

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 (18): 235-256

## CAPITULO I-18

## ESTRUCTURA

ESTANISLAO E. KOZLOWSKI<sup>1</sup>, RENE MANCEDA<sup>2</sup> y VICTOR A. RAMOS<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Occidental Exploration of Argentina, Inc.

<sup>2</sup> YPF S.A.

<sup>3</sup> Universidad de Buenos Aires

## INTRODUCCION

La actual estructura de la provincia de Mendoza es el resultado de una compleja historia geológica que en parte controló la estructuración andina. El objetivo del presente capítulo es caracterizar las diferentes unidades estructurales de la provincia, y a través de la identificación de sus distintos estilos estructurales presentar un marco homogéneo de la estructura de la Cordillera de Los Andes a estas latitudes y la región extra-andina adyacente.

Se han reconocido las unidades estructurales que se ilustran en la figura 1.

La estructura general de la provincia es presentada en las figuras 2 y 3, en la que se identifican los rasgos tectónicos principales compilados de diferentes fuentes. Se han basado en las distintas hojas geológicas del Servicio Geológico Nacional, en numerosos levantamientos geológicos inéditos realizados por Yacimientos Petrolíferos Fiscales y otros trabajos publicados, complementados por observaciones personales de los autores.

## FAJA PLEGADA Y CORRIDA DE LA CORDILLERA PRINCIPAL

Esta unidad puede ser dividida en dos segmentos de diferente comportamiento estructural. El sector norte,

que desde la provincia de San Juan ingresa en territorio mendocino en forma adyacente a la Cordillera del Límite, se extiende hasta la latitud del río Diamante y es conocido como la faja plegada y corrida del Aconcagua (Ramos, 1988b). El sector sur se prolonga desde ese río hasta la provincia del Neuquén y se conoce como faja plegada y corrida de Malargüe. Ambos sectores presentan una faja plegada y corrida, pero con características diferentes en lo que respecta a su desarrollo y a la participación del basamento.

## Faja plegada y corrida del Aconcagua

Este sector norte ha recibido la atención de numerosos investigadores, desde las pioneras observaciones de Darwin (1846), principalmente en el paso de Piuquenes y en el de la Cumbre (actualmente Las Cuevas). Su conocimiento actual se debe fundamentalmente a los estudios de Schiller (1907 y 1912), quien estableció las grandes cobijaduras de bajo ángulo como la del cerro Penitentes, hasta ese momento desconocidas en Los Andes. Sin embargo, sus observaciones no fueron reconocidas por muchos años, especialmente luego de los aportes de González Bonorino (1950), quien impulsó el concepto de que la estructura principal de la cordillera era relativamente simple y gobernada por fallas de alto

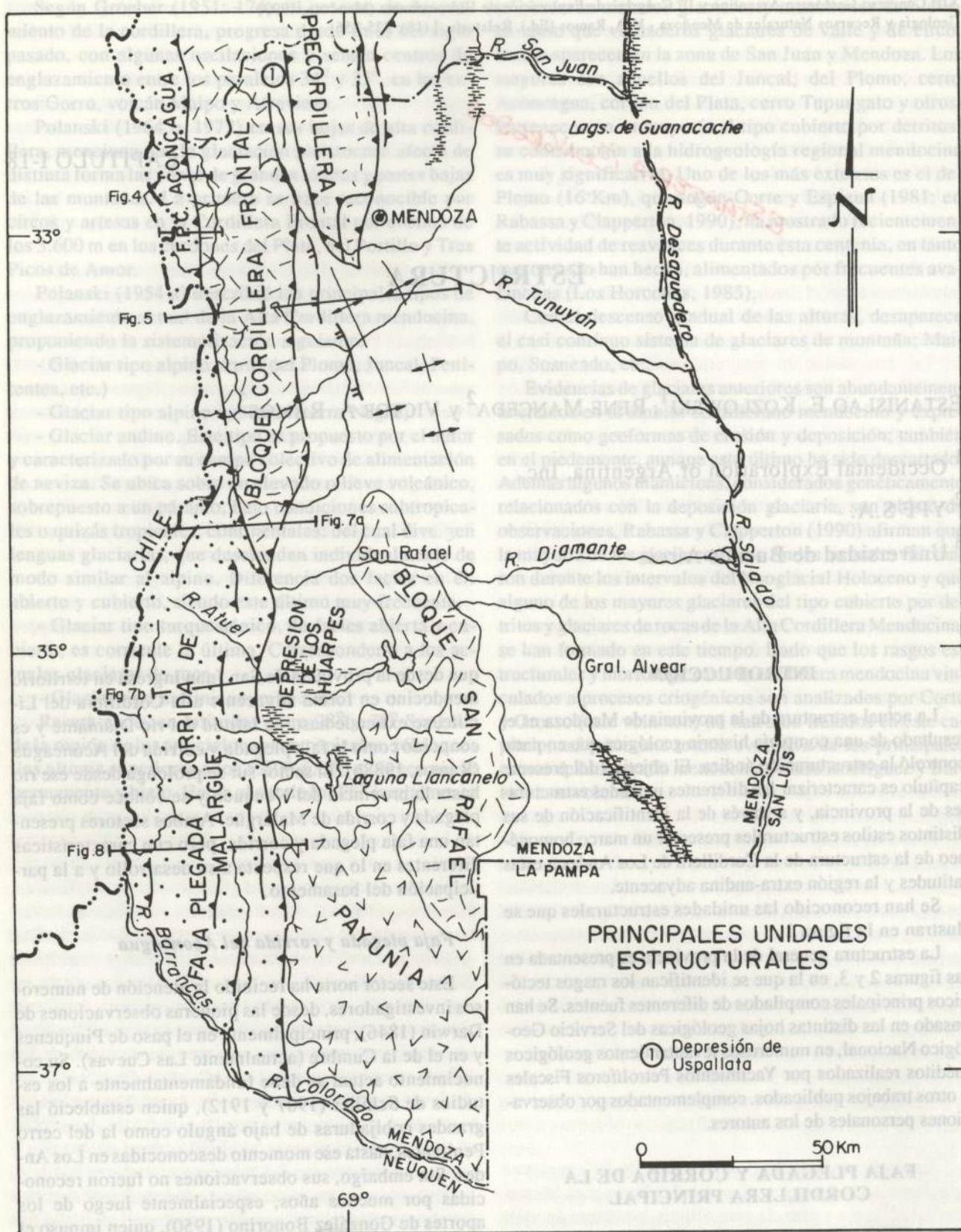


Figura 1: Unidades estructurales de la provincia de Mendoza.

ángulo. Muchas de las repeticiones encontradas por Schiller (1912) y analizadas por Groeber (1953), fueron simplificadas. La idea de un fallamiento de alto ángulo predominó hasta Zeil (1981).

Sin embargo, el estilo tectónico de la cordillera a estas latitudes, fue actualizado por las secciones de Vicente (1972 y 1975), y en parte corroboradas por Yrigoyen (1972, 1976, 1979). El conocimiento actual de la denominada Alta Cordillera de Mendoza, procede de los estudios de Ramos (1985 a y b), Ramos e Yrigoyen (1987) y Cegarra *et al.* (1993).

La estructura del segmento correspondiente está caracterizada por una serie de corrimientos imbricados, de tipo epidérmico (*thin skinned fold-thrust belt*) que repiten básicamente la secuencia mesozoica por lo menos unas seis veces con acortamientos que oscilan entre 27 Km (Ramos, 1985b) y 35 Km (Cegarra *et al.*, 1993) (véase figura 4). Estos valores, sin embargo, son mínimos dado que no tienen en cuenta el acortamiento que se observa en territorio chileno a estas latitudes en el Estero San José (Ramos *et al.*, 1990b) y el importante corrimiento fuera de secuencia (Mussini, 1989) que afecta el cerro Tolosa y origina un *klippe* en el extremo del mismo (Eisner, 1987, Cegarra, 1993). Es interesante destacar que a estas latitudes Introcaso *et al.* (1992) han estimado un acortamiento total de la corteza de 130 Km, del cual esta faja, incluyendo el sector chileno, sería responsable de menos de la mitad.

Los niveles de despegue están controlados principalmente por los yesos de la Formación Auquilco, la que en los frentes de corrimiento origina diapiros salinos como los que se observan en la quebrada Agua Blanca (Lo Forte, 1988b, 1990, Mángano, 1988), y más al sur en la quebrada del río Blanco. Otro nivel de despegue secundario se observa en la pelitas negras de la Formación Vaca Muerta, que en conjunto con el anterior genera duplexes menores.

El frente de corrimiento varía de norte a sur. A la latitud del Aconcagua el frente es no emergente, estando representado por un retrocorrimiento fuera de secuencia que inclina hacia el este a la altura de la quebrada El Relincho (Ramos *et al.*, 1989). Más hacia el sur es netamente emergente. De este modo en el cerro Penitentes se observa a los estratos jurásicos en posición casi horizontal sobre los depósitos sinorogénicos terciarios (Schiller, 1912). Más hacia el sur del Penitentes, en el cerro Visera, el alóctono de la lámina de corrimiento se halla casi desconectado insinuando la formación de un *klippe* de la Formación La Manga, sobre los depósitos terciarios.

Hacia el sur, en las nacientes del río Tupungato, esta faja está representada por una serie de imbricaciones que involucran al Grupo Mendoza y a otras unidades mesozoicas que a la altura del cerro de La Pollera, pasan a territorio chileno (Polanski, 1972). En este sector, las

rocas volcánicas plio-pleistocenas se apoyan en discordancia angular sobre los depósitos mesozoicos corridos (véase figura 5).

En territorio chileno la faja plegada y corrida del Aconcagua se observa en las nacientes del río Colorado. En las proximidades del límite las coladas del volcán Tupungato se apoyan en discordancia angular sobre los depósitos deformados. El acortamiento orogénico mínimo calculado es de 45 Km, relacionado a corrimientos y retrocorrimientos, que originan una serie de duplexes entre el yeso de la Formación Auquilco y las pelitas negras de la Formación Vaca Muerta (Ramos *et al.*, 1991b).

A la latitud de las nacientes del río Tunuyán esta faja se desarrolla entre los cerros San Juan y Marmolejo, y el volcán San José, alcanzando las nacientes del río Diamante, en el volcán Maipo. Ha sido levantada por Polanski (1964b), quien destaca la compleja serie de imbricaciones de este sector.

El segmento norte de la faja plegada y corrida del Aconcagua tiene así una extensión de más de 200 Km de longitud y un ancho que varía entre 20 y 25 Km, abarcando el sector argentino y chileno adyacente.

#### *Faja plegada y corrida de Malargüe*

Esta abarca el segmento austral de la Cordillera Principal, donde la culminación sur del bloque de la Cordillera Frontal, hace que ésta se expanda hasta el frente montañoso. Está caracterizada por la participación de bloques del Grupo Choiyoi, que interrumpe la continuidad de la deformación epidérmica. Esta faja que involucra al basamento volcánico sería una *thick-skinned fold-thrust belt*, que la diferencia del segmento norte.

Bodenbender (1892) recorre la región de Malargüe en 1887-88 y muestra en sus cortes la gran complejidad estructural. Su principal conocimiento deriva de los estudios de Gerth (1931) en sus expediciones de 1911-12 y 1912-13, ejecutando un levantamiento geológico a escala 1:200.000 de gran parte del área que se extiende entre los ríos Diamante y Grande, acompañado por cortes estructurales. Estos estudios fueron complementados por las observaciones de Groeber (1933, 1947 a, b y c).

Para analizar en detalle la zona se identificaron tres sectores que integran el cinturón orogénico a esta latitud: el externo, el medio y el interno (véase figura 6).

El sector externo, en su porción al norte del río Salado, mantiene las características de la faja corrida y plegada del Aconcagua. Su frente montañoso tiene una faja de imbricación externa representada por corrimientos emergentes en su borde oriental que afecta a depósitos mesozoicos y a los depósitos sinorogénicos terciarios previos de la cuenca de antepaís.

La porción al sur del río Salado es interferida por la aparición de estructuras en las que participa el Grupo

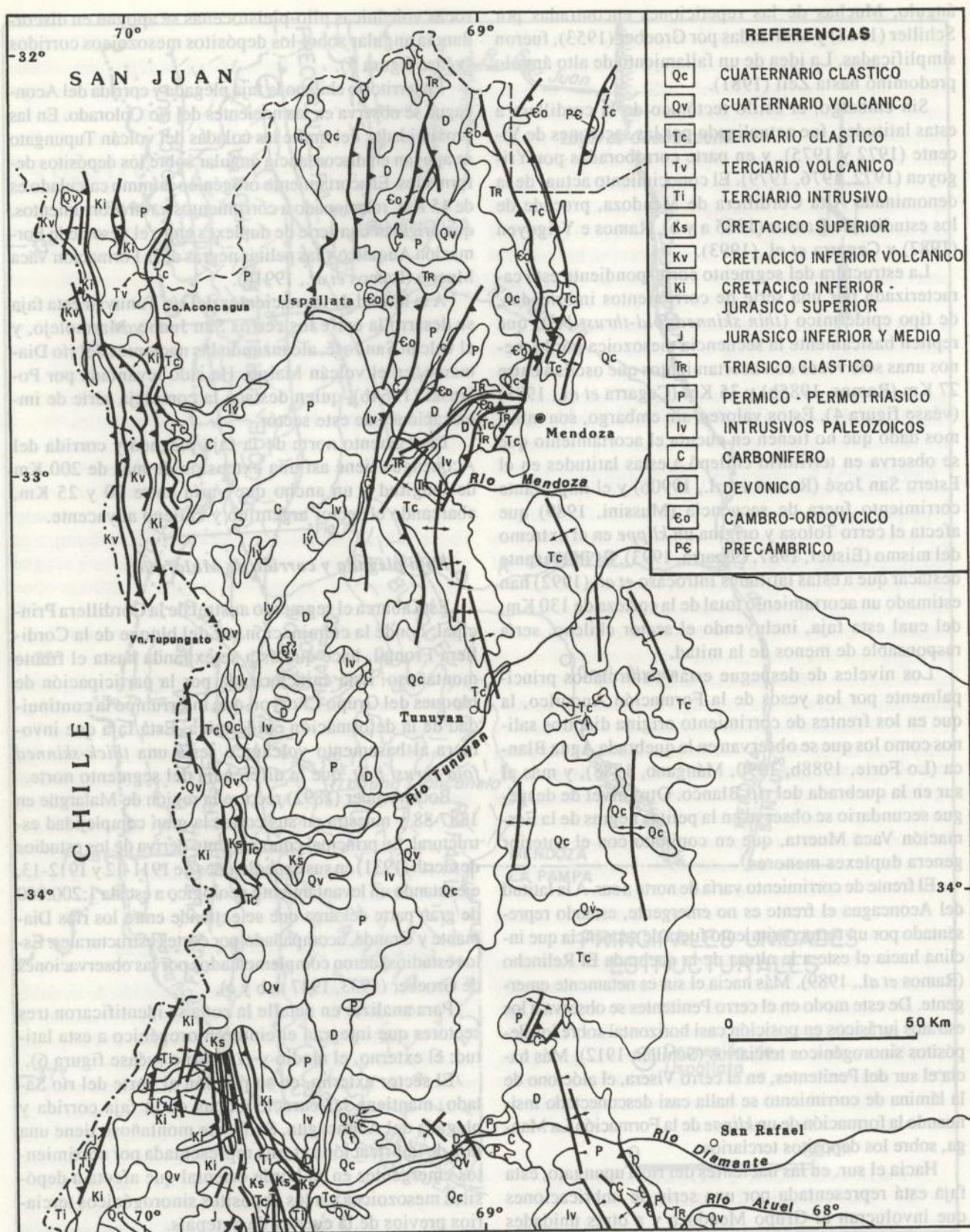


Figura 2: Estructura de la provincia de Mendoza (sector norte).



**Figura 3:** Estructura de la provincia de Mendoza (sector sur). Referencias en la figura 2.

Choiyoi. Estas estructuras controlaron la depositación del Terciario pasando la cuenca de antepaís a formar cuencas intermontanas (Kozlowski, 1991). El frente orogénico pasa a ser no emergente asociado a una extensa zona triangular con el despegue pasivo en la Formación Huitrín.

El sector medio, más complejo que el anterior, tiene las características estructurales controladas por el nivel de afloramiento.

El sector interno, se halla fuertemente intruido y en gran parte cubierto por volcanitas que dificultan su estudio. El Grupo Choiyoi tiene una activa participación en todo el sector a pesar de no aflorar de manera extensa.

Los acortamientos verificados para la faja corrida de Malargüe son compatibles con lo determinado para la faja corrida del Aconcagua. Así, a la latitud del río Diamante, sólo para el tramo que se extiende entre El Chacayal y el arroyo Moro se estimaron 15 Km (figura 7 a). A esto debe agregarse más de 5 Km erosionados al levantarse el cordón del Carrizalito en la Cordillera Frontal.

A lo largo del río Salado, para el segmento ubicado al este del Anticlinal Dedos Silla se estimaron 35 Km (figura 7 b). En el corte del cerro Campanario-Llancañelo se midieron 38 Km (figura 8).

Cabe destacar que los aumentos de acortamiento mencionados deben tomarse como estimativos, ya que a medida que los cortes son más australes, abarcan un tramo más extenso de la faja plegada y corrida. La tendencia regional muestra una pérdida de acortamiento hacia el sur, si se analizan tramos de similar longitud.

#### a) Cuchilla de la Tristeza

El borde oriental de esta serranía coincide con el límite de las imbricaciones que afectan la secuencia cretácico-terciaria. Esta imbricación al norte del río Diamante y al este de la Cordillera Frontal, repite el Grupo Mendoza a lo largo del arroyo Moro y a medida que avanza hacia el sur afecta a sedimentitas más jóvenes. A la latitud de Lomas Bayas, en su faldeo oeste, sólo afecta a la Formación Huitrín. De allí al sur, el límite está constituido por la falla de El Sosneado que repite principalmente a las unidades terciarias y que constituye el frente orogénico emergente de la Cordillera Principal entre los ríos Diamante y Atuel (Kozlowski et al., 1989b).

La cuña sedimentaria mesozoica presenta dos unidades competentes: las Formaciones Chachao y Huitrín, representadas por calizas. Esta última hacia el oeste presenta facies evaporíticas, pasando a ser un nivel de despegue sobresaliente. La variación lateral de la competencia es gradual, aumentando hacia el borde de cuenca, por el acuífamiento de los niveles de despegue y las mayores granulometrías y espesores en los bancos.

Las Formaciones Chachao y Huitrín tienen ángulos de corte que varían entre 15° y 20°, mientras que las secciones poco competentes lo hace con ángulos muy bajos o es paralela a la estratificación. Esto origina una geometría escalonada de rampas y planos, responsable del plegamiento que presentan las láminas sobrecorridas de la Formación Huitrín, al responder a un mecanismo de plegamiento por flexión de falla. La existencia de rampas vinculadas a dos niveles de despegue permite el desarrollo de duplexes, como se puede observar en la margen oeste de la desembocadura del río Negro. Allí se observan repeticiones de la Formación Chachao, entre un nivel de despegue infrayacente ubicado en la Formación Vaca Muerta y otro suprayacente en la Formación Agrio (Kozlowski et al., 1989b).

Las repeticiones de la Formación Huitrín a lo largo del río Diamante también son parte de duplexes con el nivel de despegue inferior en la Formación Agrio y el superior en la Formación Rayoso. El nivel de despegue inferior corresponde a una falla de estratificación en la Formación Agrio. El nivel de despegue superior no está claramente expuesto, pero si se proyectan estas repeticiones hacia el sur donde afloran las entidades estratigráficas suprayacentes, se observa que el Grupo Neuquén no participa de cada una de las repeticiones determinadas para la Formación Huitrín, encontrándose sólo afectado por dos corrimientos importantes: el de El Sosneado y el del Mesón (Kozlowski et al., 1989b). Esto evidencia la existencia de un despegue al que convergen las rampas que afectan a la Formación Huitrín y del que a su vez se desprenden los corrimientos del Mesón y El Sosneado. Los niveles que infrayacen a la Formación Vaca Muerta no participan de estas repeticiones.

El frente orogénico fuertemente emergente, definido por el corrimiento El Sosneado, pierde su expresión superficial al sur de las Lomas de Coihueco, aunque puede seguirse en subsuelo aún al sur del río Salado. El corrimiento del Mesón es similar al de El Sosneado, con una traza paralela localizada 4 Km al oeste y con un rechazo menor.

El límite occidental del sector está dado por una extensa faja de capas subverticales a rebatidas, que se extienden desde el Chacoyal al norte hasta el río Salado al sur, siempre al este del cerro Pencal. Esta faja puede alinearse a su vez con el límite oriental del anticlinal Malargüe. Este flanco se halla intersectado por fallas con ángulos menores al de la estratificación y vergentes al este, que se interpretan como fuera de secuencia y son responsables de las supresiones estratigráficas existentes a lo largo de este flanco. Esto se observa en el arroyo Blanco, al norte de la desembocadura del Agua de Los Caballos, donde el Grupo Cuyo está en contacto con la Formación Auquillo; en Loma del Medio, donde falta la Formación Agrio,

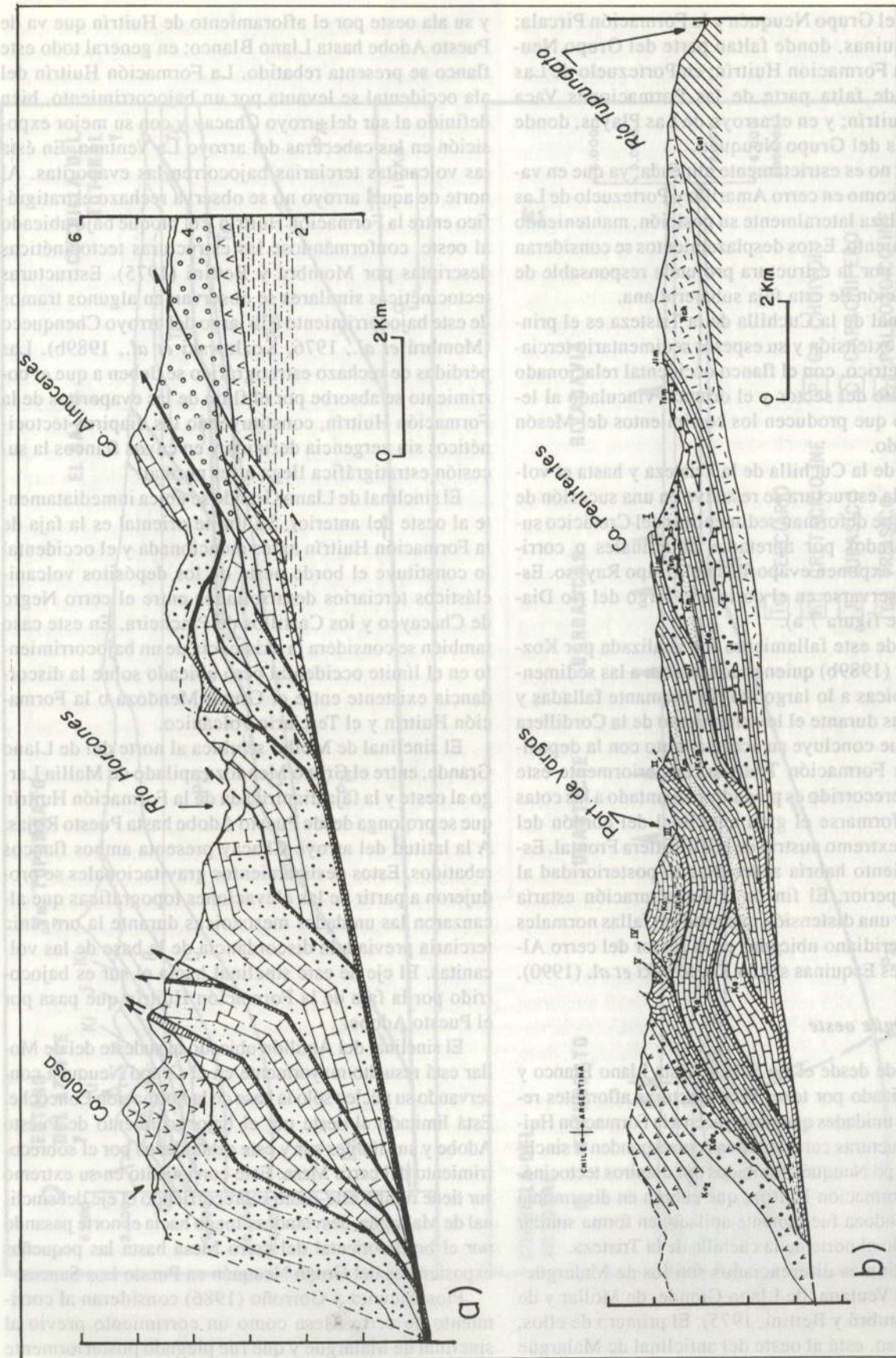


Figura 4: Secciones representativas de la faja plegada y corrida del Aconcagua. a) Al norte del río Cueva (Cegarra et al., 1993) y b) Al sur del río Cueva (Ramos, 1985b).

gran parte del Grupo Neuquén y la Formación Pircala; en Tres Esquinas, donde faltan parte del Grupo Neuquén y de la Formación Huitrín; en Portezuelo de Las Minas, donde falta parte de las Formaciones Vaca Muerta y Huitrín; y en el arroyo de Las Playas, donde faltan partes del Grupo Neuquén.

Esta faja no es estrictamente alineada, ya que en varios lugares como en cerro Amarillo y Portezuelo de Las Minas, desplaza lateralmente su posición, manteniendo el arrumbamiento. Estos desplazamientos se consideran controlados por la estructura profunda responsable de la conformación de esta faja submeridiana.

El sinclinal de la Cuchilla de la Tristeza es el principal por su extensión y su espesor sedimentario terciario. Es asimétrico, con el flanco occidental relacionado al límite oeste del sector y el oriental vinculado al levantamiento que producen los corrimientos del Mesón y El Sosneado.

Al norte de la Cuchilla de la Tristeza y hasta el volcán Maipo, la estructura se resuelve en una sucesión de sinclinales que deforman sedimentitas del Cretácico superior, separados por apretados anticlinales o corrimientos que exponen evaporitas del Grupo Rayoso. Esto puede observarse en el corte a lo largo del río Diamante (véase figura 7 a).

La edad de este fallamiento fue analizada por Kozłowski *et al.* (1989b) quienes consideran a las sedimentitas mesozoicas a lo largo del río Diamante falladas y sobrecorridas durante el levantamiento de la Cordillera Principal, que concluye su acortamiento con la deposición de la Formación Tristeza. Posteriormente este conjunto sobrecorrido es plegado y levantado a las cotas actuales al formarse el gran anticlinal del cordón del Carrizalito, extremo austral de la Cordillera Frontal. Este levantamiento habría acaecido con posterioridad al Mioceno superior. El fin de la estructuración estaría marcado por una distensión que produjo fallas normales de rumbo meridiano ubicadas en el sector del cerro Alquitrán y Tres Esquinas según Kozłowski *et al.* (1990).

#### b) Malargüe oeste

Se extiende desde el río Salado hasta Llano Blanco y está caracterizado por tener las estructuras aflorantes resueltas en las unidades que suprayacen a la Formación Huitrín. Sus estructuras características corresponden a sinclinales del Grupo Neuquén limitados por diapiros tectocinéticos de la Formación Huitrín, que cubren en disarmonía al Grupo Mendoza fuertemente apilado, en forma similar a lo observado al norte de la cuchilla de la Tristeza.

Los sinclinales diferenciados son los de Malargüe-Sierra de La Ventana, de Llano Grande, de Mollar y de Antillón (Mombrú y Bettini, 1975). El primero de ellos, el más extenso, está al oeste del anticlinal de Malargüe

y su ala oeste por el afloramiento de Huitrín que va de Puesto Adobe hasta Llano Blanco; en general todo este flanco se presenta rebatido. La Formación Huitrín del ala occidental se levanta por un bajocorrimiento, bien definido al sur del arroyo Chacay y con su mejor exposición en las cabeceras del arroyo La Ventana. En ésta las volcanitas terciarias bajocorren las evaporitas. Al norte de aquel arroyo no se observa rechazo estratigráfico entre la Formación Huitrín y el bloque bajo ubicado al oeste, conformándose las estructuras tectocinéticas descritas por Mombrú y Bettini (1975). Estructuras tectocinéticas similares se observan en algunos tramos de este bajocorrimiento a lo largo del arroyo Chenquero (Mombrú *et al.*, 1976, Kozłowski *et al.*, 1989b). Las pérdidas de rechazo estratigráfico se deben a que el corrimiento se absorbe por el flujo de las evaporitas de la Formación Huitrín, constituyendo los diapiros tectocinéticos sin vergencia definida y en cuyos flancos la sucesión estratigráfica llega a ser normal.

El sinclinal de Llano Grande se ubica inmediatamente al oeste del anterior. Su límite oriental es la faja de la Formación Huitrín antes mencionada y el occidental lo constituye el borde oeste de los depósitos volcánicos terciarios desarrollados entre el cerro Negro de Chacayco y los Castillos de Pincheira. En este caso también se considera la existencia de un bajocorrimiento en el límite occidental pero ubicado sobre la discordancia existente entre el Grupo Mendoza o la Formación Huitrín y el Terciario volcánico.

El sinclinal de Mollar se ubica al norte del de Llano Grande, entre el Grupo Mendoza apilado de Mallín Largo al oeste y la faja diapirozada de la Formación Huitrín que se prolonga desde Puesto Adobe hasta Puesto Rojas. A la latitud del arroyo Chacay presenta ambos flancos rebatidos. Estos deslizamientos gravitacionales se produjeron a partir de las elevaciones topográficas que alcanzaron las unidades mesozoicas durante la orogenia terciaria previa a la discordancia de la base de las volcanitas. El eje de este sinclinal hacia el sur es bajocorrido por la faja de la Formación Huitrín que pasa por el Puesto Adobe.

El sinclinal del Antillón ubicado al sudeste del de Mollar está resuelto mayormente en el Grupo Neuquén conservando su núcleo sólo la base de la Formación Loncoche. Está limitado al oeste por el bajocorrimiento de Puesto Adobe y sus límites sur y este están dados por el sobrecorrimiento del cerro Mesa. Este corrimiento en su extremo sur tiene rumbo este-oeste sobrecorriendo el eje del sinclinal de Malargüe, desviándose luego hacia el norte pasando por el borde oriental del cerro Mesa hasta las pequeñas exposiciones del Grupo Neuquén en Puesto Los Sauces.

Płoszkiewicz y Gorroño (1986) consideran al corrimiento de cerro Mesa como un corrimiento previo al sinclinal de Malargüe y que fue plegado posteriormente

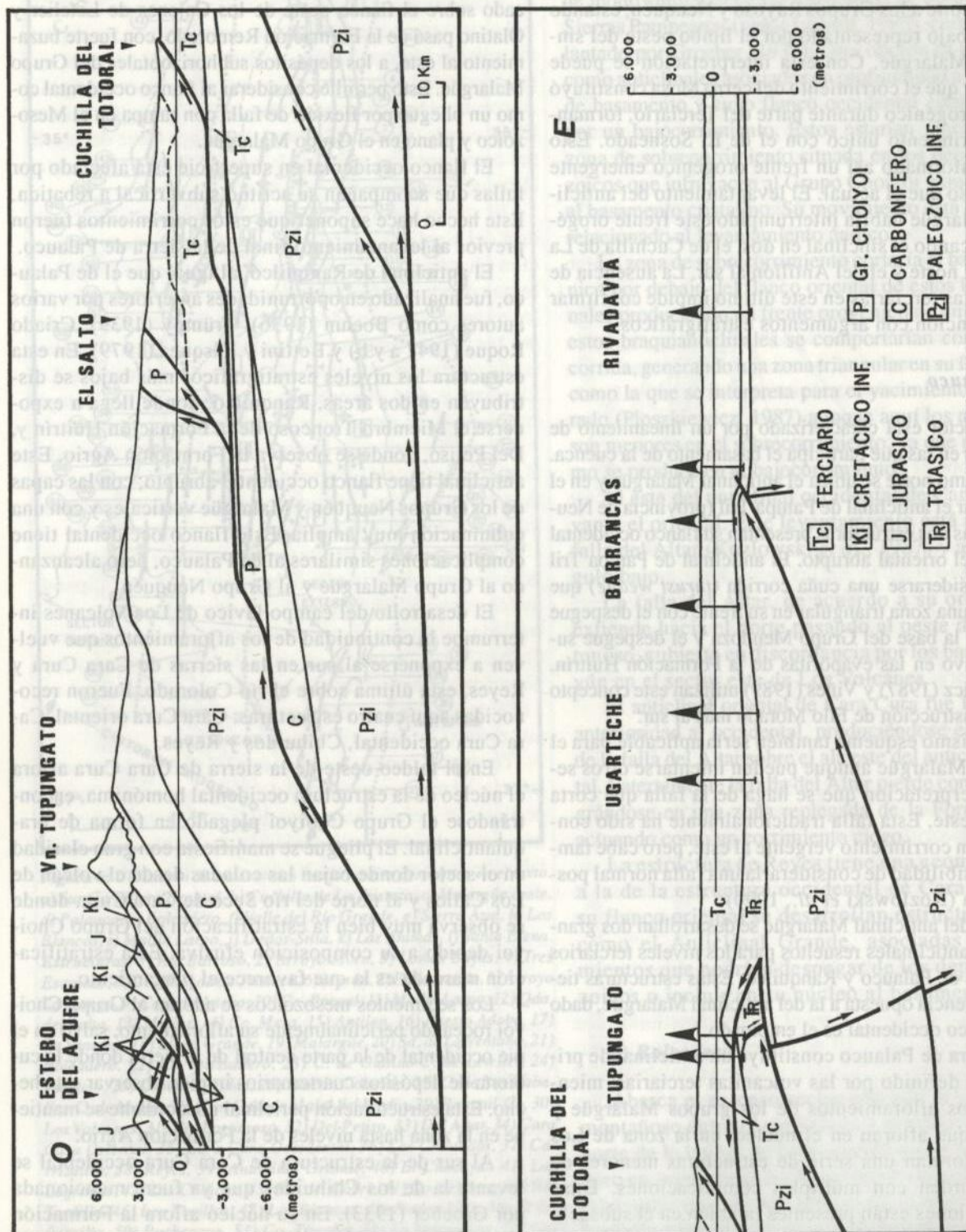


Figura 5: Sección estructural de la Cordillera Principal, el bloque de la Cordillera Frontal y la región de la cuenca triásica a la latitud de 33°20'S. Según E. Kozłowski.

al formarse éste. Esta solución está avalada por la información proporcionada por sondeos ubicados sobre el flanco oeste del sinclinal de Malargüe (Puesto Adobe x-2) que repite a los Grupos Rayoso y Neuquén, estando el bloque bajo representado por el limbo oeste del sinclinal de Malargüe. Con esta interpretación se puede considerar que el corrimiento del cerro Mesa constituyó el frente orogénico durante parte del Terciario, formando un corrimiento único con el de El Sosneado. Esto habría conformado así un frente orogénico emergente más extenso que el actual. El levantamiento del anticlinal de Malargüe habría interrumpido este frente orogénico dislocando el sinclinal en dos, el de Cuchilla de La Tristeza al norte y el del Antillón al sur. La ausencia de sedimentitas terciarias en este último impide confirmar esta presunción con argumentos estratigráficos.

### c) Palauco

Este sector está caracterizado por un lineamiento de estructuras en las que participa el basamento de la cuenca. En el extremo norte se ubica el anticlinal Malargüe y en el extremo sur el anticlinal de Pampa Tril (provincia de Neuquén). Estas dos estructuras presentan su flanco occidental tendido y el oriental abrupto. El anticlinal de Pampa Tril puede considerarse una cuña corrida (*thrust wedge*) que desarrolla una zona triangular en su frente con el despegue inferior en la base del Grupo Mendoza y el despegue superior pasivo en las evaporitas de la Formación Huitrín. Płoszkiewicz (1987) y Viñes (1989) utilizan este concepto en la reconstrucción de Filo Morado más al sur.

Este mismo esquema también sería aplicable para el anticlinal Malargüe aunque pueden intentarse otros según la interpretación que se haga de la falla que corta su flanco este. Esta falla tradicionalmente ha sido considerada un corrimiento vergente al este, pero cabe también la posibilidad de considerarla una falla normal postorogénica (Kozłowski et al., 1990).

Al sur del anticlinal Malargüe se desarrollan dos grandes braquianticlinales resueltos para los niveles terciarios volcánicos de Palauco y Ranquilco. Estas estructuras tienen la vergencia opuesta a la del anticlinal Malargüe, dado que el flanco occidental es el empujado.

La sierra de Palauco constituye un anticlinal de primer orden definido por las volcanitas terciarias, mientras que los afloramientos de los grupos Malargüe y Neuquén que afloran en el núcleo, en la zona de Los Cajones, forman una serie de estructuras menores de segundo orden con múltiples complicaciones. Estas complicaciones están presentes también en el subsuelo para el Grupo Mendoza. Las estructuras menores que se identifican de norte a sur son las de Cajón de Olatino, Cajón de Letelier, Pampa Palauco, Cajón de los Caballos y Cajón de Molina (Kozłowski et al., 1985).

La falla asociada al flanco occidental de la estructura no aflora aunque su presencia está confirmada en subsuelo por los sondeos próximos a este flanco. Así, el sondeo ubicado sobre el flanco oeste de los Cajones de Letelier y Olatino pasó de la Formación Remoredo, con fuerte buzamiento al este, a los depósitos subhorizontales del Grupo Malargüe. Esto permite considerar al flanco occidental como un pliegue por flexión de falla con rampa en el Mesozoico y plano en el Grupo Malargüe.

El flanco occidental en superficie está afectado por fallas que acompañan su actitud subvertical a rebatida. Este hecho hace suponer que estos corrimientos fueron previos al levantamiento final de la sierra de Palauco.

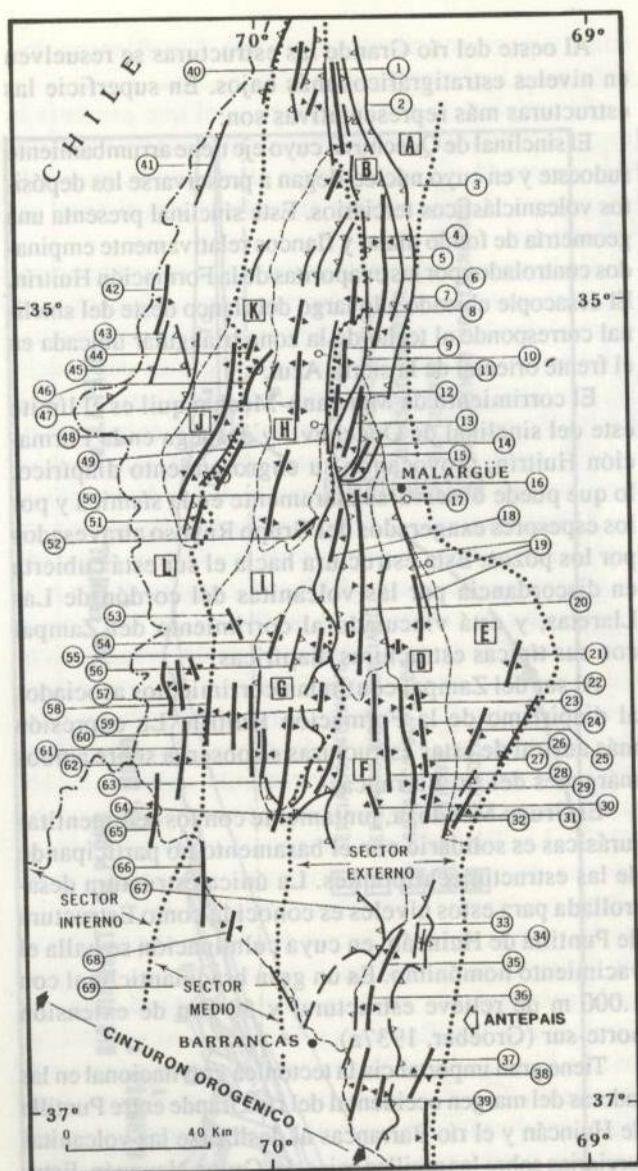
El anticlinal de Ranquilco, al igual que el de Palauco, fue analizado en oportunidades anteriores por varios autores como Boehm (1936), Trümpy (1939), Criado Roque (1947 a y b) y Bettini y Vásquez (1979). En esta estructura los niveles estratigráficos más bajos se distribuyen en dos áreas, Ranquilco, donde llega a exponerse el Miembro Troncoso de la Formación Huitrín y, Del Petiso, donde se observa la Formación Agrio. Este anticlinal tiene flanco occidental abrupto, con las capas de los Grupos Neuquén y Malargüe verticales y con una culminación muy amplia. Este flanco occidental tiene complicaciones similares al de Palauco, pero alcanzando al Grupo Malargüe y al Grupo Neuquén.

El desarrollo del campo lávico de Los Volcanes interrumpe la continuidad de los afloramientos que vuelven a exponerse al sur en las sierras de Cara Cura y Reyes, esta última sobre el río Colorado. Fueron reconocidas aquí cuatro estructuras: Cara Cura oriental, Cara Cura occidental, Chihuidos y Reyes.

En el faldeo oeste de la sierra de Cara Cura aflora el núcleo de la estructura occidental homónima, encontrándose el Grupo Choiyoi plegado en forma de braquianticlinal. El pliegue se manifiesta con gran claridad en el sector donde bajan las coladas desde el volcán de Los Callos y al norte del río Seco de Cara Cura, donde se observa muy bien la estratificación del Grupo Choiyoi debido a su composición efusiva. Esta estratificación marcada es la que favorece el plegamiento.

Los sedimentos mesozoicos se adosan al Grupo Choiyoi rodeando periclinalmente su afloramiento, salvo en el pie occidental de la parte central de la sierra donde la cubierta de depósitos cuaternarios impide observar este hecho. Esta estructuración periclininal concordante se mantiene en la zona hasta niveles de la Formación Agrio.

Al sur de la estructura de Cara Cura occidental se levanta la de los Chihuidos que ya fuera mencionada por Groeber (1933). En su núcleo aflora la Formación Vaca Muerta, que al igual que el caso anterior tiene marcada vergencia al oeste. Sus dimensiones y relieve estructural son bastante menores que las de las vecinas Cara Cura y Reyes.



**Figura 6:** Ubicación de los sectores estructurales descriptos en el texto. a) Sur Cordillera Frontal, b) Cuchilla de La Tristeza, c) Malargüe oeste, d) Palauco, e) Boleadero, f) Valle del Río Grande, g) Sierra Azul, h) Los Blancos, i) Mallín Largo, j) Dedos-Silla, k) Las Animas, l) Santa Elena. Estructuras. 1) Río Barroso, 2) Arroyo Moro, 3) Lomas Bayas, 4) Tres Esquinas, 5) Cuchilla de La Tristeza, 6) Mesón, 7) El Sosneado, 8) Arroyo La Manga, 9) Cañada Ancha, 10) Co. Pencal, 11) Mallín Largo, 12) Qda. del Salto, 13) Mollar, 14) Co. Mesa, 15) Antilon, 16) Puesto Adobe, 17) La Ventana, 18) Llano Grande, 19) Malargüe, 20) Sa. de La Ventana, 21) Boleadero, 22) Co. Divisadero, 23) C. de Olatino-C. de Letelier, 24) Palauco, 25) Lomas Peladas, 26) Rincón Colorido, 27) C. de Los Caballos-C. de Molina, 28) Los Cavaos Malal del Medio, 29) Ranquil-Co, 30) Los Volcanes, 31) Co. Fortunoso, 32) Del Petiso, 33) Del Altar, 34) Cara Cura Oriental, 35) Cara Cura Occidental, 36) Los Chihuidos, 37) Carrizalito, 38) Reyes, 39) Anticlinal Grande, 40) El Chacayal, 41) Las Lágrimas, 42) Las Choicas, 43) Río del Cobre, 44) Co. del Yeso, 45) Río Tordillo, 46) Los Rosillos, 47) Los Blancos, 48) Dedos-Silla, 49) El Infiernillo, 50) Puchenque, 51) Co. Tricolor, 52) La Valenciana, 53) Las Loicas, 54) Port. del Viento, 55) Bardas Blancas, 56) La Guanaca, 57) Pehuenche, 58) F. Port. Colorado, 59) Co. Lululen, 60) Potimalal, 61) Quechuvil, 63) Sierra Azul, 64) Mechanquil, 65) Trovunco, 66) Cochico, 67) El Zampal, 68) Coyuco, 69) El Batro.

Estas estructuras, y en particular las de Cara Cura y Reyes, fueron incluidas por Vázquez y Gorroño (1981) en los bloques compresivos, es decir que fueron levantadas de modo similar al de las estructuras de basamento de las Sierras Pampeanas (véase Lowell, 1985), concepto ya adelantado por Groeber (1933). Otra opción es considerarlas como anticlinales asociados en profundidad a corrimientos de basamento y cuyo flanco occidental estaría levantado por un bajocorrimiento. Estos estarían vinculados a una zona de sobrecorrimiento situada en los depósitos paleozoicos que infrayacen al Grupo Choiyoi y que suprayacen al basamento cristalino. Su movimiento está directamente relacionado al levantamiento ándico.

La zona de sobrecorrimiento cortaría el basamento técnico por debajo del flanco oriental de estos braquianticlinales produciendo un frente orogénico no emergente. Así, estos braquianticlinales se comportarían como una cuña corrida, generando una zona triangular en su frente oriental como la que se interpreta para el yacimiento de Filo Morado (Płoszkiewicz, 1987) aunque aquí los acortamientos son menores en el sobrecorrimiento, ya que parte del mismo se produce en el bajocorrimiento.

Al este del anticlinal occidental de Cara Cura se levanta el oriental. Este levantamiento está asociado a la falla del Altar (Kozłowski *et al.*, 1987) y aflora con ángulo bajo.

La falla del Altar, de acuerdo a su orientación, se extiende hacia el norte pasando al oeste del cerro Fortunoso, cubierta en discordancia por los basaltos del Payún en el sector este de Los Volcanes.

El anticlinal oriental de Cara Cura fue levantado con anterioridad al occidental, produciéndose el plegamiento de la falla del Altar sobre el ala este del anticlinal occidental. Lateralmente la falla del Altar pierde continuidad integrándose en una zona replegada de la Formación Agrio actuando como un corrimiento ciego.

La estructura de Reyes tiene una geometría similar a la de la estructura occidental de Cara Cura. Sobre su flanco oriental se desarrollan estructuras menores como el Anticlinal Grande, asociadas a bajocorrimientos que podrían despegar de los depósitos mesozoicos o incluir en su núcleo al basamento.

#### d) Boleadero

Abarca el extenso sector ubicado al este del frente montañoso entre el río Salado y el cerro Fortunoso. Al norte de la latitud de Llancanelo no hay afloramientos, pero en subsuelo se ha determinado la existencia de corrimientos que afectan al Cretácico superior-Terciario. Durante parte del Terciario en la zona se habría desarrollado un frente orogénico emergente, similar al actual de la Cuchilla de la Tristeza, que posteriormente fue cubierto en discordancia por depósitos cuaternarios.

Al sur de la latitud de Llanqueto las volcanitas terciarias se hallan plegadas y falladas. En subsuelo se han determinado fallas de bajo ángulo que llegan a emerger. En este sector las estructuras sobresalientes son:

- Lomas Peladas: Anticlinal de 12 Km de longitud y orientación N30°E. Es asimétrico, con el flanco más abrupto al oeste y en proximidad al extremo sur su eje tuerce tomando una dirección sudeste.

- Cerro Fortunoso: Constituye un angosto y elongado anticlinal de 14 a 15 Km de largo, asimétrico, con el ala oeste abrupta.

En la localidad de cerro Boleado los afloramientos están representados por basaltos terciarios hallándose éstos suavemente plegados con ejes que no presentan orientación bien definida.

El frente orogénico emerge, observándose esto con claridad en Rincón Colorado. Allí afloran en el núcleo de un apretado y asimétrico anticlinal, que tiene el ala oeste más tendida, tobas correlacionables con los Estratos de Chichinales. Este anticlinal se interpreta como de arrastre asociado al corrimiento frontal. Este fue atravesado por el pozo ubicado al oeste de los afloramientos determinándose una repetición parcial de los Grupos Neuquén y Rayoso.

Las estructuras en todo este sector presentan un arrumbamiento N30°E. En las estructuras anticlinales descriptas participa el basamento y el arrumbamiento posiblemente sea producto de la orientación de fallas preexistentes. Los corrimientos cortan el basamento debajo de la sierra de Palauco.

#### e) Valle del río Grande

Constituye una extensa depresión morfológica de orientación meridiana ubicada entre la sierra Azul y las estribaciones occidentales de las sierras de Palauco, Carra Cura y Reyes. En su sector norte donde dominan angostos braquianticlinales que de manera parcialmente escalonada ocupan la porción del valle ubicada al norte de Los Volcanes.

En el anticlinal Loma Alta-Cerro Divisadero se exponen las entidades más antiguas de este sector del valle. En cerro Divisadero aflora el núcleo constituido por la Formación Loncoche. El Anticlinal Los Cavaos-Malal del Medio tiene orientación y dimensión similar al de Loma Alta-Cerro Divisadero, aflorando en su núcleo volcanitas terciarias.

Al sudeste de Malal del Medio en la zona de yacimiento Río Grande se desarrollan dos estructuras anticlinales cuyos ejes tienen buzamientos opuestos. El eje oriental buza al sur, mientras que el occidental lo hace hacia el norte.

Al sur de Malal del Medio aflora una nariz anticlinal coincidente con el Yacimiento de Los Volcanes.

Al oeste del río Grande las estructuras se resuelven en niveles estratigráficos más bajos. En superficie las estructuras más representativas son:

El sinclinal de Quechivil cuyo eje tiene arrumbamiento sudoeste y en cuyo núcleo llegan a preservarse los depósitos volcanoclásticos terciarios. Este sinclinal presenta una geometría de fondo plano y flancos relativamente empinados controlados por las evaporitas de la Formación Huitrín. El desacople ubicado a lo largo del flanco oeste del sinclinal corresponde al techo de la zona triangular ubicada en el frente oriental de la sierra Azul.

El corrimiento de Manzano-Mechanquil es el límite este del sinclinal de Quechivil y despega en la Formación Huitrín, provocando su engrosamiento diapírico, lo que puede observarse claramente en la sísmica y por los espesores exagerados del Grupo Rayoso atravesados por los pozos. Esta estructura hacia el sur está cubierta en discordancia por las volcanitas del cordón de Las Lletas, y está vinculado al corrimiento del Zampal con sus típicas estructuras diapíricas.

Al sur del Zampal continúan corrimientos asociados al diapirismo de la Formación Huitrín. La expresión más austral de estas estructuras se observa sobre ambos márgenes del río Barrancas.

El Grupo Mendoza, juntamente con los sedimentitas jurásicas es solidario con el basamento no participando de las estructuras aflorantes. La única estructura desarrollada para estos niveles es conocida como Estructura de Puntilla de Huincán, en cuya culminación se halla el yacimiento homónimo. Es un gran braquianticlinal con 1.000 m de relieve estructural y 50 Km de extensión norte-sur (Groeber, 1937a).

Tiene gran importancia la tectónica gravitacional en las laderas del margen occidental del río Grande entre Puntilla de Huincán y el río Barrancas al deslizarse las volcanitas terciarias sobre las arcillas rojas del Grupo Neuquén. Estas fallas llegan a superar los 20 Km de largo y alteran la red de drenaje. No han sido indicadas en el mapa de la figura 3.

#### f) Sierra Azul

Comprende una región sobreelevada tanto topográfica como estructuralmente con cuatro estructuras principales, los braquianticlinales de Bardas Blancas, Portezuelo del Viento, sierra Azul y cerro Lululén.

Se caracterizan por una columna sedimentaria mesozoica de 2.000 a 2.500 m de espesor, con menos de 500 m de desarrollo para el intervalo existente entre el Grupo Choiyoi y el Grupo Mendoza. Este intervalo está constituido por conglomerados, areniscas y calizas jurásicas, que le confieren comportamiento competente, presentando estructuración armónica con el Grupo Choiyoi. El Grupo Mendoza, con un espesor promedio para la zona de 750 m, tiene abundantes niveles arcillo-

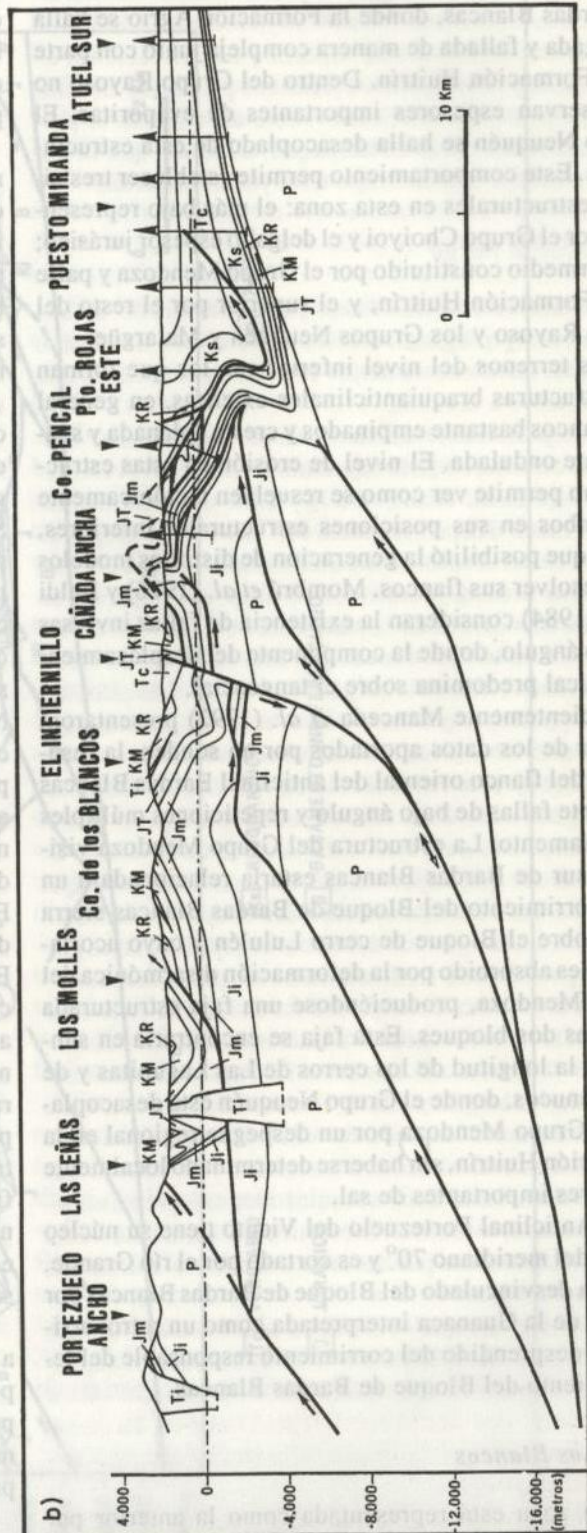
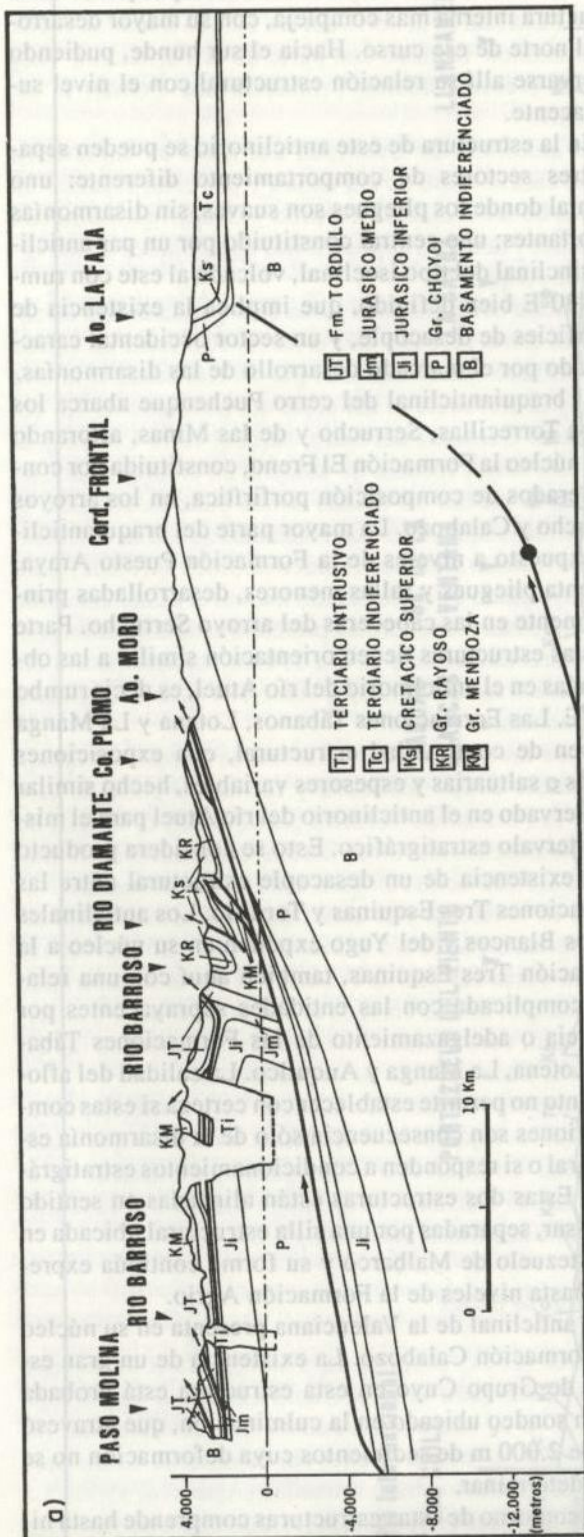


Figura 7: a) Sección estructural a lo largo del río Diamante y b) a lo largo del río Salado. Según E. Ko-lowski.

tos y presenta en algunos sectores estructuración disarmonica con respecto al substrato. Esta diferencia en la deformación puede observarse inmediatamente al sur de Bardas Blancas, donde la Formación Agrio se halla replegada y fallada de manera compleja junto con parte de la Formación Huitrín. Dentro del Grupo Rayoso no se observan espesores importantes de evaporitas. El Grupo Neuquén se halla desacoplado de esta estructuración. Este comportamiento permite establecer tres niveles estructurales en esta zona: el más bajo representado por el Grupo Choiyoi y el delgado espesor jurásico; el intermedio constituido por el Grupo Mendoza y parte de la Formación Huitrín, y el superior por el resto del Grupo Rayoso y los Grupos Neuquén y Malargüe.

Los terrenos del nivel inferior son los que forman las estructuras braquianticlinales extensas, en general con flancos bastante empinados y cresta aplanada y suavemente ondulada. El nivel de erosión en estas estructuras no permite ver como se resuelven tectónicamente los limbos en sus posiciones estructurales inferiores, hecho que posibilitó la generación de distintos modelos para resolver sus flancos. Mombrú *et al.* (1976) y Baldi *et al.* (1984) consideran la existencia de fallas inversas de alto ángulo, donde la componente del desplazamiento vertical predomina sobre el tangencial.

Recientemente Manceda *et al.* (1992) presentaron, a partir de los datos aportados por un sondeo, la resolución del flanco oriental del anticlinal Bardas Blancas mediante fallas de bajo ángulo y repeticiones múltiples del basamento. La estructura del Grupo Mendoza visible al sur de Bardas Blancas estaría relacionada a un sobrecorrimiento del Bloque de Bardas Blancas-sierra Azul sobre el Bloque de cerro Lululén y cuyo acortamiento es absorbido por la deformación disarmonica del Grupo Mendoza, produciéndose una faja estructurada entre los dos bloques. Esta faja se encontraría en subsuelo a la longitud de los cerros de Las Lagunitas y de Los Menucos, donde el Grupo Neuquén está desacoplado del Grupo Mendoza por un despegue regional en la Formación Huitrín, sin haberse determinado localmente espesores importantes de sal.

El Anticlinal Portezuelo del Viento tiene su núcleo al este del meridiano 70° y es cortado por el río Grande. Se halla desvinculado del Bloque de Bardas Blancas por la falla de la Guanaca interpretada como un retrocorrimiento desprendido del corrimiento responsable del levantamiento del Bloque de Bardas Blancas.

#### g) Los Blancos

Esta zona está representada como la anterior por grandes anticlinales, pero con sus núcleos resueltos en sedimentitas del Grupo Cuyo. Las estructuras pertenecientes a este sector corresponden al anticlinorio del río

Atuel y a los anticlinales del Yugo, Los Blancos, Puchenque y La Valenciana.

El anticlinorio del río Atuel es el que presenta la estructura interna más compleja, con su mayor desarrollo al norte de ese curso. Hacia el sur hunde, pudiendo observarse allí su relación estructural con el nivel suprayacente.

En la estructura de este anticlinorio se pueden separar tres sectores de comportamiento diferente: uno oriental donde los pliegues son suaves, sin disarmonías importantes; uno central constituido por un par anticlinal-sinclinal del tipo isoclinal, volcado al este con rumbo N30°E bien definido, que implica la existencia de superficies de desacople, y un sector occidental caracterizado por el marcado desarrollo de las disarmonías.

El braquianticlinal del cerro Puchenque abarca los cerros Torrecillas, Serrucho y de las Minas, aflorando en el núcleo la Formación El Freno, constituida por conglomerados de composición porfirítica, en los arroyos Serrucho y Calabozo. La mayor parte del braquianticlinal expuesto a niveles de la Formación Puesto Araya, presenta pliegues y fallas menores, desarrolladas principalmente en las cabeceras del arroyo Serrucho. Parte de estas estructuras tienen orientación similar a las observadas en el anticlinorio del río Atuel, es decir rumbo N30°E. Las Formaciones Tábanos, Lotena y La Manga carecen de continuidad estructural, con exposiciones pobres o saltuarias y espesores variables, hecho similar al observado en el anticlinorio del río Atuel para el mismo intervalo estratigráfico. Esto se considera producto de la existencia de un desacople estructural entre las Formaciones Tres Esquinas y Tordillo. Los anticlinales de Los Blancos y del Yugo exponen en su núcleo a la Formación Tres Esquinas, también aquí con una relación complicada con las entidades suprayacentes por ausencia o adelgazamiento de las Formaciones Tábanos, Lotena, La Manga y Auquileo. La calidad del afloramiento no permite establecer con certeza si estas complicaciones son consecuencia sólo de la disarmonía estructural o si responden a condicionamientos estratigráficos. Estas dos estructuras están alineadas en sentido norte-sur, separadas por una silla estructural ubicada en el portezuelo de Malbarco y su forma continúa expresada hasta niveles de la Formación Agrio.

El anticlinal de la Valenciana presenta en su núcleo a la Formación Calabozo. La existencia de un gran espesor de Grupo Cuyo en esta estructura está probada por un sondeo ubicado en la culminación, que atravésó más de 2.000 m de sedimentos cuya deformación no se pudo determinar.

El contorno de estas estructuras comprende hasta niveles de la Formación Agrio y en algunos sectores, como el flanco oriental de la estructura del Yugo y el cierre sur del anticlinal de Los Blancos, a los Grupos Ra-

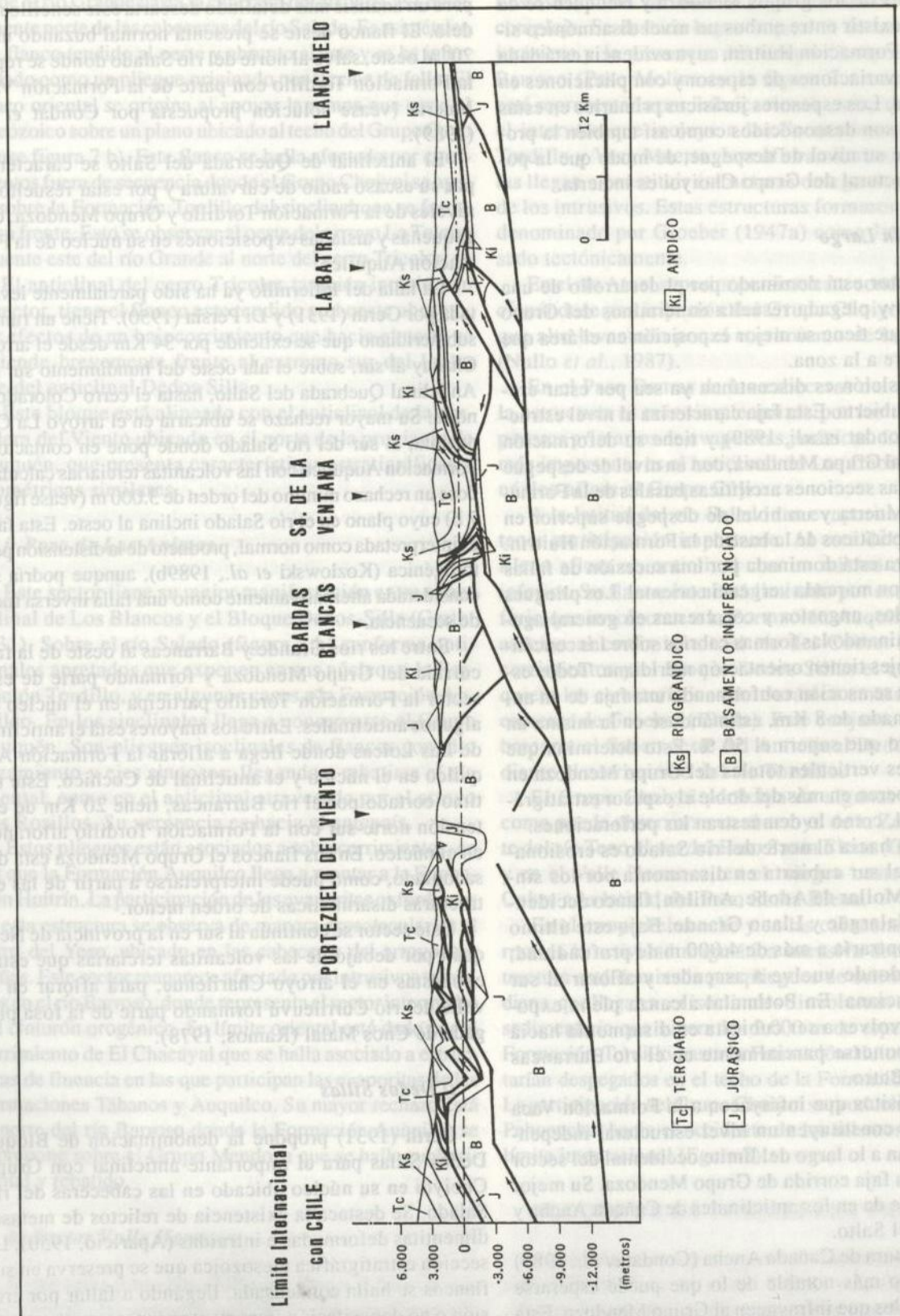


Figura 8: Corte estructural a la latitud del cerro Campanario (aprox. 36°S) según R. Mancada.

yoso y Neuquén. Esta concordancia entre las actitudes estructurales de los grupos Mendoza y Neuquén se da a pesar de existir entre ambos un nivel disarmónico situado en la Formación Huitrín, cuya evidencia está dada por fuertes variaciones de espesor y complicaciones en esta entidad. Los espesores jurásicos primarios en estas estructuras son desconocidos como así también la profundidad de su nivel de despegue, de modo que la posición estructural del Grupo Choiyoi es incierta.

#### h) Mallín Largo

Este sector está dominado por el desarrollo de una faja fallada y plegada resuelta en términos del Grupo Mendoza, que tiene su mejor exposición en el área que le da nombre a la zona.

Su exposición es discontinua ya sea por estar erosionada o cubierta. Esta faja caracteriza al nivel estructural IV (Condat *et al.*, 1989) y tiene su deformación restringida al Grupo Mendoza, con un nivel de despegue inferior en las secciones arcílicas basales de la Formación Vaca Muerta y un nivel de despegue superior en niveles evaporíticos de la base de la Formación Huitrín. Su estructura está dominada por una sucesión de fallas y pliegues con marcada vergencia oriental. Los pliegues son elongados, angostos y con crestas en general agudas, predominando las formas cabrías sobre las concéntricas. Sus ejes tienen orientación meridiana. Todos estos pliegues se asocian conformando una faja de un ancho aproximado de 8 Km, estimándose en la misma un acortamiento que supera el 50 %. Esto determina que los espesores verticales totales del Grupo Mendoza en esta faja superen en más del doble el espesor estratigráfico original, como lo demuestran las perforaciones.

Esta faja hacia el norte del río Salado es erosionada y hacia el sur cubierta en disarmonía por los sinclinales de Mollar de Adobe, Antilón, flanco occidental del de Malargüe y Llano Grande. Bajo este último ésta se encontraría a más de 4.000 m de profundidad, a partir de donde vuelve a ascender y aflorar al sur de La Valenciana. En Potimalal alcanza plena exposición para volver a ser cubierta en disarmonía hacia el sur y exponerse parcialmente en el río Barrancas frente a El Batro.

Los depósitos que infrayacen a la Formación Vaca Muerta, que constituyen un nivel estructural independiente afloran a lo largo del límite occidental del sector al oeste de la faja corrida de Grupo Mendoza. Su mejor exposición se da en los anticlinales de Cañada Ancha y Quebrada del Salto.

La estructura de Cañada Ancha (Condat *et al.*, 1989) es el ejemplo más notable de lo que puede esperarse para los niveles que infrayacen al Grupo Mendoza. Esta estructura aparenta ser un simple anticlinal asimétrico

vergente al este con núcleo en la Formación Auquilco, pero un análisis más detallado descarta este sencillo modelo. El flanco oeste se presenta normal buzando unos 20° al oeste, salvo al norte del río Salado donde se repite la Formación Tordillo con parte de la Formación Vaca Muerta (véase solución propuesta por Condat *et al.* (1989).

El anticlinal de Quebrada del Salto se caracteriza por su escaso radio de curvatura y por estar resuelto en niveles de la Formación Tordillo y Grupo Mendoza, con pequeñas y aisladas exposiciones en su núcleo de la Formación Auquilco.

La falla del Infiernillo ya ha sido parcialmente levantada por Gerth (1931) y Di Persia (1950). Tiene un rumbo submeridiano que se extiende por 34 Km desde el arroyo Chacay al sur, sobre el ala oeste del hundimiento sur del Anticlinal Quebrada del Salto, hasta el cerro Colorado al norte. Su mayor rechazo se ubicaría en el arroyo La Cienaguita, al sur del río Salado donde pone en contacto la Formación Auquilco con las volcanitas terciarias calculándose un rechazo mínimo del orden de 3.000 m (véase figura 7 b) cuyo plano en el río Salado inclina al oeste. Esta falla es interpretada como normal, producto de la distensión postorogénica (Kozlowski *et al.*, 1989b), aunque podría ser considerada alternativamente como una falla inversa fuera de secuencia.

Entre los ríos Grande y Barrancas al oeste de la faja corrida del Grupo Mendoza y formando parte de este sector la Formación Tordillo participa en el núcleo de algunos anticlinales. Entre los mayores está el anticlinal de Las Loicas donde llega a aflorar la Formación Auquilco en el núcleo y el anticlinal de Cochicó. Este último cortado por el río Barrancas, tiene 20 Km de extensión norte-sur con la Formación Tordillo aflorando en el núcleo. En sus flancos el Grupo Mendoza está desacoplado, como puede interpretarse a partir de las estructuras disarmónicas de orden menor.

Este sector se continúa al sur en la provincia de Neuquén por debajo de las volcanitas terciarias que están expuestas en el arroyo Charilehue, para aflorar en el valle del río Currileuvú formando parte de la fosa plegada de Chos Malal (Ramos, 1978).

#### i) Dedos Sillas

Gerth (1931) propone la denominación de Bloque Dedos Sillas para el importante anticlinal con Grupo Choiyoi en su núcleo ubicado en las cabeceras del río Salado. Se destaca la existencia de relictos de metasedimentitas deformadas e intruidas (Aparicio, 1950). La sección estratigráfica mesozoica que se preserva en sus flancos se halla condensada, llegando a faltar por erosión o no depositación importantes espesores (Legarreta y Kozlowski, 1984).

El anticlinal de Dedos Sillas se extiende por 40 Km desde el río Grande hasta la cabecera del arroyo Las Leñas, afluente norte de las cabeceras del río Salado. Es asimétrico con flanco tendido al oeste y abrupto al este y se ha interpretado como un pliegue originado por flexión de falla. El flanco oriental se origina al apoyar la rampa que corta al Paleozoico sobre un plano ubicado al techo del Grupo Cuyo (véase figura 7 b). Este flanco se halla afectado por corrimientos fuera de secuencia donde el Grupo Choiyoi se apoya sobre la Formación Tordillo del sinclinal que se forma en su frente. Esto se observa al oeste del arroyo La Totorá, afluente este del río Grande al norte del cerro Tricolor.

El anticlinal del cerro Tricolor también incluido en el sector, tiene el flanco este tendido y el oeste abrupto, por efectos de un bajocorrimiento que hacia el norte se extiende brevemente frente al extremo sur del limbo este del anticlinal Dedos Silla.

Este bloque está alineado con el anticlinal de la cordillera del Viento ubicado en el norte de la provincia de Neuquén, que presenta características estratigráficas y geométricas similares.

#### j) Pozo de Las Animas

Este sector tiene su mejor manifestación entre el anticlinal de Los Blancos y el Bloque Dedos-Silla (Gerth, 1931). Sobre el río Salado (figura 7 b) conforma anticlinales apretados que exponen en sus núcleos a la Formación Tordillo, y en algunos casos a la Formación Auquilco. En los sinclinales llega a conservarse el Grupo Neuquén. Son pliegues isoclinales de flancos con alto buzamiento y ejes sinuosos, llegando a rebatirse el ala oriental, como en el anticlinal atravesado por el arroyo Los Rosillos. Su vergencia es hacia el antepaís.

Estos pliegues están asociados a sobrecorrimientos, en los que la Formación Auquilco llega a montar a la Formación Huitrín. La participación de las evaporitas oxfordianas en esta estructura se observa de manera espectacular en el cerro del Yeso, ubicado en las cabeceras del arroyo Las Leñas. Este sector reaparece afectado por intrusivos terciarios en el río Barroso, donde representa el sector intermedio del cinturón orogénico. Su límite oriental está dado por el corrimiento de El Chacayal que se halla asociado a estructuras de fluencia en las que participan las evaporitas de las Formaciones Tábanos y Auquilco. Su mayor rechazo está al norte del río Barroso donde la Formación Auquilco se superpone sobre el Grupo Mendoza que se halla subhorizontal y rebatido.

#### k) Sector Valle Hermoso

Representa junto con el Bloque Dedos Silla el sector más interno del cinturón orogénico. La interpretación estructural está dificultada por la actividad magmática

terciaria que intruye y la cubre con productos efusivos. Las estructuras varían a lo largo del rumbo de manera compleja. Se destaca la participación de las evaporitas jurásicas y la presencia del Grupo Choiyoi. En el río Barroso (Paso Molina en la figura 7 a), la estructura está representada por imbricaciones en las que se repite el intervalo que incluye a las Formaciones Auquilco, Tordillo y Vaca Muerta. Los afloramientos de evaporitas llegan a constituir estructuras omega en proximidad de los intrusivos. Estas estructuras formaron parte de lo denominado por Groeber (1947a) como Jurásico amasado tectónicamente.

En el río Atuel superior persiste esta condición, mencionándose participación del Grupo Choiyoi en el bloque alto levantado por el corrimiento de las Lágrimas (Nullo *et al.*, 1987).

En el Paso Damas de las cabeceras del río Grande, la estructura es más simple quizás por los menores espesores primarios de evaporitas jurásicas. La estructura más importante es el anticlinal de Las Choicas en cuyo núcleo aflora el Grupo Cuyo.

A la latitud del río Salado las evaporitas vuelven a tener participación importante. Al este del Paso Santa Elena aflora un anticlinal con un núcleo del jurásico inferior. Su flanco este está limitado por estructuras de flujo que involucran a la Formación Auquilco y que se asocian al corrimiento del río del Cobre. Entre estos corrimientos y el Bloque Dedos Sillas el conjunto adquiere las características del Jurásico amasado tectónicamente de Groeber (1947a). Este conjunto apilado sobre el flanco oeste del Anticlinal Dedos Silla mediante el corrimiento del río Tordillo.

El Grupo Choiyoi participa en algunas estructuras como puede observarse en el arroyo de la Zorra, afluente del río Teno al sur del Paso Santa Elena (Gerth, 1931) y en el Valle Hermoso, en el margen oeste del río del Cobre a la latitud del Paso Santa Elena.

En el arroyo Pehuenche y en las cabeceras del río Barrancas la actividad magmática intrusiva decrece. La estructura está dominada por pliegues de orientación meridiana, que llegan a ser isoclinales e involucran una columna sedimentaria que supera los 2.000 m de espesor desde la Formación Tordillo hasta la Formación Huitrín. Estos estarían despegados en el techo de la Formación Auquilco. La participación del Grupo Choiyoi se produciría en el Paso Pehuenche, hacia el occidente de los mismos próximo al límite internacional (figura 8).

#### BLOQUE DE LA CORDILLERA FRONTAL

La región ubicada entre el río Tupungato y su continuación al norte en el río Vacas, y la depresión del valle de Uspallata, abarca una unidad morfoestructural con características propias definida como Cordillera

Frontal por Groeber (1938). Esta unidad comprende así la Cordillera del Tigre, los cordones del Plata y del Portillo, para hundirse hacia el sur a la latitud del río Diamante. Está caracterizada por un predominio de rocas volcánicas reunidas complexivamente en el Grupo Choiyoi, intruídas por stocks de granitoides neopaleozoicos y triásicos, que en sectores permiten observar un substrato sedimentario carbonífero (Polanski, 1958a). Hacia el sur predomina en el núcleo serrano el basamento metamórfico, asignado por Polanski (1964 b y 1972) al Proterozoico. Una característica morfológica dominante es la preservación de una extensa peneplanicie sobre elevada actualmente hasta más de 6.000 m s.n.m. en la Cordillera del Tigre. Esta peneplanicie permite observar que la superficie premiocena, dado que es cubierta por los conglomerados de Santa María (Schiller, 1912), no ha sido segmentada durante la orogenia ándica. Si bien el bloque presenta una compleja estructura interna como lo destacan Fuentes *et al.* (1986), de edad principalmente gondwánica, su comportamiento durante la orogenia ándica fue rígido, actuando ante la deformación como un gran bloque de basamento. La deformación gondwánica de acuerdo a estos autores estuvo caracterizada, por una importante componente de rumbo, como ha sido reconocido durante las perforaciones efectuadas en el río Tupungato. Gran parte del bloque de la Cordillera Frontal se halla despegado en las pelitas negras de las facies occidental de los estratos carboníferos (Caminos, 1979), aunque en sectores más al sur, como en el frente oriental del cordón del Plata, aparecen niveles más profundos involucrados en el frente de falla (Stappenbeck, 1917, Caminos, 1965).

Si bien el bloque de la Cordillera Frontal en el sector mendocino ha tenido un comportamiento homogéneo, su frente de levantamiento es más complejo. En el sector norte a la latitud del río Mendoza, Polanski (1958a) definió un sistema de fallas como Espolón de La Carrera, el que sería responsable del levantamiento del cordón del Plata. Los estudios recientes de Cortés (1993b) han permitido identificar el ordenamiento escalonado hacia el norte de este frente, que a la latitud de la estación Uspallata presenta una falla normal de rumbo transversal a la estructura. Esta es responsable de la terminación sur del valle de Uspallata, y habría actuado como una rampa transversal al frente de corrimientos de la Cordillera Frontal. El frente de fallamiento está caracterizado por los corrimientos Ranchillos y Piedra Blanca (Cortés, 1993b), que hacia el norte, en el sector sanjuanino presentan un nuevo escalonamiento, a la latitud del barreal del Leoncito. Al norte de esta localidad, frente al pueblo de Barreal, el frente de la Cordillera Frontal es no emergente, pudiendo considerarse la estructura como la parte occidental de una cuenca a cuesta (*piggy-back basin*). Sobreimpuestas a los corrimientos princi-

pales que levantaron el bloque cordillerano, se observan reactivaciones de menor magnitud, que han sido interpretadas como corrimientos fuera de secuencia por Cortés (1993b). Estos corrimientos son de muy bajo ángulo y no son responsables del levantamiento principal de la Cordillera Frontal.

El frente oriental está caracterizado en el cordón del Portillo por una zona de imbricación que se continúa hasta el río Las Tunas. El bloque del cordón del Portillo presenta una estructura interna aún más compleja que el de la Cordillera del Tigre. En el clásico perfil del arroyo Pabellón, Polanski (1958a) indentificó una serie de fallas con vergencia dominante hacia el este, las que no siempre muestran reactivación ándica.

El frente de corrimiento oriental del cordón del Portillo es en parte coincidente con el borde occidental del rift triásico de Cacheuta, y parte del fallamiento podría estar relacionado a la inversión tectónica del sistema de rift. Este frente se simplifica hacia el sur, a partir del río de Las Tunas, que coincidiría con otra rampa transversal oblicua. En conjunto se puede observar, que este gran bloque de Cordillera Frontal, presenta una segmentación transversal, posiblemente heredada de la estructura paleozoica, de ordenamiento en echelon dextrógiro. Este bloque así definido tiene una longitud en territorio mendocino de unos 300 km con un ancho máximo de 50 km.

Su extremo sur corresponde a un gran anticlinal cubierto parcialmente por depósitos proximales de la cuenca Neuquina. Inmediatamente al norte del río Diamante la Formación Las Lagunitas y la Tonalita El Carrizal se hallan cubiertas en discordancia por el Grupo Choiyoi. La actitud estructural de este último es la que permite reconstruir este gran anticlinal. El flanco occidental buza unos 30° al oeste, mientras que el oriental llega a ser vertical. El límite oriental está controlado por un fallamiento de alto ángulo, y buzante al este. Se halla bien expuesta frente a la desembocadura del arroyo Agua del Carrizo donde Lahee (1927) la reconociera como la *Diamante Fault*. En el sector más austral, correspondiente a las Lomas Bayas se forma un anticlinal asociado a una falla que inclina al este. En todo el extremo austral de la Cordillera Frontal, al igual que en el subsuelo del antepaís adyacente, la cubierta sedimentaria es solidaria al zócalo, no presentando estructuración independiente. Esto se debería a la falta de niveles incompetentes que permitiesen el despegue de la cobertura.

La Cordillera Frontal se ha levantado como tal a estas latitudes durante las etapas finales de la orogenia ándica, con posterioridad a la Cordillera Principal (Polanski, 1964 b y 1972). El sistema de fallas de La Carrera ha sido activo durante el Plioceno, continuando en parte hasta el Pleistoceno inferior.

## DEPRESIÓN DE USPALLATA

Esta depresión es parte del valle tectónico de Rodeo-Calingasta-Barreal-Uspallata, sistema de gran extensión longitudinal que se extiende por más de 300 Km. Este valle separa la Cordillera Frontal de la Precordillera y tiene diversos estilos estructurales de norte a sur. Ha sido ya interpretado como una depresión intermontana por Keidel (1949, figura 2), controlado por una estructura antigua.

El sector norte, comprendido entre Iglesia y Rodeo, en la provincia de San Juan, fue descripto como una cuenca a cuesta (*piggy-back basin*), transportada en forma pasiva por las láminas de corrimiento de la Precordillera (Beer *et al.*, 1990). El frente de levantamiento de la Cordillera Frontal coincidiría así con una rampa no expuesta. Hacia el sur las características cambian y el margen occidental alterna entre sistemas no emergentes como el de Iglesia, a márgenes expuestos por falla como en el extremo sur de Uspallata. En sectores está controlado por fracturas oblicuas escalonadas, como entre Calingasta y sur de Rodeo o en la pampa del Leoncito.

El margen oriental es también diferente. Hacia el extremo sur predominan sistemas de bajocorrimientos imbricados, con inclinación al este, ya descriptos por Keidel (1939b) como estructuras asociadas a corrimientos paleozoicos en las sierras de Farallones y Bonilla. Esta estructura es similar más al norte en el margen correspondiente a la sierra de Cortaderas, donde fuera estudiado por Cingolani (1970), Cucchi (1972b) y Cortés (1989). En esta sierra una serie de corrimientos paleozoicos imbricados con vergencia al oeste repiten varias veces las rocas ultramáficas y máficas ordovícicas. Más hacia el norte, ya en territorio sanjuanino los sistemas imbricados no están tan desarrollados, predominando la deformación ándica, por lo que el borde oriental del valle coincide con la parte trasera de las láminas de corrimiento con vergencia al este.

Analizado en detalle el valle de Uspallata muestra un comportamiento irregular en territorio mendocino. Se observan elevaciones estructurales ándicas que estrechan el valle, como en el cordón del cerro Redondo, las cuchillas del Tigre y en la lomas de la Maniera, que fueran analizados en detalle por Cortés (1989). Este autor propone que los sistemas oblicuos de cizalla como el de Yalguaraz, han sido activos desde el Paleozoico, y que estas rocas han sido deformadas durante la orogenia chánica desarrollando una faja plegada y corrida con vergencia occidental, que en sus etapas póstumas presentan importantes componentes de rumbo noroeste y desplazamiento levógiro, previos a la depositación de los estratos carboníferos. La deformación ándica reactivó en parte estas estructuras.

Hacia el sur el valle de Uspallata está caracterizado por tener ambos márgenes controlados tectonicamente.

Se destaca al sur de la estancia de San Alberto una serie de bajocorrimientos que levantan unas suaves lomadas del centro del valle, que tienen actividad neotectónica registrada (Cortés, 1993b).

La presencia de este valle longitudinal interpuesto entre la Cordillera Frontal y la Precordillera, coincide con un importante límite tectónico, como era el margen sudoccidental del Gondwana a estas latitudes. Esta coincidencia es similar a lo observado en el sector occidental de las Rocas Canadienses. En una posición comparable, las facies paleozoicas del talud occidental de Laurentia, análogas a las de Precordillera, presentan un valle tectónico de dimensiones similares conocido como la trinchera de las Rocas (Rocky Mountain trench).

## CUENCA TRIASICA DE CACHEUTA

Las estructuras expuestas en niveles terciarios al sudeste de la Precordillera tienen su mayor expresión entre los 33 y 34° S. Estas se ubican en forma coincidente sobre uno de los depocentros más importantes de la subcuenca de Cacheuta.

El principal aporte al conocimiento estructural de esta zona fue realizado por Yacimientos Petrolíferos Fiscales a raíz de la exploración y explotación de hidrocarburos. Los trabajos geofísicos y las perforaciones, algunas sobrepasando los 5.000 m de profundidad, permitieron establecer la relación entre las estructuras profundas y las aflorantes.

Su rasgo superficial más notable lo constituyen los tres ejes anticlinales de orientación general nor-noroeste. El eje occidental tiene su extremo norte en el hundimiento sur de la Precordillera en el cerro Cacheuta. Allí los sedimentos triásicos y terciarios rodean periclinamente al núcleo paleozoico del cerro Cacheuta conformando el hemianticinal de La Pilona (Rolleri y Fernández Garrasino, 1979). El hundimiento regional de este eje hacia el sur está interrumpido por las culminaciones menores de Estructura Intermedia, Refugio y Tupungato.

El anticlinal de Tupungato es el más conspicuo, aflorando la Formación La Pilona en el núcleo. Su eje, cruzado respecto al alineamiento general, tiene dirección noreste y su flanco oeste es el más abrupto. Una falla lo separa del anticlinal de Refugio.

Hacia el sur de Tupungato el eje occidental continúa definido en la zona de Piedras Coloradas hasta el río Tunuyán, al sur del río, toma una dirección norte-sur en los anticlinales de Bajada Blanca y San Carlos ubicados sobre la margen oriental del Valle de Uco.

La estructura superficial se halla parcialmente desdoblada de la profunda para el sector del eje ubicado al norte de Piedras Coloradas. Sarewitz (1988) ubica el despegue en la base del Terciario.

En la zona de La Pilona el flanco oeste es el empinado con vergencia al este, y ha sido atravesado por

perforaciones, como en Agua del Corral y Jagüel Este, que penetraron un importante corrimiento que sobrepone a la Formación Villavicencio sobre el Triásico subhorizontal. Esta relación permite interpretar al anticlinal de La Piona como originado por flexión de falla (Sarewitz, 1988). A su vez puede considerarse al anticlinal formando una cuña corrida con el ápice ubicado en la base del Terciario, al no determinarse al corrimiento cortando al Terciario y emergiendo hacia el este.

Hacia el sur a la latitud de Tupungato la vergencia se torna oeste y a pesar de esto es posible conservar el mismo esquema variando la posición del ápice de la cuña. La figura 7 b muestra el ápice de la cuña localizado en la base del Triásico, donde un retrocorrimiento corta al Triásico en rampa levantando al anticlinal de Tupungato. Este aprovecha posiblemente clinoformas del borde occidental del graben triásico. Este retrocorrimiento no emergente, es atravesado en subsuelo por pozos que repiten los depósitos triásicos y terciarios y se conectaría hacia el oeste con la falla de Cuchilla del Totoral.

A la latitud del río Mendoza la Formación Villavicencio del cerro Cacheuta monta los depósitos terciarios rebatidos en Puesto Agua del Pizarro mediante un corrimiento considerado fuera de secuencia. Esta consideración toma en cuenta que los depósitos terciarios formaron parte del flanco oriental del hemianticlinal de la Piona. Este con posterioridad fue cortado por el corrimiento fuera de secuencia mediante reactivación de la rampa del yaciente. De este modo el corrimiento suprime los sedimentos triásicos del flanco.

El segundo eje más oriental, conocido como Barrancas está conformado de manera más simple que el occidental. Tiene su extremo norte aflorando sobre el río Mendoza en el yacimiento Cruz de Piedra, ubicado sobre el hundimiento septentrional de la culminación de Lunlunta. De allí hacia el sudeste se desarrollan las culminaciones de Barrancas, Carrizal, Río Tunuyán y La Ventana. A partir de esta estructura los ejes toman la orientación norte-sur. Este eje tiene su mejor representación en las estructuras de Barrancas y Lunlunta. Se trata de anticlinales vergentes al este que pueden resolverse como pliegues por flexión de falla. El corrimiento alcanza a cortar sólo los términos más bajos del Terciario.

Gran parte de este eje se ubica sobre un alto antiguo, presentándose una situación inversa a la existente en Tupungato. Hacia el este de Barrancas vuelve a incrementarse el espesor sedimentario triásico.

El tercer eje, de pobre expresión morfológica, se extiende al sur del río Tunuyán conformando las estructuras de Rivadavia, Zampal y Vizcacheras. Las inclinaciones que presentan los afloramientos terciarios en general son menores a  $5^\circ$ .

El alineamiento sinclinal conocido como "entre ejes" se ubica entre el eje de La Piona y el eje de Barrancas. Su

sector más profundo ubica la base de los depósitos terciarios a 4.000 m de profundidad al oeste de Ugarteche ascendiendo hacia el sur y norte. En este último sentido se va conformando un anticlinal que alcanza su culminación en Santa Elena al sudoeste de la ciudad de Mendoza donde afloran las secciones basales del Terciario. Esta estructura hacia el norte es sobrecorrida por el frente de la Precordillera en el cerro Divisadero y el cordón de La Laja.

Hacia el norte del río Mendoza y este de la ciudad de Mendoza en dirección a la provincia de San Juan, la base del Terciario se profundiza encontrándose a más de 4.000 m (Figueroa y Ferraris, 1989) sin constatarse la presencia de sedimentos triásicos. La estructura de Borbollón, al noreste del aeropuerto del Plumerillo se ubica en este sector y su origen puede ser vinculado con retrocorrimientos que afectan el basamento tal como la postulan Comínguez y Ramos (1990, 1991) para el cerro Salinas al oeste de Jocolí.

### DEPRESION DE LOS HUARPES

Esta nominación fue propuesta por Polanski (1964a) para el valle ubicado entre la Cordillera Frontal y el Bloque de San Rafael. Esta área puede ser extendida hacia el norte hasta el arroyo Anchayuyo y hacia el sur hasta la laguna de Llancanelo. En todo este sector los sedimentos terciarios apoyan directamente sobre las rocas paleozoicas, salvo la zona sudoccidental que es transgredida por los sedimentos cretácicos del borde noreste de la cuenca Neuquina. Polanski (en Caminos, 1979) postula la existencia de una fosa limitada por fallas normales para la zona ubicada al norte de Tunuyán (Graben de Tunuyán). En la figura 7 b el extremo norte de la depresión de Los Huarpes se ubica entre El Salto y Tupungato donde el espesor sedimentario terciario supera los 4.000 m. Para esta zona el corrimiento de la Cuchilla del Totoral, que repite gran parte de este espesor, es considerado una extensión del frente orogénico de la Cordillera Frontal, sin que se desarrolle estructuración notable en el basamento de la depresión. Hacia el sur los espesores terciarios disminuyen sin desarrollar estructuras de magnitud.

Así en el sector del río Diamante los depósitos terciarios se hallan suavemente plegados con fracturas de rumbo con orientación oeste-noroeste. Estas fracturas fueron activas durante la sedimentación de los depósitos sinorogénicos terciarios, como puede interpretarse a partir de las discordancias internas observadas en el arroyo La Faja en proximidad al embalse de Agua del Toro. Estas fracturas continúan su actividad en la actualidad ya que controlan la distribución de los ojos de agua o mallines en la planicie al este de la Cordillera Frontal.

Al sur del río Diamante la depresión se cubre, aflorando sólo excepcionalmente como relictos preservados de la erosión moderna.

## BLOQUE DE SAN RAFAEL-PAYUNIA

Esta zona cubre el centro sudeste de la provincia de Mendoza y abarca el sector extraandino de la cuenca Neuquina cubierto por volcanitas cenozoicas y a la provincia geológica Sanrafaelino Pampeana de Criado Roque e Ibáñez (1979). Se han agrupado las distintas unidades que integran esta área dado que su comportamiento estructural es similar.

Toda esta zona es parte del antepaís para el frente montañoso andino, aunque no necesariamente debe ser considerado un autóctono en sentido estricto, ya que durante el Terciario superior y el Cuaternario fue levantado y fracturado. Para su análisis la zona puede ser tratada en tres sectores, Bloque de San Rafael, la Payunia oriental y la Payunia occidental.

El Bloque de San Rafael (Polanski, 1964a) está representado por una antigua planicie labrada durante el Jurásico y Cretácico, cubierta en el Terciario y actualmente en proceso de exhumación. Está ubicado entre la depresión de Los Huarpes al oeste y la depresión de La Travesía al este.

La estructura interna es el resultado de una historia tectónica compleja que se inicia en el Precámbrico (Criado Roque e Ibáñez, 1979) con fracturas este-oeste.

Durante el Paleozoico inferior se produce una marcada discordancia angular que separa a la Formación La Horqueta (metasedimentitas del Paleozoico inferior) de la Formación El Imperial (Carbonífero). Este conjunto forma estructuras compresionales (Rodríguez y Valdiviezo, 1970, Moreno Peral y Salvarredi, 1984) previas a la depositación de las volcanitas pérmicas equivalentes al Grupo Choiyoi. Moreno Peral y Salvarredi (1984) describen la evolución de estas estructuras compresionales durante el Pérmico.

Entre el Pérmico superior y Triásico inferior se produce una distensión acompañada por fallamiento normal que genera el espacio para la depositación de la Formación Puesto Viejo. Esta distensión es también la responsable de la formación de los grabens para la depositación de la Formación Las Cabras en la subcuenca de Cacheuta.

Figueroa (1984) evalúa la tectónica postríasica concluyendo que la orogenia ándica actuó en la región produciendo la deformación por desplazamiento lateral transpresivo y levógiro.

El sector de la Payunia oriental que forma parte del cinturón móvil mendocino pampeano de Criado Roque (1972), presenta la misma historia geológica que el Bloque de San Rafael durante el Paleozoico y el Triásico. Las unidades pretriásicas constituyen el sustrato sobre el que apoyan elementos volcanoclásticos del Terciario, parcialmente cubiertos por el volcanismo cuaternario.

Los afloramientos del basamento en este sector presentan un notable juego de líneas estructurales antiguas reactivadas, principalmente el juego noroeste, como lo

demuestra la presencia de brechas mineralizadas con la misma dirección y un juego secundario de rumbo general noreste. Esta reactivación habría sido producida por la orogenia del Cenozoico (González Díaz, 1972b). En la zona de Agua Escondida se encuentra una zona de falla cuyo arrumbamiento es norte-sur, visible hacia el norte y cubierta de basaltos hacia el sur de esta localidad. La misma se evidencia por un desplazamiento inverso de 100 m sobre un plano abrupto hacia el oeste que afecta al basamento, ubicado en el Mioceno por no involucrar las entidades pliocenas (González Díaz, 1972b). Este rasgo estructural continúa hacia el norte limitando los afloramientos del basamento de los del llano oriental con cubierta de basaltos pleistocenos. Unos 15 km hacia el este aflora nuevamente el basamento acompañado de areniscas ubicadas tentativamente en el Terciario con una inclinación predominante de 20° al oeste (Holmberg, 1973).

Al sur de Agua Escondida apoya sobre el basamento retazos de facies carbonáticas fosilíferas de la Formación Roca, afloramientos que también se encuentran en la provincia de La Pampa en la zona de Bardas Bayas.

El sector de la Payunia occidental está limitado por el frente montañoso hacia el oeste y los asomos del basamento hacia el este. Este sector está cubierto en su totalidad por campos basálticos, con dos centros eruptivos destacables: el Campo Volcánico Llancanelo y el Campo Volcánico Payun Matru (Bermúdez y Delpino, 1990). En Llancanelo se encuentra aproximadamente 200 centros eruptivos alineados sobre fracturas este-oeste, mientras que hacia el Bloque de San Rafael lo hacen sobre fracturas noreste (Delpino, 1987). Los conos están compuestos por una superposición de coladas y lapillitas y sus erupciones apoyan sobre basamento, unidades volcaniclásticas terciarias o depósitos de piedemonte de la sierra del Nevado con edades de 1,8 Ma (Bermúdez, 1987) y en la zona de Llancanelo con edades de  $0,5 \pm 0,2$  Ma;  $0,4 \pm 0,2$  Ma y  $0,01-0,1$  Ma (Valencio *et al.*, 1969).

En Payún Matru se destaca el volcán homónimo con importantes coladas andesíticas y traquíticas (Llambías, 1966; González Díaz, 1972c) y un volcanismo basáltico relacionado a fracturas este-oeste que se desarrolla principalmente hacia el este del volcán (Bermúdez, 1988). Hacia el oeste en la zona de Los Volcanes se observa la presencia de pequeños conos y coladas que llegaron al valle del río Grande. Las edades oscilan entre 0,2-0,5 Ma con polaridad normal (Valencio *et al.*, 1969).

La porción sur de este sector, denominada Altiplanicie del Payún, se encuentra cubierta por coladas basálticas asignadas al Mioceno por Groeber (1933) pero cabe la posibilidad de ser oligocenas (Kozłowski *et al.*, 1987), que apoyan sobre el Grupo Malargüe y son cubiertas parcialmente por basaltos pliocenos y cuaternarios. Es una región elevada, con cotas promedio de 1.500 m sobre el nivel del

mar, de gran extensión y suavemente ondulada. La formación de esta peneplanicie fue anterior a la estructuración oriental de la sierra de Reyes como lo demuestra el depósito de un conglomerado de 200-300 m de potencia en el faldeo oriental de la sierra. Este depósito apoya sobre basaltos pliocenos y está constituido por clastos de Cretácico superior en su base, continuando con clastos del Cretácico inferior - Jurásico, hasta culminar con otros del Grupo Choiyoi en su techo (Groeber, 1933). Esta secuencia inversa a la próxima columna aflorante y con pocas evidencias de transporte, refleja su procedencia cercana.

Entre el borde austral de la altiplanicie y el río Colorado y hacia el este de la sierra de Reyes, afloran las Formaciones Roca y Loncoche y el Grupo Neuquén. En los mismos se observa un sensible cambio en el rumbo de los ejes estructurales que cercano al frente montañoso es esencialmente norte-sur mientras que hacia el este es noroeste. En la sierra de Chachauén llega a aflorar la Formación Agrio conformando una estructura anticlinal, asociada al domo intrusivo cuyo eje tiene el rumbo citado y está limitado al este por falla.

### PRECORDILLERA

La Precordillera mendocina presenta tres sectores de diferente comportamiento estructural, los que no se corresponden con las clásicas divisiones propuestas por Ortiz y Zambrano (1981), para la Precordillera en general, y la sanjuanina en particular.

La Precordillera oriental, no entra en territorio mendocino, dado que la sierra Chica de Zonda, y su continuación al sur, la sierra de Pedernal, es sepultada por los depósitos pedemontanos de la pampa del Acequión. Estos cubren discordantemente los retrocorrimientos que caracterizan con su vergencia occidental la Precordillera oriental (Harrington, 1971). El cerro Salinas en forma aislada representaría esta vergencia pero desarrollada en rocas de un posible basamento proterozoico, correspondiente al único asomo de las Sierras Pampeanas occidentales en la provincia de Mendoza (Comín-guez y Ramos, 1991).

La Precordillera central, que al norte está caracterizada por una serie de corrimientos de vergencia oriental, está apenas desarrollada, con escasos remanentes como los cerros Cielo y Alberja, que son las elevaciones paleozoicas más conspicuas corridas sobre facies distales de depósitos

sinorogénicos terciarios. Hacia el sur estas elevaciones son corridas con vergencia oriental en la sierra de Las Higueras, y culminan en el cerro La Cal. Las características atípicas de este sector central se deben a su intersección con los semigrabens triásicos, que constituyen la sierra de Las Higueras y la de Uspallata. Dado la oblicuidad entre el sistema triásico de rumbo nor-noroeste y la dirección meridiana de la Precordillera, en la Precordillera central, predominan fallamientos inversos de alto ángulo y fallas de deslizamiento de rumbo de componentes levógiros. Estas son características de la inversión tectónica ándica, como se puede observar en el sector oriental de los Paramillos de Uspallata.

La Precordillera occidental es la más ampliamente representada y corresponde a Keidel (1939b, 1949-56), la identificación de la vergencia y características de la deformación paleozoica. Este autor reconoce en la margen occidental de la sierra de Uspallata, en los cordones de Bonilla, Farallones y Alojamiento una vergencia occidental para las rocas eopaleozoicas. Estas son cubiertas por discordancia angular por los estratos carboníferos. Las calizas cámbricas más al sur en el cerro Pelado (Varela, 1973), se apoyan mediante un bajocorrimiento que inclina al este sobre estratos carboníferos. Esto evidencia que la reactivación ándica de estas estructuras paleozoicas ha sido controlada por la vergencia más antigua.

El frente actual de corrimientos de la Precordillera mendocina, estudiado en detalle por Figueroa y Ferraris (1989), muestra que los corrimientos más recientes levantaron con vergencia oriental los estratos paleozoicos sobre los terciarios, y aún sobre los cuaternarios como se observa en la quebrada de Las Higueras. Este avance de los corrimientos con vergencia oriental, intersecta a los bajocorrimientos de basamento con vergencia occidental descriptos al sur del cerro Salinas por Comín-guez y Ramos (1991).

Un detalle interesante de este frente es su brusca deflexión hacia el oeste, que se observa al oeste de la ciudad de Mendoza, producto de una rampa basal transversal al frente. Esta rampa transversal produce reactivaciones ándicas con desplazamientos de rumbo dextrógiro, sobre la antigua zona de transferencia triásica. Esta zona de transferencia triásica entre los depocentros de Las Higueras y el de Cacheuta, habría tenido previamente desplazamiento de rumbo levógiro, para acomodar la extensión triásica del rift (Legarreta *et al.*, 1993).