

ESTRUCTURA DEL PALEOZOICO INFERIOR EN LAS NACIENTES DEL RÍO JACHAL, PROVINCIA DE SAN JUAN

José SELLÉS-MARTÍNEZ¹ y Diego AZCURRA².

¹ Depto. de Ciencias Geológicas, FCEyN, UBA, Pabellón 2-Ciudad Universitaria, 1428-Ciudad Autónoma de Buenos Aires.
Email: pepe@gl.fcen.uba.ar

² SEGEMAR, Universidad de Buenos Aires.

RESUMEN

Se describen e interpretan las estructuras desarrolladas en unidades ordovícicas, (Formaciones Yerba Loca y Los Sombreros) y paleógenas-neógenas (Formaciones Vallecito y Rodeo) aflorantes en la quebrada del río Jáchal entre el embalse Cuesta del Viento y Los Túneles. Las primeras forman las sierras Negra y de los Túneles, limitadas en sus bordes orientales por los sobrecorrimientos de la Tranca y los Blanquitos respectivamente y cubiertas en discordancia angular por la Formación Rodeo en los occidentales. El conjunto exhibe grandes pliegues asimétricos, de longitud de onda comparable con el ancho de las sierras, afectados por estructuras de escala hectométrica a métrica, más frecuentes en los limbos orientales, que son también los más tendidos. La orientación general de los ejes de los pliegues es variable desde Az 315 a Az 360, y la vergencia general de las estructuras pre-carboníferas y terciarias es hacia el este, lo que hace imposible el uso de su orientación para diferenciar su edad. La comparación de esta zona con los afloramientos de unidades coetáneas en las nacientes del río San Juan arroja semejanzas sedimentológicas y estructurales, pero también diferencias importantes. Entre las primeras se señalan las identidades litológicas y la presencia de unidades plegadas con ejes N-S sobre el sector oriental de los afloramientos y orientaciones al N-NO en el sector occidental. Entre las diferencias más importantes debe mencionarse la ausencia, en el área de Rodeo, de unidades silúricas equivalentes a la Formación Calingasta y de los conglomerados y ritmitas de la Formación El Planchón, aflorantes en el área del río San Juan.

Palabras clave: *Andes, Precordillera, Estructura, Paleozoico, Río Jáchal.*

ABSTRACT: *Lower Paleozoic structure in the headwaters of Río Jáchal, San Juan Province.* Structures cropping out in the Jáchal Valley from the Cuesta del Viento dam to the locality of Los Túneles are described and analyzed. These structures affect the Ordovician Yerba Loca and Los Sombreros Formations and the Paleogene-Neogene Vallecito and Rodeo Formations. The oldest units form the heights, Sierra Negra de Rodeo and Sierra de los Túneles, which are limited in their eastern flanks by the La Tranca and Los Blanquitos overthrusts, and by the angular unconformity underlying Rodeo Formation in their western ones. The regional folds show asymmetrical shapes and a wavelength comparable to the width of the Sierras, but minor structures ranging from meters to tens of meters are very common in their eastern limbs. Regional folds axis trend varies from Az 315 to Az 360 and the vergence of pre-carboniferous and andean structures point to the east, what makes very difficult to use orientation as a criterion to discriminate the differentiated deformational episodes. The comparison of sedimentological and structural features in the Rodeo area with those at the San Juan River evidences strong similarities but also important differences. Among the first ones, it can be mentioned the lithological and structural resemblance of the Ordovician units, which show N-S trending axis in the eastern outcrops and point N-NW in the western ones. Main differences are the absence -in the Rodeo area- of the metapelites of the Silurian Calingasta Formation. and that of the conglomerates and rhythmities of the Devonian (?) El Planchón Formation. present in the San Juan River section.

Keywords: *Andes, Precordillera, Structure, Palaeozoic, Jáchal River.*

INTRODUCCIÓN

La zona abarcada por la presente contribución se localiza sobre el borde occidental de la Precordillera sanjuanina (Fig. 1), extendiéndose desde la antigua confluencia del río Blanco y el arroyo Iglesia (hoy cubierta por el lago artificial del embalse Cuesta del Viento) hasta las estribaciones orienta-

les de la sierra de los Túneles (Fig. 2). Las observaciones que se presentan complementan trabajos de otros autores, quienes se ocuparon del estudio de la estructura y estratigrafía de la región y de su evolución temporal con diferentes grados de detalle. Entre ellos merecen destacarse Allmendinger *et al.* (1990), Jordan *et al.* (1993), von Gossen (1997) y Álvarez Marrón *et al.* (2006), así

como las hojas geológicas: 18c *Jáchal* de Furque (1979) a escala 1:200.000 y las 3169-II *San José de Jáchal* de Furque *et al.* (1998) y la 3169-I Rodeo de Cardó y Díaz (2005) a escala 1:250.000.

OBJETIVOS

El primer objetivo del trabajo, de carácter

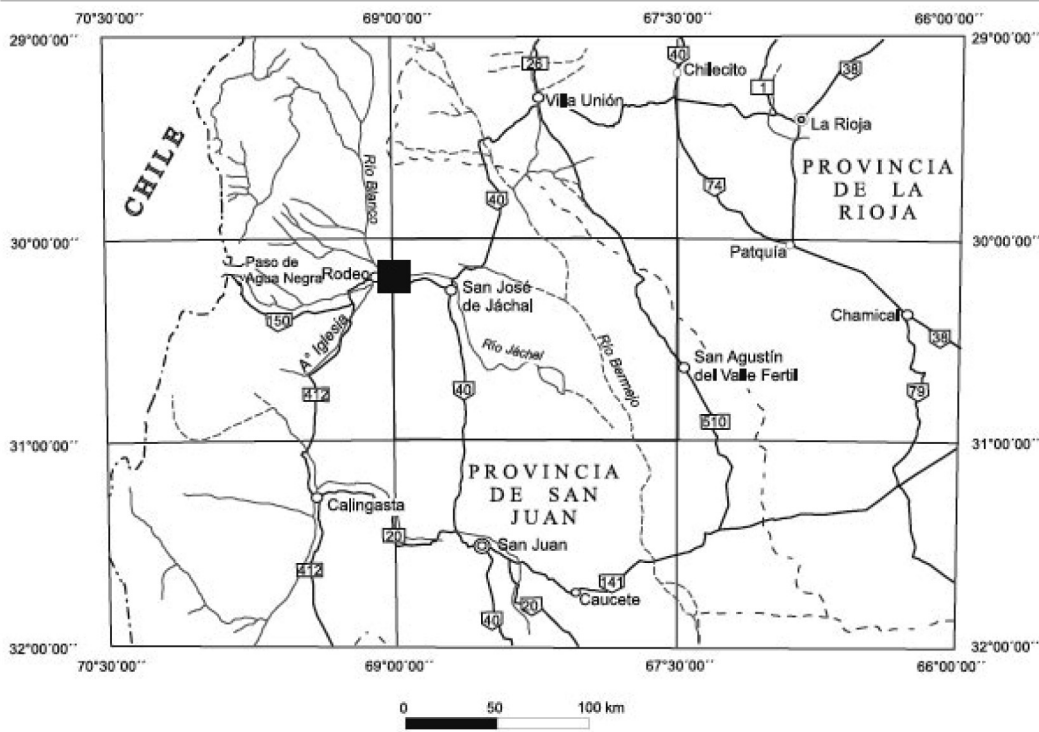


Figura 1: Ubicación de la zona de estudio (Tomado de Azcurra 2007)

fundamentalmente descriptivo, es la caracterización de las estructuras presentes, siendo el segundo su comparación con aquéllas desarrolladas en unidades equivalentes aflorantes más al sur, en el área de las nacientes del río San Juan. El trabajo se propone también determinar las condiciones reológicas de formación de las mismas y, en la medida de lo posible, intentar discriminar su edad, información toda ella necesaria para avanzar en la interpretación de la evolución estructural y geodinámica de lo que es hoy la Precordillera Occidental.

En esta primera parte se reseña el marco geológico general y los antecedentes de mayor relevancia, describiéndose las meso y macroestructuras y encarándose la discusión y las conclusiones en términos de la interpretación de las estructuras, su significado en la historia geológica de la región y su vinculación con otras localidades de la Precordillera. En Sellés-Martínez y Azcurra (2010, este volumen) se describen con mayor detalle las estructuras menores, haciéndose énfasis en su geometría, asociación e implicancias reológicas con miras a establecer las condiciones ambientales en que tuvo lugar el proceso de deformación.

ESTRATIGRAFÍA

Los dos cordones serranos de la región de estudio están constituidos por rocas del Paleozoico inferior, agrupadas en las Formaciones Los Sombreros y Yerba Loca. En el valle de La Tranca afloran los depósitos neógenos de la Formación Rodeo cubiertos parcialmente por depósitos aluviales más modernos. En el valle de Los Caracoles afloran depósitos también neógenos asignados a la Formación Vallecito, igualmente cubiertos por depósitos aluviales. En los valles de los ríos Jáchal, de La Tranca y Los Caracoles se han acumulado potentes espesores de depósitos aluviales actuales en diversas geoformas de acumulación (abanicos, bajadas, terrazas, etc.). Se describen someramente a continuación estas unidades.

Formación Los Sombreros

Esta Formación (Cuerda *et al.* 1983), tiene su localidad tipo en el flanco oriental de la Sierra del Tontal y está integrada por calizas negras, calizas grises laminadas, brechas calcáreas, conglomerados e intervalos pelíticos, con un espesor cercano a los 1000 metros, atribuyéndosele una edad trema-

dociana a arenigiana. Benedetto y Vaccari (1992) determinaron la presencia de olistolitos y dos grandes olistostromas carbonáticos en las que se reconocen trilobites del Cámbrico inferior y medio. Von Gossen (1997) describe la unidad, reconociendo la presencia de depósitos de talud y asignándolos a la Formación Los Sombreros, por encontrar características litoestratigráficas y rasgos estructurales diferentes a los de la Formación Yerba Loca. De acuerdo con la descripción de Vaccari y Bordonaro (1993) la secuencia aflorante comienza con pelitas grises oscuras finamente laminadas o masivas, con intercalaciones de bancos delgados de areniscas finas. Se destaca luego un nivel de potencia hectométrica caracterizado por la presencia de bloques exóticos alojados en una matriz pelítica muy deformada. Los bloques son en su mayoría de composición calcárea y su tamaño varía desde pocos centímetros hasta varios metros. La secuencia continúa luego con depósitos turbidíticos muy deformados, sobre los que apoyan mudstones de color gris oscuro que alternan con pelitas negras. Se pasa luego transicionalmente a una sucesión más homogénea de calcipelitas en capas de 5 a 20 centímetros de espesor, sobre la que se desarrolla

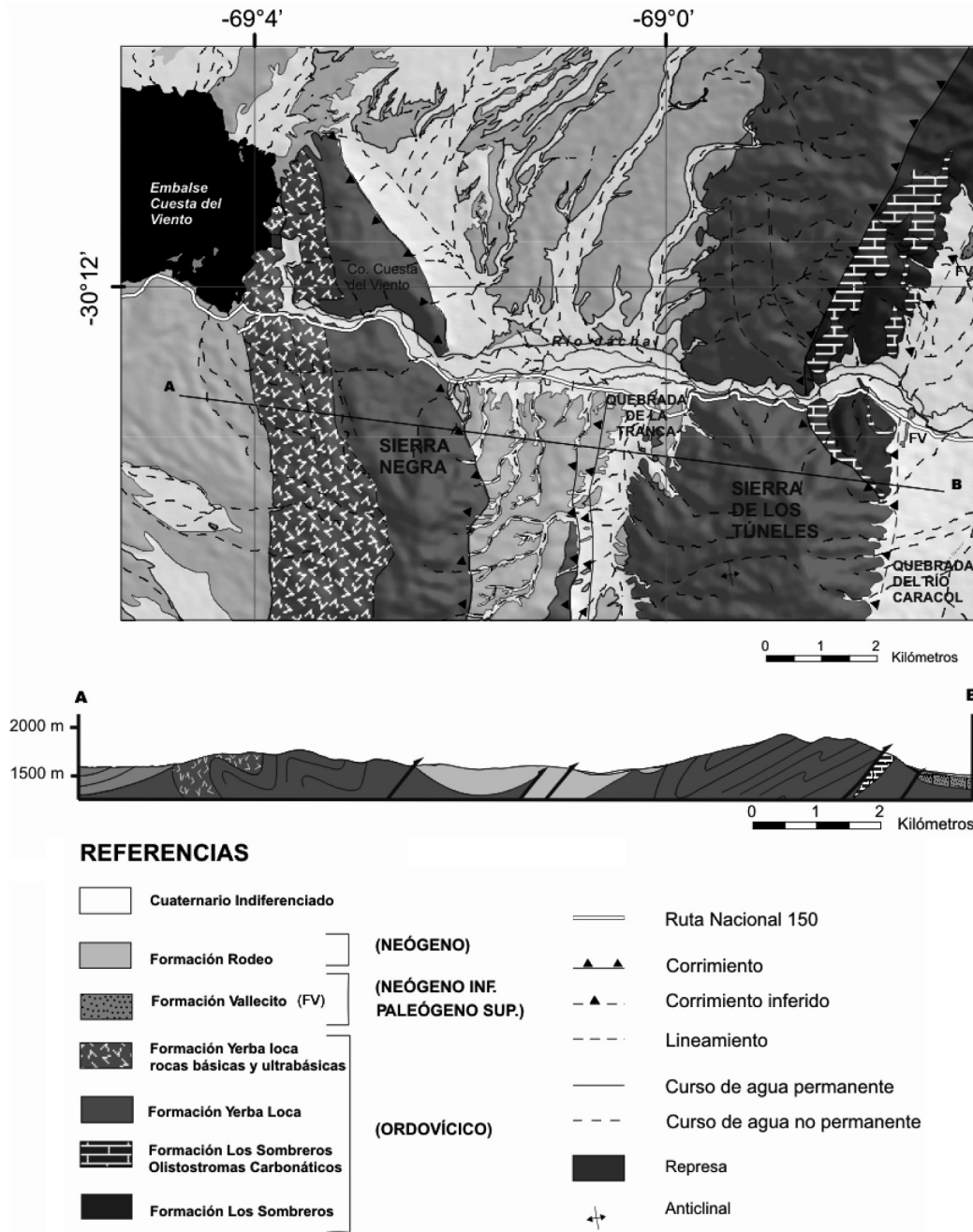


Figura 2: Geología del área de estudio y perfil estructural esquemático

una secuencia de calizas gris claro, que es cubierta por una alternancia de calizas oscuras, pelitas negras y algunos niveles de brechas calcáreas. La secuencia culmina con una alternancia de areniscas calcáreas.

Formación Yerba Loca

Furque (1963) denominó Formación Yerba Loca a la secuencia sedimentaria aflorante en la sierra homónima, ubicada 40 km más al norte del área de estudio. Su edad caradociana ha sido determinada en base

a graptolites. El ambiente de acumulación corresponde a talud y cuenca profunda. Von Gossen (1997) segrega de esta unidad los niveles de lavas almohadilladas, a los que denomina Formación Alcaparrosa, por correlación con los afloramientos del área del río San Juan. La Formación está constituida en su base por subgrauvacas de color gris a verde claro, compactas, con intercalaciones delgadas de areniscas conglomerádicas finas con rodados de cuarzo blanco y caliza gris. Le sigue una alternan-

cia con lutitas grises. Por encima se disponen areniscas cuarcíticas en bancos de aproximadamente 1,5 m de espesor con intercalaciones de filitas, siendo la fracción psamítica predominante sobre la pelítica. Finalmente, y culminando la Formación, se presentan lutitas claras a verdosas, laminares, en parte con superficie satinada. En estos últimos niveles se intercalan las lavas almohadilladas que afloran en el abra de la cuesta del Viento, en ambos márgenes del río Jáchal, formando una faja de 300 m de

ancho en dirección este-oeste. Las lavas almohadilladas están asociadas a diques y filones capa. Los contactos, tanto superior como inferior, de esta Formación son por falla, por lo que se desconoce su techo y base. El metamorfismo dinámico que actuó sobre las sedimentitas produjo una sericitización importante que contribuyó a realzar el brillo satinado superficial que es característico (e incluso molesto) en el campo. Los diques y filones capa presentan franca alteración propilítica.

Formación Vallecito

Esta Formación (Borrello y Cuerda 1968) se distribuye al este de la quebrada de Los Caracoles con una característica coloración rojiza. Son areniscas finas con estratificación entrecruzada y ondulítica; con ocasionales intercalaciones de lutitas y conglomerados finos a medianos en los tramos inferiores de la secuencia. La edad de la unidad ha sido objeto de discusión debido a que carece de restos fósiles, pero en base a dataciones efectuadas en niveles tobáceos Jordan *et al.* (1993) la ubican en el intervalo Oligoceno-Mioceno inferior bajo.

Formación Rodeo

Furque (1979) denominó Formación Rodeo a las sedimentitas neógenas de la cuenca Rodeo-Iglesia y de la quebrada de La Tranca. El tercio basal de la secuencia está conformado por conglomerados con clastos de volcanitas y areniscas conglomerádicas castaño blanquecinas, a las que les siguen bancos de areniscas finas. El sector medio posee potentes bancos de tobas blancas con restos de vegetales indeterminados, con arcilitas y limonitas intercaladas. Hacia la parte superior aparecen abundantes láminas de yeso y depósitos de sulfato de magnesio y algunos bancos de diatomitas. Beer *et al.* (1990) caracteriza a la cuenca de sedimentación como de tipo *piggy back* y vincula su relleno con el ascenso de los bloques sobre planos de corrimiento desarrollados en la Precordillera por la compresión miocena. En base a estudios radimétricos sobre tobas, se asigna a esta unidad una edad miocena tardía.

Depósitos de abanicos y bajadas aluviales actuales

Se trata de aglomerados, fanglomerados y conglomerados no consolidados de abanicos aluviales recientes. Son depósitos mal seleccionados, con abundante matriz arenolimoso y clastos de metamorfitas, granitoides y sedimentitas de diferentes formas y tamaños.

Depósitos de aluvios actuales

Estos depósitos se encuentran en las planicies de inundación de los ríos de la región y están constituidos por arenas, gravas y limos no consolidados, que son acarreados por el agua, viento o, periódicamente, por procesos locales de remoción en masa.

ESTRUCTURA

La región forma parte de la Precordillera Occidental y se caracteriza por la presencia de una serie de sobrecorrimientos de vergencia oriental que afectan a las unidades sedimentarias, en un estilo de piel fina, sin afloramientos visibles de un basamento ígneo-metamórfico. La deformación andina se ha sobreimpuesto a las estructuras preexistentes de edad devónica (y eventualmente silúrica). La información sísmica de la región inmediatamente próxima hacia el occidente indica la presencia de sobrecorrimientos con despegue en las unidades pre-paleógenas y dirección de transporte hacia el este (Beer *et al.* 1990, Álvarez Marrón *et al.* 2006).

Bloques estructurales y fallas limitantes

La región puede ser dividida, de acuerdo con criterios topográficos y estructurales en cuatro sectores que corresponden a la sierra Negra, la quebrada de la Tranca, la sierra de los Túneles y la quebrada de los Caracoles, de los cuales se describirán a continuación aquéllos que, conformados por las rocas ordovícicas, constituyen las áreas serranas.

Sierra Negra: Los afloramientos más occidentales de la sierra corresponden a la Formación Rodeo, cuyas unidades basa-

les apoyan con inclinaciones bajas sobre coladas subverticales de la Formación Yerba Loca, en neta discordancia angular, conformando el flanco oriental, tendido de un sinclinal cuyo flanco occidental -de corto desarrollo- se empina bruscamente antes de ser cubierto por las unidades modernas del valle de Iglesia. En el bloque serrano propiamente dicho la estructura de la Formación Yerba Loca está representada por pliegues verticales o inclinados y con amplitudes de cientos de metros que podrían interpretarse como parte de un anticlinorio regional. Estas estructuras son claramente visibles en la margen norte del río Jáchal, en el cerro Viento (Fig. 3).

En el sector donde la Formación Yerba Loca presenta lavas almohadilladas y cuerpos ultramáficos los pliegues presentan limbos verticales o apenas volcados al oeste, en muchos casos los planos axiales están marcados por zonas de intensa fracturas y alteración. En los niveles más arcillosos se ha desarrollado un fuerte clivaje de plano axial comparable con el que se presenta en los niveles aflorantes en la sierra de los Túneles. Las lavas almohadilladas se extienden como una franja de dirección N-NO a S-SE fácilmente identificable por su textura y tono en las fotografías aéreas y muy fácilmente reconocible también en la imagen ASTER de la figura 4. El ancho alcanza unos 300 m a lo altura de la ruta y a partir de su límite oriental aflora la alternancia de pelitas (en algunos lugares con alteración sulfatífera) y areniscas, típica de la facies clástica de la Formación Yerba Loca, en la que se localizan también algunos cuerpos sub-volcánicos, a veces con disyunción columnar.

Al este de la sierra Negra, y separando a ésta de la sierra de los Túneles, se extiende la quebrada de la Tranca, limitada al oeste por el sobrecorrimiento homónimo. Los afloramientos corresponden mayormente a la Formaciones Rodeo y, sólo esporádicamente y como consecuencia de la presencia de fallas inversas que inclinan al oeste, aflora en el centro de la misma la Formación Yerba Loca. La estructura de los niveles neógenos está caracterizada por la presencia de fallas subverticales a inclinadas

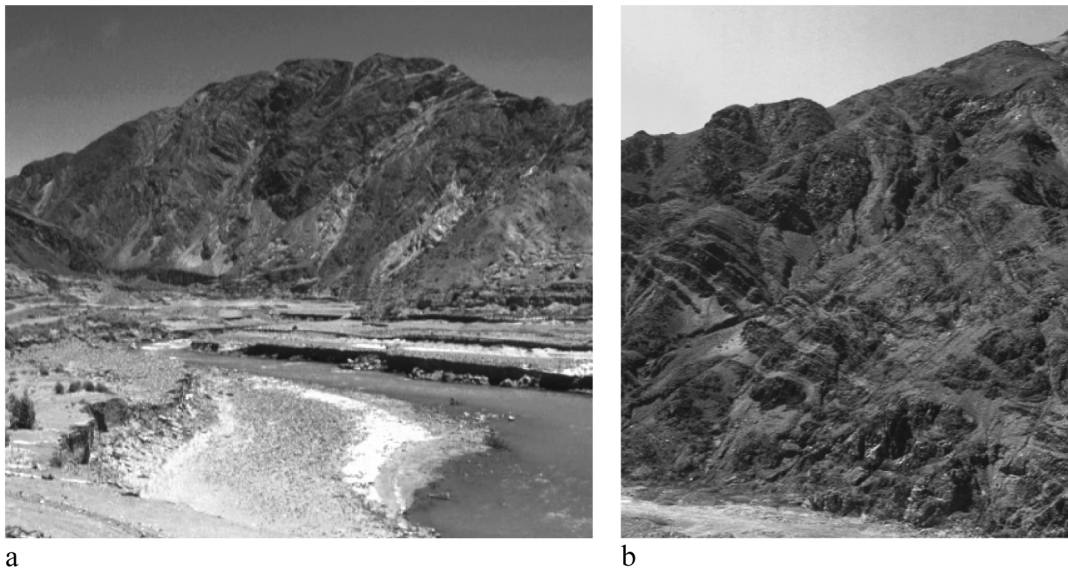


Figura 3: Pliegues en la Formación Yerba Loca. En estas tomas puede observarse como el plano axial de los sinclinales presenta una actitud subvertical. El núcleo oscuro del sinclinal de la imagen b (mirando hacia el N) puede observarse en el extremo izquierdo de la imagen a (mirando al NO).

al oeste, con rumbo meridional y pliegues asociados a ellas. La relación de la Formación Rodeo con la infrayacente Formación Yerba Loca en la margen oriental de la Quebrada de la Tranca es, como se ha dicho, discordante angular (Fig. 5).

Sierra de los Túneles: Vuelve a aflorar aquí la Formación Yerba Loca, en su facies más clástica, con algunos diques de espesor métrico intercalados en forma aparentemente concordante. Si se tiene en cuenta la correlación propuesta por von Gossen (1997) respecto a las facies de lavas almohadilladas con la Formación Alcaparrosa (aflorante a la altura del río San Juan, sobre este mismo borde precordillerano), podría proponerse también la correlación de estos niveles con la Formación Don Polo, que acompaña a la Formación Alcaparrosa en aquellos afloramientos. La Formación Yerba Loca presenta en el perfil de la sierra de los Túneles pliegues con vergencia al este, destacándose una estructura sinclinal mayor (sinclinorio), que ha podido ser individualizada en la imagen ASTER (Fig. 4) y sobre la que se desarrollan pliegues de escala métrica, fracturas y otras microestructuras observables en afloramiento. El clivaje de plano axial es conspicuo y está relacionado al plegamiento de mayor escala. En donde la secuencia inclina al oeste las relaciones entre los planos de estratificación y los planos de clivaje, además de indicadores de techo y base, señalan una

posición normal de los limbos de los pliegues. Más hacia el este, a la altura del túnel, la Formación Yerba Loca se pone en contacto de falla con la Formación Los Sombreros. Esta última muestra pliegues apretados, simétricos y asimétricos, con longitudes de onda de metros a decenas de metros, en muchos casos afectados por fallas que cortan a través de los limbos y presentan desplazamiento de los bloques superiores hacia el este. Fuera ya del área de estudio, el sobrecorrimiento de los Blanquitos sobrepone la Formación Los Sombreros a la Formación Vallecillo, en la quebrada del río Caracol.

Es importante señalar que si bien la mayoría de los autores coincide en señalar una continuidad de la falla de los Blanquitos hacia el norte, limitando el borde oriental del Bloque de la sierra de los Túneles, el contacto entre la Formación Yerba Loca y la Formación Los Sombreros es también tectónico. Su traza se aparta de la de la falla de los Blanquitos al sur del río Jáchal, partiendo en diagonal hacia el N-O, para tomar un rumbo submeridional poco después de cruzar el río. La presencia de esta falla (y otras menores asociadas)- así como el alto grado de deformación observable en algunos niveles de la Formación Los Sombreros- ha llevado a discutir si la estructura debe interpretarse como la interposición de escamas tectónicas durante la deformación ándica o bien de desliza-

mientos sub-ácueos del Paleozoico, favoreciéndose actualmente esta última interpretación.

EVOLUCIÓN GEODINÁMICA

Es a partir de los trabajos de Allmendinger *et al.* (1990) y Jordan *et al.* (1993) que se intenta establecer, sobre la base de las observaciones estructurales de superficie y subsuelo, y con criterios más modernos, las características tectónicas de la Precordillera, su evolución en el tiempo y su historia geodinámica. La discusión acerca de las relaciones entre esta unidad y los Apalaches se inicia con la comparación de sus estratigrafías y curvas de subsidencia (Bond *et al.* 1984). Ramos *et al.* (1986) postulan luego la posibilidad de que la Precordillera sea un terreno que, proveniente de los Apalaches, fue acrecionado al cratón sudamericano, mientras que Sellés-Martínez (1988, 1992a, b y c) sugiere que, dada la simetría en la distribución de facies, ambas unidades geológicas podrían haber sido, en tiempos pre-silúricos, bordes opuestos de una misma cuenca. Las unidades portadoras de lavas almohadilladas constituirían las facies de dorsal y fondo oceánico, mientras que las clásticas gruesas y las carbonáticas se asociarían al talud y plataforma continentales. Los estudios posteriores se centran casi exclusivamente en las facies carbonáticas y clásti-

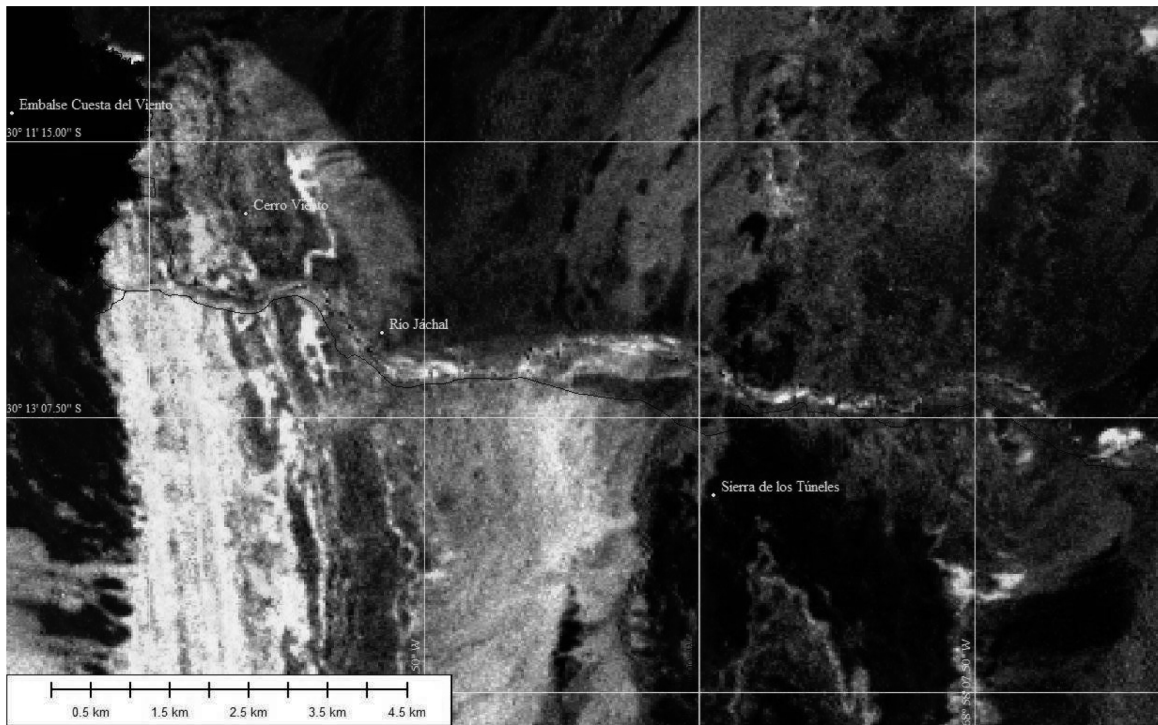


Figura 4: Imagen ASTER procesada para poner de relieve la estructura de la región (Azcurra 2007). En la sierra Negra, sobre el sector izquierdo de la imagen, puede verse un nivel de color claro replegado, más notable en el flanco oriental del cerro Viento, al norte del río Jáchal (la estructura es la misma que se observa parcialmente en la Fig. 3). En la sierra de los Túneles, al sur del río, se evidencia claramente el sinclinal que se describe en el texto, con su flanco occidental vertical a ligeramente volcado hacia el este y su flanco oriental más tendido y con mayor replegamiento.



Figura 5: Relación discordante angular entre la Formación Rodeo y la infrayacente Formación Yerba Loca. La primera inclina suavemente al oeste (de color claro, en la mitad derecha de la foto) y la segunda (de color oscuro, en la mitad izquierda de la foto) está intensamente replegada con ejes N-S. Afloramientos de borde occidental de la sierra de los Túneles, margen oriental de la quebrada de la Tranca (fotografía tomada mirando al S-SE).

cas, más ricas en fósiles, características de la plataforma cambro-ordovícica, mientras que el estudio de las más estériles, aflorantes sobre el borde occidental de la Precordillera, caracterizadas por facies profundas y corteza oceánica, es encarado por

escasos autores, en general como parte de perfiles transversales a lo largo de los ríos Jáchal y San Juan (von Gossen 1992, 1997, Sellés-Martínez 1992a, 1998 a y b, entre otros). El interés en la vinculación entre la Precordillera y los Apalaches genera

numerosos trabajos que han sido analizados por Astini *et al.* (1995), remitiéndose al lector a esta contribución para las referencias y detalles. Es importante señalar aquí que la mayoría de los modelos acerca de la evolución geodinámica de la Precordillera en tiempos pre-carboníferos está basada en la interpretación de una valiosísima información sedimentaria y paleontológica de sus sectores centrales y orientales, siendo -como se ha señalado algo más arriba- mucho más escasa la información acerca del sector occidental. A esto debe agregarse, como limitante en la definición de un modelo integrador, el hecho de que no existen -a lo largo de esta extensa unidad- estudios estructurales con un grado de detalle comparable. En una reciente contribución, Álvarez Marrón *et al.* (2006), identifican en la zona de trabajo la existencia de únicamente tres unidades de importancia regional, apiladas tectónicamente, con vergencia hacia el este. Estas unidades serían el Alóctono Occidental (integrado por los basaltos almohadillados, las metasedimentitas de la Formación Yerba Loca y las facies de melange y estratificadas de la Formación Los Sombreros), el Sistema Imbricado Cen-

tral, al este de la Sierra de los Túneles y fuera del área de nuestro estudio y la Unidad Frontal, sobre el margen oriental de la Precordillera.

EL PERFIL ESTRUCTURAL

Las estructuras que se describen en este ítem fueron relevadas a lo largo de tres recorridos que comprenden los afloramientos de las unidades expuestas en las sierras del Viento (Formación Yerba Loca) y de los Túneles (Formaciones Yerba Loca y Los Sombreros). Dos de los recorridos se ubican sobre la ruta nacional 150, el primero desde la rotonda de ingreso al embalse Cuesta del Viento (km 270 aprox.) hasta el km 268; y el segundo entre el km 262,4 y el km 259,6; ya del lado oriental de Los Túneles, en el punto en el cual las secuencias paleozoicas desaparecen bajo la cubierta reciente. A partir del km 268 se realizó un tercer recorrido hacia el sudeste siguiendo la traza del camino de mantenimiento de las torres de transporte de energía eléctrica.

Observaciones entre el ingreso al embalse y el km 268

El perfil se inicia con el ya mencionado sinclinal asimétrico que se desarrolla en las sedimentitas terciarias de la Formación Rodeo, cuyo flanco occidental llega a adoptar una actitud casi vertical y cuyo flanco oriental -más tendido- apoya discordantemente sobre las ofiolitas ordovícicas (Fig. 4). Esta estructura muestra fallas y pliegues menores con vergencia al este y formaría parte de la componente oriental de una estructura en flor desarrollada en el subsuelo de la cuenca de Iglesia, identificable en las líneas sísmicas (Beer *et al.* 1990 y Álvarez Marrón *et al.* 2006).

En el lugar donde la ruta 150 presenta una rotonda y el desvío para ingresar al embalse propiamente dicho, puede observarse claramente como los bancos basales del Neógeno que forman el flanco oriental de esta estructura se apoyan en discordancia angular sobre los niveles de lavas almohadilladas de la Formación Yerba Loca. Este contacto pondría en evidencia la au-

sencia de la Formación Vallecillo, más antigua que la Formación Rodeo, en este sector de la cuenca terciaria de Rodeo. La superficie de discordancia es claramente observable en el corte de la ruta y muestra una suave inclinación hacia el oeste. Dada la posición topográficamente inferior de las sedimentitas triásicas con respecto a los afloramientos de lavas almohadilladas que se elevan por el oeste de las mismas, las primeras se hallan cubiertas en muchos sitios por el derrubio de las segundas, lo que enmascara en parte los afloramientos. Las lavas almohadilladas están intruidas por diques y filones que presentan disyunción con columnas rectas y en algunos casos deformadas, lo que sugeriría que las mismas pudieron haberse formado muy tempranamente en la colada y deformarse por desplazamientos de la misma cuando aún se encontraba en estado plástico, o bien originarse en campos de esfuerzos asociados a gradientes térmicos anormales influenciados por la circulación de agua a través de fracturas muy tempranas (*e.g.* deGraff y Aydin, 1987). En las coladas almohadilladas, la geometría de las almohadillas ha permitido identificar la posición relativa de techo y base (Fig. 6a). Los datos relevados con este criterio han sido representados en el estereograma de la figura 6b. En el esquema de la figura 7 se han representado los datos estructurales medidos junto a la ruta. Los valores obtenidos indican inclinaciones variables e incluso inversión de estratos por las mesoestructuras locales, lo que hace muy difícil el reconocimiento de la estructura de orden inmediatamente superior en el lugar. Cabe aquí señalar, también, que la determinación de base y techo no es sencilla en estas unidades y la mayoría de las veces se ha debido basar en criterios de desviación del clivaje por deslizamiento interestratil. De modo similar se estableció la posición de los ejes anticlinales y sinclinales, asumiendo que el techo de los estratos de desplaza hacia el eje anticlinal, mientras su base lo hace hacia el eje sinclinal.

A la altura del km 269 aproximadamente se encuentra un filón capa de reducido espesor (menor de 1 m) que también pre-

senta disyunción columnar. Más al este del punto anterior, en el km 268,4 aproximadamente, aflora otro cuerpo intrusivo. Los afloramientos están afectados por numerosas fallas menores y fajas de deformación intensa, de rumbo submeridional, aunque se han observado también algunas de rumbo este-oeste. Los valores de rumbo e inclinación correspondientes a los planos de estratificación se han representado en el estereograma de la figura 8a. Contrariamente a lo que ocurre en la ladera sur, en la que no es fácil reconstruir visualmente la estructura debido a la elevada pendiente que no brinda la necesaria perspectiva y, sobre todo, a la interferencia de mesoestructuras locales que enmascaran la misma, la mayor distancia de observación con respecto a la ladera norte hace que la estructura de la secuencia pueda apreciarse claramente en ella. Es importante reiterar aquí, dada la importancia que para algunos autores reviste la misma, que la vergencia occidental de los planos axiales está exagerada por el ángulo de corte de los afloramientos con respecto al rumbo de los pliegues.

Observaciones al SE del km 268

Este corto perfil se realizó aprovechando la circunstancia que el trazado del camino de mantenimiento de las torres de transporte de energía eléctrica facilitaba el acceso y la visibilidad de una zona difícil pero interesante, pues parecía permitir la toma de datos en una dirección diferente del clásico perfil E-O, pero lamentablemente el camino se desvía al corto trecho de la dirección inicial, volviendo los afloramientos a estar tapados por el derrubio. Las escasas observaciones realizadas son, sin embargo, de interés ya que muestran una muy intensa deformación de la Formación Yerba Loca, con abundantes fajas y lentes *kink* y pliegues disarmónicos por debajo de la cobertura cuaternaria que muestra una menor deformación, evidenciada por un pandeo del banco de conglomerado o un fallamiento directo del mismo según donde se observe. Como en el perfil anterior, resulta a veces imposible establecer techo y base de la secuencia,

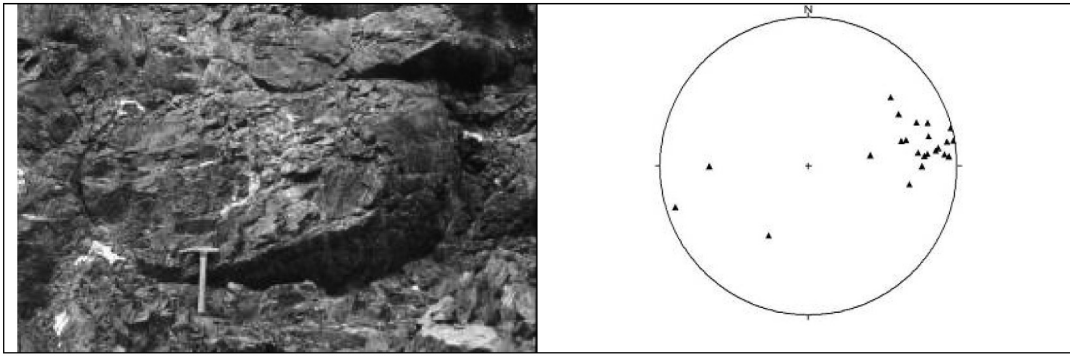


Figura 6: a) Ejemplo de un afloramiento en el que la secuencia portadora de las lavas almohadilladas se hallaría invertida; b) Estereograma representativo de la actitud de los planos Ss estimados para las coladas.

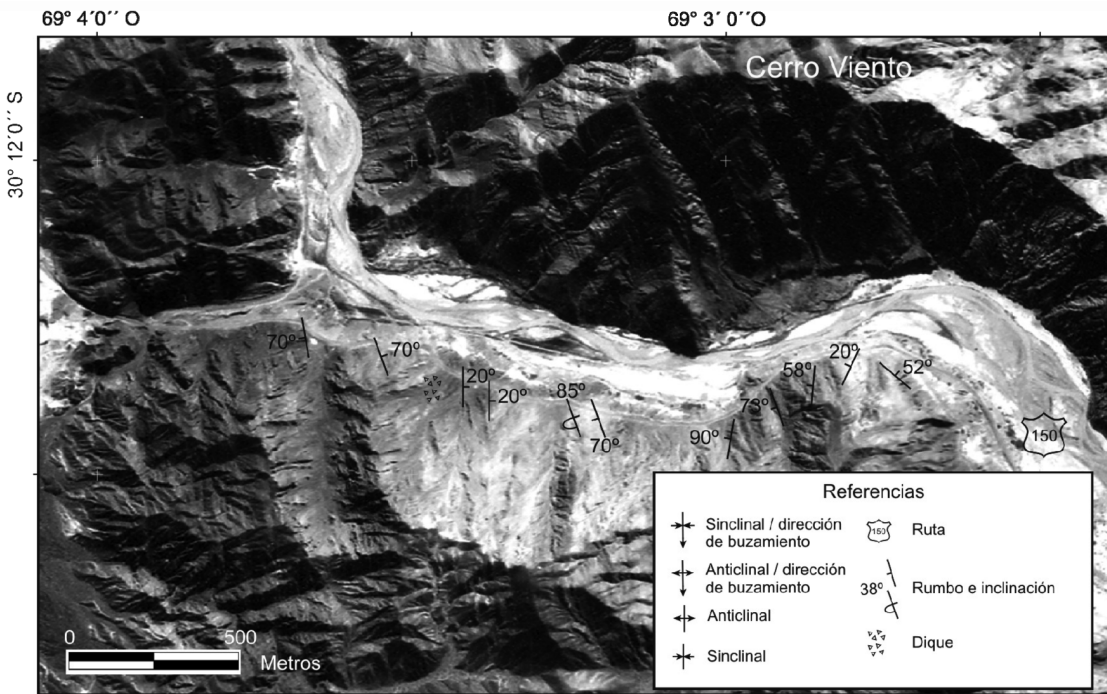


Figura 7: Esquema realizado sobre un mosaico ortorestituido mostrando los datos de rumbo e inclinación en la sierra Negra. Puede verse que las estructuras que tan claramente aparecen en la Fig. 4 sobre el faldeo de la margen norte del río no pueden distinguirse en la fotografía aérea.

utilizándose siempre que es posible el criterio de flexión del clivaje para establecer la posición del techo y la ubicación relativa del afloramiento con respecto al eje anticlinal y sinclinal. El estereograma correspondiente a los planos de estratificación medidos se presenta en la figura 8b. La complejidad de la estructura en esta zona, la desarmonía observada en el plegamiento y la abundancia de fracturas es probablemente consecuencia de las perturbaciones introducidas en las estructuras paleozoicas por la falla inversa que limita el bloque de la sierra Negra por el este y que superpone las rocas ordovícicas sobre la cuenca terciaria de la quebrada de la Tranca. La traza de esta falla se hace más evidente algo más al sur, lugar en el

que se identificó una marcada discordancia angular entre bancos de conglomerados consolidados del cuaternario más antiguo, que cubren a las areniscas rojo ladrillo con venas de yeso de la Formación Rodeo, siendo ambas unidades sobrecorridas por la Formación Yerba Loca. La falla se caracteriza por la trituración del material y el color verde claro de la faja de afloramiento, de unos 2 m de ancho como mínimo. No debería descartarse *a priori* que esta falla, probablemente aún activa, tuviera su origen en la reactivación de una estructura previa.

Observaciones en la sierra de los Túneles

Las observaciones realizadas en la sierra de

los Túneles permiten dividir el perfil en dos sectores bien diferenciados. El primer conjunto de afloramientos, desarrollado al occidente de Los Túneles, corresponde a las facies clásticas de la Formación Yerba Loca, con filones de diabasas y presenta una estructura de menor complejidad, con pliegues en general de mayores dimensiones, entre los que se destaca el amplio sinclinal con limbo occidental vertical ya mencionado. A escala métrica se observan algunos repliegues anticlinales y sinclinales y es muy abundante la venación cuarzosa. Las venas observadas son de diferentes tipos y se han desarrollado en distintos momentos en la historia deformativa del área (véase Sellés-Martínez y Azcurra, 2009). En segundo lugar, los afloramientos de la

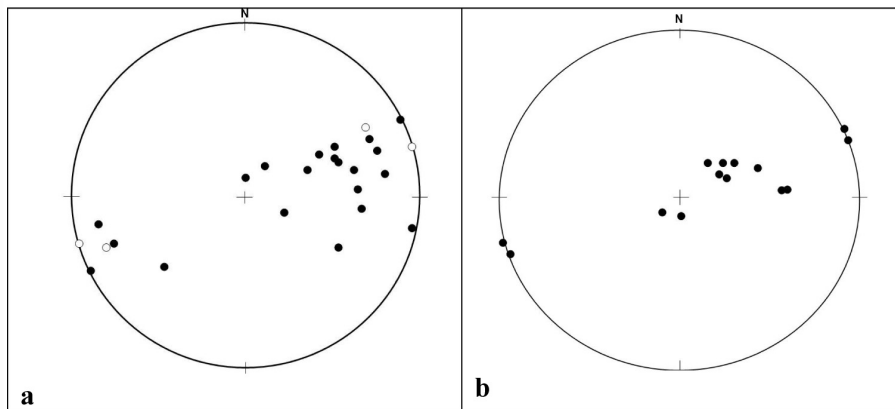


Figura 8: a) Estereograma representativo de la actitud de los planos Ss de la Formación Yerba Loca en el perfil de la sierra Negra sobre la margen sur del río Jáchal; b) Idem para el perfil sobre el camino de las torres de transporte de energía. (● : Bancos en posición normal; ○ : Bancos invertidos)

Formación Los Sombreros que se localiza al este de Los Túneles y se caracterizan por la presencia de los olistolitos de caliza. Conforman una zona sumamente fracturada, plegada en forma desarmónica y con abundantes repliegues y charnelas agudas. Son frecuentes las estructuras de cizallamiento, en general dirigido techo hacia el este, es decir provergente con respecto a la dirección de transporte de los sobrecorrimientos ándicos. Este cizallamiento se pone en evidencia por la abundancia de bandas *kink* y fajas de deformación. La figura 9 muestra la localización de los datos estructurales correspondientes a este tramo del perfil.

Descripción de las estructuras observadas entre la quebrada de la Tranca y Los Túneles: Los afloramientos de la Formación Yerba loca se inician con niveles masivos, de potencia métrica, que alternan con niveles de ritmitas en paquetes delgados y de granulometría más fina. En los bancos más masivos se ha observado la presencia de manchas elípticas y de los niveles pelíticos (muy físis) y se han extraído pequeños cristales de hematita (probable alteración de piritas). La actitud de la secuencia pasa de RAz 325, en donde la ruta toma dirección este-oeste para atravesar el valle de la Tranca, a RAz 190 e inclinación de 65° al O en el punto donde la misma tuerce fuertemente al norte. Aparece inmediatamente una pequeña charnela anticlinal

con muy interesante desarrollo de meso- y microestructuras. La secuencia toma luego actitud RAz 190 e inclinación de 51° al O, observándose a continuación la charnela sinclinal correspondiente. Son comunes las venas, que presentan intensa deformación y las fajas de cizallamiento más evidentes en los niveles más pelíticos. Al torcer el camino hacia el sur se observa una falla subvertical de RAz 80 que suprimiría una charnela anticlinal ya que aparece sólo una nueva charnela sinclinal. A partir de aquí la secuencia toma RAz 325 e inclinación 52° al SO. Sigue luego una alternancia de bancos más masivos y bancos políticos delgados que presentan venas de cuarzo replegadas por el clivaje.

A continuación se desarrolla una sucesión de anticlinales y sinclinales, hasta unos 20 m después del mojón del km 262 donde, después de una charnela sinclinal cuyo eje buza fuertemente hacia el sur la "pared" de la ruta coincide con la falla vertical recién mencionada. El plano de falla está marcado por una brecha fina cementada por óxidos de hierro de aspecto terroso y color rojizo. Aflora luego un filón, de unos 14 m de potencia y reaparecen a continuación niveles masivos con delgados bancos castaños intercalados. La secuencia está crenulada por el desarrollo de bandas *kink* con rotación antivergente en el interior de las bandas. Unos 50 m al este aparece otro filón de unos 20 m de potencia, de color verdoso claro en afloramiento. La secuen-

cia presenta luego bancos de entre 15 cm y 20 cm de espesor y toma una actitud RAz 330 e inclinación 38° al O, con frecuente desarrollo de bandas *kink* subhorizontales con rotación techo al oeste. Aguas abajo de este punto la secuencia comienza a hacerse de color gris más brillante y aparece una intensa crenulación del clivaje, RAz 345 e i: 43° al O, que es oblicuo a Ss de RAz 327 e i: 23° al O. Fajas de intensa deformación de unos 50cm de ancho y que inclinan al SE producen pequeñas escamas de roca. Son frecuentes las fracturas verticales y también las bandas *kink*, cuyos planos limitantes presentan actitud RAz 75 e i: 30° al sur, con rotación techo hacia sur dentro de la banda. La secuencia toma luego una actitud RAz340 e i: 32° al S y aparecen delgados bancos de color castaño que presentan fracturación en dominó y son frecuentes las bandas *kink* con inclinación al este y rotación antivergente dentro de la banda. El clivaje S1 es notablemente oblicuo a Ss y la relación de angularidad entre ambos indica que corresponde al flanco oriental (tendido) de un sinclinal volcado. Este afloramiento se localiza en las inmediaciones del Punto Fijo del IGM 5N345. Algo más al oeste la actitud de la secuencia pasa a ser RAz 343 e i: 47° al oeste. Los bancos son masivos, de aproximadamente 1 m de potencia y color gris verdoso, afectados por bandas de cizalla de unos 5 cm-8 cm de ancho. Se hace frecuente la crenulación de la laminación por el desarrollo de bandas *kink*. Aparecen algunas bandas de cizalla que inclinan ligeramente al este y dan desplazamiento provergente. Estas bandas están cortadas por venas de cuarzo que no muestran desplazamiento, por lo que serían posteriores a la formación de los planos de cizallamiento. Se observan aquí estructuras de microplegamiento de venas que han permitido el cálculo de acortamiento por desarrollo de clivaje (Sellés-Martínez y Azcurra 2009). Afloran a partir de aquí ritmitas de color verdoso más claro y luego de un tramo cubierto por derrubio la secuencia presenta una granulometría más pelítica, con bancos delgados de color oscuro cuya laminación (¿Ss = S1?) tiene una actitud RAz 165 e i: 75° al E. Aparece a

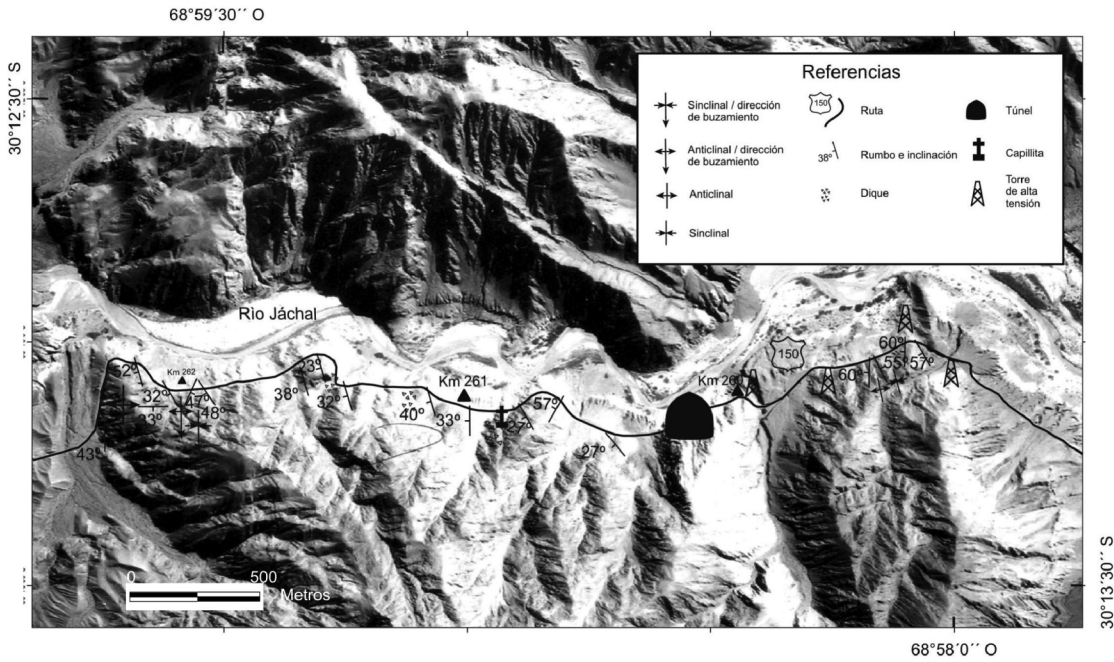


Figura 9: Esquema realizado sobre un mosaico de imágenes satelitales mostrando los datos de rumbo e inclinación y las principales estructuras identificadas en el perfil de la sierra de los Túneles (Tomada de Azcurra, 2007).

continuación otro dique, de color verdoso en afloramiento y unos 4 m de potencia. En el contacto del cuerpo con las sedimentitas que lo alojan se desarrollan bandas de venas escalonadas sigmoidales que indicarían desplazamiento antivergente. Las sedimentitas presentan bandas *kink* inclinadas al este, con rotación antivergente de S1 en el interior de la banda. En las cercanías del mojón del km 261 la secuencia toma actitud RAz 180 e i:33° al O, siendo el clivaje subparalelo a la misma. Continúa la abundancia de venas escalonadas de desarrollo sigmoidal, a veces poliepisódicas. Aflora inmediatamente otro dique de unos dos metros de potencia, con actitud RAz 315 e i: 80°-85° al O. El contacto occidental (¿techo?) entre este cuerpo y la roca sedimentaria muestra abundantes venas. A partir del mojón se desarrolla un tramo cubierto por derrubio y unos metros más al este la estratificación toma actitud RAz 325 e i: 76° al O. Los bancos aparecen inclinando en oposición a la ladera, formando una banda que podría interpretarse tanto como un *kink* como por un fenómeno geomorfológico de reptación de ladera. Se observan en este sector venas de cuarzo sigmoidales y planares. Unos 25 m después del lugar consagrado al culto de la Difunta Correa aflora otro filón, de unos tres metros de es-

pesor, caracterizado por una intensa fracturación de orientación NE-SO y fuerte inclinación al NO. Sobre estos planos se observan estrías y acanaladuras subhorizontales.

La estratificación toma luego una actitud RAz165 e i: 32° al oeste. Son también aquí frecuentes las bandas *kink*, de entre 5 y 15 cm de potencia, con actitud subhorizontal y rotación antivergente en el interior de la banda. La secuencia toma luego una actitud RAz 20 e i: 57° al O, y aparecen intercalaciones delgadas (5 cm) de bancos de color castaño. Se observa en esta zona una serie de fajas de cizallamiento, que curvan a Ss en forma sigmoidal y que inclinan al este, las que en el corte observable aparentan ser fallas directas. Aflora luego otro dique de diabasa, intruyendo una secuencia sedimentaria muy homogénea, siendo difícil a escala del afloramiento encontrar planos Ss, ya que la fisilidad corresponde a S2 y tiene actitud RAz 325 e i: 27° al O. Se observan venas de cuarzo anastomosadas, de 1cm a 3cm de espesor, dispuestas en bandas subhorizontales y también venas de calcita, de color castaño oscuro y hábito planar. Apenas antes del túnel de la ruta 150 los afloramientos están cubiertos por el derrubio de caliza correspondiente a la Formación Los Som-

breros.

Observaciones al este de los Túneles: A la salida del túnel hacia el este afloran las calizas de la Formación Los Sombreros, en bancos de grano grueso afectados por pliegues tipo chevron y bandas *kink* subhorizontales con rotación provergente dentro de la banda. A partir de este punto los planos de estratificación muestran un tramo de inclinaciones fuertes hacia el oeste y luego reaparecen los pliegues. La secuencia parece continuar luego con menor deformación, pero esto es aparente y causado por la orientación del corte en el afloramiento y el alto buzamiento de los ejes de los pliegues que, al retomar una actitud menos empinada unos metros más hacia el este, ponen en evidencia charnelas muy agudas y flancos planos. Se observan a partir de aquí numerosos pliegues de dimensiones métricas cuya característica es la pérdida de armonía en la geometría, posición y número de las charnelas.

Algo más al este continúan los pliegues desarmónicos y la intersección de bandas de cizallamiento que en general muestran sentido provergente cuando inclinan hacia el oeste y antivergente cuando lo hacen hacia el este. Las rocas están afectadas por pequeñas fracturas, originadas en la cizalla interstratal, rellenas de cuarzo, transver-

sales a la estratificación y ligeramente inclinadas hacia el Az 210. Se observan sobre el plano de estratificación, RAz 210 e inclinación 75° al SE, pátinas de calcita cuyas estriaciones indicarían una componente de desplazamiento dextral y sentido de desplazamiento coherente con la cizalla interstratal. La secuencia continúa muy deformada con frecuentes cambios en la orientación y buzamiento en los ejes de los pliegues lo cual produce cambios muy importantes en la actitud de la estratificación. Pueden apreciarse fallas, microfallas, bandas *kink* y bandas de cizallamiento que en algunos casos son verticales. A continuación la estratificación toma posición subvertical, con plegamiento apretado y ejes subverticales, pudiendo observarse bandas de entre 120 y 15 cm de ancho en las cuales S2 está deformado en sigmoides por cizallamiento provergente. Sigue una secuencia de pliegues de charnelas agudas y limbos planos, que afectan a bancos de espesor decimétrico, en algunos casos conglomerádicos. Los ejes de los pliegues observables tienen dirección Az 355 y buzamiento unos 50°. Algo más al oeste hacen su aparición las intercalaciones de depósitos con bloques de caliza, muchos de los cuales evidencian deformación plástica y deflexión del clivaje a su alrededor.

La recolección de datos finaliza en el punto donde la ruta 150 interseca la discordancia angular entre los depósitos recientes subhorizontales y las ritmitas de la Formación Los Sombreros que localmente presentan R Az335 e i:54° al O. Estas ritmitas están constituidas por bancos de espesor centimétrico de materiales limolíticos entre los cuales se intercalan esporádicamente bancos algo más potentes (hasta 20cm) de granulometría algo mayor. Se observan dos superficies de clivaje, S1 paralelo a Ss y S2 que en este lugar tiene actitud RAz 20 e inclinación 80° al O. En algunos niveles se presentan nódulos ftaníticos negros de diámetro inferior a los cinco centímetros, que producen deflexión del clivaje en torno a los mismos. Sobre el extremo occidental del afloramiento se observa una charnela anticlinal con eje fuertemente buzante al Az

270. Son abundantes las bandas de deformación con desarrollo de estructuras S-C, con planos C subhorizontales, separados unos 70 cm y desplazamiento de los planos S en dirección provergente (es decir techo al oriente). Se observan también algunas bandas *kink* subhorizontales (a veces ligeramente onduladas) con rotación antivergente de S1 en el interior de la banda.

DISCUSIÓN

Dos problemas básicos deben enfrentarse al estudiar la historia geológica del borde occidental de la Precordillera. Uno de ellos es la dificultad para realizar la correlación de las unidades estratigráficas a lo largo de sus más de 300 km. El otro lo constituye la superposición de diferentes eventos deformativos no claramente diferenciables entre sí como consecuencia tanto de las variaciones que cabe esperar para cada episodio de deformación a lo largo de un frente de varios centenares de kilómetros como del diferente grado de interferencia con que los episodios siguientes van modificando las estructuras iniciales. Es así que, si se comparan los afloramientos del río San Juan con los del río Jáchal (separados por una centena de kilómetros), y se establece una correlación de las facies de lavas almohadilladas de la Formación Yerba Loca con la Formación Alcaparrosa y de sus facies clásticas (intruidas por diabasas) con la Formación Don Polo pueden establecerse las siguientes similitudes y diferencias.

La situación en la sierra de los Túneles puede ser comparada con los afloramientos en la sierra del Tontal-Tigre, ya que en ambos casos las unidades ordovícicas están plegadas con ejes N-S. Cuando se comparan los afloramientos más occidentales, es decir los que se desarrollan al oeste del corrimiento de la Tranca en el perfil del río Jáchal (sierra Negra) la situación es algo diferente. En los afloramientos al oeste de los corrimientos del Alto de los Pajaritos y del Carrizal (en el río San Juan), las actitudes de los pliegues son más variables, apuntando hacia el Az 330 en el primer

caso y llegando al Az 315 en el segundo, aunque con algunos valores cercanos al Az 340; comparables también a grandes rasgos con los afloramientos en la sierra Negra y cerro Viento.

Como diferencias destacables se ha podido establecer que, aunque fuera del área de trabajo de esta contribución, pero próxima a ella por el NO, la estructura del llamado cerro Negro de Rodeo (Cidale y Sellés-Martínez 2002) propone también cuestiones complejas. Afloran en este punto, por debajo de la Formación Rodeo, sedimentitas asignadas a la Formación Punilla, de edad devónica (y por lo tanto correlacionables con la Formación El Planchón en los afloramientos del río San Juan), que están ausentes en las sierras Negra y de los Túneles. La Formación Punilla está fuertemente plegada con ejes muy oblicuos a las directrices ándicas (Az 265) y un sorprendentemente alto buzamiento de los ejes (mayor de 30°) hacia el oeste, mientras que su equivalente en el río San Juan, la Formación El Planchón presenta tanto al norte como al sur del río San Juan (quebradas del río Seco y del Salto respectivamente) ejes N-S y plegamiento mucho más suave (Sellés-Martínez, 1986a y b).

Por otra parte, si se analizan los resultados obtenidos al tratar de establecer la orientación del vector desplazamiento en las fallas principales de ambos sectores puede verse que, para el sector comprendido entre el río San Juan y el río Jáchal, Siame *et al.* (1997) han establecido sobre la base del estudio de las geoformas, un desplazamiento de rumbo dextral, resultado que coincidiría con Sellés-Martínez (1986c) quien ha obtenido una componente inversa con desplazamiento de rumbo dextral para los movimientos más recientes asociados a la falla del Tontal mediante el análisis de las estrías sobre espejos de fricción en los conglomerados de la Formación El Planchón (km 112 de la ruta San Juan-Calingasta). Con respecto a la edad de las estructuras más antiguas, lo único claramente establecido es que su edad es anterior al Devónico Superior, pudiendo ser diacrónica en diferentes sectores de la Precordillera, considerada ésta tanto en su sentido longitudi-

nal como transversal y no existe aún consenso al respecto entre los diferentes modelos (véase la discusión en Astini *et al.* 1995). Es probable que la obducción de los niveles almohadillados se haya producido en el Silúrico, generándose entonces las primeras estructuras, que afectarían a las Formaciones Yerba Loca, Alcaparrosa y Don Polo. Los conglomerados aflorantes en el río San Juan podrían ser interpretados como el producto de la erosión de los primeros altos estructurales -compuestos exclusivamente por basaltos almohadillados- formados y expuestos a la erosión subaérea en el ambiente oceánico antes de su obducción sobre el margen continental. La deformación de las facies de plataforma podría ser algo posterior, alcanzando al Devónico inferior. El contacto discordante angular entre las Formaciones pre-carboníferas y carboníferas es un rasgo conspicuo en todo el ámbito de la Precordillera. Es importante destacar que, si bien las Formaciones ordovícicas del borde occidental presentan metamorfismo de fondo oceánico (en el caso de los basaltos almohadillados) y un ligero metamorfismo regional, que apenas alcanza a ingresar en las facies de esquistos verdes en las Formaciones Yerba Loca y Los Sombreros y sus equivalentes en las nacientes del río San Juan (Rubinstein *et al.* 1995), ni las unidades cámbricas de las facies carbonáticas (Formación San Juan, etc.) ni las unidades silúricas (Formación Calingasta, al sur del río San Juan) y devónicas (Formación Punilla, al norte del río Jáchal y Formación El Planchón en ambos márgenes del San Juan) presentan metamorfismo.

Uno de los puntos de interés en la discusión de Álvarez Marrón *et al.* (2006) es la interpretación contrapuesta acerca de la vergencia de las estructuras pre-carboníferas, de importancia para la determinación de la polaridad de la subducción durante el proceso de colisión. Los autores favorecen una vergencia oriental, en contraposición con las propuestas de otros autores (*e.g.* Ramos *et al.* 1986) y consideran que la vergencia occidental de los pliegues observables en el flanco occidental del Cerro Viento podrían explicarse como pliegues

Z, desarrollados sobre el flanco de una estructura anticlinal mayor con vergencia al este. De acuerdo con nuestras observaciones, la vergencia occidental de los pliegues está muy exagerada por efecto de la intersección oblicua entre la topografía y el rumbo los planos axiales. Si se observa la estructura desde la continuidad del rumbo, tal como se ha ilustrado en la figura 4 puede verse que el plano axial es prácticamente vertical. De todos modos una cierta vergencia local del plegamiento hacia el oeste puede explicarse también como consecuencia de la rotación techo hacia el oeste de todo el bloque al ascender sobre una rampa (sobrecorrimiento de la Tranca) que se curva y empina al acercarse a la superficie, efecto normal y observado en otros afloramientos. Cabe señalar aquí, retomando la comparación con las estructuras descritas en las nacientes del río San Juan, que los pliegues desarrollados en los Bloques del Carrizal y Alto de los Pajaritos muestran una clara vergencia hacia el este o noreste (Sellés-Martínez 1998a y b), observaciones que serían coherentes con las observaciones realizadas por otros autores y sintetizadas en Álvarez Marrón *et al.* (2006).

La variedad en la orientación de los lineamientos estructurales en los diferentes bloques podría interpretarse de distintas maneras. Podría pensarse, frente a la dificultad de asumir que los ejes altamente oblicuos a las directrices ándicas que pueden observarse en el cerro Negro de Rodeo (como caso extremo) sean directrices relicticas de la deformación pre-ándica, y que los valores intermedios hacia la dirección N-S podrían haber resultado de la rotación de las direcciones al superponerse la compresión E-O durante los movimientos ándicos. Dentro de este esquema podría pensarse que la componente dextral del fallamiento podría contribuir a una rotación de los rumbos de las estructuras NO-SE hacia una actitud más meridional. Sería necesario, para establecer el grado de influencia de este mecanismo, un análisis de las rotaciones de los bloques en base a los estudios paleomagnéticos realizados sobre unidades post-cretácicas pero, de acuer-

do con Re (com. pers.), los mismos tampoco han brindado resultados adecuados para ello. La orientación N-S está acompañada -tanto en la sierra de los Túneles como a la latitud del río San Juan- por clivaje y otras microestructuras del campo dúctil que no resultan compatibles con las condiciones de deformación de una faja epidérmica, lo que permite asignarles una edad precarbonífera.

CONCLUSIONES

Con respecto a las estructuras en el perfil del río Jáchal

Las estructuras que afectan a las unidades aflorantes en el perfil del río Jáchal, entre el embalse Cuesta del Viento y la localidad de Los Túneles, permiten establecer que las unidades paleozoicas han sido transportadas hacia el este (en coordenadas actuales), plegadas, falladas y metamorfizadas en facies incipientes de esquistos verdes. Como resultado de este proceso tectónico -que podría haberse iniciado a fines del Ordovícico o en el Silúrico- y que ya habría finalizado en tiempos devónicos tardíos, se habría producido un apilamiento tectónico que sería luego erosionado y cubierto en discordancia angular por las Formaciones del Paleozoico Superior. Las condiciones de deformación dieron lugar al desarrollo de un intenso clivaje y numerosos microestructuras que se describen en otra contribución (Sellés-Martínez y Azcurra 2009) pero que en todo los casos muestran que, en coordenadas actuales, el desplazamiento habría sido techo hacia el este, generando la asimetría de los pliegues de mayor y menor escala, la crenulación del clivaje y el desarrollo de bandas *kiné*. En tiempos post-cretácicos la deformación ándica ha avanzado sobre la Precordillera, generando un sistema de sobrecorrimientos con vergencia al este con desarrollo de una estructura de faja plegada y corrida en la que no están ausentes, sin embargo, corrimientos fuera de secuencia y retrocorrimientos. Las relaciones de intersección entre la estructura y la topografía, junto a la no ortogonalidad de los cortes naturales del terreno, habrían inducido a una sobre-estimación

de la inclinación hacia el oeste de los planos axiales en la Sierra Negra, la que podría explicarse simplemente como el resultado del giro techo al oeste que resultaría del desplazamiento de estas unidades sobre una rampa de sobrecorrimiento que aumenta su inclinación al oeste tanto al acercarse a la superficie, como con el progreso de la deformación compresiva. Las condiciones de deformación a partir del Paleógeno no habrían generado estructuras penetrativas (esquistosidad, clivaje) debido a las condiciones de bajas temperaturas y presiones asociadas.

Con respecto a su vinculación con el área de las nacientes del río San Juan

La comparación de las directrices estructurales en el área de trabajo con aquéllas de las nacientes del río San Juan deja abiertos numerosos interrogantes. La presencia de similitudes importantes es claro indicio de que ambos sectores de la Precordillera Occidental comparten una muy importante parte de sus historias deformativas, pero que las mismas han sido moduladas por situaciones locales que han generado diferencias en la orientación de las estructuras y en la relación entre unidades que no es aún posible explicar en detalle si se toma en consideración la ausencia de formaciones contemporáneas en los diferentes sectores tanto por erosión como por no deposición según los casos. Pueden destacarse sin embargo las similitudes en los estilos de los bloques más orientales de ambos perfiles y en los de los occidentales, que evidenciarían una continuidad estructural entre estas regiones separadas por un centenar de kilómetros. Situaciones anómalas, como la señalada en el cerro Negro de Rodeo, merecen una extensión de las observaciones al resto de los esporádicos afloramientos de rocas pre-carboníferas en el ámbito del valle de Iglesia-Calingasta y la comparación de su estratigrafía y estructura.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido financiado por la Universidad de Buenos Aires a través de los subsidios Ubacyt 158 y EX75. Se agra-

dece a Laura Giambiagi y a otro árbitro anónimo su valiosa colaboración para el mejoramiento del trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Álvarez-Marrón, J., Rodríguez-Fernández, R., Heredia, N., Busquets, P., Colombo, F. y Brown, D. 2006. Neogene structures overprinting Paleozoic thrust systems in the Andean Precordillera at 30° S latitude. *Journal of the Geological Society of London* 163: 1-16.
- Allmendinger, R.W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis C. y Isacks, B.L. 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. *Tectonics* 9(4): 789-809.
- Astini, R. A., Benedetto, J. L. y Vaccari, N. E. 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane: A geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin* 107 (3): 253-273.
- Azcurrea, D. 2007. Geología del valle del Río Jáchal entre Rodeo y Los Túneles, Provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 143 p., Buenos Aires.
- Beer, J.A., Allmendinger, R.W., Jordan, T.E. y Figueroa, D. 1990. Seismic stratigraphy of a Neogene piggyback basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 74: 1183-1202.
- Benedetto, J.L. y Vaccari, E. 1992. Significado estratigráfico y tectónico de los complejos de bloques cambro-ordovícicos resedimentados de la Precordillera Occidental argentina. *Estudios Geológicos* 48: 305-313.
- Bond, G.C., Nickeson, P.A. y Kiminz, M.A. 1984. Break up of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Science Letters* (70): 325-345.
- Borrello, A. V. y Cuerda, A. 1968. Grupo Río Huaco. Norte de la Precordillera de San Juan, Jáchal. Huaco. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Notas 6 (1): 1-16, La Plata.
- Cardó, R. y Díaz, I. 2005. Descripción de la Hoja Geológica 3169-1 Rodeo, escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 272, 46 p.
- Cidale, R. y Sellés-Martínez, J. 2002. Geología del Co Negro de Rodeo (Borde occidental de la Precordillera de San Juan, Argentina), 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 1: 316-320.
- Cuerda, A., Cingolani, C. y Varela, R. 1983. Las graptofaunas de la Formación Los Sombreros, Ordovícico Inferior de la vertiente oriental de la Sierra del Tontal, Precordillera de San Juan. *Ameghiniana* 20 (3-4): 239-260.
- deGraff, J.M. y Aydin, A. 1987. Surface morphology of columnar joints and its significance to mechanics and direction of joint growth. *Geological Society of America Bulletin* 98: 605-617.
- Furque, G. 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17b Guandacol. Ministerio de Industria y Minería, Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 92, 104 p.
- Furque, G. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 16c Jáchal. Servicio Geológico Nacional, Boletín 164, 79 p.
- Furque, G., González, P. y Caballé, M. 1998. Descripción de la hoja geológica 3169-II, San José de Jáchal (Provincias de San Juan y La Rioja). Servicio Geológico y Minero Argentino, Boletín 259, 150 p.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damanti, J.F. y Drake, R.E. 1993. Chronology of motion in a complex thrust belt: the Precordillera. *Journal of Geology* 101: 135-156.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortés, J.M. y Palma, M. 1986. Paleozoic Terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics* 5: 855-880.
- Rubinstein, N., Selles-Martínez, J. y Morello, O. 1995. Paragenesis of sub-greenschists to greenschists facies metabasites from the Alcaparrosa Formation, Argentina: Low grade metamorphism in an obducted ophiolitic complex. 9° Congreso Latinoamericano de Geología (Caracas), Actas (publicación en CD): 1010-1017.
- Sellés-Martínez, J. 1986a. Caracterización litoestructural de la Formación El Planchón. Devónico de Precordillera. Primeras Jornadas sobre Geología de la Precordillera. (San Juan), Actas: 53-57.
- Sellés-Martínez, J. 1986b. Interpretación de los repliegues presentes en la Formación El Planchón. Tercera Reunión de Microtectónica (La Plata), Actas: 60-64.
- Sellés-Martínez, J. 1986c. Estrías y espejos de fricción en la Formación El Planchón. Devónico de la

- Precordillera Occidental de San Juan. Tercera Reunión de Microtectónica (La Plata) Actas: 65-67.
- Sellés-Martínez, J. 1988. Were the Precordilleran and Appalachian shelves opposite margins of the Iapetus? Symposium. Lithospheric Processes in Andean Type Tectonics. 7° Congreso Latino-americano de Geología (Belem do Para), Resúmenes: 137
- Sellés-Martínez, J. 1992a. Estructura del borde occidental de la Precordillera, en el área comprendida entre la Sierra del Tontal y el río Castaño, desde el río San Juan hasta la base del Cerro Colorado. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédito), 172 p.
- Sellés-Martínez, J. 1992b. Precordillera argentina: Su evolución en el Paleozoico inferior y medio. Conferencia Internacional sobre el Paleozoico inferior de Iberoamérica, Resúmenes: 135, Mérida.
- Sellés-Martínez, J. 1992c. Hacia la conformación del margen occidental del cratón pampeano en el Paleozoico. Proyecto Pangea. Reunión del grupo argentino de trabajo. Comunicaciones: 1-2 Buenos Aires.
- Sellés-Martínez, J. 1998a. La estructura de la Precordillera en las nacientes del Río San Juan. Parte 1: Los bloques estructurales. 10° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas: 170-175, Buenos Aires.
- Sellés-Martínez, J. 1998b. La estructura de la Precordillera en las nacientes del Río San Juan. Parte 2: Perfiles estructurales. 10° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas: 176-181, Buenos Aires.
- Sellés-Martínez, J. y Azcurra, D. 2010. Estructura menores del Paleozoico inferior de las nacientes del Río Jáchal, Provincia de San Juan: Su descripción e interpretación. Revista de la Asociación Geológica Argentina 66(1-2): 94-102
- Siame, L., Sebrier, M., Bellier, O., Bourles, D., Castano, J.C., Aurojo, M., Yiou, F. y Raisbeck, G.M. 1998. Segmentation and horizontal slip-rate estimation of the El Tigre Fault zone, San Juan Province (Argentina) from Spot Images analysis. 3rd International Symposium on Andean Geodynamic, Extended Abstracts: 239-242, Saint Maló.
- Vaccari, N. E. y Bordonaro, O. 1993. Trilobites en los olistolitos cámbricos de la Formación Los Sombreros (Ordovícico), Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 30 (4): 383-393.
- von Gossen, W. 1992. Structural evolution of the Argentine Precordillera. The río San Juan Section. *Journal of Structural Geology* 14: 643-667.
- von Gossen, W. 1997. Early Paleozoic and Andean structural evolution in the Río Jáchal section of the Argentine Precordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 361-388.

Recibido: 9 de noviembre, 2009
Aceptado: 7 de diciembre, 2009