

CHILENIA: UN TERRENO ALOCTONO EN LA EVOLUCION PALEOZOICA DE LOS ANDES CENTRALES.

Victor A. Ramos**, Teresa E. Jordan**, Richard W. Allmendinger**, Suzanne M. Kay**,
José M. Cortes*, y Miguel A. Palma*,

* Servicio Geológico Nacional, Argentina.

** Universidad de Cornell, Ithaca, Estados Unidos.

RESUMEN

Se analiza la constitución geológica de los terrenos paleozoicos de los Andes Centrales entre los 30 y 32° de latitud de Argentina y Chile y sobre esta base se presenta un posible modelo de evolución tectónica. El margen continental del Gondwana estaba caracterizado durante el Paleozoico inferior por una secuencia de plataforma calcárea, que hacia el oeste pasaba transicionalmente a un ambiente de talud, que coincidía con la actual depresión Iglesia-Calingasta-Uspallata, donde se preservan remanentes obductados de corteza oceánica, que marcan una paleosutura entre el antiguo continente de Gondwana y un bloque alóctono hacia el oeste denominado "Chilenia". Como resultado de la subducción previa se instaló un arco magmático eopaleozoico en las Sierras Pampeanas occidentales asociado al magmatismo oclóyico. El cierre de la cuenca oceánica mediante colisión deformó los estratos eopaleozoicos de la región precordillerana produciendo los movimientos chánicos. Estos son responsables de la formación de la Protoprecordillera, que separa los depósitos continentales al este de los marinos al oeste de la misma. Un magmatismo de post-colisión produce el emplazamiento de diversos cuerpos graníticos en forma previa al nuevo ciclo de subducción establecido en el Devónico tardío-Carbónico temprano, en una posición coincidente con el actual margen pacífico. Como resultado de este nuevo ciclo de convergencia se inicia un intenso magmatismo de edad gondwánica, el que cubre discordantemente las secuencias paleozoicas y se expande hacia la región del antepaís desde el Carbónico al Triásico basal.

ABSTRACT

The Paleozoic terrains of the Central Andes in Argentina and Chile between 30 and 32°S are described and a possible model for their tectonic evolution is suggested. During the lower Paleozoic, the continental margin of Gondwana was characterized by a carbonate platform that was transitional to a slope environment to the west. This slope formed the eastern edge of the Iglesia-Calingasta-Uspallata depression and is now marked by obducted remnants of oceanic crust that indicate a Paleozoic suture between the ancient continent of Gondwana and an allochthonous block to the west called "Chilenia". Prior to the formation of the suture, a period of lower Paleozoic subduction resulted in the formation of a magmatic arc in the western Sierras Pampeanas and the associated oclóyico magmatism. The closure of the oceanic basin, produced by collision of Chilenia, deformed the lower Paleozoic strata and culminated with the chánicos movements and the formation of the Protoprecordillera. Post-collisional magmatism resulted in the emplacement of several granitic stocks near the suture zone. In the late Devonian-early Carboniferous, subduction was reinitiated to the west near the present Pacific margin. This new cycle of convergence resulted in an intense magmatism of Gondwana age that discordantly covered the Paleozoic sequences and migrated toward the east during the Carboniferous and early Triassic.

En los últimos años diversos investigadores han estudiado la posibilidad de que el margen suroccidental de América del Sur haya estado originado por la acreción de diferentes bloques alóctonos que hubieran colisionado en la presente o pasadas zonas de subducción de su margen activo fanerozoico. Si bien algunos autores han postulado la acreción de plateau oceánicos u otros bloques continentales durante el meso-cenozoico (Nur y Ben Avraham, 1977; Ben Avraham et al., 1981), el conocimiento detallado del margen pacífico de Sudamérica al presente permitiría descartar la acreción de bloques alóctonos por lo menos al sur de los 15° de latitud sur, durante la evolución ándica (post-jurásica) de la región (véase Coira et al., 1982; Dalziel, 1983).

Cuando se analiza el margen continental durante el ciclo gondwánico (Paleozoico superior a Triásico inclusive), se encuentran las primeras evidencias de terrenos exóticos incorporados a los complejos de subducción del Paleozoico superior. Si bien diversas evidencias permiten postular la presencia de estos terrenos (Helwig, 1973; Forsythe y Mpodozis, 1979; Mpodozis y Forsythe, 1983; Ramos, 1983), sus dimensiones son reducidas (400 por 25 km), mostrando que su participación no es significativa como proceso generador del margen neopaleozoico de la placa sudamericana (inferior al 5% del margen de los Andes Centrales y Australes).

Sin embargo, la evolución tectónica durante el ciclo famatíniano (Cámbrico a Devónico) indica la posibilidad de que importantes terrenos alóctonos fueron acrecionados al margen de la placa sudamericana durante el Paleozoico inferior a medio. Esta hipótesis está basada en: 1) La falta de traslape de las unidades sedimentarias del oeste argentino en la región fronteriza argentino-chilena, lo cual también es válido al norte en Bolivia y Perú; 2) La existencia de facies oceánicas y marinas relativamente profundas durante el Paleozoico inferior en el oeste argentino, Bolivia y Perú, ubicadas a más de 300 km al este del presente margen continental (Borrello, 1969; Martínez, 1980; Dalmayrac et al., 1980; Kay et al., 1984), y 3) Facies clásticas devónicas que, en la Precordillera, demuestran condiciones marinas relativamente profundas 300 km al este del margen continental (González Bonorino, 1975) y en Bolivia, fueron aparentemente originadas desde un bloque continental ubicado hacia el oeste (Megard, 1973; Isaacson, 1975). Los estratos carbónicos son los primeros que se extienden sobre esta discontinuidad eo- a mesopaleozoica.

Ha sido sugerido que el norte de Chile fue acrecionado al noroeste argentino y al suroeste de Bolivia mediante una zona de subducción que inclinaba hacia el este durante el Paleozoico inferior (Allmendinger et al., 1982). Este modelo está basado en la inferencia de que a los 26° de latitud sur, las turbiditas ordovícicas de la Puna son depósitos de cuenca de antearco, coetáneos con un arco magmático en la Faja Eruptiva, la cual marginaba hacia el este una cuenca marina de plataforma poco profunda (Coira et al., 1982; Allmendinger et al., 1982).

Las características regionales enunciadas indican que gran parte de Chile y una franja occidental de la Argentina podrían ser alóctonas, lo que indujo a los autores a examinar el marco tectónico del segmento de los Andes comprendido entre los 30 y 32° de latitud sur, dadas sus buenas exposiciones, su conocimiento geológico previo y su relativa accesibilidad. Las hipótesis elaboradas, si bien se apoyan en reconocimientos de campo efectuados por los autores, se basan en gran medida en los numerosos estudios geológicos y tectónicos previos existentes en esta región de los Andes.

Los modelos tectónicos elaborados son preliminares y tentativos, pero ellos sientan las bases para futuros trabajos sobre terrenos alóctonos en este segmento occidental de Sudamérica. En este trabajo se sugiere, basado en las relaciones espaciales, la petrología y la geocronología, que durante el Paleozoico inferior a medio el margen occidental de Sudamérica estaba ubicado en el borde oeste de la Precordillera actual. La cuenca oceánica de dimensiones desconocidas que se ubicaba hacia el oeste fue cerrada en forma previa al Carbónico, acrecionando la mayor parte de lo que ahora es Chile a Sudamérica. La polaridad de la subducción durante esta acreción fue aparentemente hacia el este como se infiere de la asimetría estructural paleozoica y de la presencia de numerosos intrusivos eopaleozoicos en las Sierras Pampeanas.

Sin embargo, una de las mayores limitaciones del modelo tectónico presentado es la falta de conocimiento de las posiciones originales de ciertas áreas en relación a otras. Durante la compleja deformación paleozoica tanto como durante la deformación andina sobreimpuesta, los desplazamientos laterales y un importante acortamiento pueden haber distorsionado considerablemente las relaciones espaciales originales. El modelo propuesto explica directamente sólo uno de los bordes de primer orden en la región, el límite entre la Cordillera Frontal y Precordillera. Los otros dos límites tectónicos de primer orden, el contacto abrupto entre basamento cristalino y estratos paleozoicos en el flanco oriental de las sierras de Villicum y Zonda y el lineamiento de la sierra de Valle Fértil (Baldis *et al.*, 1982), pueden haber sido afectados por desplazamientos laterales. Si estos desplazamientos han sido importantes, la comparación de la actividad en la Precordillera con su coetánea en las Sierras Pampeanas podría no ser válida. Los problemas tectónicos mayores que aún requieren posteriores estudios son, por ejemplo, el rol de la subducción oblicua y el fallamiento de rumbo a gran escala en este segmento de los Andes; la relación de las provincias tectónicas al norte de los 27° de latitud sur (Allmendinger *et al.*, 1982) con aquellas descritas en el presente segmento; y la naturaleza de "Chilenia" en forma previa a su acreción.

MARCO GEOLOGICO REGIONAL (30-32° latitud sur)

La transecta realizada abarcó desde la región cratónica central hasta el actual margen continental pacífico. A lo largo de ésta se han podido distinguir diversas provincias geológicas con mayor o menor participación de elementos eopaleozoicos o más viejos. Así el basamento cristalino precámbrico a estas latitudes sólo aflora bien expuesto en las Sierras Pampeanas, existiendo escasos remanentes en el sustrato de la Cordillera Frontal al sur del área estudiada (Polanski, 1958; Caminos *et al.*, 1979), y sólo evidencias indirectas en el área precordillerana. Las edades radiométricas obtenidas para las rocas metamórficas de Sierras Pampeanas oscilan entre 650 y 900 ma con valores esporádicos superiores a los 1000 ma en las facies granulíticas (Cingolani y Varela, 1975; Caminos *et al.*, 1982). En comparación las edades obtenidas en la Cordillera Frontal oscilan entre 500 ± 50 y 508 ± 30 ma (Caminos *et al.*, 1979), las que son consideradas edades mínimas de un evento metamórfico perteneciente al ciclo pampiano, que removilizó un probable sustrato precámbrico más antiguo.

En diversas áreas de la Precordillera, como ser en el cerro Blanco, Tocota, etc. se han observado rocas metamórficas como xenolitos de las rocas andesíticas de edad miocena (Leveratto, 1968). Estos esquistos micáceos y gneisses representarían un

basamento previo al Cámbrico, aunque no se descarta que pudieran representar metamorfitas relacionadas al arco magmático neopaleozoico.

En la Cordillera Principal, rocas leptometamórficas carbónicas constituyen el substrato visible de las secuencias mesozoicas, mientras que en la Cordillera de la Costa el substrato metamórfico de las plutonitas pérmicas arroja edades comprendidas entre 345 y 230 ma (Hervé *et al.*, 1974; Caminos *et al.*, 1982).

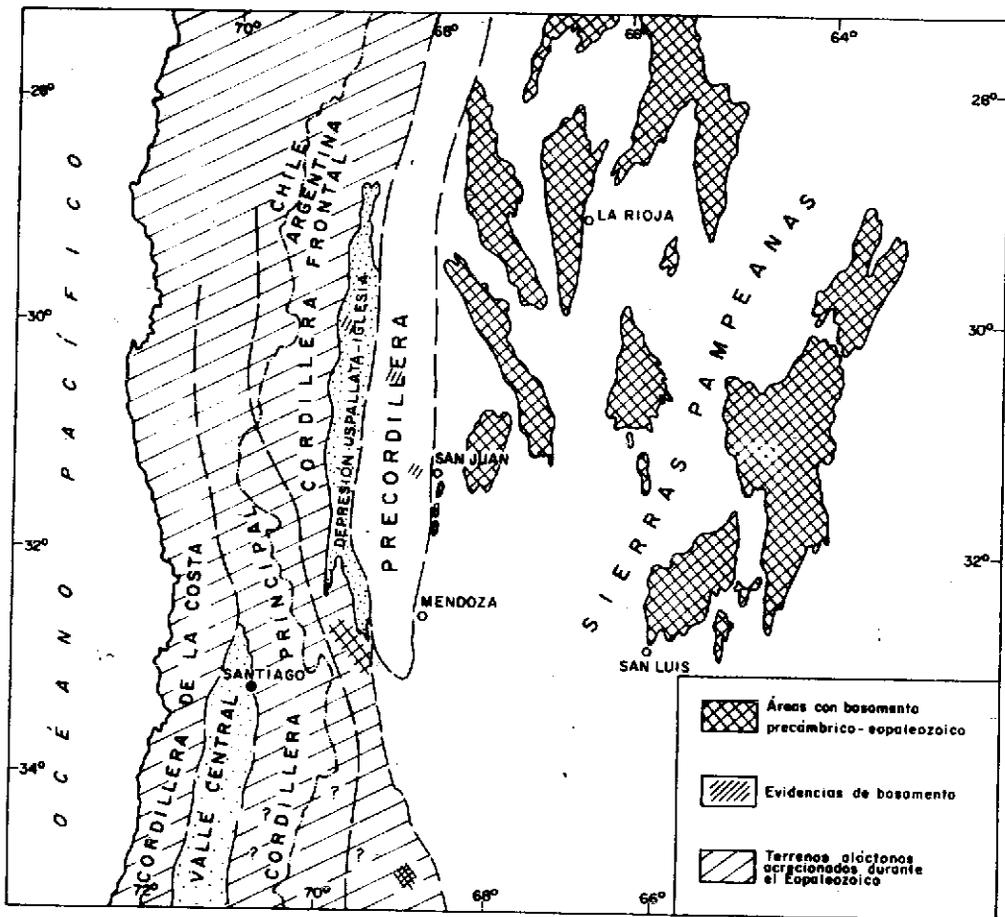


Figura 1: Mapa de ubicación del área estudiada donde se ilustran las diferentes provincias geológicas y las evidencias de un basamento en cada una de ellas.

Es en la Cordillera Frontal y en especial en la Precordillera donde están representadas en forma más completa las secuencias paleozoicas, por lo que para analizar su evolución se procederá a describir sus características geológicas y paleogeográficas principales. Su descripción ha sido ordenada en dos ciclos de deformación, el ciclo famatiniano y el gondwánico, para una mejor comprensión de su evolución tectónica.

El Ciclo Famatiniano

Sobre un substrato altamente deformado correspondiente al ciclo pampiano, transgreden sedimentitas cámbricas pertenecientes a un ambiente de plataforma proximal (Borrelli, 1969; Baldi *et al.*, 1982, Bordonaro, 1983). Estos depósitos cámbricos afloran exclusivamente en el borde oriental de la Precordillera Calcárea (Ortiz y Zambrano, 1981), des

de las sierras de Villicum y Zonda hasta la quebrada de San Isidro al oeste de Mendoza.

La figura 2 ilustra la extensión y desarrollo de estas facies calcáreas. Las rocas tremadocianas afloran más al oeste que las cámbricas, como demuestran los hallazgos fosilíferos en secuencias de esta edad al este de la sierra de Tantal (Cuerda *et al.*, 1983), aunque las secuencias correspondientes a este intervalo han resultado estériles en el borde oriental (Bordonaro, 1980, 1983).

La sedimentación durante el Ordovícico inferior es principalmente química, constituyendo una extensa plataforma calcárea en la que se reconocen facies de diferente energía sobrepuestas, que varían desde proximales cercanas a la línea de costa hasta facies más distales (Baldís y Beresi, 1981; Baldís *et al.*, 1982). En el Arenigiano alcanzan su máximo desarrollo correspondiendo a un período de alta estabilidad. Hacia el sector más interno occidental estas calizas engranan con facies de talud, donde se interdigitan rocas calcáreas con pelitas en la sierra de Tantal (Cuerda *et al.*, 1983). Más hacia el oeste, en el límite occidental de la Precordillera se desarrollan típicas facies de flysch entre la sierra de Yerba Loca, al norte de Rodeo hasta la región al sur de Calingasta (Borrello, 1969; Baldís *et al.*, 1982).

Las calizas y pelitas de la Formación Alojamiento de la región al este de Uspallata (facies homónima de Harrington, 1971), y su continuación al norte en las lutitas calcáreas de la sierra de La Invernada (Furque, 1982), son correlacionables a las facies de talud descritas por Cuerda *et al.* (1983). Con la sola excepción de altos estructurales como el de Las Aguaditas donde persiste la precipitación calcárea (Baldís *et al.*, 1982), la región precordillerana estuvo dominada por una sedimentación clástica en facies de pelitas negras de ambientes restringidos y con abundantes graptolitos, con posterioridad al Arenigiano.

En el Caradociano es cuando se alcanza el máximo desarrollo transversal de la cuenca. Alternan pelitas de plataforma como las Lutitas Las Plantas o las de la Formación Trapiche del área de Guandacol, o las de la Formación Empezada en Mendoza, todas ellas en el borde oriental de la Precordillera, con las facies de flysch correspondientes a las Formaciones Yerba Loca, Alcaparrosa y Las Cabeceras en los sectores de Rodeo, Calingasta y las Cabeceras, respectivamente.

Depósitos clásticos se interdigitan con lavas almohadilladas y filones básicos (Quartino *et al.*, 1971; Furque, 1979) y localmente con calizas turbidíticas distales o pelágicas (Borrello, 1969). Niveles con cherts han sido registrados en la región de Calingasta. Esta asociación representa un magmatismo de cuenca oceánica localizado cercanamente al margen continental aunque el marco tectónico de este margen no está aún bien comprendido.

Es interesante destacar que estas rocas clásticas presentan un registro fosilífero exclusivamente caradociano (Turner, 1960; Blasco y Ramos, 1976; Aparicio y Cuerda 1976; Cuerda *et al.*, 1982), entre los que se destacan los recientes hallazgos en la quebrada de Santa Helena, donde se han podido reconocer formas climacograptidas típicas de estas facies occidentales.

En la presente interpretación la Formación Cortaderas descrita por Harrington (1971) y Cucchi (1971, 1972), correspondería a facies leptometamórficas más deformadas correlacionables con la Formación Yerba Loca (Furque, 1963).

Las relaciones estructurales de la Formación Yerba Loca y las rocas ígneas máficas y ultramáficas relacionadas están bien expuestas a lo largo del río Jachal al este

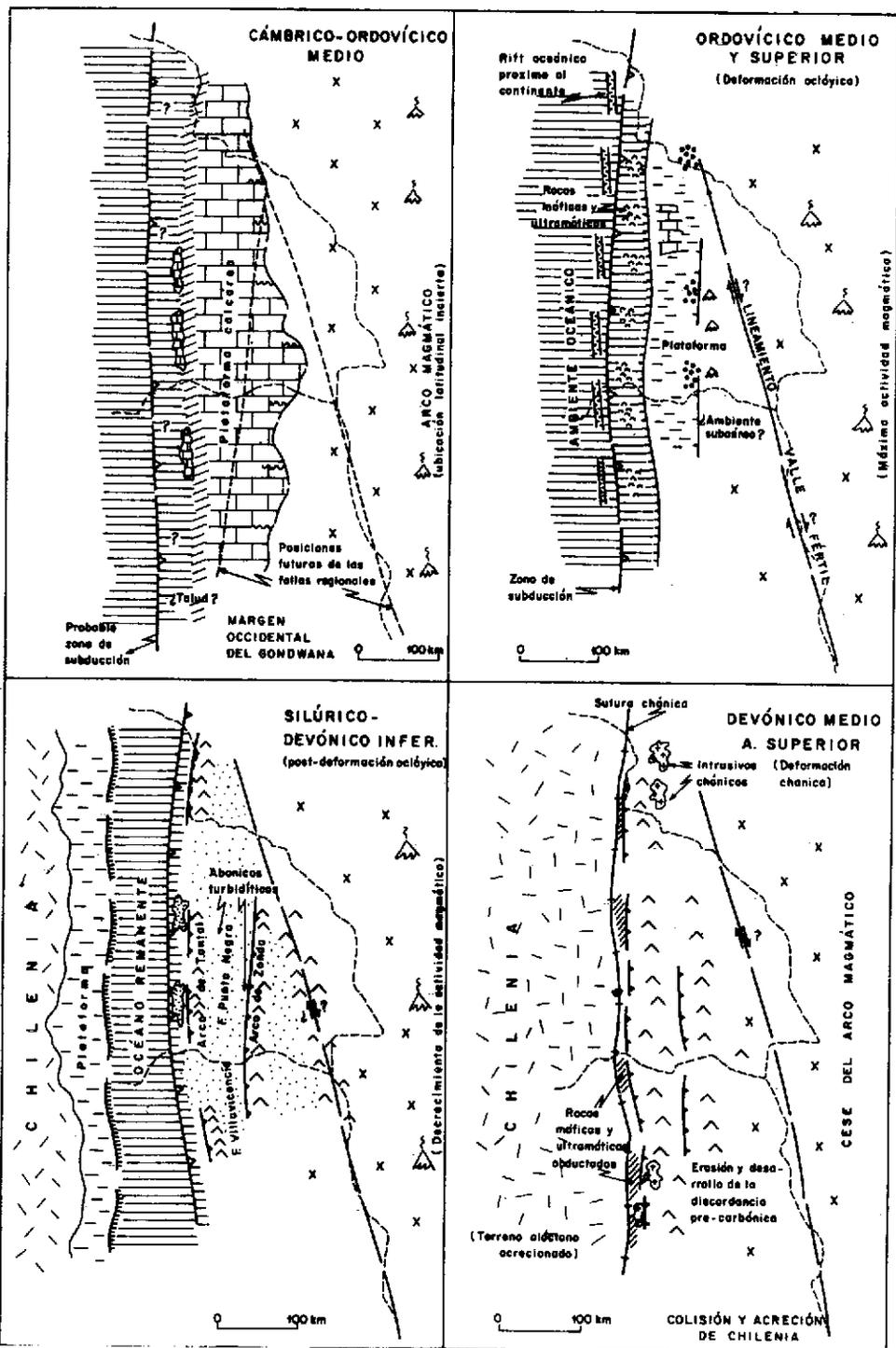


Figura 2: Bosquejo paleogeográfico de los diferentes estadios del ciclo famatiniano. La relación latitudinal entre el arco magmático de las Sierras Pampeanas y los depósitos eopaleozoicos de la Precordillera es sólo tentativa, dado que pudo haber sido modificada por desplazamientos horizontales significativos del lineamiento Valle Fértil.

de Rodeo, en las proximidades de la cuesta del Viento. Hay dos unidades básicas en esta, localidad cuyas relaciones estructurales son pobremente conocidas. La unidad occidental es una secuencia masiva de lavas basálticas que subyacen discordantemente a los depósitos terciarios de Rodeo. Morfológicamente los basaltos se presentan en lavas almohadilladas o en lavas con disyunción columnar. La convexidad de las almohadillas permite reconstruir su actitud estructural como una fuerte vergencia hacia el oeste. Esta contrasta con el pliegue asimétrico de vergencia este desarrollado en los depósitos terciarios que las sobreyacen (Figura 3).

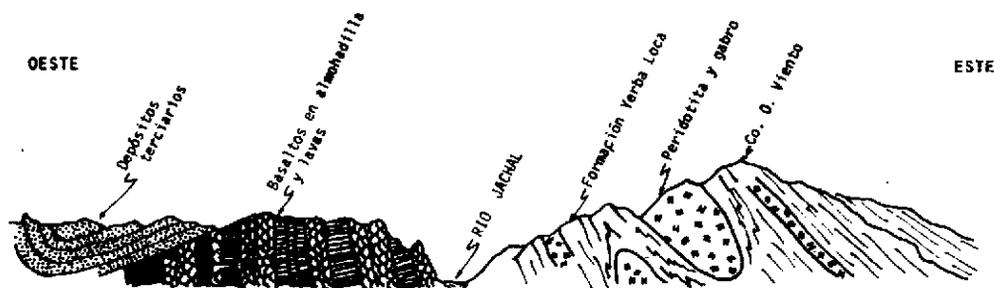


Figura 3: Perfil geológico esquemático al este de Rodeo que muestra las relaciones entre las dos unidades de rocas básicas descritas.

La segunda unidad ubicada hacia el este está bien expuesta en el cerro Viento, y consiste de estratos clásticos pobremente seleccionados de la Formación Yerba Loca, intruidos por filones capa máficos y/o ultramáficos. Estos filones son concordantes con la estratificación y la estructura. Uno de los cuerpos muestreados es una wehrlita, un tipo de peridotita. Los elementos raros y trazas de este filón muestran que está genéticamente relacionado a la unidad occidental (Kay *et al.*, 1984). Los estratos ordovícicos en el cerro Viento están fuertemente plegados con vergencia hacia el oeste, como lo demuestran los criterios de base y techo de los estratos inferidos por la estratificación gradada. Los filones ultramáficos son paralelos a la estratificación y uno de ellos localmente ocupa el núcleo de un sinclinal volcado hacia el oeste. La concordancia con la estructura, y el hecho de que las lavas almohadilladas relacionadas genéticamente tienen la misma edad que los sedimentos, indica que los filones ultramáficos fueron intruidos en forma previa al plegamiento. Así la unidad oriental ha sido deformada con la misma vergencia que la unidad basáltica almohadillada occidental.

a) Los movimientos oclóyicos

En las postrimerías del Ordovícico, en el borde más oriental de la Precordillera se registran diversas fases compresivas o transpresivas, relacionadas ya sea a una incipiente estructuración de la sierra de Zonda y/o a la reactivación del lineamiento Valle Fértil (Baldís, 1975). Estos movimientos están representados por la fase guandacólica (Furque, 1972) en el lapso llanvirniano-llandelliano y la fase villicúmica en el Caradociano- pre Ashgilliano, que en conjunto son responsables de la creación de relieves positivos en el borde oriental de la Precordillera sanjuanina. En la figura 2 C se indican la extensión probable de esas áreas positivas y las facies psefíticas originadas por las respectivas fases, correspondientes a los abanicos psefíticos del conglomerado Las Vacas y los niveles conglomerádicos correlacionables en las sierras de Villicum y Zonda. La

presencia de clastos de basamento en estos conglomerados, junto a un importante participación de clastos angulosos de calizas de la Formación San Juan, que indican un muy limitado transporte de estos depósitos. Estos conglomerados serían equivalentes a los que se paran mediante discordancia erosiva las sedimentitas silúricas de las calizas de la Formación San Juan en la región de Talacasto (Precordillera Central) descriptos por Rollerl (1947; Ramos *et al.*, 1978; Baldis *et al.*, 1982 y Cuerda *et al.*, 1982).

Esta estructuración que se inició en el Llanvirniano-Llandeilliano, continuó durante el Caradociano, manteniendo la inestabilidad de la cuenca hasta el Silúrico y quizás prolongándose hasta el Devónico (?). El relieve originado controló el deslizamiento de grandes bloques de caliza y los conglomerados previamente descriptos. Estos interpretados como deslizamientos subácueos a partir de un área positiva ubicada al oeste (Amos, 1954), producen una verdadera melange, donde se combinan una intensa deformación tectónica (Braccacini, 1946), en gran parte sinsedimentaria, que afecta tanto a los olistolitos (sensu Borrello, 1969) como a los depósitos que los contienen, destacándose la combinación de ambos procesos en el desarrollo de esta facies. Esta estructuración y generación de relieve, podría estar también asociada a importantes esfuerzos transpresivos del lineamiento Valle Fértil, que mediante una reactivación levógiira es responsable del truncamiento norte de la plataforma calcárea.

Estos movimientos oclóyicos así definidos pueden ser interpretados como las primeras fases de compresión relacionadas a cambios en la velocidad de subducción o a la

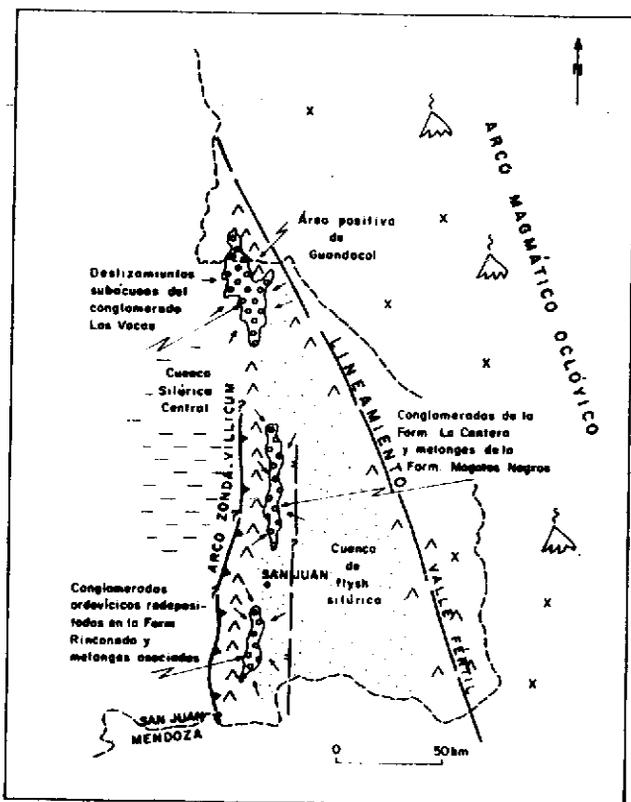


Figura 4: Esquema del borde oriental de la Precordillera durante los movimientos oclóyicos (basado en Baldis *et al.*, 1982 y observaciones propias de los autores).

colisión de pequeñas dorsales o rifts oceánicos contra este margen activo.

b) Magmatismo oclóyico

A estas latitudes se puede reconocer una importante actividad magmática representada por dos asociaciones de granitoides de edad paleozoica inferior, pero de diferente composición, que alcanza su máxima distribución areal durante el Ordovícico superior (Rinaldi y Linares, 1973; Linares y Latorre, 1973; Ramos y Ramos, 1979). Esta actividad se puede dividir en un área occidental representada por granitoides y migmatitas de las Sierras Pampeanas Occidentales descritas por Caminos (1976, 1979a) y que incluyen las plutonitas y rocas asociadas de las sierras de Velasco, Ancasti, Sierra Brava, Malanzán, Chepes y Ulapes, para continuar por el sector occidental de la sierra de San Luis. Al sur de las Sierras Pampeanas, sus afloramientos son escasos, pero se extienden hasta los 38°S en la región de Pichí Mahuida (Linares et al., 1980). Estas rocas estarían caracterizadas por granitoides que varían en composición desde tonalitas a granodioritas, con una importante fase póstuma de composición granítica. A esas plutonitas se asocian migmatitas tonalíticas y granodioríticas, cogenéticamente relacionada con las anteriores (Zuzek, 1978; Caminos, 1979c; Coira y Koukharsky, 1979 y Ramos, 1982). Esta faja de rocas plutónicas presenta características similares a las descritas más al norte por Rapela (1976) y Toselli et al. (1978), a la vez que pueden homologarse con las plutonitas descritas por Knuver y Miller (1981) y Knuver y Reissinger (1981). Con respecto a la edad de esta actividad plutónica en la faja occidental, sus períodos de emplazamiento no están concluyentemente definidos. Si bien hay numerosos datos geocronológicos, la compleja historia magmática y las variaciones temporales halladas en las diferentes localidades, impiden precisar una edad para sus distintos eventos. Sin embargo, se puede afirmar que existió actividad importante entre el Cámbrico y el Ordovícico medio a superior, y que ésta fue declinante durante el Silúrico, hasta casi desaparecer a fines del Eopaleozoico.

Los granitoides del sector oriental presentan una marcada diferencia composicional con los anteriores. En primer lugar corresponden a una facies más homogénea constituida casi exclusivamente por granitos, donde los términos tonalíticos o granodioríticos están ausentes (Gordillo y Lencinas, 1979; Rapela, 1982). Arealmente se corresponde con el batolito de Achala y otros cuerpos menores ubicados en el sector oriental de las Sierras Pampeanas de Córdoba y con los del sector oriental de las de San Luis. Sobre la base de sus características petroquímicas esta faja puede ser diferenciada de los granitoides más occidentales. Se caracteriza por facies calcoalcalinas peraluminosas, con alto contenido en K_2O , elementos trazas incompatibles, baja relación K/Rb y ausencia de extremos cálcicos con bajo contenido en sílice (Rapela, 1982). Estos granitos son considerados como típicos cuerpos posttectónicos con una relación $Sr^{87/86}$ baja (0,7048 según Rapela et al., 1982), netamente diferente de las relaciones isotópicas iniciales de la roca de caja (0,710 según Cingolani y Varela, 1975), por lo que su origen no puede estar relacionado a la fusión de rocas metamórficas supracorticales, sino más bien a derivados directos de una corteza inferior deprimida en elementos litófilos de largo radio iónico o del manto superior (Rapela, 1982). Su edad radiométrica mediante isócronas de Rb/Sr arrojó valores de 399 ± 25 ma (Rapela, op. cit.). Esto permitiría inferir una fase tectónica en forma previa, que podría corresponder a alguna de las fases reconocidas para los movimientos oclóyicos.

En resumen se puede interpretar la faja occidental de plutonitas y migmatitas

asociadas, como las raíces de un arco magmático, cuya composición y evolución son características de otros granitoides orogénicos circumpacíficos (Bateman y Chappell, 1979). La faja oriental, más homogénea y ácida, representaría una asociación magmática postectónica de retroarco, en cierta forma semejante a las asociaciones volcánicas descritas en la evolución magmática meso y cenozoica de la región patagónica (Baker et al., 1980; Rapela et al., 1982), que se caracterizan por su homogeneidad y neto predominio de sus términos más ácidos.

La falta de información acerca de las posiciones relativas del arco magmático oclóyico y la Precordillera hacen muy difícil interpretar sus respectivos ambientes tectónicos. La ausencia total, ya sea de detritos volcánicos o cenizas volcánicas en los estratos ordovícicos de la Precordillera, sugiere que el basamento de las Sierras Pampeanas no estaba ubicado en forma adyacente a la Precordillera durante el Eopaleozoico, o que no existió un arco volcánico en esos tiempos. Esto condujo a inferir que el límite del basamento entre las sierras de Villicum y Rinconada y la Sierra de Pie de Palo - La Salinas, o el lineamiento a lo largo de la sierra de Valle Fértil, han acomodado importantes desplazamientos de rumbo, durante o después del Ordovícico, (figura 2 a y b).

c) La sedimentación silúrico-devónica

La polaridad desde facies litorales de plataforma a facies de talud depositadas parcialmente sobre corteza oceánica que dominó durante el Ordovícico superior, cambia completamente con posterioridad a los movimientos oclóyicos. Así la distribución de los depósitos silúricos muestran facies psamíticas a conglomerádicas en parte, que corresponden a depósitos de plataforma estable (Beresi, 1978), cuyo epicentro corresponde aproximadamente con la parte septentrional de la Precordillera Central.

El sector central o de Talacasto contrasta con el área de Villicum-Rinconada ubicada al este, la que presenta un flysch llandoveriano (Formaciones Mogote Negro y Rinconada, Cuerda, 1981). Grandes olistolitos compuestos de rocas ordovícicas subyacentes se hallan en una matriz arenosa y pelítica altamente deformada, representando la típica fábrica de una melange tectónica. Amos (1954) y Baldís et al. (1982) sugieren que un área positiva al oeste de Villicum-Rinconada, subdividía la cuenca silúrica y originaba a su vez los olistolitos. La discordancia erosiva que marcaría este levantamiento estaría escondida en el valle de Matagusanos o en el bloque inferior de las actuales sierras de Villicum y Chica de Zonda. Sin embargo, si se tiene en cuenta que la deformación posterior ha alterado las relaciones espaciales originales y que la facies de melange descansan sobre potentes estratos ordovícicos, los que no presentan facies que indiquen un adelgazamiento hacia el este, los bloques pudieron haber derivado de una cercana fuente ubicada hacia el este (figura 3 b y c). La actual transición abrupta entre los estratos paleozoicos de las sierras de Villicum y Chica de Zonda y el basamento metamórfico de los cerros Salinas, Valdivia y Barbosa, implica que una falla importante debe separar estas dos zonas y que la misma pudo ser activa durante el Paleozoico. El movimiento de esta falla podría haber estado relacionado al del lineamiento Valle Fértil. La deformación del margen oriental de la cuenca debido al movimiento de estas fallas aparentemente continuó durante el Devónico, originando la discordancia erosiva que separa los depósitos de este período de los carbónicos (Baldís et al., 1982), aunque el sentido del movimiento puede haber variado en forma concomitante con la variación de los esfuerzos regionales (figura 2 b, c y d).

Hacia el oeste, en la zona correspondiente a la antigua zona de talud, algunos

remanentes como los correspondientes a la Formación Calingasta, podrían representar facies flyschoides de mar abierto (Quartino *et al.*, 1971).

En el sector central y septentrional de la Precordillera, en el Devónico se reconocen dos estadios diferentes: el primero corresponde a la Formación Talacasto en un ambiente de plataforma estable, en el que persisten las condiciones imperantes durante el Silúrico, y uno posterior con el desarrollo de una cuenca elongada, separada por las dorsales de Tontal y Zonda, que controlan la depositación de extensos abanicos turbidíticos submarinos (Gonzalez Bonorino, 1975). Estas facies turbidíticas de las Formaciones Punta Negra y Villavicencio, de facies netamente diferentes a las silúricas, muestran una acentuación de la estructuración oclóyica en la comarca. El sector noroccidental está representado por facies continentales (Furque, 1963), con depositación torrencial y numerosos restos de plantas en la Formación Punilla, que marcan un cambio de las condiciones ambientales con respecto a las facies ordovícicas de talud que le anteceden. En el sector suroccidental de la Precordillera, al sur de Calingasta y al oeste de la dorsal de la sierra de Tontal, la persistencia de posibles facies de flysch silúricas y devónicas, como las representadas por las Formaciones Calingasta y El Planchón, localmente con clastos basálticos, sólo es interrumpida por el levantamiento tectónico correspondiente a los movimientos chánicos.

d) Los movimientos chánicos

Una importante deformación abarca gran parte de la región bajo estudio como resultado de los movimientos chánicos (Turner y Mendez, 1975), acaecidos a mediados o fines del Devónico. Si bien en estos se reconoce una fase principal o precordilleránica (Polanski, 1970), la estructuración previa de las sierras de Tontal y Zonda durante la base del devónico inferior, podría representar una prefase de deformación asignable a los movimientos chánicos. Como resultado de la deformación principal los depósitos devónicos son intensamente plegados y fallados en diversos sectores, llevando a la formación de un elemento estructural positivo: la Protoprecordillera, así reconocida por Amos y Rolleri (1964) y Rolleri y Baldís (1967). Esta Protoprecordillera estaría estructurada sobre la actual sierra de Tontal y su prolongación al norte del río San Juan, en forma coincidente con la dorsal postulada por Gonzalez Bonorino (1975) durante la depositación de la Formación Punta Negra.

Estos movimientos chánicos representarían la fase de deformación más importante del ciclo famatiniano. Estaría relacionada a la colisión y levantamiento posterior, ocurridos al acrecionarse el bloque alóctono de Chileña al continente de Gondwana. Parte de las edades radiométricas halladas por Cucchi (1971) en la región de Cortaderas, representarían eventos metamórficos relacionados temporalmente a este importante período de deformación. Es así que la edad de 350 ± 17 ma obtenidas en las filitas del cordón de Bonilla-Uspallata por K/Ar indicaría una edad mínima devónica superior para la formación de estas rocas (Cucchi, *op.cit.*), y no la edad de la formación de estas unidades como supusieron algunos autores.

e) Magmatismo chánico

Si bien de desarrollo muy escaso y principalmente restringido al ámbito precordillerano, se han reconocido una serie de stocks como los de Cacheuta, estación Guido - sobre el río Mendoza -, o los cuerpos de granitoides de la región de Gualcamayo, como los de cerro Imán y el del cerro Madril (Furque, 1963), así como los de la región de Jagué, en

La Rioja, correspondientes al magmatismo precarbónico o chónico. Estos cuerpos fueron asignados primeramente al Devónico, (Furque, 1963; Caminos, 1972). Las primeras dataciones en especial del stock de Cacheuta, arrojaron una edad paleozoica superior (Dessanti y Caminos, 1967). Sin embargo nuevas dataciones por medio de isócronas Rb/Sr permiten asignar una edad más antigua (silúrica superior a devónica inferior) al stock de Cacheuta y otros cuerpos similares (Caminos *et al.*, 1982).

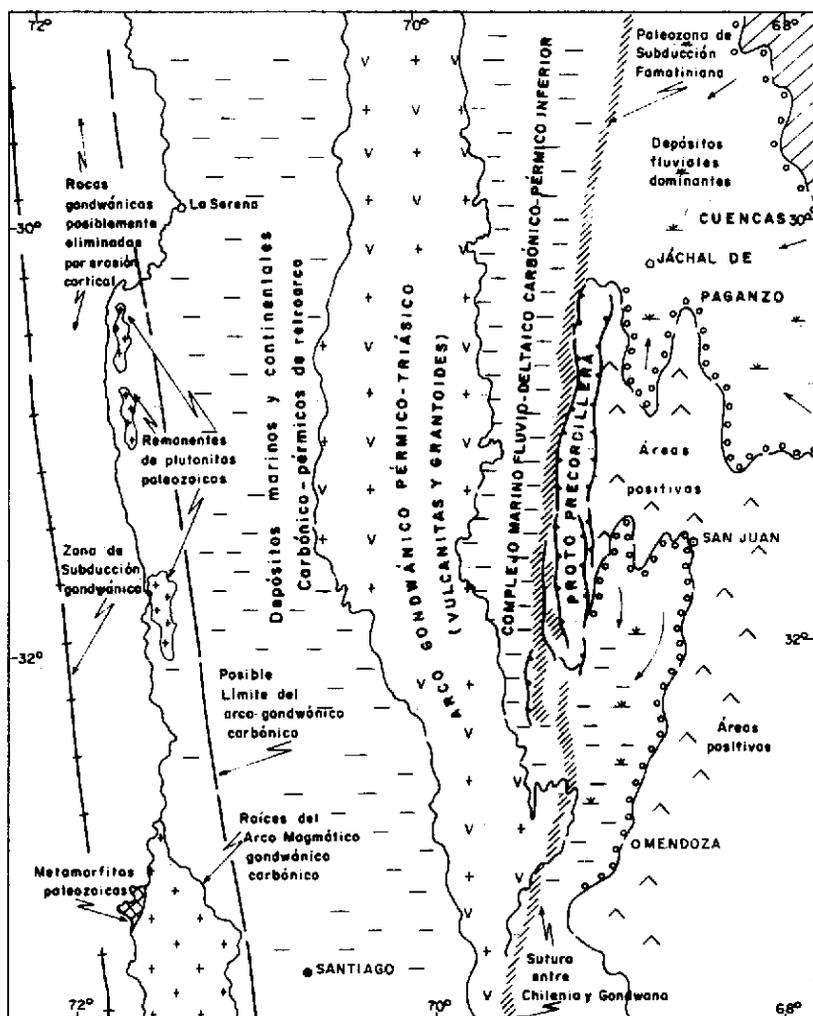


Figura 5: Bosquejo paleogeográfico carbónico con posterioridad a los movimientos chónicos que muestra el desarrollo de la Protocordillera y su control ejercido en la sedimentación carbónica (basado en Rolleri y Baldi, 1967; Vasquez *et al.*, 1981), con la ubicación del arco magmático gondwánico y la ubicación de la zona de subducción durante ese ciclo. Nótese la migración hacia el este del magmatismo gondwánico.

La ubicación de estos cuerpos chónicos en la faja precordillerana central muestra una migración de 250 km del magmatismo hacia el oeste del frente magmático oclóxico. La presencia de estos stocks, compuestos por granitoides postcinemáticos de reducidas dimensiones, aislados, sin evidencias de mineralización alguna, podría estar relacionada a un magmatismo pot-colisional asociado a fases de levantamiento, similares a los granitoides caledonios (*I-caledonian type* de Pitcher, 1982), aunque la falta de una ade-

cuada caracterización geoquímica, sólo permite postularlo como una hipótesis de trabajo. Stocks similares fueron interpretados por Mpodozis et al. (1983); como granitoides post-tectónicos emplazados con posterioridad a la colisión de la microplaca de Arequipa durante la orogénesis oclóyica postulada por Coira et al. (1982) para ese sector.

Con este magmatismo chánico culmina la evolución tectónica del ciclo famatiniano. Como consecuencia de la colisión se produce la sutura del bloque alóctono de Chileña al continente de Gondwana (figura 6), sutura ya reconocida por Criado Roque et al. (1981), que a su vez conduce a la migración de la zona de subducción hacia el oeste en una posición más próxima a la actual.

Es interesante destacar que cuando se compara este segmento entre los 29 y 33° de latitud sur, con el segmento analizado anteriormente por Allmendinger et al. (1982) ubicado más al norte, se verifica que las épocas de colisión son diferentes: al norte esta culminaría en el Ordovícico superior-Silúrico basal, mientras que al sur se produciría durante el Devónico medio a superior.

El Ciclo Gondwánico

Este ciclo de evolución tectónica reconocido por Keidel (1925) y por Du Toit (1927),⁴ como una serie de importantes episodios diastróficos que durante el Pérmico llevaron a la formación de los Gondwánides, se localizó de acuerdo a Windhausen (1931) entre el "antiguo continente Pacífico (parcialmente coincidente con el aquí considerado como Chileña) representado por la Cordillera de la Costa y el continente de Gondwana" (op. cit.: 531). Esta faja plegada bordea en forma periférica el macizo brasiliano para continuar hacia el este en Sudáfrica en el Sistema del Cabo, de acuerdo a este autor.

En este ciclo se pueden reconocer los siguientes acontecimientos con posterioridad a los movimientos chánicos.

a) La sedimentación neopaleozoica

La culminación del ciclo famatiniano con el ascenso de la Protoprecordillera (Rollerí y Baldís, 1967), estructurada a través de corrimientos como los postulados por Baldís y Chebli (1969) y Baldís et al. (1982), levantó la sierra de Tontal y posiblemente acentuó la estructuración de la dorsal al este de Villicum-Zonda. Si bien algunos autores tienden a disminuir la extensión longitudinal de la Protoprecordillera (Vasquez et al., 1981) aparentemente no hay dudas de su extensión desde la sierra del Tigre, al norte del río San Juan hasta la sierra de Tontal en la precordillera mendocina. El ordenamiento de las facies sedimentarias de los depósitos carbónicos permite reconstruir una secuencia fluvial progradante del este hacia el oeste (Vasquez et al., 1981; Criado Roque et al., 1981). Esta estaría representada en el sector oriental de la Precordillera por las cuencas del Grupo Paganzo, mientras que en el sector occidental de la misma esta secuencia fluvial pasa a sistemas deltaicos que engranan con sedimentitas marinas en las cuencas de Uspallata-Calingasta y Río Blanco (Amos y Rollerí, 1965). En el sector más interno, las pelitas negras de la Formación El Plata (Caminos, 1965) y equivalentes, o las litofacies occidentales de Caminos (1979b) representarían lutitas de prodelta en las que se interponen secuencias turbidíticas como las que se observan en la localidad de Vallecito, en el cordón del Plata. Más al oeste la Formación Alto Tupungato (Polanski, 1958), contiene típicas "pudingas", las que son interpretadas como depósitos turbidíticos similares a los anteriores. El desarrollo de este sistema deltaico progradante hacia el sector occi-

dental, alcanzó una línea que desde la quebrada de Agua Negra en San Juan se extendería hasta la vertiente oriental del cordón del Plata. Esta línea interpretada como límite de la plataforma continental por Rolleri y Baldi (1967), podría quizás ser más apropiadamente considerada como el límite de la plataforma deltaica, y por lo tanto no requerir mayores condiciones de profundidad. Esta interpretación es más acorde con la existencia de un zócalo de basamento precarbónico correspondiente al bloque alóctono de Chileña, adosado ya al continente de Gondwana para esa época. Estas litofacies más internas como se observa en Cruz de Caña, en las márgenes norte y sur del río Las Cuevas, presentan una intensa deformación y un metamorfismo regional de bajo grado.

b) El arco magmático gondwánico

El magmatismo gondwánico está representado por una compleja secuencia de eventos plutónicos y volcánicos, en los que se han reconocido diversas fases de máxima actividad durante el Carbónico y el Pérmico (Ramos y Ramos, 1979), alcanzando en parte el Triásico inferior. Los escasos análisis geoquímicos disponibles muestran que corresponden a magmatitas calcoalcalinas normales, correspondientes a series del tipo Pacífico (Coira y Koukharsky, 1976; Caminos, 1979 b).

El arco magmático se inicia con la intrusión del batolito de la Costa a los 310 ± 11 ma, como ha sido propuesto por Hervé *et al.* (1982), sobre la base de las isócronas Rb/Sr calculadas para las metamorfitas de Pichilemu y por edades equivalentes obtenidas en biotita por K/Ar en los granitoides. El magmatismo se continuaría en la Cordillera de la Costa hasta la base del Triásico en este ciclo, con la intrusión de stocks de epizona.

Con posterioridad a la fase somuncúrica, el magmatismo migra hacia el este, localizándose el frente volcánico en la zona interna de la Cordillera Frontal. Allí se inicia con un extenso vulcanismo andesítico a riolítico de varios centenares de metros de potencia y facies hipabisales póstumias de carácter más ácido (Caminos, 1979 b). Las secuencias basales están compuestas por andesitas y dacitas hornblendíferas, en facies lávicas, brechosas y piroclásticas (Gonzales Díaz, 1958; Caminos, 1965), que infrayacen a rocas dacíticas y riolíticas. Esta zonación vertical se puede también reconstruir horizontalmente dado que en la región más interna se hallan las andesitas y dacitas en las secuencias basales, mientras que en el sector más externo predominan las facies riolíticas, en su mayoría de naturaleza ignimbrítica. Así mismo se observa una migración de la edad de esas vulcanitas: son pérmicas quizás hasta triásicas basales, en el sector interno de la Cordillera Frontal (Polanski, 1958; Caminos, 1979b), mientras que hacia el este son exclusivamente triásicas, como se observa en la Precordillera sanjuanina en el perfil de Huaco (Furque, 1979) o en el borde occidental de las Sierras Pampeanas de San Luis (Criado Roque *et al.*, 1981).

El continuo avance del frente magmático hacia el este, primero en la Cordillera de la Costa durante el Carbónico inferior, luego en la Cordillera Frontal durante el Pérmico medio (252 ma, fase magmática sanrafaélica de Ramos y Ramos, 1979), y que se extiende durante el Triásico inferior a la zona más oriental, permite reconstruir una zona de subducción como buzante hacia el este (Criado Roque *et al.*, 1981). Este vulcanismo está asociado a su vez a un importante plutonismo de edad principalmente pérmica, compuesto por gabros, tonalitas, granodioritas y granitos con amplio predominio de estos últimos (Caminos, 1979b). Estas rocas intruyen tanto a los depósitos carbónicos, como a las vulcanitas pérmicas. La edad de esta fase intrusiva varía de pérmica superior a triásica infe-

rior y se correspondería con la fase huárpica (Turner y Méndez, 1975; Ramos y Ramos, 1975).

Una facies ácida última, interpretada como derivado póstumo comagmático del emplazamiento plutónico (Quartino y Zardini, 1967) intruye las vulcanitas y plutonitas descriptas.

c) La región de antearco

En el sector chileno ubicado al oeste del arco magmático gondwánico se encuentra una serie de rocas metamórficas que fueron identificadas entre los 29 y 35°S de latitud como un Dominio Costero Austral (SCD), el que ha sido interpretado como producido por secuencias sedimentarias depositadas sobre corteza oceánica, intensamente deformadas y metamorizadas, con gradientes de P/T de moderados a altos, en las que en Pichilemu se han identificado esquistos glaucofánicos y facies de alta presión (Hervé et al., 1981). Estas secuencias estarían representando corteza oceánica acrecionada durante el proceso de subducción (Hervé, 1982).

Las metamorfitas de Tanumé más orientales, completan un par metamórfico apareado, con series de menor presión y temperatura, originadas a partir de una secuencia sedimentaria clástica de plataforma continental de edad incierta. La edad de metamorfismo sería de 344 ± 45 ma, siendo más viejas que las series occidentales acrecionadas (310 ± 11 ma para los esquistos de Pichilemu) según Hervé et al. (1982). Sus relaciones isotópicas iniciales $Sr^{87/86}$ indican que la serie oriental (0,713) tiene valores mayores que la occidental (0,706) corroborando la génesis propuesta (Hervé, 1982; Hervé et al., 1982).

Estas características muestran la existencia a partir del Devónico superior o el Carbónico basal de un margen activo, evidenciado por la existencia de un complejo de subducción neopaleozoico, actualmente expuesto en la región de antearco, posiblemente mediante mecanismos de levantamiento asociados a la convergencia ándica, como los postulados por Moore et al. (1983).

Discusión y validez del Continente de Chileña

Como se ha visto con anterioridad la idea de un continente pacífico representado actualmente por la Cordillera de la Costa fue explícitamente postulada por Windhausen (1931). Otros autores más recientemente han propuesto la existencia de continentes como el Sudeste Pacífico (Martínez, 1980; Dalmayrac et al., 1980), aunque los mecanismos tectónicos para su aproximación y los períodos de colisión difieren de los aquí propuestos.

En el sector de los Andes Centrales del aquí considerado, la existencia de la microplaca de Arequipa, como un bloque alóctono acrecionado en el Paleozoico inferior, encuentra cada vez más evidencias que permiten reconstruir su evolución y colisión durante la orogenia oclóyica (Coira et al., 1982; Allmendinger et al., 1982; Mpodozis et al., 1983).

Al estado actual del conocimiento es difícil postular si la microplaca de Arequipa constituye un único continente con Chileña o si son dos bloques alóctonos independientes. La diferente evolución geológica, en especial en el sector norte chileno, de estos terrenos durante el Paleozoico (Hervé et al., 1981), inclina a considerarlos como microplacas independientes. Es interesante destacar que los tiempos de colisión son diferentes, mientras que la microplaca de Arequipa colisionó y se acrecionó al continente de Gondwana al fines del Ordovícico - principios del Silúrico, la microplaca de Chileña lo

ha hecho en el Devónico medio a superior.

En la dilucidación de éste y otros interrogantes es de vital importancia incrementar los datos paleomagnéticos existentes, en especial de las secuencias del Eopaleozoico. Hasta el presente los escasos datos disponibles para Chileña corresponden al Neopaleozoico (Vilas y Valencio, 1982). Estos autores encuentran para esa edad indicios de aloctonía para la Cordillera Frontal en la región de Yalguaraz, aunque para esa época ambos continentes habían ya colisionado. Es por ello que parece improbable la aloctonía inferida en una de las explicaciones alternativas que presentan los datos paleomagnéticos. Los datos paleomagnéticos mesozoicos disponibles en el sector chileno indican que Chileña era ya parte del continente sudamericano para el Cretácico (Palmer et al., 1980).

Asimismo, las relaciones entre el magmatismo de las Sierras Pampeanas y la acreción de Chileña no están aún claras, debido a que la magnitud e historia de movimiento del lineamiento Valle Fértil, así como la naturaleza del límite del basamento en los cerros Valdivia, Barbosa y Las Salinas, son poco conocidos. La larga historia de deformación de las sierras de Villicúm y Chica de Zonda implica repetidos movimientos durante el Paleozoico inferior y medio, mientras que la falta de material volcánico en los estratos eopaleozoicos de la Precordillera favorecería importantes desplazamientos. Estudios estructurales de la región donde el lineamiento Valle Fértil intersecta a la Precordillera y a la Cordillera Frontal, pueden dilucidar la historia de esta falla, aunque el acortamiento ándico sobreimpuesto, puede haber oscurecido completamente las condiciones paleozoicas.

Como se puede observar en la figura 5, si bien el límite norte sur de Chileña está definido por una sutura casi continua que marca el cinturón ofiolítico descrito, son aún dudosos sus límites transversales. Con respecto a su límite sur las únicas referencias a la existencia de rocas máficas o ultramáficas de rumbo transversal u oblicuo a la estructura ándica, corresponden a las rocas ultrabásicas mencionadas por Alfaro et al. (1983) los 39°S de latitud, que podrían marcar el límite austral de Chileña. Sin embargo al desconocer las características petrográficas y geoquímicas que permitan postular su génesis, es aún prematuro reconocerlo como límite.

La extensión del batolito neopaleozoico de la costa en forma intermitente entre los 30 y 32° de latitud, pero sin solución de continuidad entre los 32 y 38°S, así como las características de su basamento metamórfico diferente del aflorante más al sur, son coherentes con un límite aproximado a los 39° de latitud. La ubicación próxima al margen continental del batolito costero entre los 30 y 32° de latitud, implicaría una considerable erosión cortical en la zona de subducción como la postulada por Rutland (1971) y Schweller y Kulm (1978).

Conclusión: un modelo de evolución tectónica de los Andes Centrales para el Paleozoico

Sobre la base de las características geológicas descritas, son sugeridos los siguientes estadios de evolución geológica, que se ilustran en la figura 6:

1 - Durante el inicio del ciclo famatiniano fue depositado a lo largo de la Precordillera un prisma de estratos miogeoclinales. Estos estratos de plataforma calcárea, que hacia el oeste estaban interdigitados con estratos clásticos de aguas más profunda, cubrían un ancho margen continental, que se adelgazaba hacia el oeste hacia una cuenca oceánica. Este margen fue activado durante el Cámbrico mediante el establecimiento de una zona de subducción, a la que se asocian los granitoides eopaleozoicos del margen oeste del cratógeno

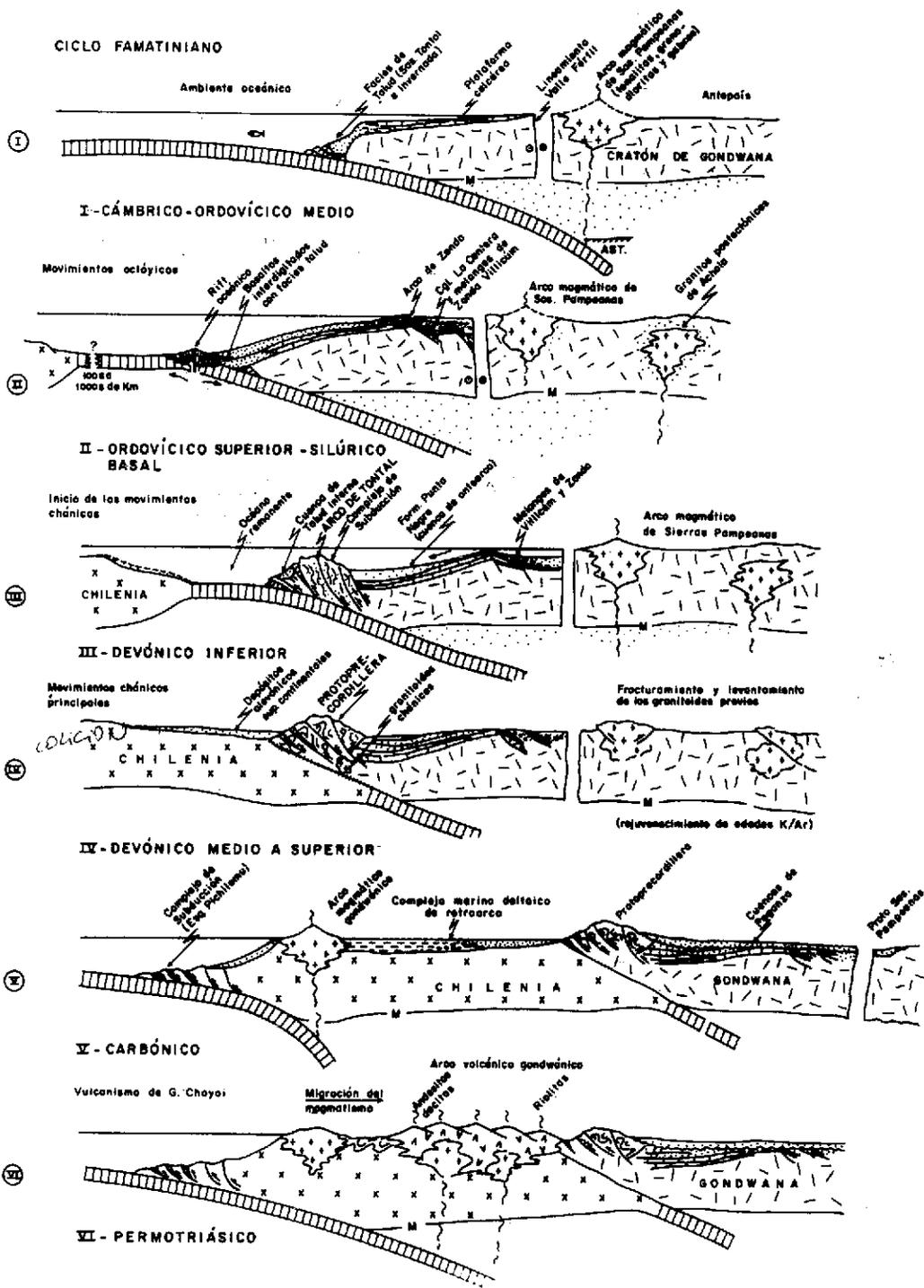


Figura 6: Perfiles tectónicos esquemáticos que muestran las diferentes etapas reconocidas durante la acreción de la microplaca "Chilenia" al margen continental de Gondwana durante el ciclo famatiniano y la migración de la zona de subducción en el ciclo gondwánico.

central. Debido a los importantes desplazamientos horizontales que pudieron existir entre la Precordillera y su actual límite con las Sierras Pampeanas, es incierta la posición latitudinal de este arco, pudiéndose hallar entre los 28 y 38°S de latitud.

II - Durante el Ordovícico medio a superior la posible subducción de un rift oceánico produjo la interdigitación de intrusivos y lavas máficos con los sedimentos derivados del margen continental. En ciertos sectores, remanentes de una corteza oceánica, fueron obductados al margen continental. A este episodio se relaciona una etapa de deformación que puede haber controlado la formación de dorsales y el desarrollo de conglomerados sobre las secuencias-carbonáticas más antiguas.

III - Durante el Silúrico y el Devónico inferior continuó la subducción a lo largo del margen occidental de la Precordillera controlando la deformación y la sedimentación. La dorsal del margen occidental del abanico Punta Negra fue formada como un prisma acrecional, donde los abanicos profundos del Devónico inferior rellenaron la cuenca de antearco. Las melanges tectónicas del flanco oriental de las sierras de Villicum y Chica de Zonda, representan tanto desplazamiento gravitacional de olistolitos procedentes de las dorsales levantadas por falla, como deformación sinsedimentaria por movimiento de esas mismas fallas.

IV - Durante la deformación chánica en el Devónico medio a superior, el microcontinente de Chileña, que se hallaba adosado a la placa oceánica subductada, colisionó contra el margen continental precordillerano. Esto produjo una intensa deformación en la Precordillera occidental originando la Protoprecordillera. Aunque la Precordillera central resistió una deformación significativa, el acortamiento se produjo en alguno de los mayores lineamientos pre-existentes hacia el este. Los depósitos marinos carbónicos traslaparon la sutura y la depresión tectónica del margen oriental de la corteza de Chileña. Más hacia el este, la deposición fue no marina indicando un cambio mayor en el régimen de subsidencia de la región. En las Sierras Pampeanas un importante levantamiento y erosión concomitante, estuvieron relacionados al cese de la subducción y del arco magmático. Esta fase produjo el rejuvenecimiento de muchos plutones antiguos y explicaría la edad carbónica de algunos de ellos.

V - Durante el Carbónico y el Permo-Triásico la subducción se estableció a lo largo del nuevo margen pacífico de Sudamérica, al oeste de la microplaca de Chileña. El arco magmático asociado a esta subducción migró hacia el este a través del tiempo, produciendo los intrusivos carbónicos en la Cordillera de la Costa y el extensivo vulcanismo y plutonismo permo-triásico de la Cordillera Frontal y en menor medida, los asomos volcánicos de Precordillera y del margen occidental de Sierras Pampeanas.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a los doctores B. Baldi, E. Uliarte, R. Caminos, C. Mpodosis, J. Davidson, F. Hervé y E. Godoy por sus interesantes observaciones durante el reconocimiento de campo, así como al Servicio Geológico Nacional, a COPSTOC (Cornell Program For Study of the Continents), Petroleum Research Fund of American Chemical Society # 13297-AC2 y a la N.S.F. grants EAR-7911876; EAR-8025890; EAR-8206787; EAR-8206172 y EAR-8307599 por el apoyo recibido.

El presente es una contribución a los programas 192 - "Cámbrico y Ordovícico de Latinoamérica" (IGCP) y del GT2 del CAPLI. Cornell Contribution # 791.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALFARO, G.; J.FRUTOS; S.COLLAO y S.HELLE, 1983. Los sulfuros masivos de la Cadena andina paleozoica en la Cordillera de la Costa, Sur de Chile. 11°Congr. Nac. Geol. Econ., Actas, 11:337-360, San Juan.
- ALLMENDINGER, R.W.; V.A.RAMOS; T.E.JORDAN; M.A.PALMA y B.L.SACKS, 1982. Paleogeography and Andean structural geometry, Northwest Argentina. Tectonics, 2(1):1-16, Washington.
- AMOS, J.A. 1954. Estructura de las Formaciones paleozoicas de la Rinconada, pie oriental de la sierra Chica de Zonda (San Juan). Asoc. Geol. Arg., Rev., IX(1):5-38, Buenos Aires.
- APARICIO, E.P. y A.J.CUERDA, 1976. Nuevos hallazgos de graptolitos en la vertiente occidental de la Precordillera de San Juan. Calingasta. Ameghiniana, XIII(2):159-168, Buenos Aires.
- BALDIS, B., 1975. Acerca de la estructura profunda de la Precordillera Central. Rev. Minera, XXXIII(1-2):
- y G. CHEBLI, 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera Sanjuanina. IV°Jorn. Geol. Arg., Actas, 1:47-66, Buenos Aires.
- y M. BERESI, 1981. Biofacies de culminación del ciclo deposicional calcáreo del Arenigiano en el oeste de Argentina. 11°Congr. Latinoamer. Paleont., Actas, 1:11-18, Porto Alegre.
- ; -----; O. BORDONARO y A.VACA, 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. V°Congr. Latinoamer. Geol., Actas, IV:399-445, Buenos Aires.
- BAKER, P.E.; W.J.REA; J.SKARMETA; R.CAMINOS y D.C.REX, 1980. Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian Plateau around latitud 46°S. Philos. Trans. Roy. Soc. London, A.303:105-149, Londres.
- BATEMAN, P.C. y B.W. CHAPPELL, 1979. Crystallization, fractionation and solidification of the Toulumme Intrusive series. Yosemite National Park, California. Geol. Soc. Amer., Bull. 90:465-482.
- BEN-AVRAHAM, Z.; A.NUR; D.JONES y A.COX, 1981. Continental Accretion: From Oceanic Plateaus to Allochthonous Terranes. Science, 213:47-54, Washington.
- BERESI, M., 1978. Presencia de depósitos de hierro sedimentario en el Paleozoico inferior de la Precordillera de San Juan. Acta Geól. Lilloana, 14 (supl.):61-64, Tucumán.
- BLASCO, G. y V.A.RAMOS, 1976. Graptolitos caradocianos de la Formación Yerba Loca y del C° La Chilca, Depto Jachal, Prov. de San Juan. Ameghiniana, XIII(3-4):312-329, Buenos Aires.
- BORDONARO, O.L., 1980. El Cámbrico en la Quebrada de Zonda, provincia de San Juan. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV(1):26-40, Buenos Aires.
- , 1983. El factor estratigráfico como control en la prospección de las calizas y dolomías de la sierra Chica de Zonda, San Juan. 11°Congr. Nac. Geol. Econ., Actas, 1:193-203, San Juan.
- BORRELLO, A.V., 1969. Los Geosinclinales de la Argentina. An. Dir. Nac. Geol. Min., 14: 1-188, Buenos Aires.
- BRACACCINI, I.O., 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera sanjuanino-mendocina. Bol. Inf. Petrol., 258/264 (reimpresión):1-146, Buenos Aires.
- CAMINOS, R., 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera

Frontal de Mendoza. Asoc. Geol. Arg., Rev., XX(3):351-392, Buenos Aires.

- CAMINOS, R., 1972. Perfil geológico de la Cordillera entre los 28°00' y 28°30' de latitud Sur, prov. de La Rioja, Rep. Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVII(1):71-83, Buenos Aires.
- , 1976. Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En A.F. Leanza (dir y ed.) Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. Ciencias:41-80, Córdoba.
- , 1979a. Sierras Pampeanas noroccidentales de Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. Seg. Simp. Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. Ciencias, 1:225-291, Córdoba.
- , 1979b. Cordillera Frontal. En Seg. Simp. Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. Ciencias, 1:397-454, Córdoba.
- , 1979c. Descripción geológica de las Hojas 21 f Sierra de Las Minas y 21 g, Ulapas, prov. de La Rioja, Córdoba, San Juan y San Luis. Serv. Geol. Nac., Bol. 172: 1-56, Buenos Aires.
- ; U.G. CORDANI y E.LINARES, 1979. Geología y Geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza. Rep. Argentina. 11°Congr. Geol. Chileno, Actas, 1:F43-F61, Santiago.
- ; C.A. CINGOLANI; F. HERVE y E.LINARES, 1982. Geochronology of the pre Andean metamorphism and magmatism in the Andean Cordillera between Latitudes 30° and 36°S. Earth Sci. Rev., 18:333-352, Amsterdam.
- CINGOLANI, C.A. y R. VARELA, 1975. Geocronología Rb-Sr de las rocas ígneas y metamórficas de las sierras Chica y Grande de Córdoba, Rep. Argentina. 11°Congr. Ibero-amer. Geol. Econom., Actas 1:9-33, Buenos Aires.
- COIRA, B.L., y M. KOUKHARSKY, 1976. Efusividad tardohercílica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona del Arroyo del Tigre, provincia de Mendoza, Rep. Argentina. 1°Congr. Geol. Chileno, Actas, 11:F105-F124, Santiago.
- y -----, 1979. Descripción geológica de la Hoja 17f Sierra Brava, prov. de La Rioja y Catamarca. Serv. Geol. Nac., Bol., 171:1-47, Buenos Aires.
- ; J.D. DAVIDSON; C. MPODOZIS y V.A. RAMOS, 1981. Magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. Earth Sci. Rev. 18(3-4):303-332, Amsterdam.
- CRIADO ROQUE, P; C. MOMBRU y V.A. RAMOS, 1981. Estructura e interpretación tectónica. VIII°Congr. Geol. Arg., Relatorio "Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis":193-236, Buenos Aires.
- CUCCHI, R., 1971. Edades radimétricas y correlación de metamorfitas de la Precordillera, San Juan, Mendoza, Rep. Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVI(4):503-515, Buenos Aires.
- , 1972. Geología y estructura de la Sierra de Cortaderas, San Juan - Mendoza, República Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVII(2):229-248, Buenos Aires.
- CUERDA, A.J., 1981. Graptolitos del Silúrico inferior en la Formación Rinconada, precordillera de San Juan. Ameghiniana, XVIII(3-4):241-247, Buenos Aires.
- ; G. FURQUE y E. ULIARTE, 1982. Graptolitos de la base del Silúrico en la Sierra de Talacasto, precordillera de San Juan. Ameghiniana, XIX(3-4):239-252, Buenos Aires.
- ; C.A. CINGOLANI y R. VARELA, 1983. Las graptofaunas de la Formación Los Sombros, Ordovícico inferior de la vertiente oriental de la Sierra del Tontal, precordillera de San Juan. Ameghiniana, XX(3-4):239-260, Buenos Aires.
- DALMAYRAC, B.; G.LAUBACHER; R.MAROCCO; C.MARTINEZ y P.TOMASI, 1980. La chaîne hercynienne d'Amérique du sud. Structure et évolution d'un orogène intracratonique. Geol. Rundschau., 69(1):1-21, Stuttgart.
- DALZIEL, I.W.D., 1983 (en prensa). Collision and Cordilleran orogenesis: an Andean Perspective. Lamont Doherty Geological Observatory (preprint), New York.

- DESSANTI, R.N. y R.CAMINOS, 1967. Edades potasio-argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael de Mendoza, Rep. Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev.XXI(2):135-162, Buenos Aires.
- FURQUE, G., 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b Guadacol, prov. de La Rioja. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 92:1-104, Buenos Aires.
- , 1972. Los movimientos caledónicos en la Argentina. Rev. Mus. La Plata, 8:129-136, La Plata.
- , 1979. Descripción geológica de la Hoja 18c Jachal, prov. de San Juan. Serv. Geol. Nac., Bol. 164:1-79, Buenos Aires.
- , 1982. Descripción geológica de la Hoja 19c Ciénaga de Gualilán, prov. de San Juan. Serv. Geol. Nac. (inédito), Buenos Aires.
- GONZALEZ BONORINO, G., 1975. Sedimentología de la Formación Punta Negra y algunas consideraciones sobre la geología regional de la Precordillera de San Juan y Mendoza. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX(3):223-246, Buenos Aires.
- GONZALEZ DIAZ, E.F., 1958. Estructuras del basamento y del Neopaleozoico en los contrafuertes nororientales del Cordón del Portillo, prov. de Mendoza. Asoc. Geol. Arg. Rev. XII(3):98-133, Buenos Aires.
- GORPILLO, C.E. y A.N.LENCINAS, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En Seg. Sím. Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. Ciencias, 1:577-650, Córdoba.
- HARRINGTON, H.J., 1971. Descripción geológica de la Hoja 22c Ramblón, provs. de Mendoza y San Juan. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 114:1-87, Buenos Aires.
- HELWIG, J., 1973. Late Paleozoic stratigraphy and tectonics of Central Andes. An. Acad. Bras. Cienc. (1972), 44 (Suplem.):161-171, Sao Paulo.
- HERVE, F., 1982. Condiciones de formación de complejos metamórficos chilenos a partir de la química de anfíbolos en metabasitas. III°Congr. Geol. Chileno, Actas 11:D93-D115, Concepción.
- ; J.DAVIDSON; E.GODOY; C.MPODOZIS y V.COVACEVICH, 1981. The Late Paleozoic in Chile: Stratigraphy, Structure and possible tectonic framework. An. Acad. Bras. Cienc., 53:361-373, Sao Paulo.
- ; F.MUNIZAGA; E.GODOY y L.AGUIRRE, 1974. Late Paleozoic K-Ar ages of blue schists from Pichilemu, Central Chile. Earth Plan. Sci. Lett., 23:261-264, Amsterdam.
- ; K.KAWASITA; F.MUNIZAGA y M.BASSEI, 1982. Edades Rb-Sr de los cinturones metamórficos pareados de Chile Central. III°Congr. Geol. Chileno, Actas, 11:D116-D135, Concepción.
- FORSYTHE, R. y C.MPODOZIS, 1979. El Archipiélago Madre de Dios, Patagonia occidental, Magallanes: rasgos generales de la estratigrafía y estructura del basamento pre-Jurásico. Rev. Geol. Chile, 7:13-29, Santiago.
- ISAACSON, P.E., 1975. Evidence for a western extracontinental land source during the Devonian period in the Central Andes. Geol. Soc. Amer., Bull. 86:39-46, Boulder.
- KAY, S.M.; V.A.RAMOS y R.KAY, 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas en la Precordillera occidental: Basaltos de rift oceánicos tempranos (?) próximos al margen continental. IX°Congr. Geol. Arg., Actas (en prensa).
- KEIDEL, J., 1925. Sobre el desarrollo paleogeográfico de las grandes unidades geológicas de la Argentina. Soc. Arg. Est. Geogr. GAEA, Anales 4:251-312, Buenos Aires.
- KNUVER, M. y H.MILLER, 1981. Ages of metamorphic and deformation events in the Sierra de Ancastí (Pampean Ranges, Argentina). Geol. Rundschau, 70(3):1020-1029, Stuttgart.
- y M.REISSINGER, 1981. The plutonic and metamorphic history of the Sierra de Ancas

- ti (Catamarca province, Argentinien). Zbl. Geol. Palaont., Teil 1(3-4):285-297, Stuttgart.
- LEVERATTO, M.A., 1968. Geología de la zona al oeste de Ullún Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan, eruptividad subvolcánica y estructura. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIII(2):129-157, Buenos Aires.
- LINARES, E. y C.O.LATORRE, 1973. Geocronología potasio-argón de rocas metamórficas del sector meridional de la Sierra Chica de Córdoba, Rep. Argentina. VII° Congr. Geol. Arg., Actas 1:787-794, Buenos Aires.
- ; E.LLAMBIAS y C.O.LATORRE, 1980. Geología de la provincia de La Pampa, Rep. Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV(1):87-146, Buenos Aires.
- MARTINEZ, C., 1980. Structure et évolution de la chaîne Hercynienne et de la chaîne Andine dans le nord de la cordillère des Andes de Bolivie. Trav. et Doc. de L'OSTROM, 119:1-352, París.
- MEGARD, F., 1973. Etude géologique d'une transversale des Andes au niveau du Pérou central. These Doc. Sciences, Montpellier, 264pp.
- MPODOZIS.C. y R.FORSYTHE, 1983. Stratigraphy and Geochemistry of Accreted fragments of the Ancestral Pacific Floor in southern South America. Palaeogeogr., Palaeoclim. Palaeoecol., 41:103-124, Amsterdam.
- ; F.HERVE; J.DAVIDSON y S.RIVANO, 1983. Los granitoides de cerros de Lila, manifestaciones de un episodio intrusivo y termal del Paleozoico inferior en los Andes del Norte de Chile. Rev. Geol. Chile, 18:3-14, Santiago.
- NUR, A. y Z.BEN AVRAHAM, 1977. Lost Pacifica continent. Nature, 270:41-43, London.
- ORTIZ, A. y J.ZAMBRANO, 1981. La provincia geológica de Precordillera Oriental. VIII° Congr. Geol. Arg., Actas 1:59-74, Buenos Aires.
- PALMER, H.C.; A.HAYATSU y W.D.MACDONALD, 1980. Paleomagnetic and K-Ar age of a 6 km thick Cretaceous section from the Chilean Andes. Geophys. Jour. Roy. Astron. Soc., 62: 133-153.
- PITCHER, W.S., 1982. Granite Type and Tectonic Environment. En Hsu, K.J. (ed.) Mountain Building Processes, chap.1-3:19-40, Academic Press, London.
- POLANSKI, J., 1958. El bloque varísico de la Cordillera Frontal de Mendoza. Asoc. Geol. Arg., Rev. XII(3):165-196, Buenos Aires.
- , 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina. Ed. Eudeba, 216 pp., Buenos Aires.
- QUARTINO, B.J. y R.ZARDINI, 1967. Geología y Petrología de la cordillera de Lolanguil y las serranías de Santa Rosa y San Guillermo, Cordillera Frontal de San Juan. Magmatismo, metamorfismo y metalogénesis. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXII(1):5-53, Buenos Aires.
- ; ----- y A.J.AMOS, 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta. Asoc. Geol. Arg., Monogr. 1: XV + 1-184, Buenos Aires.
- RAMOS, E.D. y V.A.RAMOS, 1979. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. VII° Congr. Geol. Arg., Actas 1:771-786, Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., 1982. Descripción geológica de la Hoja 20f, Chepes, prov. de La Rioja. Serv. Geol. Nac., Bol.188:1-52, Buenos Aires.
- , 1983. Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. II° Congr. Nac. Geol. Econ., Actas 1:108-124, San Juan.
- ; S.MALANCA y M.MARTEL, 1978. Estratos con graptolitos suprayacentes a la Formación San Juan en la quebrada de Talacasto. Acta Geol. Lilloana, XIV (Suplem.):115 - 116, Tucumán.

- RAPELA, C.W., 1976. Las rocas granitoïdes de la regi3n de Cafayate, provincia de Salta: aspectos geol3gicos y geoquïmicos. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXI(4):260-278, Buenos Aires.
- , 1982. Aspectos geoquïmicos y petrol3gicos del Batolito de Achala, pro. de C3rdoba. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVII(3):313-330, Buenos Aires.
- ; L.MHEAMAN y R.J.MC NUTT, 1982. Rb/Sr geochronology of granitoid rocks from the Pampean Ranges, Argentina. Jour. Geol. 90:574-582, Chicago.
- RINALDI, C.A. y E.LINARES, 1973. Edades potasio-arg3n de pegmatitas de la provincia de San Luis. V3Congr. Geol. Arg., Actas 1:411-418, Buenos Aires.
- ROLLERI, E. y B.BALDIS, 1967. Paleogeography and distribution of carboniferous deposits in the Argentine Precordillera. Coloquio de la I.U.G.S: La estratigrafia del Gondwana, Ciencias de la Tierra, 2:1005-1024, Unesco, 1969.
- RUTLAND, R.W.R., 1971. Andean orogeny and sea floor spreading. Nature, 233:252-255, London.
- SCHWELLER, W.J. y L.D.KULM, 1978. Extensional rupture of oceanic crust in the Chile trench. Marine Geol., 28(1978):271-291, Amsterdam.
- TOSELLI, A.J.; J.N.R de TOSELLI y C.W.RAPELA, 1978. El basamento metam3rfico de la Sierra de Quilmes, Rep. Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII(2):105-121, Buenos Aires.
- TURNER, J.C.M., 1960. Faunas graptolïticas de Am3rica del Sur. Asoc. Geol. Arg., Rev. XIV(1-2):5-180, Buenos Aires.
- y V.MENDEZ, 1975. Geologïa del sector oriental de los Departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta. Rep3blica Argentina. Bol. Acad. Nac. Cien. 51(1-2):11-24, C3rdoba.
- VASQUEZ, J.R.; R.A.GORROÑO y J.IVORRA, 1981. El paleozoico superior en las provincias de San Juan y La Rioja. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVI(1):89-98, Buenos Aires.
- VILAS, J.F.A. y D.A.VALENCIO, 1982. Implicancias geodinãmicas de los resultados paleomagn3ticos de formaciones asignadas al Paleozoico tardïo-Mesozoico temprano del centro-oeste argentino. V3Congr. Latinoamer. Geol., Actas III:743-758, Buenos Aires.
- WINDHAUSEN, A., 1931. Geologïa Argentina. Seg. Parte: Geologïa Hist3rica y regional del territorio argentino. Ed. Peuser, 645pp., Buenos Aires.
- ZUZEK, A.B., 1978. Descripci3n geol3gica de la Hoja 18f, Chamental, prov. de La Rioja. Serv. Geol. Nac., Bol. 161:1-35, Buenos Aires.