en el segmento pedemontano norte entre los 33° y 34° de latitud (Figura 33) están asociadas a la **faja deformada Lunlunta-Barrancas-Punta de las Bardas**. Su tramo norte (Lunlunta-Barrancas) corresponde a una estructura anticlinal cuya línea de charnela, de orientación nornoroeste a nortesur, define varias culminaciones y depresiones (sillas estructurales). Si bien la presencia de yacimientos de hidrocarburos en dicha estructura (Santiestevan, 1993 a, b y c) motivó una intensa exploración geológica, son escasos los estudios neotectónicos de la misma. Referencias en tal sentido se remontan a Fossa Mancini (1937) y Regairaz (1962). Las observaciones realizadas por Chiaramonte (1996) revelan que es un anticlinal asimétrico con inclinaciones de 4° a 6° al oeste y sur-suroeste en su flanco occidental y de 60° a 65° al este y nornordeste en su flanco oriental. En las sucesiones afectadas por el pliegue, dicha autora reconoció cuatro pulsos de depositación sincrónicos con el levantamiento del anticlinal, correspondientes a las Formaciones Mogotes (dos pulsos),

Los Mesones y La Invernada, infiriendo por ello una deformación plio-pleistocena.

Estudios de subsuelo (Santiestevan, 1993b; Bettini, 1981) revelan que el flanco oriental del anticlinal está cortado por fallas inversas de vergencia oriental. La interpretación de una línea sísmica transversal (Chiaramonte, 1996) muestra en el flanco oriental del anticlinal Barrancas un corrimiento ciego que inclina entre 32° y 40° al oeste, para el cual calculó una superficie de despegue a 6,1 km por debajo del nivel del mar. Si bien esa falla (**falla Lunlunta**, Figura 33) no corta las capas cuaternarias, la actividad tectónica pleistocena del anticlinal asociado a su pared colgante indicaría desplazamientos a lo largo de la misma durante esa época.

Una de las evidencias de tectónica activa en la región es el sismo del 26 de enero de 1985. Según el INPRES (1985), su epicentro se encuentra al oeste de la traza axial del anticlinal de Barrancas y estaría vinculado a un plano de falla de rumbo N 5° E y buzamiento de 37° O a una profundidad de 12 kilómetros. Triep (1987) en cambio, ubicó el epicentro de este sismo al este de la traza axial del anticlinal y un poco al norte del río Mendoza, interpretando una profundidad del hipocentro de 14 ± 5 km, correspondiente a una superficie de falla de rumbo N 20° O y buzamiento de 56° O, en el basamento. INPRES (1985) vinculó el sismo a la actividad de la falla Lunlunta mientras que Triep (1987) lo atribuyó a una falla contigua hacia el este interpretada por Bettini (1981) en el subsuelo; según Chiaramonte (1996) tales fallas poseen una superficie de despegue que se encuentra por encima del hipocentro del sismo por lo cual lo vincula más bien a la actividad de un nivel de despegue más profundo.

La **falla Barrancas Este** está ubicada en el margen nororiental del anticlinal Barrancas al sur del río Mendoza. Fue estudiada por el INPRES (1995) mediante una trincheira en la que se reconocen varias fallas inversas de las cuales la más importante inclina 70° al este en superficie y 35° en el fondo de la trincheira (4,20 m más abajo). Excepto la falla principal, el resto de las ramificaciones y fallas menores asociadas no corta los limos holocenos superiores equivalentes a la Formación El Zampal, los que fueron datados en 1890 años. De acuerdo a ese estudio, la falla principal está representada en superficie por una escarpa de aproximadamente 1,20 m de alto con dirección noroeste visible a lo largo de 4 km; asimismo observaron hacia el este otras escarpas similares, con pliegues suaves más pequeños. En el flanco este del anticlinal, principalmente entre los ríos secos del Pozo y Gualán Norte, Chiaramonte (1996) reconoció combamientos en los limos no consolidados de la Formación El Zampal y en depósitos de piedemonte modernos.

Según INPRES (1995), una falla oblicua de orientación estenordeste interpretada como normal separa el bloque hundido de la estructura Cruz de Piedra en el norte, del anticlinal Barrancas en el sur. Dicha falla de traza irregular en parte coincidente con el curso del río Mendoza, fue mapeada sobre terrenos cuaternarios por Chiaramonte (1996) y denominada **falla Río Mendoza** por Milana y Zambrano (1996), quienes citan superficies de fricción indicativas de movimientos verticales.

Al oeste del anticlinal Barrancas y al este de la ruta nacional N° 40 se extiende una falla de traza norte-sur ya mapeada por Polanski (1963) y denominada por el INPRES (1995) **falla Barrancas Oeste**. En este último estudio reconocieron una escarpa de 7 km de largo entre Agrelo y

Ugarteche, elaborada en depósitos cuaternarios correspondientes a las Formaciones Los Mesones y La Invernada, que según datos provenientes de trincheras corresponde a una falla inversa buzante al este con alto ángulo en superficie. Fue denominada *falla Agrelo* e interpretada como un retrocorrimento por Milana y Zambrano (1996).

La faja de pliegues braquianticlinales de Cruz de Piedra-Lunlunta-Barrancas continúa al sur del río Tunuyán con dirección sur-sureste donde constituye las estructuras de interés petrolero de La Ventana, Vacas Muertas y Punta de las Bardas. Mediante un corte transversal en la zona de la Ventana, Regairaz y Videla Leaniz (1967) reconocieron un suave pliegue anticlinal asimétrico de vergencia oriental de aproximadamente 8 km de semilongitud de onda que afecta a una superficie de erosión pleistocena y a la Formación La Invernada que la cubre. Corresponde al anticlinal de la pared colgante de la *falla* inversa *Vacas Muertas*, de vergencia oriental, que en el subsuelo corta el flanco oriental de ese pliegue (Porta, 1993). La estrecha asociación de ambas estructuras permite inferir desplazamientos pleistocenos en esa falla. Al este de Punta de las Bardas, Regairaz (1979) reconoció un amplio anticlinal levemente asimétrico con traza axial norte-sur que afecta las mismas unidades cuaternarias. Observó que la red de drenaje se ajustó a la estructura siendo la zona de charnela coincidente con la divisoria de aguas.

Bastías et al. (1993) citaron dos fallas transversales con componentes de desplazamiento lateral al sur del río Tunuyán, denominadas *fallas Huayquerías y Manantiales* (Figura 33).

Bloque de San Rafael

El rasgo morfotectónico más sobresaliente en el sector extracordillerano entre los 34°00' y los 35°15' (Figura 29) es el denominado «Bloque de San Rafael» (Feruglio, 1946; Polanski, 1954). La mayor parte del relieve montañoso asociado al mismo se formó durante el Cuaternario. Esto surge de los estudios de Polanski (1963), quien determinó que una antigua superficie de erosión regional se desarrolló durante el Mesozoico y principios del Terciario sobre las rocas precenozoicas y fue cubierta posteriormente por sedimentos aluviales neógenos. La llanura aluvial así formada sufrió la acción tectónica y erosiva durante el primer y segundo ciclo fluvial pleistocenos que exhumaron las rocas del substrato paleozoico y la antigua peneplanicie que las afecta. Reconoció la participación de procesos tectónicos durante el Pleistoceno temprano como consecuencia de su fase Póstuma, en el hundimiento escalonado hacia el norte de esa superficie, atribuido a reactivación de fallas terciarias. Asimismo, en el borde oriental del bloque observó un escalón de falla y un importante rejuvenecimiento fluvial mesopleistoceno (segundo ciclo fluvial) evidenciado por quebradas profundas, altas pendientes de cauces y numerosos saltos y rápidos. Con posterioridad, los depósitos fanglomerádicos granocrecientes de la Formación Puesto Moyano, distribuidos en el sector pedemontano oriental del bloque, fueron correlacionados con la Formación La Invernada de Polanski (1963) y vinculados a ascensos tectónicos del sector serrano durante el Pleistoceno temprano (González Díaz, 1972a).

La actividad tectónica tardío cenozoica a lo largo de fracturas de orientación nornoroeste en el frente montañoso oriental y en la llanura adyacente está indicada por el

alineamiento de centros volcánicos de las Formaciones Cerro Negro y Maipo (González Díaz, 1972a y Núñez, 1979). Edades radimétricas e interpretaciones paleomagnéticas en algunos de estos centros apuntan a una edad preferentemente pliocena de la actividad volcánica, sin descartar completamente que alcance el Pleistoceno inferior (Núñez, 1979; Toubes y Spikermann, 1979; Valencio et al., 1979). Si bien Palma et al. (1984) no encontraron evidencias de fracturas en las unidades cuaternarias y descartaron la existencia de fallas activas en el sector oriental del bloque, estudios posteriores de Cisneros et al. (1989), Bastías et al. (1993) y Cisneros y Bastías (1993) indican al sur del río Atuel la presencia de un segmento activo en el frente serrano (*falla Malvinas*, Figura 33), al que atribuyen el terremoto Villa Atuel-Las Malvinas, del 30 de mayo de 1929. En efecto, Cisneros y Bastías (1993) observaron en el frente montañoso a lo largo de 10 km, entre los cerros Carrizalito y Ancha, varias escarpas de falla impresas en la Formación Maipo y a las que asocian capturas y modificaciones de la red fluvial, así como el desplazamiento lateral izquierdo del río El Entierro. Le asocian también una deformación extensional sobre la base del alineamiento de volcanes. No indican la geometría del plano de falla. Han calculado una superficie de rotura de 10 km, un desplazamiento vertical mínimo de 2,3 m y una velocidad de movimiento de 0,16 mm/año. En el extremo norte del frente oriental, González Díaz (1972a) infirió una extensa falla cuaternaria de orientación nornoroeste entre los ríos Diamante y Atuel que denominó *falla Cerro Negro*; su porción austral está determinada por el alineamiento de volcanes plio-pleistocenos, mientras que su tramo norte, entre Las Paredes y Rama Caída al oeste de San Rafael, estaría indicado por un escalón morfológico (sector oriental más hundido) y cambios altimétricos a ambos lados de la misma, en la Formación Colonia los Coroneles (Pleistoceno superior).

Depresión intermontana (entre los 34° y 35° 30')

El ascenso cuaternario del Bloque de San Rafael, entre los 34°00' y 35°30' de latitud sur, delimitó hacia el oeste una extensa subcuenca intermontana cuaternaria, desarrollada al pie de las Cordilleras Frontal (cordón del Carrizalito) y Principal y limitada al sur por el relieve volcánico de la Payúnia (Figura 29). Sobre el substrato terciario de esa depresión se han acumulado durante el Cuaternario distintos depósitos aluviales pedemontanos, sedimentos fluviales y de bajos, depósitos piroclásticos e interdigitaciones localizadas de coladas basálticas. Las principales evidencias de tectónica cuaternaria en esa depresión se han observado al norte del río Diamante. Allí, Bastías et al. (1993) indican las *fallas Papagayos y Diamante*, de orientación nornoroeste y desplazamiento de rumbo deslizante sinistral. Con posterioridad, Tello (1994) cita la elevación de niveles cuaternarios, el desplazamiento del cauce del río Papagayos y de algunas vegas y la alineación de efusiones volcánicas fisurales vinculadas a la falla Papagayos a la que asocia un desplazamiento rumbo deslizante dextral. Consideró que la falla Diamante se manifiesta en el alineamiento de los volcanes cerro Diamante, cerro Bolas y cerro Leones, en una escarpa con su cara libre al suroeste y en el truncamiento de pequeñas vegas. Recientes observaciones de Cortés y Sruoga (1998) indican que cada una de esas estructuras oblicuas conforma una zona de fracturamiento (Figura 33) en las que

se distingue, por sus rasgos morfoestructónicos, un segmento occidental contiguo al frente montañoso y otro segmento oriental definido por el alineamiento de volcanes pleistocenos ya indicado por Tello (1994). El segmento occidental de la *zona de falla Papagayos*, de 2,5 km de ancho, está definido por numerosas escarpas de piedemonte y la escarpa de falla rocosa correspondiente a la *falla Casa de Piedra*; esta última limita por el sur el bloque del techo rotado del corrimiento Chalet por lo que fue interpretada por Cortés y Sruoga (1998) como una falla de desgarre dextral con componentes de desplazamiento de inclinación. El segmento occidental de la *zona de falla Diamante* está definido por trenes subparalelos de escarpas pedemontanas compuestas, con resaltos de 6 a 30 m y laderas con pendientes de 6° a 15° escalonadas al suroeste, las cuales afectan a remanentes eopleistocenos de la Formación Los Mesones. Tomando en cuenta el grado de deformación que presentan las unidades cuaternarias de distinta edad afectadas por estas fracturas oblicuas, los autores citados reconocen movimientos tectónicos durante el Pleistoceno temprano (anteriores a los 450 ka) y reactivaciones posteriores preholocenas. La actividad tectónica holocena estaría evidenciada por lineamientos estructurales impresos en la Formación El Zampal en la zona de los arroyos Yaucha y Papagayos y por las emisiones de esa edad en la zona del volcán Diamante.

Una zona de fractura de orientación este-oeste de 12 km de largo, perpendicular al frente montañoso, para la cual localmente se infiere deformación extensional, está dada por la alineación de numerosos centros volcánicos neopleistocenos (Cortés y Sruoga, 1998) localizados a lo largo del arroyo El Carrizalito (Figura 33).

Payunia (al sur de los 35°30' LS)

La unidad morfoestructónica conocida como Payunia o Payenia (Polanski, 1954) comprende una extensa región extracordillerana del sur de Mendoza (Figura 29), parte del sector noroccidental de La Pampa y extremo norte del Neuquén, caracterizada por un relieve irregular y escalonado, formado por planicies y cerros de origen volcánico (González Díaz y Fauqué, 1993). Varias referencias acerca de las estructuras tectónicas vinculadas a las emisiones volcánicas fueron realizadas para el sector mendocino de la Payunia. Allí, la actividad volcánica dio origen a la Provincia Basáltica Andino-Cuyana en la que se distinguen los campos volcánicos de Llancanelo y Payún Matru (Bermúdez y Delpino, 1989). Las distintas unidades litoestratigráficas originadas por el volcanismo plioceno-holoceno fueron agrupadas por Bermúdez et al. (1993) en los Grupos Chapua, Puente y Tromen, originados respectivamente durante las épocas eruptivas Chapualitense (Plioceno superior-Pleistoceno inferior), Puentelitense (Pleistoceno medio a superior) y Tromenlitense (Holoceno).

En la región inmediatamente al oeste del volcán Nevado comprendida entre los 35° y 36° de latitud sur, Delpino (1987) identificó y mapeó tres fracturas paralelas de rumbo N 40° O y una longitud de entre 30 y 60 km, definidas sobre la base del alineamiento de numerosos centros eruptivos. Tales fracturas (Figura 33) se denominan aquí *falla Mancha Jarilla* (norte), *falla Cerro Chingolo* (central) y *falla Cerro Chorreado* (sur). En la primera, observó una elevación de 2 m en el bloque nororiental. Con posterioridad, Bermúdez y Delpino (1989) presentaron un mapa de tales estructuras mostrando

las inflexiones y grábenes alineados a la falla Cerro Chingolo en la que reconocieron fisuras conjugadas y un resalto con una elevación relativa de 5 m de la pared nororiental. Los numerosos conos simples, conos compuestos, cráteres múltiples y erupciones fisurales asociados a las fracturas corresponden a la Formación Mancha Jarilla de edad Plioceno-Pleistoceno inferior (1,8 Ma, Bermúdez, 1987) producto de las erupciones superiores de la época eruptiva Chapualitense.

En el campo volcánico Payún Matru, caracterizado por numerosos conos volcánicos y la caldera homónima (Llambías, 1966; González Díaz, 1970) se ha desarrollado un volcanismo cuaternario (Mendía y Valencio, 1987) asociado a numerosas fracturas. En el sector al este de dicha caldera, González Díaz (1972a) reconoció tres fisuras de erupción indicadas por la alineación de conos piroclásticos, desarrollados según Bermúdez y Delpino (1989) en el Grupo Tromen, de edad holocena. La más extensa, de rumbo este-oeste probablemente corresponda a la denominada por Bastías et al. (1993) *falla Payún*. Las dos fracturas más cortas identificadas por González Díaz (1972b) unos kilómetros más al norte son denominadas aquí *Charabón* y *La Buitrera* (Figura 33). Dicho autor cita también fracturas (este-oeste y este-nordeste) en el flanco sur del volcán, conectadas a basaltos holocenos. Las lavas del flanco occidental del centro volcánico cubren las fallas neógenas del frente de deformación de la Cordillera Principal. En dicho flanco, Bermúdez et al. (1993) mapearon la localización de numerosos centros volcánicos; si bien no indican la orientación de las fracturas, es posible apreciar alineamientos este-oeste y oeste-noroeste. Valencio et al. (1970) dan dos edades radimétricas de ese sector: $0,2 \pm 0,1$ Ma y $0,5 \pm 0,2$ Ma, con polaridad normal, que asignan al Pleistoceno superior. En su conjunto, la caldera y los sectores oriental y occidental del volcán conforman una ancha zona de fracturamiento este-oeste de varios kilómetros de ancho. En las cercanías de Buta Ranquil (provincia del Neuquén), Bermúdez y Delpino (1989) señalan la presencia de conos piroclásticos igualmente alineados en fracturas este-oeste, cuyas coladas puentelitenses alcanzan a endicar el valle del río Colorado (Holmberg, 1976).

Delpino (1987) y Bermúdez y Delpino (1989) interpretaron que el volcanismo cuaternario de la región extracordillerana se desarrolló bajo un régimen extensional. Con posterioridad, Bermúdez et al. (1993) consideraron los siguientes eventos extensionales: en la región del Bloque de San Rafael durante el Plioceno-Pleistoceno temprano a lo largo de fracturas de orientación noroeste, en la región contigua al río Grande durante el Pleistoceno medio a tardío a lo largo de fracturas más cortas de orientación este-oeste, y en la región del volcán Payún Matru durante el Holoceno a lo largo de fracturas este-oeste y N 60° O. La existencia de una fuerte anisotropía mecánica determinada por fracturas de dirección noroeste y normoroeste en el substrato precenozoico de la región del Bloque de San Rafael (Palma et al., 1984) permite interpretar que los alineamientos de volcanes cuaternarios en esa dirección y las fisuras y grábenes romboidales asociados correspondan a reactivaciones de esas líneas de debilidad preexistentes, probablemente transtensionales dada su oblicuidad respecto de la dirección general este-oeste de acortamiento en el frente montañoso. Asimismo, existen evidencias de que el volcanismo a lo largo de extensas fracturas de dirección noroeste se desarrolló también durante el Pleistoceno tardío (Cortés y Sruoga, 1998). El conjunto de fracturas de orientación este-oeste, incluidas las del volcán Payún Matru

y las del arroyo Carrizalito, están localizadas junto al frente montañoso y podrían corresponder a fracturas extensionales más o menos paralelas a la dirección de acortamiento, activas durante el Pleistoceno tardío y Holoceno.

SÍNTESIS Y CONSIDERACIONES FINALES

En la región andina del Nuevo Cuyo, las evidencias de deformación cuaternaria provienen de dos ámbitos morfotectónicos distintos: entre los 28° y los 33° de latitud se concentran preferentemente en el cinturón precordillerano y sector pedemontano adyacente, mientras que al sur de los 33° se localizan en el frente montañoso y en el extenso ambiente extracordillerano. El frente de corrimiento del margen oriental de la Precordillera es un frente activo y está representado en la provincia de San Juan por una zona triangular de piel gruesa en la que el sistema de retrocorrimientos de la Precordillera Oriental es su principal fuente sismogénica, con directa incidencia en la ciudad de San Juan. En la provincia de Mendoza dicho sistema no es emergente y el frente está definido por corrimientos de vergencia oriental particularmente activos en el piedemonte serrano próximo a la ciudad de Mendoza y a otras localidades pobladas. La estructura cuaternaria del margen precordillerano occidental, en cambio, es compleja y variada. Entre los ríos Jáchal y San Juan se expresa en fallas con componentes de desplazamiento de rumbo dextral y normal, mientras que hacia el sur, corrimientos y retrocorrimientos longitudinales combinados con fallas oblicuas de orientación noroeste se asocian a una notoria reactivación cuaternaria del relieve. Al sur de los 33° el frente de la Cordillera Frontal y Principal ha sido reactivado en distintos segmentos durante el Pleistoceno, deformando depósitos aluviales y produciendo el ascenso y rotación de pedimentos rocosos. En el sector extracordillerano, la tectónica holocena activó corrimientos ciegos o emergentes y pliegues

asociados en las cerrilladas pedemontanas y reactivó el borde oriental del bloque de San Rafael. Al oeste de ese bloque, trenes de escarpas pedemontanas y volcanes cuaternarios alineados definen zonas de fractura oblicuas de rumbo noroeste; más al sur, en el extenso ambiente volcánico de la Payúnía, numerosos centros de emisión se asocian a fracturas de igual orientación y a fracturas este-oeste cerca del frente montañoso, indicativas de condiciones locales extensionales o transensivas.

En nuestro país, la investigación de la tectónica cuaternaria de los Andes y en particular de la región del Nuevo Cuyo se encuentra en una etapa inicial de inventario básico de estructuras. A pesar del encomiable esfuerzo de los escasos grupos de trabajo dedicados al estudio de la deformación cuaternaria en el vasto territorio nacional, son exiguos los datos disponibles acerca de edades de depósitos y fallas cuaternarias e igualmente insuficiente el conocimiento de la geometría, cinemática y paleosismología de las principales fallas activas. Tomando en cuenta que ciudades densamente pobladas como San Juan y Mendoza están ubicadas junto a zonas de fractura de reconocida actividad sísmica, el progreso en el conocimiento del peligro sísmico de esas y otras extensas regiones cordilleranas es una de las tareas prioritarias de la futura investigación en neotectónica.

Agradecimientos

Dejamos constancia del agradecimiento al Servicio Geológico Minero Argentino y a la Universidad Nacional de La Plata por el apoyo recibido para la realización de este trabajo. Uno de nosotros (JMC) quiere recordar y agradecer en este lugar al profesor y compañero de trabajo Dr. Roberto Caminos, en cuya actitud reflexiva, desinteresada y cordial encontró siempre una guía y oportunidad de desarrollo profesional y humano.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALLMENDINGER, R.W., FIGUEROA, D., SNYDER, D., BEER, J., MPODOZIS, C. E e ISACKS, B.L., 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. *Tectonics*, 9: 789-809.
- AMOS, A.J., CALIGARI, R.H. y SICHES, C.W., 1981. Las fallas activas en la República Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 2: 235-242.
- ANTELO PÉREZ, B., 1979. Geología del dique compensador El Tigre, Provincia de Mendoza. Agua y Energía Eléctrica, informe inédito, Buenos Aires.
- AVÉ LALLEMANT, G., 1892. Observaciones sobre el mapa del Departamento de Las Heras, Provincia de Mendoza. Museo de La Plata, Anales, Sección Geológica y Mineralógica 1: 5-20, La Plata.
- BALDIS, B.A. y CHEBLI, G., 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera Sanjuanina. 4° Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza), Actas 1: 47-66.
- BALDIS, B. A., BERESI, M. A., BORDONARO, O. y VACA, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 4: 399-445.
- BARALDO, J.A., CANGIALOSI, A. y TREO, C.H., 1985. Estructura del sector norte de La Crucecita, Dpto. Ullum, San Juan. 1° Jornadas sobre geología de Precordillera, Actas 1: 215-220, San Juan.
- BASTÍAS, H.E., 1986. Fallamiento cuaternario en el área sismotectónica de Precordillera. Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Tesis Doctoral (inédita) 1-147.
- BASTÍAS, H. y BASTÍAS, J.A., 1987. Análisis de desplazamientos y velocidades en el área diferencial Precordillera, provincia de San Juan. Asociación Geológica Argentina, Revista 42 (3-4): 261-266.
- BASTÍAS, H.E. y ULIARTE, E., 1987. Morfología de la falla rumbo-deslizante El Tigre entre los ríos Jáchal y San Juan. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 251-254.
- BASTÍAS, J.A. y ULIARTE, E., 1991. Tectoformas de transurrencias, falla El Tigre, sector central, San Juan, Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, Acta: 505-509.
- BASTÍAS, H.E., WEIDMANN, N. y PÉREZ, M., 1984. Dos zonas de fallamiento pliocuaternario en la Precordillera de San Juan. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 329 - 341.
- BASTÍAS, H., ULIARTE, E. y PÉREZ, M.A., 1985. Desplazamiento de rumbo en el sistema de fallamiento El Tigre, borde occidental de Precordillera. 1° Jornadas Geológicas de la Precordillera, Actas 1: 221-225. Asociación Geológica Argentina, Serie A, 2.
- BASTÍAS, H., ULIARTE, E., PAREDES, J. DE D., SÁNCHEZ, A., BASTÍAS, J.A., RUZYCKI, L. y PERUCCA, P., 1990. Neotectónica de la provincia de San Juan. 11° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 228-244.
- BASTÍAS, H., TELLO G.E., PERUCCA J.L. y PAREDES, J.D., 1993. Peligro sísmico y Neotectónica. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio 6-1: 645-658.
- BASTÍAS, H., PAREDES, J., PERUCCA, L. y TELLO, G., 1995. Mapa neotectónico preliminar de la República Argentina. Universidad Nacional de San Juan, inédito.
- BERMÚDEZ, A. y DELPINO, D.H., 1989. La Provincia Basáltica Andino Cuyana (35°-37° L.S.). Asociación Geológica Argentina, Revista 44 (1-4): 35-55.
- BERMÚDEZ, A., DELPINO, D., FREY, F. y SAAL, A., 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. 12° Congreso Geológico Ar-

- gentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio 1-13: 161-172.
- BETTINI, F., 1981. Nuevos conceptos tectónicos del centro y borde occidental de la Cuenca Cuyana. Asociación Geológica Argentina, Revista 35 (4): 579-581.
- BODENBENDER, G., 1894. El Terremoto Argentino del 27 de octubre de 1894. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Tomo 14: 293-329.
- BODENBENDER, G., 1897. El suelo y las vertientes de la ciudad de Mendoza y alrededores. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 15 (4): 425-486, Córdoba.
- CAMINOS, R., 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata. Cordillera Frontal de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista 20 (3): 351-392.
- CAMINOS, R., 1979. Cordillera Frontal. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 1: 397-453, Córdoba.
- CASTAÑO, J.C., 1979. Estudio de sismicidad y riesgo sísmico para grandes obras de aprovechamiento hidroeléctrico en la Alta Cuenca del río Bermejo. Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Resúmenes.
- CASTELLANOS, A., 1944. Anotaciones preliminares con motivo de una visita a San Juan a propósito del terremoto del 15 de enero de 1944. Monografía de la Facultad de Ciencias Matemáticas, Físicas-Químicas y Naturales aplicadas a la industria, Universidad Nacional del Litoral.
- CHIARAMONTE, L., 1996. Estructura y sismotectónica del anticlinal Barrancas (provincia de Mendoza). Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas. Trabajo final de Licenciatura, 167 pp., inédito.
- CINGOLANI, C.A., 1970. Estudio geológico de la zona de la Cortadera y alrededores, nordeste de Uspallata, provincia de Mendoza. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales, Tesis Doctoral (inédita), 1-318.
- CISNEROS, H. y BASTÍAS, H., 1993. Neotectónica del borde oriental del Bloque de San Rafael. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 270-276.
- CISNEROS, H., ORMEÑO, P. y BASTÍAS, H., 1989. Fallas cuaternarias en el sur mendocino y su posible relación con el sismo de 1929. 1° Reunión de Fallas Activas del NOA, Actas 1: 58-62, San Juan.
- COMÍNGUEZ, A.H. y RAMOS, V.A., 1990. Sísmica de reflexión profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-314.
- CORTÉS, J.M., 1993. El frente de corrimiento de la Cordillera Frontal y el extremo sur del valle de Uspallata, Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 168-178.
- CORTÉS, J.M., 1994. La segmentación tectónica de la depresión de Uspallata, Mendoza, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 18-22.
- CORTÉS, J.M., 1997. Estructura cuaternaria de las Hojas 3369-03 "Yalguaraz" y 3369-09 «Uspallata», provincias de San Juan y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, informe inédito, Buenos Aires.
- CORTÉS, J.M., 1998. Tectónica de desplazamiento de rumbo en el borde sur de la depresión de Yalguaraz, Mendoza, Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista :21 pgs., 5 figuras; en prensa.
- CORTÉS, J.M. y COSTA, C.H., 1993. La deformación cuaternaria pedemontana al norte de la pampa Yalguaraz, margen occidental de la Precordillera de San Juan y Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 241-245.
- CORTÉS, J.M. y COSTA, C.H., 1995. The Active Thrust Front of Mendoza Precordillera at Río de las Peñas, Argentina. Andean Thrust Tectonics Symposium, Program with Abstracts :7, San Juan, Argentina.
- CORTÉS, J.M. y COSTA, C.H., 1996. Tectónica cuaternaria en la desembocadura del río de Las Peñas, borde oriental de la Precordillera de Mendoza. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 225-238.
- CORTÉS, J.M. y SABBIONE, N., 1997. Evidencias de tectónica cuaternaria en la Depresión de Yalguaraz. Jornadas de comunicaciones científicas de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Resumen, 1 pg.
- CORTÉS, J.M. y SRUOGA, P., 1998. Zonas de fracturas cuaternarias y volcanismo asociado en el piedemonte de la Cordillera Frontal (34°30' LS), Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas, 2:116-121.
- CORTÉS, J.M., GONZÁLEZ BONORINO, G., KOUKHARSKY, M.L., BRODKORB, A., y PEREYRA, F., 1997a. Memoria y mapa geológico a escala 1:100.000 de la Hoja 3369-03 «Yalguaraz», provincias de Mendoza y San Juan. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Informe inédito, Buenos Aires.
- CORTÉS, J.M., GONZÁLEZ BONORINO, G., KOUKHARSKY, M.L., BRODKORB, A., y PEREYRA, F., 1997b. Memoria y mapa geológico a escala 1:100.000 de la Hoja 3369-09 «Uspallata», provincia de Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, informe inédito, Buenos Aires.
- COSTA, C., 1996. Atributos de las fallas cuaternarias de Argentina. Proyecto LLP 2-2. Informe inédito preliminar con mapa, 72 pgs, San Luis.
- COSTA, C.H., GARDINI, C.E., DIEDERIX, H. y CORTÉS, J.M., 1998. The Andean Thrust front at Sierra de las Peñas-Las Higuera, Mendoza, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, Abstract, 7 pgs, 5 figs., a entregar para su publicación.
- DELPINO, D.H., 1987. Erupciones basálticas a través de fracturas en el retroarco andino (35°-36° L.S.), Mendoza. Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 233-237.
- DESSANTI, R.N., 1942. Informe geológico de la zona del cerro de la Cal, río de las Peñas y Borbollón. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito), Buenos Aires.
- DESSANTI, R.N., 1973. Descripción geológica de la Hoja 29b Bardas Blancas (Mendoza). Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 139: 1-70.
- DEVIZIA, C., 1993. Yacimiento Piedras Coloradas - Estructura intermedia. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 3 -3 : 397-402.
- FERUGLIO, E., 1946. Sistemas orográficos de la Argentina. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA 4: 1-542, Buenos Aires.
- FIGUEROA, D. y FERRARIS, O.R., 1989. Estructura del margen oriental de la Precordillera mendocino-sanjuanina. 1° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 515-529, Mar del Plata.
- FOSSA MANCINI, E., 1936. Fallas actualmente activas en la sierra del Morado (Provincia de San Juan). Boletín de Informaciones Petroleras, 141: 65-138.
- FOSSA MANCINI, E., 1937. Una falla actualmente activa en las Lomas de Lunlunta. Boletín de Informaciones Petroleras 14(160): 99-112.
- FOSSA MANCINI, E., 1939. Vistas aéreas, fallas activas y temblores mendocinos. Boletín de Informaciones Petroleras 16 (179):45-78. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 27-35, Córdoba.
- FOSSA MANCINI, E., 1942. Algunas particularidades del sinclinal de Salagasta, Provincia de Mendoza. Museo de la Plata, Notas 7, Geología 18: 39-68.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1970. Rasgos morfológicos del área volcánica del Cerro Volcán Payún Matru (Provincia de Mendoza). Opera Lilloana 20: 1-102.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1972a. Descripción geológica de la Hoja 27d San Rafael, Provincia de Mendoza. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 132: 1-127.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1972b. Descripción geológica de la Hoja 30d Payún Matru, Provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 130: 1-88.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F. y FAUQUÉ, L., 1993. Geomorfología. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 1 - 17: 217-234.
- GOSEN, W. VON, 1992. Structural evolution of the Argentine Precordillera: The Rio San Juan section. Journal of Structural Geology, 14 (6): 643-667.
- GROEBER, P., 1944. Movimientos tectónicos contemporáneos y un nuevo tipo de dislocación. Notas del Museo de La Plata, Tomo 9, Geología N°33:363-375.
- GROEBER, P. y TAPIA A., 1926. Condiciones geológicas reinantes en la región del proyectado dique en la quebrada de Ullum (San Juan). Dirección Nacional de Geología y Minería. Publicaciones 25 y 26.
- HARRINGTON, H.J., 1944. Volcanes y Terremotos. Editorial Pleamar. Buenos Aires.
- HARRINGTON, H.J., 1971. Descripción geológica de la Hoja 22c, «Ramblón», provincias de Mendoza y San Juan. Subsecretaría de Minería, Boletín 114:1-81.
- HOLMBERG, E., 1976. Descripción geológica de la Hoja 32c, Buta Ranquil, provincia del Neuquén. Subsecretaría de Minería, Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 152: 1-89.
- INPRES, 1982. Microzonificación sísmica del valle de Tulum, provincia de San Juan. Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Resumen ejecutivo, San Juan.

- INPRES, 1985. El Terremoto de Mendoza, Argentina, del 26 de enero de 1985. Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Informe general, 137 pp
- INPRES, 1993. Estudio del peligro sísmico en el área de Malargue-cerro Chachao-Provincia de Mendoza-. Instituto Nacional de Prevención Sísmica, 24 pp, 8 figs., 1 mapa, CONEA inédito, San Juan.
- INPRES, 1995. Microzonificación sísmica del Gran Mendoza. Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Resumen Ejecutivo. Publicación Técnica N° 19, 269 pp, San Juan.
- JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., DAMANTI, J.F. y DRAKE, R.E., 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30-31°S, Andes Mountains. *Journal of Geology*, 101: 137-158.
- KADINSKY-CADE, K., REILINGER, R. y ISACKS, B., 1985. Surface deformation associated with the November 23, 1977, Cauce, Argentina, earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research*, 90:12.6911-12.700.
- KEIDEL, H., 1907. Über den Bau der Argentinischen Anden. Sitz.-Ber. K. Akad. Wissensch. Wien. Mathem. natw. Klasse. Bd.116. Abt.1.
- KOZLOWSKI, E.E., 1984. Interpretación estructural de la cuchilla de la Tristeza, provincia de Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 381-395.
- KOZLOWSKI, E.E., CRUZ, C., MANCEDA, R. y CONDAT, P., 1990. Estructuración distensiva en los Andes surmendocinos. Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 23-26.
- KOZLOWSKI, E.E., MANCEDA, R. y RAMOS, V.A., 1993. Estructura. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1-18: 235-256.
- LEGARRETA, L., KOKOGIAN, D.A. y DELLAPÉ, D.A., 1993. Estructuración terciaria de la Cuenca Cuyana: ¿cuánto de inversión tectónica?. *Asociación Geológica Argentina*, Revista 47(1) (1992): 83-86.
- LLAMBÍAS, E.J., 1966. Geología y petrografía del volcán Payún Matru. *Acta Geológica Lilloana* 8: 265-310.
- LOOS, P.A., 1907. Estudios de Seismología. Los movimientos sísmicos de Mendoza. *Anales de Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minas*. Tomo 3(1):3-38.
- LOOS, P.A., 1926. Los terremotos de 1920 en Costa de Araujo, Lavalle, La Central, Tres Portañas. *Observatorio Astronómico de la Universidad Nacional de La Plata*, Contribuciones Geofísicas 1 (2): 129-158.
- LOOS, P.A., 1928. El terremoto argentino-chileno del 14 de abril de 1927. *Observatorio Astronómico de la Universidad Nacional de La Plata*, Contribuciones Geofísicas 2, (2): 67-106.
- LUKENHEIMER, D.F., 1930. El terremoto sudmendocino del 30 de Marzo de 1929. *Observatorio Astronómico de la Universidad Nacional de La Plata*, Contribuciones Geofísicas 3 (2): 86-167.
- MARTOS, L.M., 1987a. Evidencias de movimientos neotectónicos en una terraza de edad holocena. La Rinconada, San Juan, República Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 263-265.
- MARTOS, L.M., 1987b. La neotectónica como control de la evolución del paisaje cuaternario. Pocitos, San Juan. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 275-278.
- MARTOS, L.M., 1993a. Evidencias de actividad tectónica en el Pleistoceno superior-Holoceno. Quebrada del Molino, Pocitos. San Juan, República Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 258-265.
- MARTOS, L.M., 1993b. Análisis morfo-estructural del sector de piedemonte del área Río Blanco - Pocitos, San Juan, República Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 266-269.
- MARTOS, L.M. y BASTÍAS, H.E., 1985. Análisis de un sector del sistema de fallamiento inverso de Precordillera oriental. 1° Jornadas sobre geología de Precordillera, Actas 1: 226-230. San Juan.
- MENDÍA, J. y VALENCIO, D., 1987. La cronología de los flujos lávicos del Volcán Payún-Matru. Simposio Internacional sobre Vulcanismo Andino, 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 228.
- MILANA, J.P. y DELENDATTI, G.L., 1992. Estructura profunda y mecánica de levantamiento de la sierra Chica de Zonda durante el Pleistoceno alto, utilizando análisis morfológico de terrazas aluviales (quebrada de Zonda, San Juan). Universidad Nacional de San Juan, Ciencias, Publicaciones Científico-Técnicas Año 1 (2) :7-19.
- MILANA, J.P. y ZAMBRANO, J.J., 1996. La cerrillada pedemontana mendocina: un sistema geológico retrocorrido en vías de desarrollo. *Asociación Geológica Argentina*, Revista 51 (4) : 289-303.
- NÚÑEZ, E., 1979. Descripción geológica de la Hoja 28d, Estación Soitúé, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Secretaría de Estado de Minería, Boletín 166: 1-67.
- ORTIZ, A. y ZAMBRANO, J.J., 1981. La provincia geológica Precordillera oriental. 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3: 59-74.
- PALMA, A., VELO, R., FUENTES, A., y CANTARAL, R., 1984. Presunta existencia de fallas activas en el borde oriental del Bloque de San Rafael. Provincia de Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 3:127-143.
- PAREDES, J.D., 1986. Geología del Cuaternario de la sierra Chica de Zonda, con especial consideración de la tectónica moderna, San Juan. Universidad Nacional de San Juan, Trabajo Final de Licenciatura, inédito.
- PAREDES, J. DE D., 1990. Pampa del Jarillal, una Cuenca transensiva en la Precordillera de San Juan, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 427-429.
- PAREDES, J. DE D., 1993. Geomorfología tectónica del borde occidental de la sierra del Tontal y su relación con la evaluación preliminar del peligro sísmico. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 6: 333-337.
- PAREDES, J. DE D. y BASTÍAS, H.E., 1987. Formas y rangos de alzamiento del sector norte de la Sierra Chica de Zonda. San Juan, República Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 279-282.
- PASINI, M.M., 1998. Estudio neotectónico del piedemonte noroccidental del cordón San Bartolo, Precordillera de Mendoza. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Departamento de Ciencias Geológicas. Trabajo final de Licenciatura. En preparación.
- PERUCCA, L.P., 1990. Sistema de fallamiento La Dehesa-Maradona-Acequión. San Juan. Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 431-434.
- PERUCCA, L.P. y TELLO, G.E., 1993. Actividad tectónica en la sierra de la Punilla. Consideraciones sobre su sismicidad. San Juan - La Rioja, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 252-257.
- PERUCCA, L.P. y TELLO, G.E., 1994. Neotectónica y aspectos geomorfológicos y sísmicos de las sierras de la Punilla y Volcán, San Juan- La Rioja, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 380-384.
- PERUCCA, L.P., SÁNCHEZ, A.J. y ULIARTE, E.R., 1990. Morfonotectónica en la zona norte del corredor tectónico Matagusan-Maradona-Acequión. San Juan. Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 435-438.
- PLOSZKIEWICZ, J.V., 1993. Yacimiento Tupungato. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 3 - 4 : 391-396.
- POLANSKI, J., 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio Economía, Instituto Investigaciones económicas y tecnológicas. Cuadernos de investigaciones y estudios, 4: 4-10, Mendoza.
- POLANSKI, J., 1958. El bloque varisco de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Asociación Geológica Argentina*, Revista 12 (3) (1957): 165-193.
- POLANSKI, J., 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano, entre los ríos Diamante y Mendoza. *Asociación Geológica Argentina*, Revista 17 (3-4) (1962): 127-349.
- POLANSKI, J., 1964. Descripción geológica de la Hoja 25a Volcán San José, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 98: 1-94.
- PORTA, R.E., 1993. Yacimientos La Ventana y Vacas Muertas- Punta de las Bardas-Río Viejas- Gran Bajada Blanca. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 3 - 12 : 431-435.
- QUARTINO B.J., ZARDINI, R.A. y AMOS, A.J., 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal - Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina*, Monografía N°1: 1-184.
- REGAIRAZ, A.C., 1962. Importancia de algunos rasgos geomorfológicos del presente y del pasado en Mendoza y su vinculación con recursos naturales energéticos. *Universidad Nacional de Cuyo*, Boletín de Estudios Geográficos, 9 (37):151-169, Mendoza.
- REGAIRAZ, A.C., 1979. Relaciones entre tectónica y trazado de la red de drenaje superficial (Zona Huayquerías de Tunuyán, Mendoza). 6° Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca, 1975), Actas 2: 431-448.
- REGAIRAZ, A.C. y BARRERA, R.O., 1975. Formaciones del Cuaternario, unidades

- geomorfológicas y su relación con el escurrimiento de las aguas en el piedemonte de la Precordillera. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 47 (suplemento): 5-20.
- REGAIRAZ, A.C. y VIDELA LEANIZ, J.R., 1967. Nueva concepción acerca de la irregular distribución del petróleo en sedimentos del Víctor Claro, Vacas Muertas y Punto de las Bardas, Mendoza. 3° Jornadas Geológicas Argentinas (Salta, 1963), Actas 3:285-303.
- REGAIRAZ, A.C. y ZAMBRANO, J.J., 1991. Unidades morfoestructurales y fenómenos neotectónicos en el norte de la provincia de Mendoza (Andes centrales argentinos entre 32° y 34° de latitud sur). En *Südamerika: Geomorphologie und Paläoökologie im Jüngerer Quartär*. Bamberger Geographische Schriften, Band 11: 50-67, Bamberg.
- RODRÍGUEZ, E.J. y BARTON, M., 1990. Geología del pie de monte al oeste de la ciudad de Mendoza. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 460-463.
- ROLLERI, E.O. y FERNÁNDEZ GARRASINO, C., 1979. Comarca septentrional de Mendoza. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Segundo Simposio Geología Regional, Academia Nacional de Ciencias 1: 771-809, Córdoba.
- RUIZ, F., SISTERNA, J. y PONTI, N., 1994. Detección y análisis en el tiempo de las deformaciones en el fallamiento La Laja-San Juan-Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 154-158, Concepción.
- SANTIESTEVEAN, P., 1993a. Yacimiento Ugarteche. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 3 - 7: 413-414.
- SANTIESTEVEAN, P., 1993b. Yacimiento Cruz de Piedra-Lunlunta. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 3 - 8: 415-418.
- SANTIESTEVEAN, P., 1993c. Yacimiento Barrancas. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 3 - 9: 419-422.
- SMALLEY, R.F., 1988. Two earthquakes studies; (1) Seismicity of the Argentina Andean Foreland and (2) A renormalization group approach to earthquakes mechanics. Ph. Doctor Dissertation, Cornell University, Ithaca, New York, 174 pp. (inédito).
- SMALLEY, R.F. e ISACKS, B.L., 1990. Seismotectonics of thin and thick-skinned deformation in the Andean foreland from local network data: evidence for a seismogenic lower crust. *Journal of Geophysical Research* 95: 12487-12498.
- STAPPENBECK, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Ministerio de Agricultura, Anales, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 4 (3), Buenos Aires.
- STERN, CH.R., AMINI, H., CHARRIER, R., GODOY, E., HERVÉ, F. y VARELA, J., 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Yaucha and Río Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile* 23: 39-52.
- STIPANICIC, P.N., 1947. Estudio geológico, estratigráfico y tectónico de la Precordillera al E. del río de los Patos, en Sorocayense (prov. de San Juan). Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Tesis inédita.
- STIPANICIC, P.N. y LINARES, E., 1975. Catálogo de edades radiométricas determinadas para la República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria) 3: 1-42.
- TELLO, G.E., 1994. Fallamiento cuaternario y sismicidad en el piedemonte cordillerano de la provincia de Mendoza. Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 380-384, Concepción.
- TELLO, G.E. y PERUCCA, L.P., 1993. El sistema de fallamiento de Precordillera oriental y su relación con los sismos históricos de 1944 y 1952, San Juan, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 246-251.
- TOUBES, R.O. y SPIKERMANN, P.J., 1979. Nuevas edades K/Ar para la sierra Pintada, provincia de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista 34 (1): 73-79, nota breve.
- TRIEP, E.G., 1987. La falla activada durante el sismo principal de Mendoza de 1985 e implicaciones tectónicas. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 199-202.
- ULIARTE, E.R. y GIANNI, S.L. DE, 1982. Fenómenos de Neotectónica en la provincia de San Juan, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología. Argentina. Actas 4:265-279.
- ULIARTE, E., PERALTA, S. y MASRAMÓN, E., 1985. Fenómenos de neotectónica en la quebrada del Palque de Pachaco, Precordillera de San Juan. 1° Jornadas sobre Geología de Precordillera, Acta 1: 243-246, San Juan.
- ULIARTE, E., BASTÍAS, H. y RUZYCKI, L., 1987. Morfología y neotectónica en el cerro La Chilca, Pedernal, provincia de San Juan, Argentina. 10° Congreso Argentino de Geología, Actas 1: 227-230.
- VALENCIO, D., LINARES, E. y CREER, K.M., 1970. Paleomagnetismo y edades geológicas de algunos basaltos terciarios y cuaternarios de Mendoza y Neuquén. 4° Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza, 1969), Actas 2: 397-415.
- VALENCIO, D.A., LINARES, E., VILAS, J.F. y NABEL, P.E., 1979. Edades magnéticas y radiométricas de algunas magmatitas cenozoicas de las provincias de Neuquén y Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista 34 (1): 36-41.
- VINCIGUERRA, P. y YAMÍN, M., 1998a. Mapa de estructuras cuaternarias de la provincia de San Juan a escala 1:500.000. Informe inédito, Universidad Nacional de La Plata.
- VINCIGUERRA, P. y YAMÍN, M., 1998b. Mapa de estructuras cuaternarias de la provincia de La Rioja a escala 1:500.000. Informe inédito, Universidad Nacional de La Plata.
- VOLKHEIMER, W., 1978. Descripción geológica de la Hoja 27b Cerro Sosneado, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 151: 1-80.
- VOLPONI, F., 1976. El riesgo sísmico en el territorio argentino. *Anales de la Sociedad Científica Argentina, Serie 2, Ciencias Aplicadas*, 42: 37-44.
- WHITNEY, R., 1983. Faulting and tectonics in the San Juan Province, Argentina. Mackay School of Mines, University of Nevada, Reno, USA. Trabajo no publicado.
- WHITNEY, R.A., 1990. Trenching of active faults in the San Juan Province of west-Central, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 445-446.
- YRIGOYEN, M.R., 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1-11: 123-148.
- ZAPATA, T.R. y ALLMENDINGER, R.W., 1993. Central and Eastern Precordillera in the Jáchal area: the interaction of two systems of opposing vergence. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 149-159.
- ZAPATA, T.R. y ALLMENDINGER, R.W., 1997. Evolución de la deformación del frente de corrimiento de la Precordillera, provincia de San Juan. Asociación Geológica Argentina, Revista 52 (2): 115-131.
- ZÖLLNER, W., 1950. Observaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina. Zona de Barreal. Asociación Geológica Argentina, Revista 5 (3): 111-126.

Recibido: agosto 1999

2. TECTÓNICA CUATERNARIA

B) TECTÓNICA CUATERNARIA EN LAS SIERRAS PAMPEANAS

Carlos H. Costa

MARCO DESCRIPTIVO

Las Sierras Pampeanas constituyen el antepaís fragmentado del orógeno andino, cuya extensión latitudinal es coincidente con el desarrollo del segmento de subducción subhorizontal de la placa de Nazca (Jordan et al., 1983, Jordan y Allmendinger, 1986). La información recogida hasta el presente, sugiere que los episodios tectónicos que caracterizaron la evolución neógena de los Andes Centrales (Ramos y Cortés, 1993), alcanzaron en forma más atenuada también a esta región. Esto indica que las deformaciones andinas se han distribuido en un amplio sector de la intraplaca, reconociéndose sus efectos en regiones ubicadas a más de 700 km de la posición actual de la fosa oceánica. Sin embargo la cronología de estas deformaciones es menos conocida que en el orógeno andino, resultando difícil discriminar en la mayoría de los casos las estructuras cuaternarias, de aquellas tardío cenozoicas. Criado Roqué et al. (1981) distinguieron en el sector austral de la región tres fases de deformación, expresadas mediante fallamiento y levantamiento de bloques, y las correlacionaron con las fases Pehuénchica, Quéchuica y Diaguítica, tal como fueron definidas en el orógeno andino (Ramos y Ramos, 1978; Yrigoyen, 1979). La última de ellas, ubicada en el intervalo Plioceno-Pleistoceno, constituyó el evento de deformación y levantamiento principal de los bloques pampeanos.

Las exposiciones de las deformaciones cuaternarias en las Sierras Pampeanas son aisladas y de escasa extensión areal. La ubicación temporal de la gran mayoría de ellas no tiene mayor precisión que el conocimiento estratigráfico de las unidades sedimentarias modernas, el cual es incipiente o incompleto. Usualmente, las estructuras cuaternarias han sido descritas como tales por la vinculación de los depósitos deformados con sedimentos cuaternarios típicos y/o con geformas modernas (abanicos aluviales, barreales, etc.).

La geometría de las deformaciones expresa el estilo de la tectónica andina regional; vale decir fallas inversas generalmente buzantes al este, ubicadas marginalmente a bloques levantados y basculados del basamento cristalino durante la orogenia andina. Estas fallas parecen ser reactivaciones de fracturas preexistentes y en la gran mayoría de los casos están controladas por las anisotropías de la estructura interna del basamento.

Costa (1996a) destacó algunos aspectos que dificultan el reconocimiento de las estructuras cuaternarias en el piedemonte serrano de las sierras de San Luis y Comechingones (provincias de San Luis y Córdoba), tales como: a) Las características geométricas del fallamiento inverso. Esto determina que los planos principales de las fallas se encuentren sepultados por depósitos aluviales o coluviales y que solo sean visibles en quebradas con impor-

tante entallamiento o en exposiciones artificiales; b) Tasas de erosión y/o sedimentación generalmente mayores que las tasas de deformación, lo cual enmascara tanto la expresión morfológica del fallamiento cuaternario como el verdadero grado de actividad tectónica.

A su vez, los factores que obstaculizan el análisis de las deformaciones cuaternarias están comúnmente referidos a la compleja historia de movimientos previos de las fallas cuaternarias y a la ausencia en el labio elevado de los materiales cuaternarios fallados. Esto último dificulta establecer con precisión la magnitud del desplazamiento cuaternario, tasa de movimiento y eventos sísmicos asociados al desplazamiento total. A su vez, las dificultades para determinar una cronoestratigrafía neógena confiable atentan también contra la precisión de los resultados.

Existen varios reportes sobre terremotos ocurridos durante el presente siglo (Olsacher, 1935; Groeber y Cappeletti, en Gez, 1938; Lambert, 1947; Volponi et al., 1978). La presencia de rupturas superficiales asociadas a la fuente sísmica ha sido documentada en la falla de Ampacama-Niquizanga, ubicada en el sureste de la sierra de Pie de Palo (provincia de San Juan), como consecuencia del sismo Ms 7.4 del 23-11-1977 con epicentro cercano a la localidad de Caucete (Volponi et al., 1978). Mingorance (1991) postuló, basado en rasgos morfológicos, que la falla Sampacho (Las Lagunas) en la provincia de Córdoba experimentó un desplazamiento vertical de 0,25 m durante el evento M 6.0 de 1934. A su vez, evidencias paleosismológicas que sugieren la ocurrencia de rupturas superficiales prehistóricas, fueron reconocidas en la falla El Molino (sierra de Comechingones) (Costa et al., 1992, 1994; Costa y Vita Finzi, 1996; Murillo, 1996).

ANTECEDENTES

Existen muy pocos trabajos que hayan enfocado a las deformaciones cuaternarias o recientes como tópico central o donde las mismas hayan sido discriminadas de las deformaciones neógenas o tardío cenozoicas en sentido amplio. González Bonorino (1950) propuso un marco conceptual para la comprensión de las deformaciones andinas, pero probablemente corresponde a Schlagintweit (1954) la primera descripción de una deformación cuaternaria asociada a la falla Potrero de Garay, en el valle de Calamuchita (Córdoba). También en la misma sierra, Lencinas y Timonieri (1968) y Massabie (1976) documentaron la presencia de deformaciones cuaternarias.

El primer informe sobre las fallas activas del territorio nacional fue elaborado por Amos et al. (1981), quienes presentaron un inventario de las deformaciones recientes. En este trabajo pionero se citan varias fallas ubicadas en las

Sierras Pampeanas. Castano y Bastías (1981) realizaron una semblanza de los aspectos sismotectónicos de esta región. Un análisis similar fue efectuado por Massabie (1987) para las sierras de Córdoba.

En la última década varias contribuciones han reportado la presencia de deformaciones cuaternarias en esta región, información incorporada por Costa (1996b) en el Inventario y Mapa de Deformaciones Cuaternarias de Argentina, como parte del Proyecto ILP II-2 “*World Map of Major Active Faults*”.

PRINCIPALES ESTRUCTURAS

La mayor cantidad de deformaciones cuaternarias observadas, corresponde al sector meridional de las Sierras Pampeanas. A los fines descriptivos, su ocurrencia se agrupará dentro del ámbito de las Sierras Pampeanas Septentrionales, Occidentales y Meridionales (Figura 34).

Sierras Pampeanas Septentrionales

Se destaca en esta región la *falla Aconquija* (Figura 34A), ubicada en el faldeo occidental de la sierra homónima (provincias de Catamarca y Tucumán), a lo largo de la cual fueron reconocidas escarpas en abanicos aluviales, bajadas y terrazas cuaternarias. Se ha mencionado también que la sismicidad prehistórica asociada a la falla Aconquija fue el mecanismo disparador de avalanchas de rocas, con desarrollo de sismitas representativas de varios eventos paleosísmicos (Fauqué y Strecker, 1987, 1988; Strecker et al., 1987; Hermanns et al., 1997). Esta estructura ha sido caracterizada como una falla inversa de alto ángulo e inclinación al naciente.

En el interior de la sierra de Aconquija también fueron descriptos corrimientos locales con movimientos cuaternarios (González y Barreñada, 1993).

Sierras Pampeanas Occidentales

En el faldeo suroriental de la sierra de Pie de Palo (provincia de San Juan) se localiza la *falla Ampacama-Niquizanga* (Figura 34B), único ejemplo conocido de deformaciones superficiales vinculadas con sismos históricos (Volponi et al., 1978; INPRES, 1982; Bastías, 1985, 1986; Bastías et al., 1990; Kadinsky-Cade et al., 1985; Reilinger y Kadinsky-Cade, 1985). El trazo de esta falla está caracterizado por escarpas rectilíneas de aproximadamente 10 km de longitud, con dirección nornordeste y algo discontinuas. Según Bastías (1985), dichas escarpas corresponden a fallas de carácter inverso. Nivelaciones efectuadas en la zona de falla con posterioridad al sismo del 23-11-1977 con epicentro en Caucete indican la existencia de una elevación de 0,30 m promedio del labio este de la falla (Volponi et al., 1978). Las evidencias de deformaciones cuaternarias asociadas a esta estructura están constituidas por una zona angosta de escarpas que miran al noroeste y que pueden reconocerse por una longitud de 60 km (Volponi et al., 1978, INPRES, 1982). Observaciones de campo de Whitney, citadas por Kadinsky-Cade et al. (1985) respecto al fallamiento resultante del sismo de Caucete, destacan la

presencia de grietas tensionales y corrimientos afectando a sedimentos recientes.

Las características cinemáticas de la fuente sismogénica principal han sido ampliamente discutidas (Kadinsky-Cade et al., 1985; Smalley et al., 1993), existiendo acuerdo que la misma está asociada a una falla inversa ciega cuyo sector de ruptura principal estuvo ubicado a 17 km de profundidad. Por esta razón, las deformaciones reconocidas en superficie no expresan en forma directa la geometría ni el desplazamiento total de la fuente responsable del evento sísmico principal (*main shock*).

Puede reconocerse una topografía anómala del piedemonte de la sierra de Pie de Palo, particularmente visible en su sector suroeste, donde sectores ocupados por barreales holocenos, muestran actualmente una cota más elevada que la de la unión serranía-piedemonte. Esta situación puede ser atribuida a una importante tasa de levantamiento que genera una descompensación isostática y da lugar a un fenómeno de “*peripheral bulge*” (Ramos, 1995, comunicación personal.).

En el extremo norte de la sierra ha sido reportada la existencia de otra deformación cuaternaria denominada *falla Pajaritos* (INPRES, 1982, Bastías, 1985).

En el margen suroccidental de la sierra de La Huerta-Valle Fértil (provincia de San Juan) se ha reconocido la presencia de la denominada *falla Las Chacras* (Figura 34C), caracterizada por escarpas rectilíneas que afectan geofomas pedemontanas cuaternarias y generan desplazamientos del drenaje, atribuyéndose a esta estructura un desplazamiento cuaternario de tipo inverso con componente dextral (INPRES, 1982; Bastías, 1985; Bastías et al., 1990; Pérez et al., 1997). Estos autores estimaron también que en el extremo sur de la sierra los desplazamientos de geofomas pleistocenas asociadas a la misma, alcanzan a 25 metros. En opinión de Kadinsky-Cade et al. (1985), parte de la actividad sísmica vinculada al sismo de Caucete estuvo también relacionada con esta estructura.

Sierras Pampeanas Meridionales

Las principales deformaciones cuaternarias están en su gran mayoría vinculadas con las estructuras marginales de las sierras de San Luis, Comechingones y Chica de Córdoba. A lo largo de estas fallas se han reconocido corrimientos del basamento cristalino afectando a sedimentos del ambiente pedemontano.

La *falla de San Luis* (Figura 34D) constituye el frente de levantamiento andino de la sierra homónima y sus últimos movimientos afectan a depósitos coluviales y aluviales, en los que el plano de falla inclina 30°E/45°E (Costa, 1989; 1992; 1993; 1994; Roccasalvo, 1992). Han sido mencionados también abovedamientos de la cobertura aluvial cuaternaria, presumiblemente vinculados con la propagación de corrimientos ciegos (Costa, 1992; 1993; 1994).

Según González Díaz et al. (1997), las avalanchas de rocas reconocidas en las inmediaciones de la localidad de San Francisco fueron inducidas por eventos sísmicos cuaternarios.

En el extremo sur de la sierra, existen deformaciones cuaternarias asociadas localmente a fallas normales (Zencich, 1988; Cortés y Costa, 1991; Costa, 1992; Costa y Cortés, 1993).

En la sierra de Comechingones (provincias de San Luis y Córdoba), las deformaciones cuaternarias aparecen vinculadas con un ramal secundario de la *falla de Comechingones*,

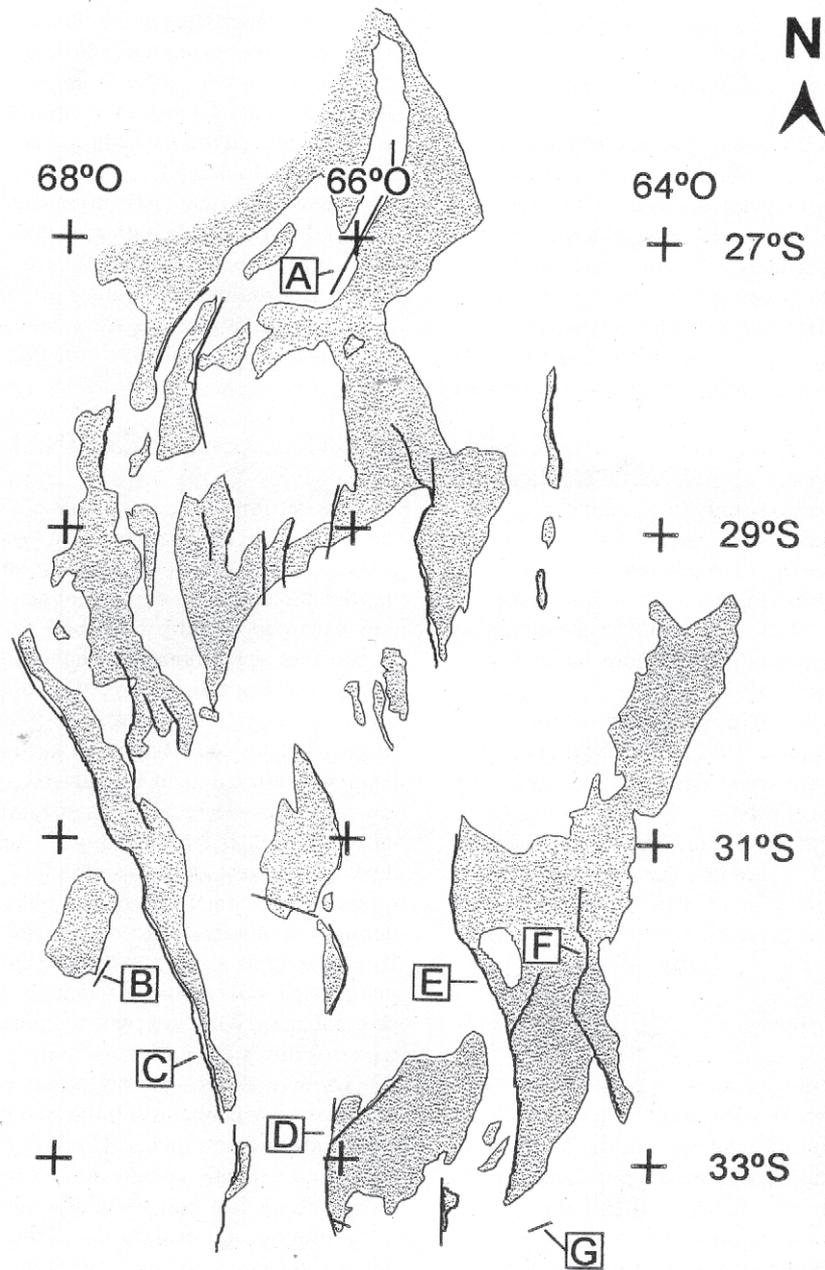


Figura 34. Esquema general mostrando la posición de las estructuras andinas mayores en la región de las Sierras Pampeanas, con la localización de las principales fallas referidas en el texto. A. falla Aconquija; B. falla Ampacama-Niquizanga; C. falla Las Chacras; D. falla San Luis; E. falla Comechingones; F. falla Sierra Chica; G. falla Las Lagunas.

denominado *falla El Molino* (Figura 34E). En las cercanías de la localidad de Merlo, el basamento cristalino sobrecorre con un ángulo de 45°E a depósitos aluviales y coluviales holocenos (Costa et al., 1992; 1994; Murillo, 1996). La información cronológica obtenida indica que se ha verificado allí un desplazamiento mínimo de 2,10 m en el último milenio, distribuido en por lo menos dos eventos. Esto pudo haber estado asociado a sismos prehistóricos con generación de ruptura superficial (Costa y Vita-Finzi, 1996).

El otro accidente neotectónico importante de las sierras de Córdoba es la *falla de la Sierra Chica* (Figura 34F), localizada en el borde occidental de la sierra homónima y constituyendo a la vez el límite oriental de las depresiones de

Punilla y Calamuchita (Córdoba). Esta falla está integrada por un conjunto de secciones con diseños levemente cóncavos al este y rumbo general nornordeste. Su trazo es bastante continuo durante por lo menos 150 km, pero las deformaciones cuaternarias sólo han sido documentadas en forma aislada. Las deformaciones recientes descritas están siempre asociadas con corrimientos del basamento sobre sedimentos asignados al Cuaternario, cuyas inclinaciones varían entre 45° y 60°.

Las diferentes secciones de la falla de la Sierra Chica han sido individualizadas de norte a sur como *falla Cosquín* (Gross, 1948; Lencinas y Timonieri, 1968; Massabie, 1976; 1987; Massabie y Szlafstein, 1991; Kraemer y Martino,

1993), *falla Carlos Paz* (Massabie y Szlafstein, 1991), *falla Potrero de Garay-San Pedro* (Schlagintweit, 1954; Massabie, 1987; Massabie y Szlafstein, 1991; Szlafstein, 1991) y *falla Santa Rosa* (Baraldo et al., 1980; Massabie, 1987; Kraemer et al., 1988; Wagner-Manslau, 1988; Massabie y Szlafstein, 1991).

En las sierras de Córdoba han sido descriptas también otras fallas inversas con evidencias de movimientos cuaternarios, tales como la *falla de Nono* (valle de San Alberto, en la región de Traslasierra) y la *falla Sierra Baja de San Marcos* (noroeste de la sierra Grande de Córdoba). La falla de Nono registra al menos un episodio de movimiento en el Pleistoceno superior (Kraemer et al., 1993), mientras que la segunda de ellas pone en contacto tectónico a las rocas del basamento cristalino con sedimentos cuaternarios (Massabie, 1976; 1987; Massabie y Szlafstein, 1991).

En el ambiente de la llanura pampeana en las cercanías de la localidad de Sampacho (provincia de Córdoba), se reconoce un juego de escarpas muy bien impuestas en los sedimentos loessoides holocenos, correspondientes al *Sistema de Fallas de Sampacho*. Este sistema está constituido por las *fallas Las Lagunas* (Figura 34G) y *Sampacho*. El trazo de la falla principal (Las lagunas) tiene una dirección nordeste y controla la disposición de cuerpos lagunares. El bloque elevado corresponde al sector sureste y su trazo se reconoce mediante escarpas en los depósitos loessoides por espacio de 24 km (Mingorance, 1991). Esta falla se considera asociada al terremoto que causó daños considerables a la localidad de Sampacho el 11-06-1934 (Olsacher, 1935; Volponi, 1976; Sagripanti, en Costa, 1996b; Sagripanti et al., 1997). Mingorance (1991) indicó que como consecuencia de este evento, se originó una nueva escarpa de 0,25 m ubicada en la base de la escarpa principal, con una longitud de 8 kilómetros.

Otras estructuras cuaternarias

Existen también otras menciones de deformaciones cuaternarias en las Sierras Pampeanas, la mayoría de las cuales han sido citadas en la contribución de Amos et al. (1981). Entre ellas pueden mencionarse en Catamarca a la *falla del Cerro Mojón*, cerca de Belén (Ruiz Huidobro, 1974) y *falla del oeste de la sierra de Ambato* (Socic, 1963). González Díaz (1974) también mencionó deformaciones

cuaternarias en este flanco serrano, al oeste de la quebrada de La Cébila. Bastías et al. (1995) identificaron a su vez deformaciones cuaternarias en el flanco oriental de la sierra de Ambato, tales como la *falla Chumbicha*, vecina a la localidad homónima y la *falla Pipanaco*, ubicada en el margen oriental del salar del mismo nombre. Furque (1963) y Gentili (1972) reconocieron estructuras modernas en la región de Villa Unión (La Rioja).

Mirré (1976) mencionó la presencia de una falla moderna al sur de la localidad de Astica, en la sierra de Valle Fértil (San Juan). En el sector limítrofe entre esta provincia y la de Mendoza, Comínguez y Ramos (1990) reportaron deformaciones cuaternarias en la zona del cerro Salinas, ya en las inmediaciones del ambiente precordillerano.

CONSIDERACIONES FINALES

Las deformaciones asignadas al Cuaternario en la región de las Sierras Pampeanas están asociadas con las fallas responsables de los levantamientos andinos de estas morfoestructuras. Las expresiones en el relieve se relacionan con escarpas o deformaciones de la cobertura aluvial pleistocena, generalmente aisladas y discontinuas. Su reconocimiento macroscópico resulta difícil cuando las mismas están definidas por corrimientos de basamento cristalino sobre depósitos cuaternarios. Los escasos registros sísmicos, históricos o instrumentales, sugieren que estas fallas presentan intervalos de recurrencia mayores que las estructuras cuaternarias de la región andina, lo cual es una característica del fallamiento moderno de intraplaca. Por esta razón se torna indispensable conocer el registro paleosísmico de estas fallas durante el Cuaternario, así como su capacidad sismogénica. Esto es debido a que su impacto en la caracterización del peligro sísmico regional no puede ser adecuadamente evaluado mediante el corto intervalo temporal que proporcionan los registros históricos e instrumentales (Costa, 1996a).

Durante el presente siglo han ocurrido varios sismos destructivos vinculados a fallas con recurrencia prolongada en regiones de intraplaca (Crone y Machette, 1995). Debe recordarse en este sentido que en la región de las Sierras Pampeanas existe mayor cantidad de población y obras de infraestructura que en todo el piedemonte andino comprendido en el mismo segmento latitudinal.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO .

- AMOS, A., CALIGARI, R. y SICHES, C., 1981. Las fallas activas en la República Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 235-242, Buenos Aires.
- BARALDO, J., PERUCCA, J., REGAIRAZ, A. y PUIGDOMENECH, H., 1980. Neotectónica del embalse Río Tercero, Provincia de Córdoba. Seminario sobre aspectos de seguridad en relación con el emplazamiento de centrales nucleares. Buenos Aires, Argentina. Universidad Nacional de San Juan, Informe Inédito.
- BASTÍAS, H., 1985. Fallamiento cuaternario en la región sismotectónica de Precordillera, San Juan, Argentina, Universidad Nacional de San Juan, Tesis Doctoral, inédita, 160 pp.
- BASTÍAS, H., 1986. Guía de campo. Reunión conjunta IGCP 202-206. San Juan, Argentina, Universidad Nacional de San Juan, 37 pp.
- BASTÍAS, H., ULIARTE, E., PAREDES, J., SÁNCHEZ, A., BASTÍAS, J., RUZYCKI, L. y PERUCCA, L., 1990. Neotectónica de la provincia de San Juan. 11° Congreso Geológico Argentino, Relatorio : 228-244.
- BASTÍAS, H., PAREDES, J., PERUCCA, L., y TELLO, G., 1995. Mapa neotectónico preliminar de la Republica Argentina. Escala 1:5.000.000. Sin texto, Universidad de Nacional San Juan, inédito.
- CASTANO, J. y BASTÍAS, H., 1981. Análisis sismotectónico y su aplicación a la estimación del peligro sísmico. INPRES Publicación Técnica N°7:1-42, San Juan.
- COMÍNGUEZ, A. y RAMOS, V., 1990. Sísmica de reflexión profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-314.
- CORTÉS, J. y COSTA, C., 1991. Tectónica extensional en el sector Potrero de los Funes-Las Chacras (extremo sur de la sierra de San Luis). 7° Reunión de Microtectónica Resúmenes: 4, Bahía Blanca.
- COSTA, C., 1987. Neotectónica de la Sierra Grande de San Luis: Resultados preliminares. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 255-258.
- COSTA, C., 1989. Remote sensing applied to neotectonics: Case studies in San Luis province, Argentina. Zeitschrift fur Geologische Wissenschaften, 17 (1s):25-36, Berlín.
- COSTA, C., 1992. Neotectónica del sur de la sierra de San Luis. Tesis Doctoral inédita, Universidad Nacional de San Luis, 390pp.

- COSTA, C., 1993. El frente de corrimiento de la Sierra de San Luis: 9° Reunión de Microtectónica Resúmenes: 8, San Luis.
- COSTA, C., 1994. The Neogene thrust front of the Sierra de San Luis, Pampean Ranges, Argentina. *Bulletin INQUA Neotectonics Commission*, 17:76, Estocolmo.
- COSTA, C., 1996a. Análisis neotectónico en las sierras de San Luis y Comechingones: Problemas y métodos. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 285-300.
- COSTA, C., 1996b. Atributos de la fallas cuaternarias de Argentina. Proyecto ILP II-2. Informe inédito preliminar con mapa. 72 pp, San Luis.
- COSTA, C. y CORTÉS, J., 1993. Tectónica extensional en el extremo sur de la sierra de San Luis. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 3:113-119.
- COSTA, C. y VITA-FINZI, C., 1996. Late Holocene intraplate faulting in the southeast Sierras Pampeanas, Argentina, *Geology*. 24: 1127-1130.
- COSTA, C., GARDINI, C., y GIACCARDI, A., 1992. Fallamiento moderno en la sierra de Comechingones, provincia de San Luis, 7° Reunión de Microtectónica, Resúmenes:7, S.C.de Bariloche.
- COSTA, C., MURILLO, M., VITA-FINZI, C. y GARDINI, C., 1994. Quaternary faulting and perspectives for paleoseismological studies in the southeastern Pampean Ranges, Argentina. En: Prentice, C., Schwartz, D. y Yeats, R. (Eds.): Workshop on Paleoseismology, U.S. Geological Survey Open-File Report 94-568:39-40, Menlo Park.
- CRUADO ROQUÉ, P., MOMBRÚ, C. y RAMOS, V., 1981. Estructura e interpretación tectónica. En: Yrigoyen, M. (Ed.): Geología de la Provincia de San Luis, 8° Congreso Geológico Argentino, Relatorio:155-192.
- CRONE, A. y MACHETTE, M., 1995. Paleoseismology and earthquakes in stable continental regions: Insights into long-term behavior of some intraplate seismogenic faults. En: Valensise, G. y Pantosti D. (Eds.): Workshop on Active faulting studies for seismic hazard assessment, Extended Abstracts, I.N.G., 138 pp, Roma.
- FAUQUÉ, L. y STRECKER, M., 1987. Rasgos de neotectónica y avalanchas de roca producidas por terremotos en la vertiente occidental de los Nevados del Aconquija, Provincia de Catamarca, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 219-222.
- FAUQUÉ, L. y STRECKER, M., 1988. Large rock avalanches deposits (Sturztröme, Sturztröms) at Sierra Aconquija, Northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Eclogae Geol. Helvetica*, 81: 579-592, Basel.
- FURQUE, G., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 17b, Guandaco (prov. de San Juan y La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín N° 92:1-104.
- GENTILI, C., 1972. Informe geológico de la Hoja 17c (Cerro Rajado) La Rioja. Servicio Geológico Nacional, Boletín 131:1-62.
- GEZ, J., 1938. Geografía de la Provincia de San Luis, I. Peuser, Buenos Aires.
- GONZÁLEZ, O. y BARREÑADA, O., 1993. Geología y estructura de las nacientes del Río Amaicha y El Infernillo, Provincia de Tucumán. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 72-81.
- GONZÁLEZ BONORINO, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 5:81-110.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1974. Superficies de erosión (abanicos rocosos) exhumados en el flanco occidental de la sierra de Ambato, al sur de la quebrada de La Cébila (La Rioja). *Asociación Geológica Argentina, Revista* 29:5-22.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E., FAUQUÉ, L., COSTA, C., GIACCARDI, A., DE PALOMERA, R., y PEREYRA, F., 1997. La Avancha de Rocas del Potrero de Leyes, Sierras Pampeanas Australes, Sierra Grande de San Luis, Argentina (32° 30'). *Asociación Geológica Argentina Revista* 52: 339-354.
- GROSS, W., 1948. Cuadro tectónico del valle de Punilla. *Asociación Geológica Argentina Revista*. 3:73-132.
- HERMANN, R., STRECKER, M., TRAUTH, M. y CLAEYS, P., 1997. Neotectonic and large rock avalanches in NW - Argentina (24°-27°30' S, 65°30'-67°30' W). *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 29,6:A-443, Boulder.
- I.N.P.R.E.S., 1982. Microzonificación sísmica del valle de Tulum, Provincia de San Juan: Resumen Ejecutivo, San Juan.
- JORDAN, T. y ALLMENDINGER, R., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina. A modern analogue of Rocky Mountains foreland deformation. *American Journal of Science*. 286:737-764.
- JORDAN, T., ISACKS, B., ALLMENDINGER, R., BREWER, J., RAMOS, V. y ANDO, C., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*. 94:341-361.
- KADINSKY-CADE, K., REILINGER, R. y ISACKS, B., 1985. Surface deformation associated with the November 23, 1977, Caucete, Argentina, earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research*, 90:12.691-12.700.
- KRAEMER, P. y MARTINO, R., 1993. La falla de la Sierra Chica. Cabalgamiento de basamento sobre una cuña sedimentaria imbricada. Cosquín, Córdoba. 9° Reunión de Microtectónica, Resúmenes: 11-12, San Luis.
- KRAEMER, P., MARTINO, R., GIAMBASTIANI, M. y SFRAGULLA, J., 1988. Análisis dinámico-cinemático preliminar de la falla de Santa Rosa, Depto. Calamuchita, Pcia. de Córdoba. 5° Reunión de Microtectónica, Acta:107-115, Córdoba.
- KRAEMER, P., TAUBER, A., SCHMIDT, C. y RAMÉ, G., 1993. Análisis cinemático de la 'falla de Nono': Evidencias de actividad neotectónica, valle de San Alberto, Provincia de Córdoba. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 277-281.
- LAMBERT, L., 1947. Informe sobre el sismo del 16 de Enero de 1947 en el valle de la Punilla (Córdoba), Ministerio de Industria y Comercio de la Nación, Informe inédito, Buenos Aires.
- LENCINAS, A. y TIMONIERI, A., 1968. Algunas características estructurales del valle de Punilla, Córdoba. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1:195-208.
- MASSABIE, A., 1976. Estructura cenozoica entre Charbonier y Cosquín, provincia de Córdoba. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:109-123.
- MASSABIE, A., 1987. Neotectónica y sismicidad en la región de Sierras Pampeanas Orientales, sierras de Córdoba, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:271-274.
- MASSABIE, A. y SZLAFSTEIN, C., 1991. Condiciones geomecánicas y edad del fallamiento neotectónico en las Sierras Pampeanas Orientales, Córdoba, Argentina. *Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería, Actas* 6: 154-168.
- MINGORANCE, F., 1991. Análisis y evaluación del tectonismo reciente asociado a la falla Sampacho, provincia de Córdoba, Argentina Central. *Revista Geofísica* 35:13-39, México.
- MIRRE, J., 1976. Informe geológico de la Hoja 19e (Valle Fértil), San Juan. Servicio Geológico Nacional, Boletín 147:1-70.
- MURILLO, M., 1996. Neotectónica del flanco occidental de la sierra de Comechingones, entre los arroyos Piedra Blanca y San Miguel (Pcia de San Luis). Universidad de Buenos Aires, Tesis de Licenciatura, inédita, 135 pp.
- OLSACHER, J., 1935. El terremoto de Sampacho (Provincia de Córdoba). *Revista Museo de Ciencias Naturales de Córdoba*: 1-52.
- PÉREZ, A., ASTORGA, A., MONLLOR, J. y ARAUJO, M., 1997. Relevamiento planialtimétrico-geológico de la falla Las Chacras, en la quebrada del Barro. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 210-214, Antofagasta.
- RAMOS, E. y RAMOS, V., 1978. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 771-786.
- RAMOS, V. y CORTÉS, J., 1993. Time constraints of the Andean deformation along the Central Andes of Argentina and Chile (32°-33° S Latitude). 2° International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts:233-236, Oxford.
- REILINGER, R. y KADINSKY-CADE, K., 1985. Earthquake deformation cycle in the Andean Back Arc, Western Argentina. *Journal of Geophysical Research*, 90:12701-12712.
- ROCCASALVO, R., 1992. Geología y estructuras Cenozoicas del sector comprendido entre el arroyo Rumi Huasi y Villa de la Quebrada, Oeste de la Sierra de San Luis, Argentina. Universidad Nacional de San Luis, Tesis de Licenciatura, 78 pp, inédita.
- RUIZ HUIDOBRO, O., 1974. Informe geológico de la Hoja 12c (Laguna Helada) Servicio Nacional Geológico Minero, Boletín 146:1-54.
- SAGRIPANTI, G., ORIGLIA, D. y CAMPANELLA, O., 1997. Catálogo de sismos (SOCRIV), Departamento de Río Cuarto, Córdoba, 1934-1997. Universidad Nacional de Río Cuarto, Informe Inédito, 5 pp.
- SCHLAGINTWEIT, O., 1954. Una interesante dislocación en Potrero de Garay (Valle de Calamuchita). Sierra Chica y Grande de la Pcia. de Córdoba. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 9: 135-154.
- SMALLEY, R., PUJOL, J., REGNIER, M., CHIU, J., CHATELAIN, J., ISACKS, B., ARAUJO, M. y PUEBLA, N., 1993. Basement seismicity beneath the Andean Precordillera thin-skinned thrust belt and implications for crustal and lithospheric behavior. *Tectonics*, 12:63-76.
- SOCIC, M., 1973. Informe geológico-económico de la Hoja 14e (Salar de Pipanaco). Servicio Nacional Geológico Minero, Boletín 137:1-47.
- STRECKER, M., BLOOM, A., MALIZZIA, D., CERVENY, P., BOSSI, G., BENSEL, C. y VILLANUEVA GARCÍA, A., 1987. Nuevos datos neotectónicos sobre las Sierras Pampeanas Septentrionales (26°-27°S). Re-

- pública Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:231-234.
- SZLAFSTEIN, C., 1991. Aspectos geológicos de los alrededores de Potrero de Garay (Provincia de Córdoba). Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura, inédito.
- VOLPONI, F., 1976. Riesgo sísmico en el territorio argentino. Sociedad Científica Argentina, Anales, Serie II, 42, Buenos Aires.
- VOLPONI, F., QUIROGA, M. y ROBLES, A., 1978. El terremoto de Caucete del 23 de noviembre de 1977. Instituto Sismológico Zonda, Universidad Nacional de San Juan, 81 pp, San Juan.
- WAGNER-MANSLAU, A., 1988. Estudio geológico-estructural del valle de Calamuchita entre Villa General Belgrano y Santa Rosa de Calamuchita, Provincia de Córdoba. Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura, inédito.
- YRIGOYEN, M., 1979. Cordillera Principal. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias 1:651-694, Córdoba.
- ZENCICH, S., 1988. Evolución morfotectónica tardío-cenozoica entre el cerro Valle de Piedra y la quebrada de Los Cóndores, Departamento Capital, San Luis. Universidad Nacional de Río Cuarto. Tesis de Licenciatura, inédita, 136 pp.

Recibido: octubre 1998