

XIIº Congreso Geológico Argentino y IIº Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza, 1993)
Geología y Recursos Naturales de Mendoza - V. A. Ramos (Ed.), Relatorio, I (19): 257-266

ESTANTERIA CONGRESO
UBICACION

CAPITULO I-19

INTERPRETACION TECTONICA

VICTOR A. RAMOS

Universidad de Buenos Aires

INTRODUCCION

La evolución tectónica de la provincia de Mendoza comprende una sucesión de eventos orogénicos responsables de su actual estructura. Estos eventos se pueden agrupar en una serie de ciclos de deformación que abarcan desde el Precámbrico hasta el presente. La importante actividad sismotectónica en la actualidad, indica que la estructuración de la provincia de Mendoza está lejos de haber terminado.

Si bien fueron numerosos los geólogos que se ocuparon de aspectos parciales de la tectónica de la provincia, se destacan entre ellos los estudios más regionales de Groeber (1918 b, 1947 a y b, 1951), quien dilucidó los eventos principales de la historia de deformación cenozoica de Los Andes, estableciendo una serie de etapas y fases de deformación. Estos estudios fueron complementados con los de Polanski (1957, 1958 a, 1962 y 1963), quien prestó especial atención no solamente a los movimientos neopaleozoicos y a los ándicos, sino que fue pionero en el estudio de la neotectónica de la región extra-andina de Mendoza.

Con posterioridad los numerosos trabajos de Borrello (1963a, 1969 a, b y c) contribuyen al conocimiento de la tectónica dentro del marco geosinclinal. Posteriormente Borrello *et al.* (1973) presentan el primer mapa tectónico de la provincia de Mendoza. Sus aportes muestran, especialmente en la Precordillera y Cordillera Frontal, las relaciones entre la paleogeografía, el magmatismo y la estructura resultante. Estos temas fue-

ron abarcados dentro de este marco posteriormente por Rolleri y Criado Roque (1970), en el primer relatorio de la provincia de Mendoza.

Para su tratamiento se dividirá la evolución tectónica de la provincia en una etapa previa proterozoica y en los ciclos famatiniano, gondwánico y ándico.

EVOLUCION PROTEROZOICA

No se conocen rocas de mayor antigüedad que Proterozoico en la provincia. Su conocimiento procede de escasos afloramientos y por lo general pobremente datados.

Unos de los rasgos tectónicos mejor conocidos de rocas de posible edad proterozoica corresponde a la estructura superficial y profunda del cerro Salinas, única expresión superficial de las Sierras Pampeanas en territorio mendocino (véase figura 1).

En este cerro se observan imbricaciones correspondientes a una faja plegada y corrida de vergencia hacia el oeste, conocida por los trabajos de Borrello (1969 b: 86), quien interpretó los afloramientos del cerro Salinas como una serie de pequeñas napas de cobertura con vergencia occidental. Posteriormente Scanavino y Guichón (1973) demostraron su correlación con las rocas proterozoicas del borde occidental de las Sierras Pampeanas. En su estudio de detalle concluyen que la constitución del cerro Salinas está caracterizada por una serie de corrimientos imbricados que repiten niveles calcáreos con depósitos de flysch, que en conjunto presen-

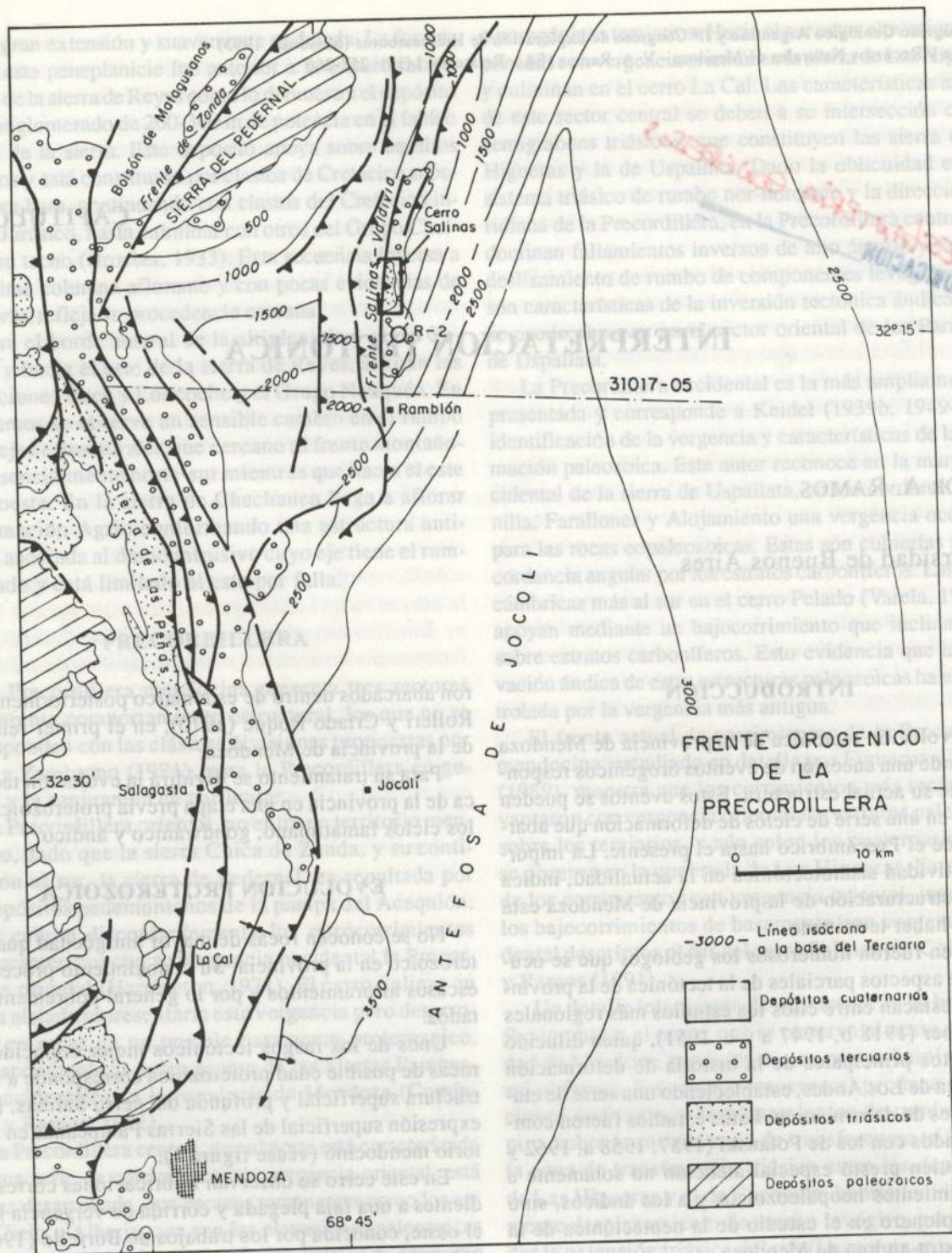


Figura 1: Mapa de ubicación del cerrito Salinas, al norte de la ciudad de Mendoza y su posición con respecto al frente orogénico cenozoico superior (modificado de Figueroa y Ferraris, 1989).

han evidencias de metamorfismo regional (figura 2). Borrello (1969 b) y Caminos (1979), agruparon a estas metasedimentitas en el Grupo Caucete, que tiene su localidad tipo en la sierra de Pie de Palo. Los estudios de Comínguez y Ramos (1990 y 1991) han permitido ex-

tender este conocimiento a la estructura profunda, a través del reprocesamiento de las líneas sísmicas existentes. Estos autores reconocen que la secuencia clástica compuesta por grauvacas, pelitas y abundantes venas de cuarzo, interestratificadas con niveles carbonáticos

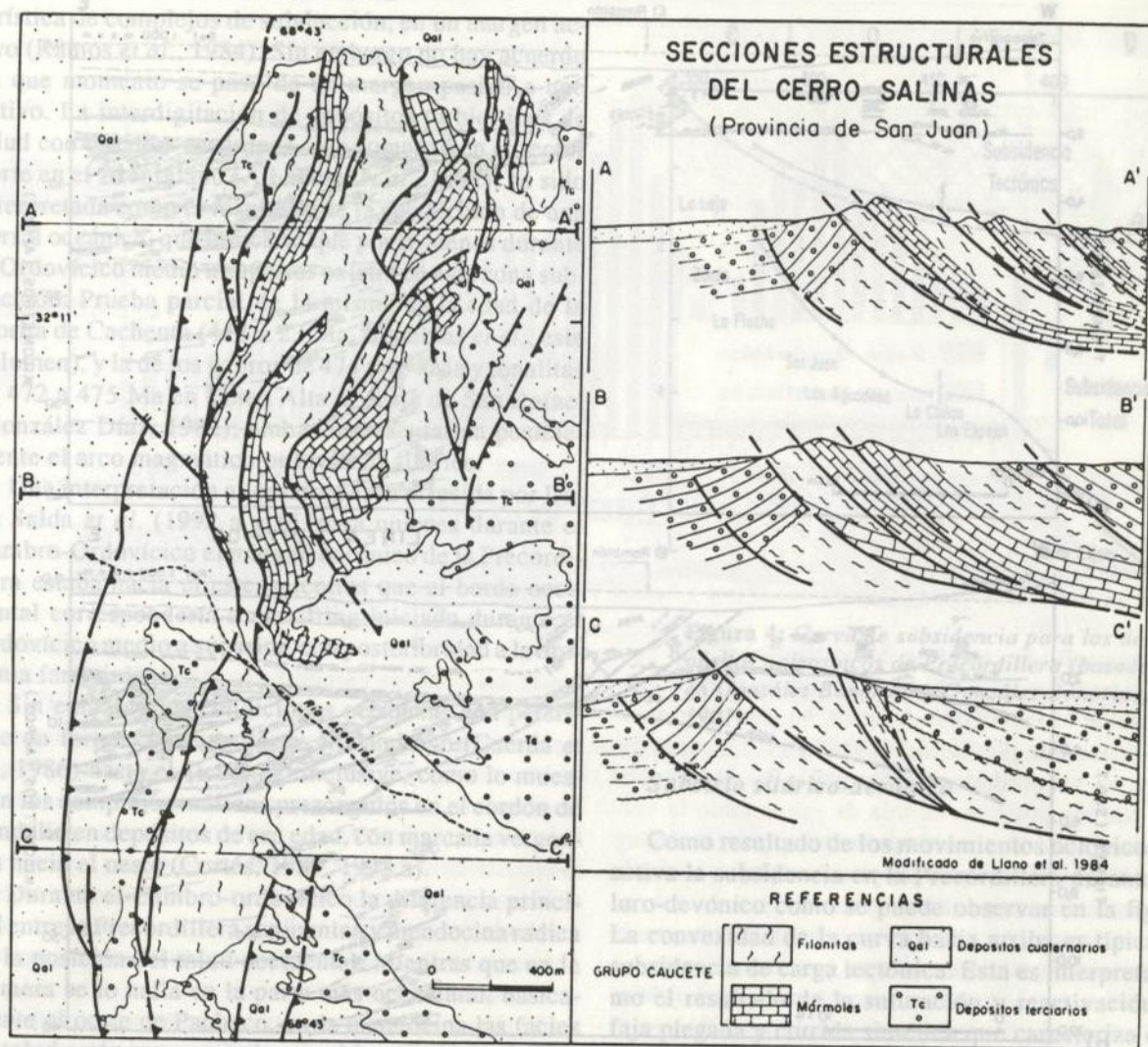


Figura 2: Geología del cerrito Salinas y sección estructural del Grupo Cauçete (Comínguez y Ramos, 1991).

se hallan intensamente cizalladas hasta desarrollar estructuras del tipo *broken textures* donde las foliaciones pierden continuidad. Estas estructuras son comunes en prismas de acreción y se conocen en ambientes asociados a complejos de subducción y a zonas de importante desplazamiento de rumbo. En el sector chileno estructuras similares han sido descritas por Hervé (1988) en ambientes de este tipo de edad neopaleozoica.

Las evidencias aportadas por la geología del cerro Salinas y el reprocesamiento de las líneas sísmicas indican que el límite entre las Sierras Pampeanas y la Precordillera está caracterizado en los niveles supracorticales por reflectores oblicuos que se extienden hasta los 30 Km de profundidad. Estos corresponden a zonas de duplex corticales, con desarrollo de fajas miloníticas como lo propusieron Smithson *et al.* (1986). Estas fajas de milonitas con vergencia similar han sido descritas en el cerro Salinas (Llano *et al.*, 1984). Su geometría caracterizaría la

existencia de grandes rampas en un basamento complejo, con desarrollo de zonas de duplex, formadas durante fuertes episodios compresionales de acortamiento cortical (Comínguez y Ramos, 1991). Estas estructuras oblicuas y profundas son coherentes con la presencia de una sutura entre dos terrenos acrecionados (figura 3).

Si se acepta la edad proterozoica, posiblemente media, de estas metamorfitas, por correlación a la edad actualmente aceptada para el basamento metamórfico de Pie de Palo (McDonough *et al.* 1993), la estructura de este prisma de acreción podría corresponder a una deformación asociada a la orogenia de Grenville (1,1 a 1,0 Ga). Si se acepta esta hipótesis el borde occidental de las Sierras Pampeanas habría posiblemente intervenido en la formación del supercontinente de Rodinia (Hoffman, 1991; Dalziel, 1992). Sin embargo no hay dudas de su reactivación posterior durante la deformación eopaleozoica (Comínguez y Ramos, 1991).

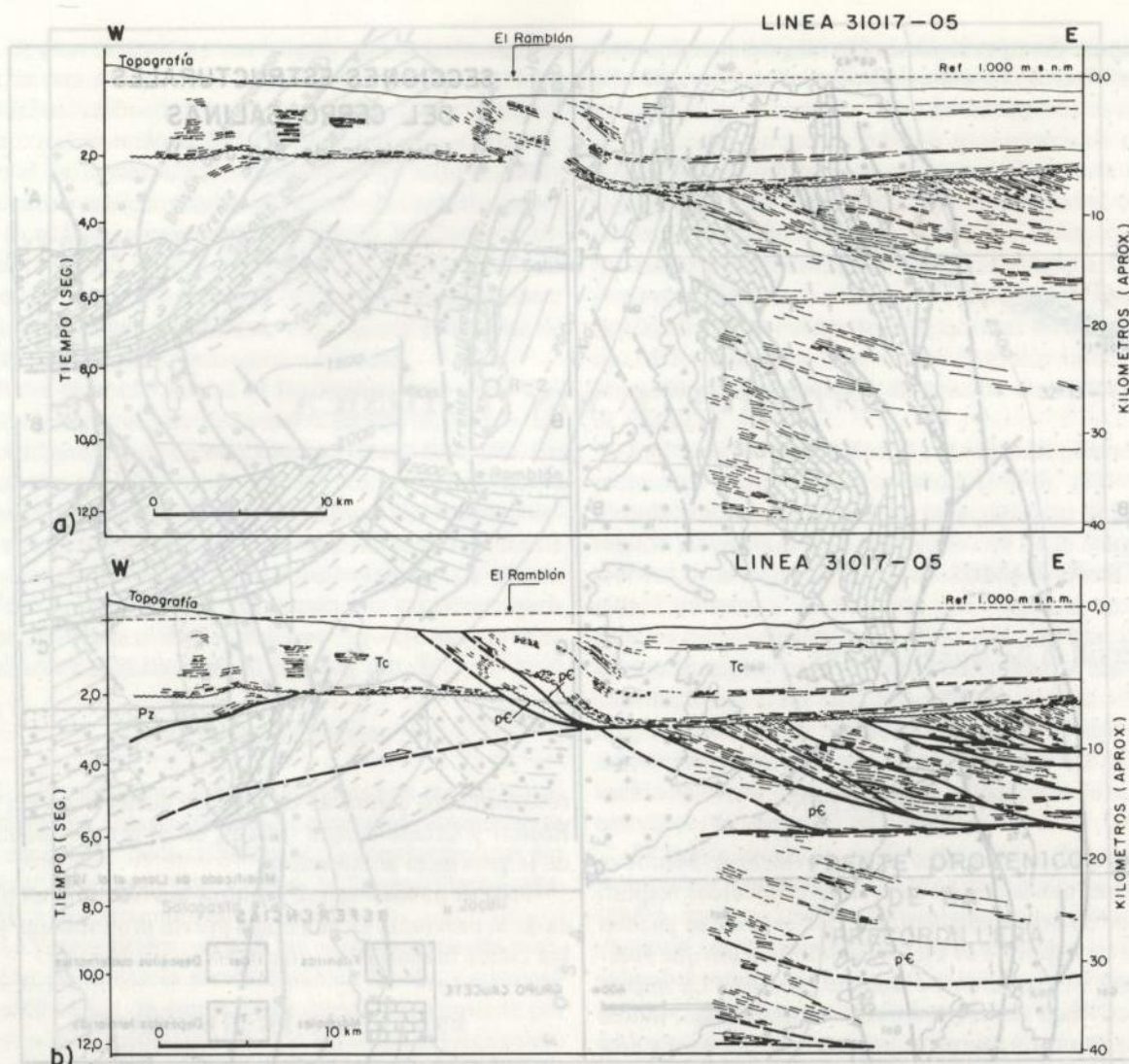


Figura 3: Estructura profunda entre la Precordillera y las Sierras Pampeanas Occidentales. a) Trazado de la línea sísmica y b) interpretación geológico estructural (Comínguez y Ramos, 1991).

El basamento proterozoico de la Cordillera Frontal (Caminos *et al.*, 1979), así como el del Bloque de San Rafael, no tienen aún datos suficientes para relacionarlos tectónicamente, ni aún a nivel de hipótesis de trabajo.

CICLO FAMATINIANO

Este ciclo está bien representado en la Precordillera y se reconocen dos subciclos bien definidos que culminan con los movimientos oclóricos (a fines del Ordovícico) y los chánicos (a fines del Devónico, principios del Carbonífero).

Subciclo cambro-ordovícico

En la Precordillera mendocina han quedado testimonios del desarrollo de un margen pasivo, cuya subsiden-

cia térmica se habría iniciado entre los 575 y 560 Ma (González Bonorino y González Bonorino, 1991). Ello implicaría el pasaje de una subsidencia tectónica a una térmica en el Proterozoico superior, marcando el término de la etapa de rifting.

Diversos autores interpretaron el borde occidental de la Precordillera como una zona de transición entre la plataforma continental y un medio oceánico (Borrello, 1969 b; González Bonorino, 1975, Spalletti *et al.*, 1989).

Los diferentes estudios llevados a cabo en la región de Cortaderas, Farellones y Bonilla han permitido interpretar a las rocas máficas y ultramáficas como remanentes desmembrados de corteza oceánica (Haller y Ramos, 1984, 1993, este volumen; Kay *et al.*, 1984). La estructura actual de intenso cizallamiento e imbricación tectónica ha sido interpretada como una melange carac-

terística de complejos de subducción, en un margen activo (Ramos *et al.*, 1984). Sin embargo no hay acuerdo en que momento se pasó de un margen pasivo a uno activo. La interdigitación de depósitos turbidíticos de talud con basaltos oceánicos, que comenzó en el sector norte en el Arenigiano (Albanessi *et al.*, 1992), ha sido interpretada como el resultado de la subducción de una dorsal oceánica, que indicaría que por lo menos durante el Ordovícico medio a superior existió en esta zona subducción. Prueba parcial de la misma es la edad de la diorita de Cacheuta (418 ± 23 Ma, Llambías *et al.*, este volumen), y la de los gabros de 474 a 484 Ma y tonalitas de 472 a 475 Ma en Loma Alta al oeste de San Rafael (González Díaz, 1982); ambas representarían posiblemente el arco magmático ordovícico-silúrico.

Una interpretación alternativa es la ofrecida por Dalla Salda *et al.* (1992 a y b), para quienes durante el Cambro-Ordovícico el margen oceánico de la Precordillera estaba hacia el este, mientras que el borde occidental correspondería a un rifting iniciado durante el Ordovícico medio a superior, con posterioridad a la orogenia famatiniana.

Sin embargo las condiciones oceánicas han persistido en forma continua desde el Cámbrico (Cuerda *et al.*, 1986) hasta el Devónico inclusive, como lo muestran los complejos máficos preservados en el cordón de Sandalio en depósitos de esa edad, con marcada vergencia hacia el oeste (Cortés, 1989, 1993 a).

Durante el Cambro-ordovícico la diferencia principal entre la Precordillera sanjuanina y mendocina radica en la posición del talud occidental. Mientras que en la primera se lo halla en la parte más occidental, básicamente al oeste de Pachaco, en la mendocina las facies de talud están representadas en el borde este de la Precordillera, faltando la extensa plataforma desarrollada más al norte. Inmediatamente al oeste de la ciudad de Mendoza se preservan las facies de talud cambro-ordovícicas (Baldís *et al.*, 1989b: 105), por lo que gran parte del sistema preservado en Mendoza corresponde en sentido estricto a la Precordillera Occidental. Esto podría ser explicado por una segmentación por transcurrencia donde gran parte del sector sur de la plataforma precordillerana no ha sido preservado.

El ciclo cambro-ordovícico culmina con las diversas fases de deformación atribuidas en conjunto a los movimientos oclóyicos. Estas fueron definidas en la Precordillera sanjuanina como la fase guandacólica entre el Arenigiano y el Llanvirniano (Furque, 1972, Baldís *et al.*, 1982) y la villicúmica entre el Caradociano superior y el Ashgiliano (Baldís *et al.*, 1982). Estos movimientos oclóyicos fueron interpretados como el resultado de la deformación localizada entre la Precordillera y el terreno Pampeano, asociada a la colisión entre ambas unidades (Ramos *et al.*, 1986).

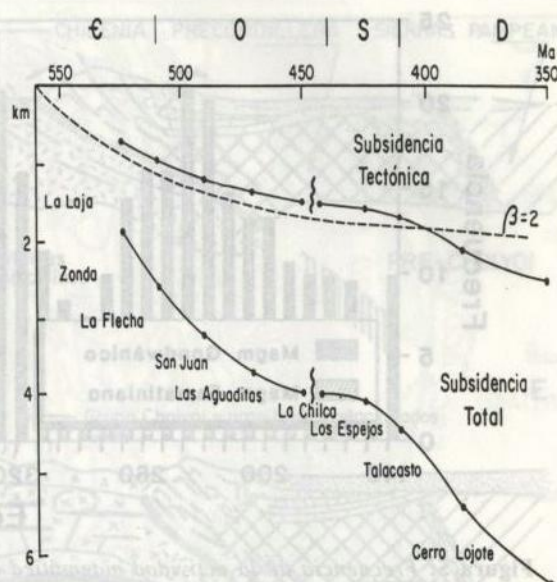


Figura 4: Curva de subsidencia para los depósitos paleozoicos de Precordillera (basado en González Bonorino y González Bonorino, 1991).

Subciclo silúrico-devónico

Como resultado de los movimientos oclóyicos se reactiva la subsidencia en la Precordillera durante el Siluro-devónico como se puede observar en la figura 4. La convexidad de la curva hacia arriba es típica de la subsidencia de carga tectónica. Esta es interpretada como el resultado de la suturación y reactivación de la faja plegada y corrida sintética que caracteriza el contacto entre la Precordillera y las Sierras Pampeanas (Comínquez y Ramos, 1991). Esto ocasionó importantes aportes de material detrítico desde las actuales Sierras Pampeanas Occidentales, como lo demuestra la edad de los circones descritos por Loske (1992) en las secuencias devónicas de la Precordillera. Parte de las turbiditas de la Formación Villavicencio y unidades equivalentes más al norte serían el resultado del desarrollo de una cuenca de antepaís periférica en el sentido de Dickinson (1974). Estos depósitos sinorogénicos a la colisión de Precordillera y Sierras Pampeanas corresponden a potentes abanicos turbidíticos asociados a frentes deltaicos de poca profundidad (Astini, 1990), que hacia el interior de la Precordillera estarían representados por turbiditas más profundas (González Bonorino y Middleton, 1976). Este gran aporte de sedimentos clásticos estaría asociado al levantamiento, tanto del borde occidental de Sierras Pampeanas como de la Precordillera oriental, que presenta un elemento positivo en el arco de Villicúm-Zonda para la cuenca siluro-devónica (Baldís *et al.*, 1989b).

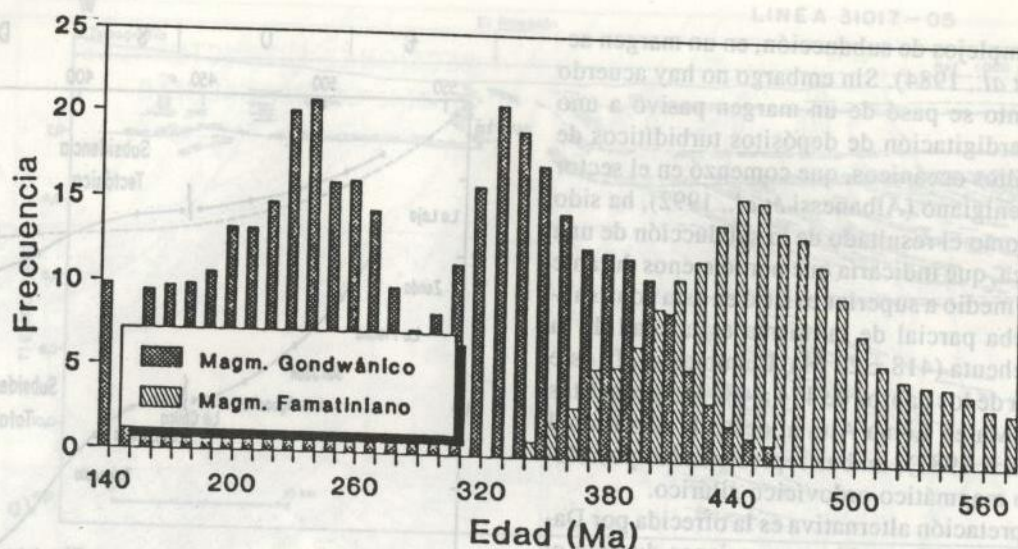


Figura 5: Frecuencia de la actividad magmática durante el Paleozoico con indicación de los dos pulsos principales de actividad gondwánica (Pérez y Ramos, 1990).

El desarrollo de una faja de corrimientos con vergencia al oeste en el sector occidental de la Precordillera durante el Paleozoico inferior, ha sido magistralmente reconocido por Keidel (1939 b, 1951), quien los describe en los cordones de Bonilla y Farallones. Diversos autores pusieron en tela de juicio tanto la vergencia como la deformación paleozoica, pero se debe a Romer (1964 y 1965) una apropiada caracterización de esta deformación pre-carbonífera.

Esta deformación paleozoica inferior y la marcada discordancia angular que separa a estos terrenos de los carboníferos, ha sido atribuida por Ramos *et al.* (1984, 1986), a la colisión de un terreno alóctono contra el margen occidental de la Precordillera, que habría producido los movimientos chánicos. Este terreno, reconocido como Chilenia, estaría integrado por el substrato metamórfico que sólo esporadicamente expone la Cordillera Frontal. Para otros autores el substrato de Cordillera Frontal y Precordillera serían parte de un mismo basamento autóctono afectado por un fenómeno de atenuamiento cortical durante el Paleozoico inferior (González Bonorino y González Bonorino, 1991).

En el sector del Bloque de San Rafael la discordancia producida por los movimientos chánicos está expuesta en el valle del río Atuel. Azcuy *et al.* (1987) atribuyen esta importante discordancia angular a la fase malimánica, de edad intracarbónica, al analizar la evolución de la cuenca neopaleozoica sanrafaelina.

CICLO GONDWANICO

Los movimientos chánicos de fines del Devónico o inicios del Carbonífero marcan el comienzo de un nuevo ciclo diastrófico. Este ciclo está gobernado por una sub-

sidencia asociada al desarrollo de un arco magmático, donde las cuencas carboníferas y pérmicas funcionan como cuencas de retroarco (Ramos *et al.*, 1984). Esta sedimentación se registra tanto en el sector de la cuenca de Uspallata y su continuación en la Cordillera Frontal (Azcuy *et al.*, 1987), como en el sector de la cuenca de San Rafael (Espejo *et al.*, 1991). Ambas cuencas sedimentarias actualmente desmembradas por la orogenia andina, si bien se originaron como cuencas de antepaís, resultado del apilamiento tectónico de los movimientos chánicos, evolucionaron posteriormente como cuencas de retroarco.

El desarrollo del arco volcánico carbónico pérmico produjo el importante volcanismo orogénico representado por andesitas, dacitas y riolitas, que alcanzan sus mejores exposiciones en el Bloque de San Rafael (véase Llambías *et al.*, 1993, este volumen).

La fase orogénica sanrafaélica propuesta por Ramos (1988 b), para representar la discordancia angular que separa en el río Mendoza los depósitos de la Formación Alto Tupungato de los niveles basales del Grupo Choyoi, tiene su localidad tipo en los alrededores de Polvaredas. Esta fase de amplio desarrollo en territorio mendocino, en especial en el Bloque de San Rafael, habría acaecido en el Pérmico inferior.

Cuando se comparan las evidencias de deformación compresiva y el desarrollo del magmatismo es notoria, en algunos ciclos, la coincidencia entre mínimos de actividad magmática y episodios compresivos de naturaleza orogénica. Así por ejemplo con posterioridad a los movimientos chánicos (mínimo de actividad), se inicia el ciclo gondwánico, que es interrumpido por la fase orogénica sanrafaélica (mínimo de actividad magmática) en dos subciclos (figura 5). Es por ello que las fases

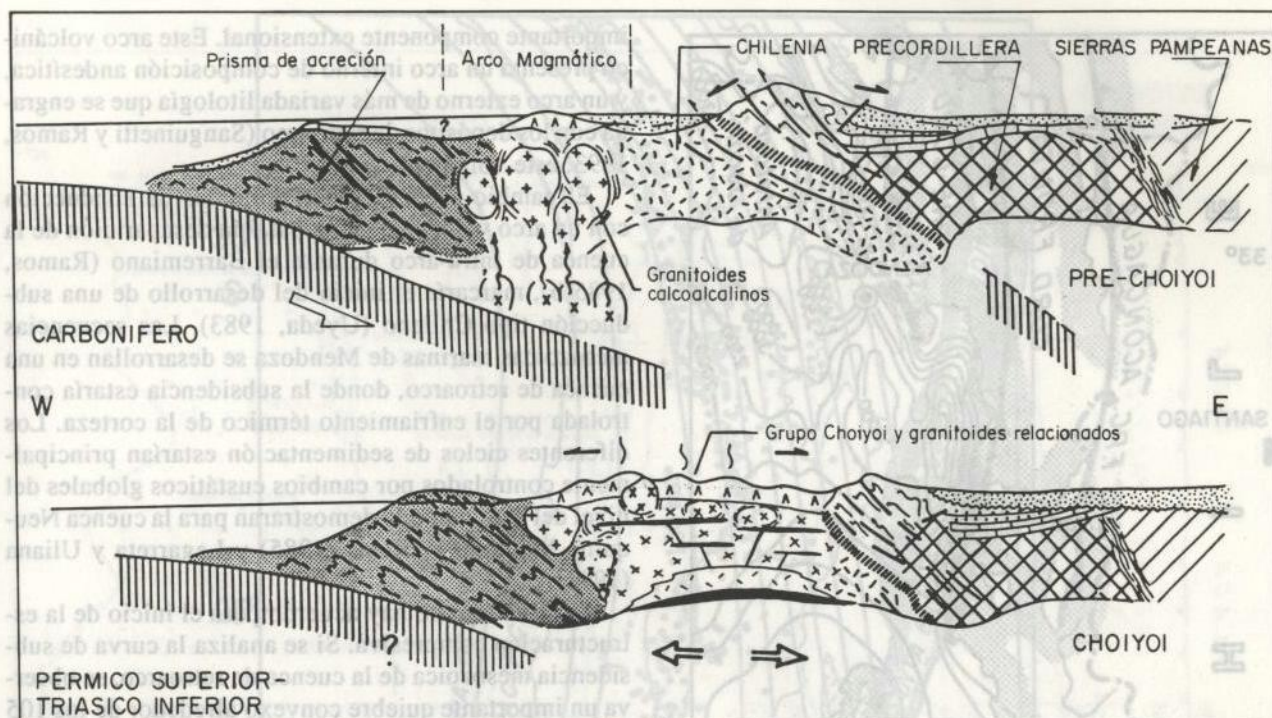


Figura 6: Esquema geotectónico mostrando la variación de una subducción normal a un período de extensión generalizada asociada a la parte superior del Grupo Choiyoi (Mpodozis y Ramos, 1990).

orogénicas se alternan con las de máxima actividad magmática y como lo ejemplifica el ciclo gondwánico, no son coincidentes. La actividad magmática no define *per se* la actividad orogénica principal, pero su distribución puede dar información sobre la ubicación temporal del diastrofismo principal en una determinada región, teniendo en cuenta que ésta puede variar entre diferentes comarcas (Pérez y Ramos, 1990).

Los datos geoquímicos disponibles en la Cordillera Frontal de las magmatitas gondwánicas permiten inferir dos regímenes diferentes de emplazamiento tectónico. Las secuencias más antiguas correspondientes a la fase somuncúrica están representadas por rocas plutónicas y volcánicas de típicas características orogénicas, asociadas al desarrollo de una zona de subducción (Kay *et al.*, 1989 b, Llambías y Sato, 1990). Entre esta fase y la sanrafaélica se registra un importante cambio en el marco tectónico de la región circumpacífica. La rápida velocidad de traslación de los continentes que caracterizó al Carbonífero, comienza a disminuir sustancialmente en el Pérmico inferior (Ramos y Kay, 1991). Este cambio se ha registrado también en el borde occidental de la Cordillera Frontal donde Rapalini (1989) establece un cambio fundamental en los polos paleomagnéticos dentro de las volcanitas del Grupo Choiyoi. Una sección inferior de rocas volcánicas de composición mesosilíceas presentaría rotaciones, interpretadas por este autor como el resultado de una subducción oblicua, mientras

que la sección superior estaría desprovista de rotaciones (figura 6). Estas rotaciones podrían ser responsables de los fenómenos de transcurrancia observados por Fuentes *et al.* (1986) en el río Tupungato inferior y áreas adyacentes. La parte superior riolítica estaría dominada por un régimen extensional como lo postularan Zeil (1981), Kay *et al.* (1989 b) y Llambías y Sato (1990).

Este régimen extensional alcanza su máximo en el Triásico medio, cuando comienza a cesar la actividad riolítica y se eyectan los basaltos de los rifts triásicos que caracterizan a la cuenca de Cuyo (Ramos y Kay, 1991). Estos marcan el inicio de la fase de hundimiento o desplome (*sag phase* de Kokogian *et al.*, 1989).

Los sistemas complejos de rift con polaridad alterante se desarrollan en la cuenca Cuyana (Legarreta *et al.*, 1993, este volumen). La sedimentación sincrónica con el fallamiento de rift muestra una reactivación de los depósitos de synrift, tanto en el Triásico (Kokogian *et al.*, 1993, este volumen) como en el Jurásico inferior.

CICLO ANDICO

La evolución andica comienza a la latitud de la provincia de Mendoza durante el Jurásico inferior a medio cuando se observan evidencias de subducción en el margen chileno adyacente (Mpodozis y Ramos, 1990). El desarrollo del arco magmático con una típica cuenca de intra-arco, marca un régimen de subducción con una

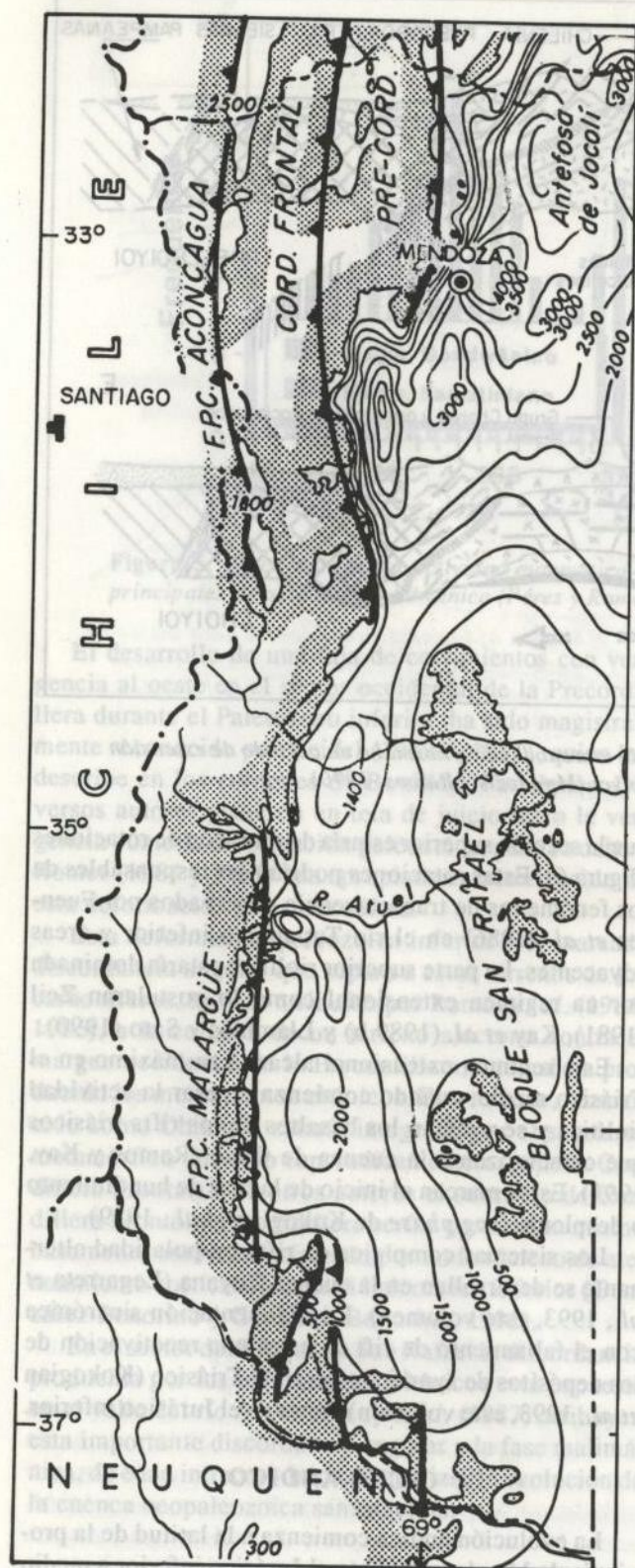


Figura 7: Desarrollo de las cuencas cenozoicas de antepaís y su relación con la faja plegada y corrida.

importante componente extensional. Este arco volcánico presenta un arco interno de composición andesítica, y un arco externo de más variada litología que se engrana con los depósitos de retroarco (Sanguinetti y Ramos, 1993, este volumen).

El cambio a condiciones normales de subducción con un arco volcánico principal y la desaparición de la cuenca de intra-arco durante el Barremiano (Ramos, 1985 b), marcaría el inicio del desarrollo de una subducción tipo Chileno (Uyeda, 1983). Las secuencias mesozoicas marinas de Mendoza se desarrollan en una cuenca de retroarco, donde la subsidencia estaría controlada por el enfriamiento térmico de la corteza. Los diferentes ciclos de sedimentación estarían principalmente controlados por cambios eustáticos globales del nivel del mar, como lo demostraron para la cuenca Neuquina Mitchum y Uliana (1985) y Legarreta y Uliana (1991).

Sin embargo no hay acuerdo para el inicio de la estructuración compresiva. Si se analiza la curva de subsidencia mesozoica de la cuenca de retroarco, se observa un importante quiebre convexo alrededor de los 105 Ma (Legarreta y Uliana, 1991). Este podría obedecer al inicio de la subsidencia por carga tectónica, básicamente acaecida en territorio chileno adyacente, dada la falta de evidencias en el sector mendocino, o como también lo sugieren Legarreta y Uliana (1991), a fenómenos de carga volcánica o pérdida de peso por erosión de la región del arco. Estos serían responsables de un suave dorso periférico en el Albiano- Cenomaniano, controlado por la subsidencia viscoelástica.

En la primera hipótesis el desarrollo del Turoniano-Santoniano, estaría asociado a flexiones del basamento por carga tectónica (Ramos, 1988 b) dado el cambio acaecido en la dinámica del sistema arco-fosa, mientras que en la segunda hipótesis estaría asociada a cambios en el desarrollo volcánico y a hundimiento regional.

En el Campaniano-Paleoceno habría acuerdo en reconocer el hundimiento flexural viscoelástico, con el desarrollo de una incipiente antefosa (*foredeep* de Legarreta y Uliana, 1991).

En territorio mendocino el inicio de una importante migración del frente orogénico se iniciaría con los depósitos sinorogénicos paleógenos, básicamente preservados en el sector sudoeste de la provincia (véase Yrigoyen, 1993, este volumen).

Sin embargo el desarrollo de una potente cuña sinorogénica, con la geometría típica de una cuenca de antepaís se preserva bien documentada a partir del Mioceno (figura 7). En ésta se puede reconocer diversos depocentros, productos locales de la subsidencia de carga tectónica de la faja plegada y corrida cenozoica.

El desarrollo tectónico es netamente diferente al norte y sur de los 34°30'S a partir de aproximadamente

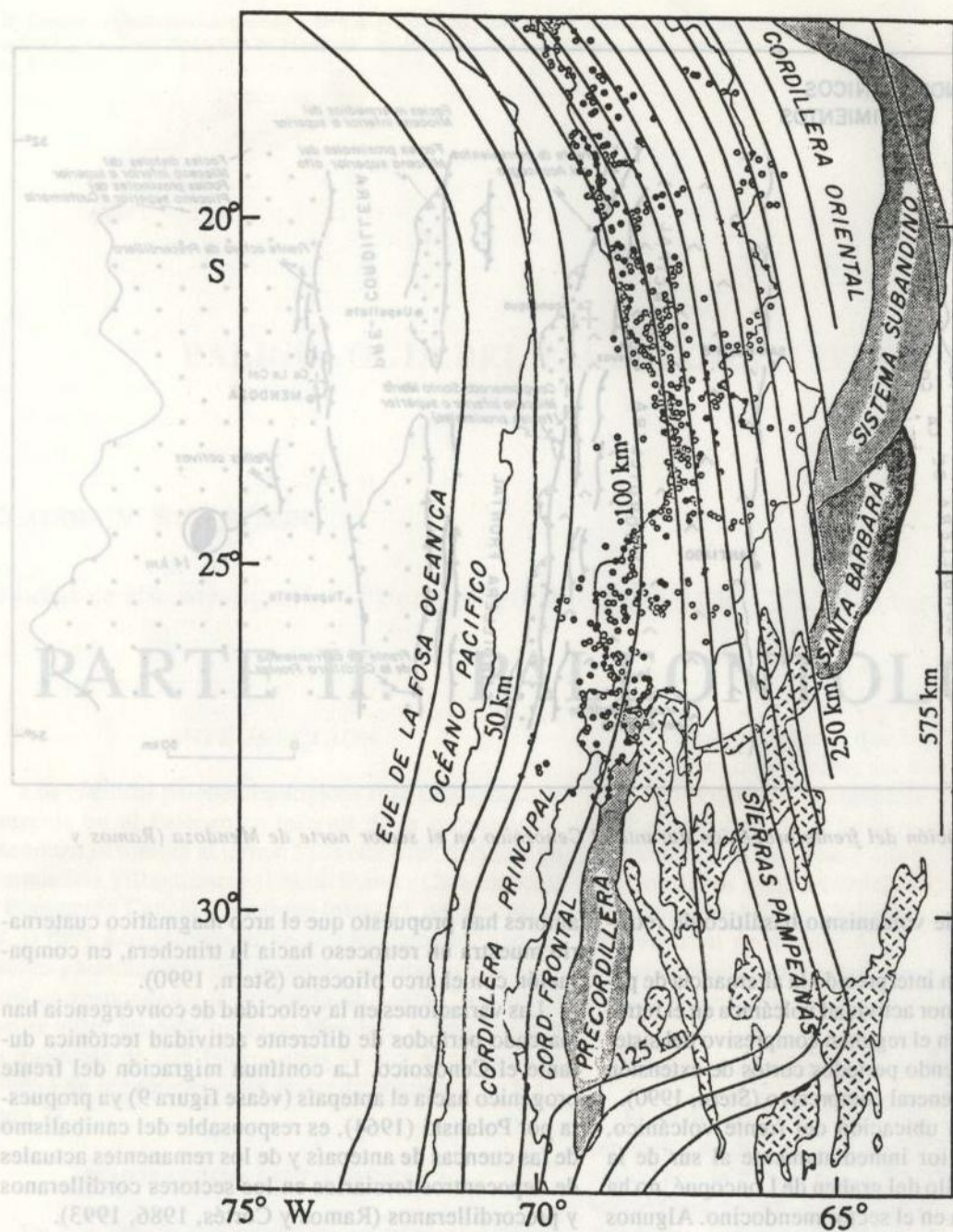


Figura 8: Zona de Wadati-Benioff del margen pacífico chileno (basada en Smalley e Isacks, 1990).

los 15 Ma. El sector norte se distingue por una subducción subhorizontal (véase figura 8) que controla a partir del Cenozoico superior, la evolución magmática del arco y su expansión hacia el antepaís (véase Ramos y Nullo, 1993, este volumen), así como la migración del frente orogénico. Este segmento sin volcanismo activo se caracteriza por la intensa sismicidad de intraplaca y la notable actividad neotectónica que presenta principalmente en el frente orogénico (véase Bastías *et al.*, 1993, este volumen).

El sector sur con un ángulo de subducción a los 30°, presenta una reducida actividad neotectónica así como una menor densidad de sismos de intraplaca. La característica principal es el desarrollo de un intenso volcanismo de retroarco (Bermúdez *et al.*, este volumen). Este último rasgo ha sido asociado a la menor edad de la corteza oceánica subducida (Ramos y Barbieri, 1989) cuando se lo compara con el sector noroeste argentino que a igualdad de geometría de subducción, presenta un mayor desarrollo de la faja

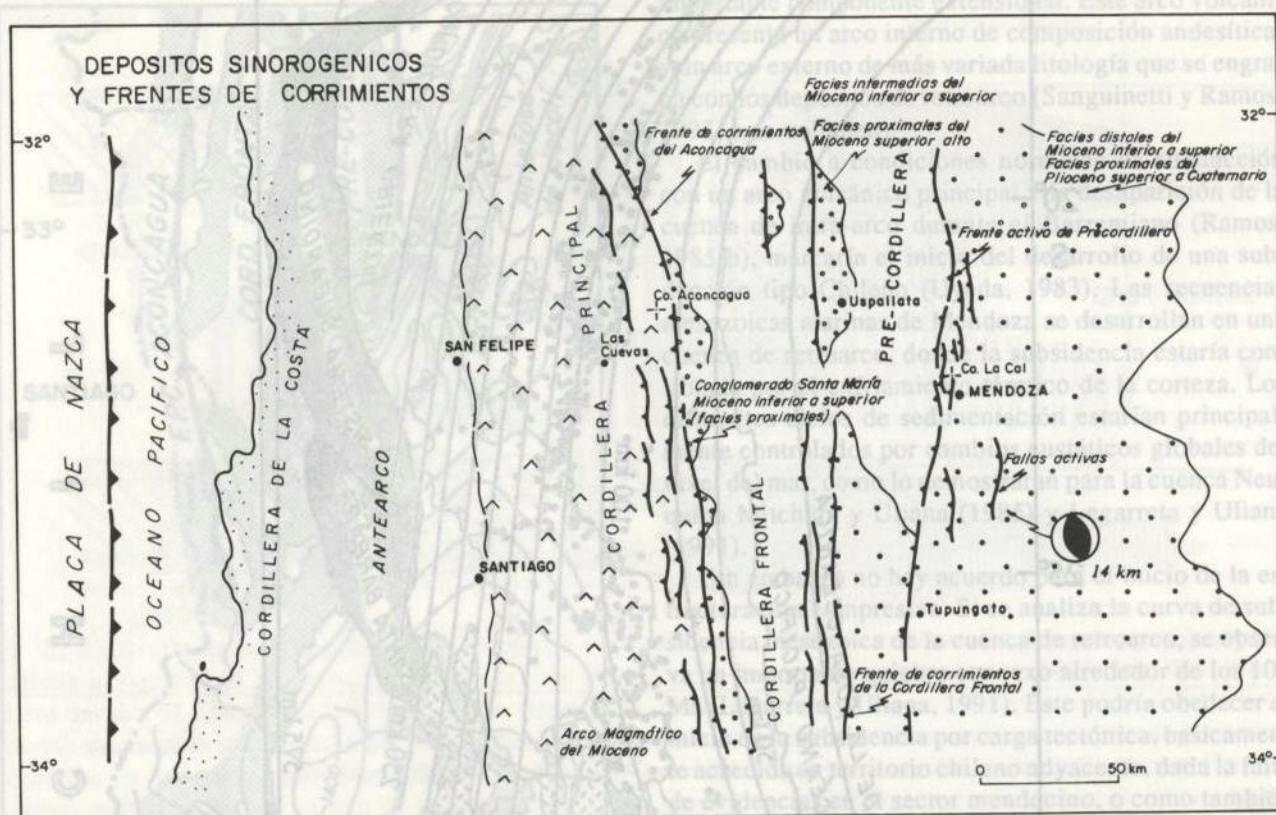


Figura 9: Migración del frente orogénico durante el Cenozoico en el sector norte de Mendoza (Ramos y Cortés, 1993).

y corrida y ausencia de volcanismo basáltico de retroarco.

Algunos autores han interpretado la alternancia de períodos con mayor o menor actividad volcánica en el retroarco, con variaciones en el régimen compresivo del sistema arco-fosa, proponiendo períodos cortos de extensión dentro de un sistema general compresivo (Stern, 1990).

La variación de la ubicación del frente volcánico, responsable en el sector inmediatamente al sur de la provincia, del desarrollo del graben de Loncopué, no ha podido ser reconocida en el sector mendocino. Algunos

autores han propuesto que el arco magmático cuaternario muestra un retroceso hacia la trinchera, en comparación con el arco plioceno (Stern, 1990).

Las variaciones en la velocidad de convergencia han marcado períodos de diferente actividad tectónica durante el Cenozoico. La continua migración del frente orogénico hacia el antepaís (véase figura 9) ya propuesta por Polanski (1964), es responsable del canibalismo de las cuencas de antepaís y de los remanentes actuales de depocentros terciarios en los sectores cordilleranos y precordilleranos (Ramos y Cortés, 1986, 1993).