

# Geometría y cinemática de las estructuras que involucran al basamento en la zona del arroyo Tordillo, faja corrida y plegada de Malargüe, Mendoza

Martín M. TURIENZO y Luis V. DIMIERI

CONICET - Universidad Nacional del Sur. San Juan 670, 8000, Bahía Blanca.  
E-mail: turienzo@uns.edu.ar

**RESUMEN.** El estudio detallado realizado en la zona de los arroyos Tordillo y Blanco, en la faja corrida y plegada de Malargüe, permitió reconocer una gran variedad de estructuras tectónicas que afectan tanto al basamento como a la cubierta sedimentaria. Con los datos estructurales relevados e información de subsuelo, confeccionamos una sección estructural retrodeformable de las estructuras aflorantes y su continuidad en profundidad, e interpretamos su evolución cinemática. Dos pares anticlinal-sinclinal, que posiblemente involucran al basamento, tienen lugar en el sector más occidental del área de estudio. Estos son transportados sobre una cuña de basamento, la cual en su avance hacia el antepaís genera un pliegue por propagación de falla en la cubierta sedimentaria. Cuando el desplazamiento hacia el este de la cuña es obstaculizado, en su extremo se generan dos retrocorrimientos. En este intrincado marco estructural, el corrimiento que dio origen a la cuña es reactivado como una falla fuera de secuencia. Finalmente un nuevo corrimiento desarrollado más al este genera otra escama de basamento que eleva a las estructuras previas. La interpretación cinemática permitió calcular los acortamientos tectónicos para cada estadio de la estructuración así como visualizar la estrecha relación existente entre las estructuras.

**Palabras clave:** *estructuras de basamento, pliegues por propagación de falla, trishear, cinemática, Mendoza.*

**ABSTRACT:** *Geometry and kinematic of the basement-involved structures at the Arroyo Tordillo zone, Malargüe fold-thrust belt, Mendoza.* Detailed studies made at the Tordillo and Blanco streams, in the Malargüe fold-thrust belt, allowed us to recognize a broad variety of tectonic structures affecting both, basement and cover rocks. Using surface structural data together with sub-surface information we made a retrodeformable structural cross-section of the outcropping structures and its continuity in deep, and interpreted the kinematic evolution. Two pairs anticline-syncline, possibly involving basement rocks, occur at the westernmost area. These structures are carried by an eastward vergent basement wedge that in its movement toward the east produces a fault-propagation fold in the sedimentary cover. When this slip is obstructed, two basement-involved backthrusts occur at the toe of the wedge. In this complicated structural setting, the thrust responsible for the basement wedge is reactivated like an out-of-sequence fault. Finally, a new thrust generated at the east, produce another basement wedge which uplift the previous structures. The kinematic interpretation presented here allowed the measurement of tectonic shortenings for each structural stage and the understanding of close relationship between the different structures.

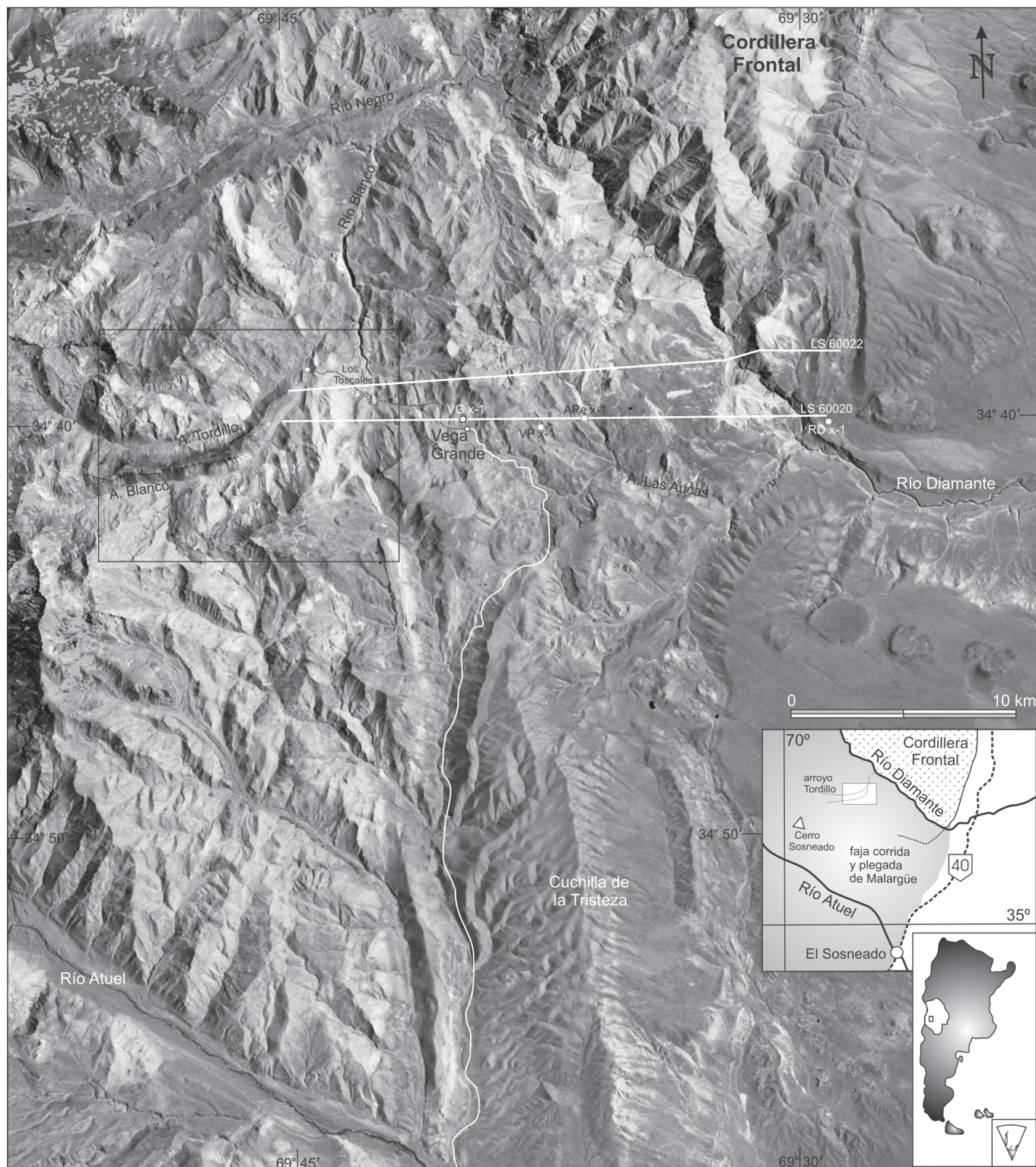
**Key words:** *basement structures, fault-propagation folds, trishear, kinematic, Mendoza.*

## Introducción

Los estudios presentados en este trabajo surgen de un detallado relevamiento geológico y estructural llevado a cabo en el sector norte de la faja corrida y plegada de Malargüe, en cercanías de la Cordillera Frontal (Fig. 1), al centro-oeste de la provincia de Mendoza. La zona analizada corresponde a los alrededores de los arroyos Blanco y Tordillo, los cuales se unen conformando el río Blanco, afluente del río Diamante.

La faja corrida y plegada de Malargüe, desarrollada en el ámbito de la Cordillera Principal, se caracteriza por involucrar a las rocas del basamento pre-jurásico durante la deformación andina (Kozłowski *et al.* 1993). Existen pocos trabajos de detalle sobre la geología y la estructura de

esta región. Debemos destacar los relevamientos geológicos realizados por Groeber (1947), Volkheimer (1978) y Sruoga *et al.* (2000) en sus respectivas hojas geológicas. En cuanto a los estudios estructurales, sólo se cuenta con algunos perfiles descriptivos de la geología de superficie (Kozłowski y Baldi 1983, Boggetti y Aguerre 1993). Recientemente Turienzo *et al.* (2005) presentaron un mapa geológico y estructural de detalle de la zona de los arroyos Blanco y Tordillo e hicieron una descripción e interpretación preliminar de las estructuras que allí tienen lugar. El objetivo del presente trabajo es analizar la evolución cinemática y visualizar la estrecha vinculación existente entre las estructuras que afectan al basamento y a la cubierta sedimentaria. Para tal fin se confeccionó una sección estructural retrodeformable a lo largo de un perfil



**Figura 1:** Imagen de ubicación de la zona de estudio, en la cual se muestra además la ubicación de las líneas sísmicas 60020 y 60022 y los pozos exploratorios de YPF: VG x-1, VP x-1, APe x-1 y RD x-1.

oeste-este (Fig. 2a). En esta interpretación, realizamos una ajustada reconstrucción de las estructuras aflorantes y de su continuidad en profundidad con la ayuda de líneas sísmicas y datos de perforaciones situadas al este de la

zona de estudio, en el área del yacimiento Vega Grande (Fig.1). Las estructuras presentes a lo largo de la sección fueron reconstruidas individualmente mediante el programa Trishear™ (Allmendinger 1998), a excepción de las



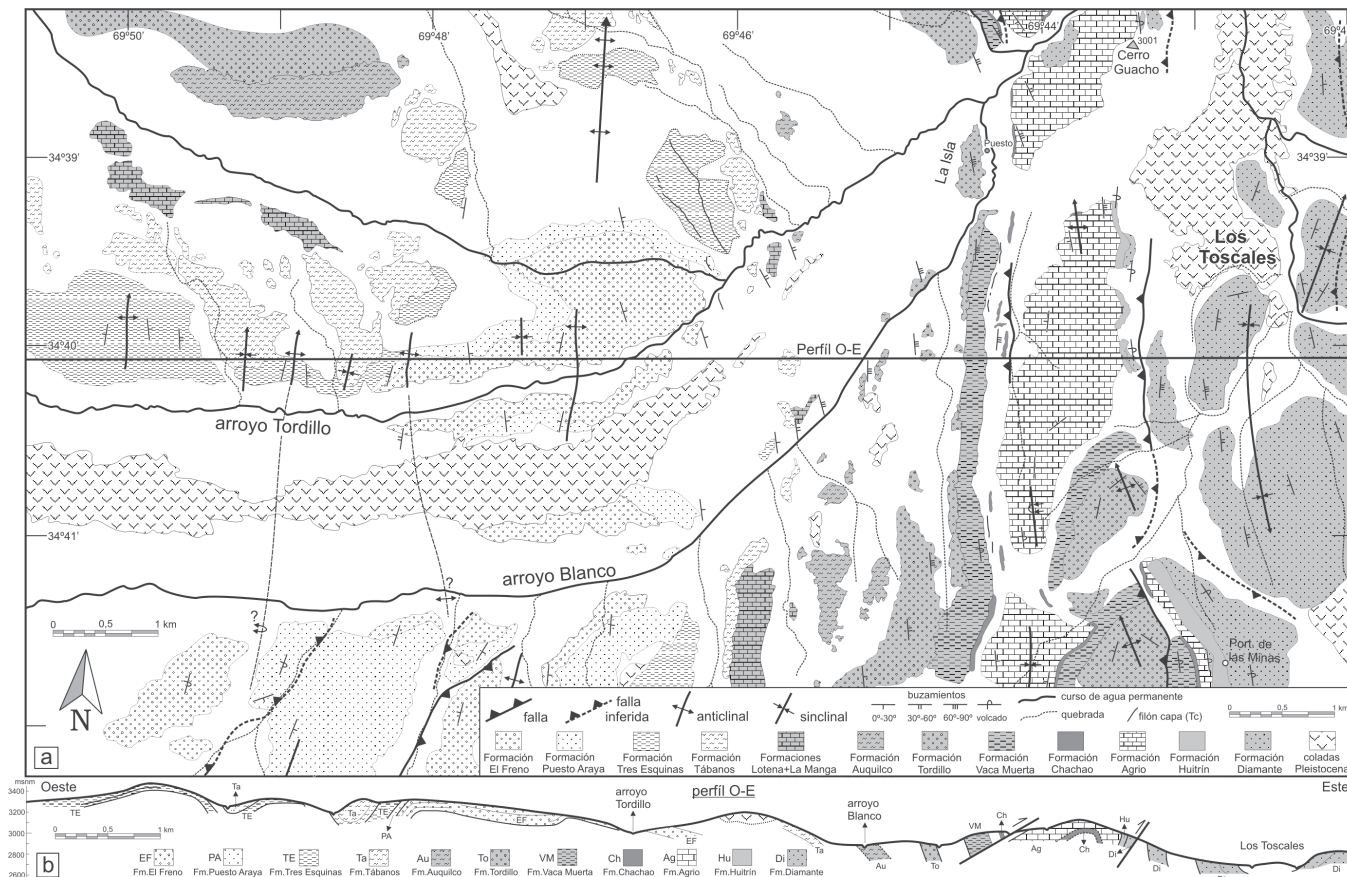


Figura 2: a) Mapa geológico de la zona del arroyo Tordillo-Los Toscales, en el centro oeste de la provincia de Mendoza. b) Sección estructural oeste-este con los datos relevados.

cuñas de basamento, y se calcularon los acortamientos tectónicos resultantes de cada estadio de la estructuración.

### Estratigrafía del área

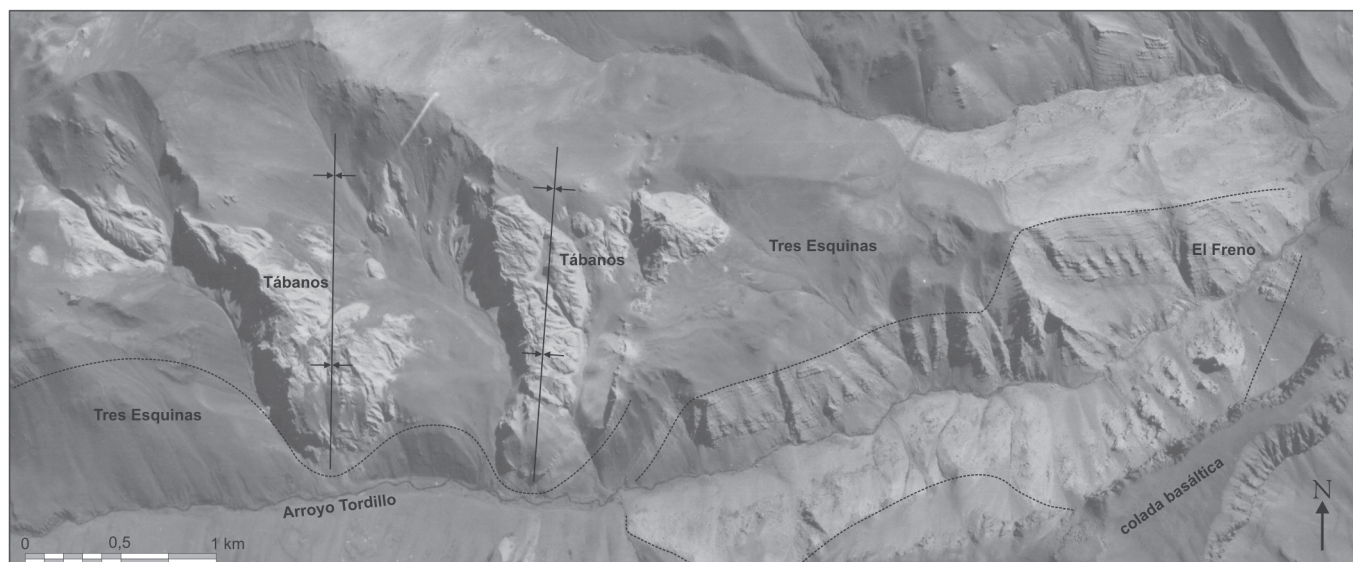
El substrato pre-jurásico sobre el cual se depositaron las unidades sedimentarias mesozoicas durante el desarrollo de la cuenca Neuquina no aflora en el área de estudio. Las exposiciones más cercanas de dichas rocas basales se hallan algunos kilómetros más al noreste, en la zona del río Diamante. Allí el basamento está integrado fundamentalmente por rocas tonalíticas de edad carbonífera (Dessanti y Caminos 1967) y por granitos y materiales volcánicos y piroclásticos de composición basáltica a riolítica, correspondientes al ciclo Choiyoi (Llambías *et al.* 1993). En el sector occidental de la región aquí estudiada afloran las rocas sedimentarias de la Formación El Freno (Fig. 2a) por lo cual en dicho sitio el basamento se debe encontrar a escasa profundidad. Las unidades que conforman la cubierta sedimentaria en el área de estudio (Fig. 2a) son descriptas en base a nuestras observaciones de campo, mientras que las denominaciones y edades fueron tomadas de Sruoga *et al.* (2000) y las mismas se muestran en un cuadro estratigráfico simplificado en la figura 3. Los espesores considerados se tomaron de la hoja geológica Cerro

Sosneado (Volkheimer 1978) y fueron ajustados mediante datos propios y de perforación.

Los niveles estratigráficos más bajos que se observaron en el terreno están conformados por gruesos bancos conglomerádicos e intercalaciones arenosas, de color amarillento-anaranjado, correspondientes a la Formación El Freno (Hettangiano). Cabe destacar que en ninguno de los sitios estudiados se observaron los sedimentos de la Formación Arroyo Malo, que en la zona del Río Atuel se hallan debajo de los conglomerados descriptos. Sobre la Formación El Freno se disponen de forma transicional, areniscas finas con fósiles marinos asignables a la Formación Puesto Araya (Sinemuriano-Toarciano) y pelitas oscuras de la Formación Tres Esquinas (Sinemuriano-Bajociano). Esta secuencia es coronada por niveles evaporíticos de la Formación Tábanos (Calloviano medio), de gran desarrollo en la región, y en conjunto conforman el Grupo Cuyo. Cubriendo estos niveles, se hallan unas areniscas finas, amarillentas, con grandes estructuras primarias (dunas), de la Formación Lotena, la cual da nombre al grupo homónimo (Calloviano superior-Oxfordiano). Escasamente representadas se observan las calizas gris-azuladas de la Formación La Manga y el yeso de la Formación Auquilco. Un rasgo destacable es el acuñamiento de todas estas unidades hacia el este, verificado en el pozo YPF MdN.APe x-1, donde inmediata-







**Figura 4:** Fotografía aérea en la que se observan dos pares anticlinal-sinclinal con vergencia al este que afectan a las Formaciones Tres Esquinas y Tábanos. En las rocas de la Formación El Freno se desarrollan dos anticlinales con vergencia al oeste. Note la geometría de éstos, con limbos frontales cortos y empinados y limbos traseros extensos y poco buzantes.

de los retrocorrimientos (Fig. 2a). El eje de estos pliegues inclina con muy bajo ángulo hacia el norte.

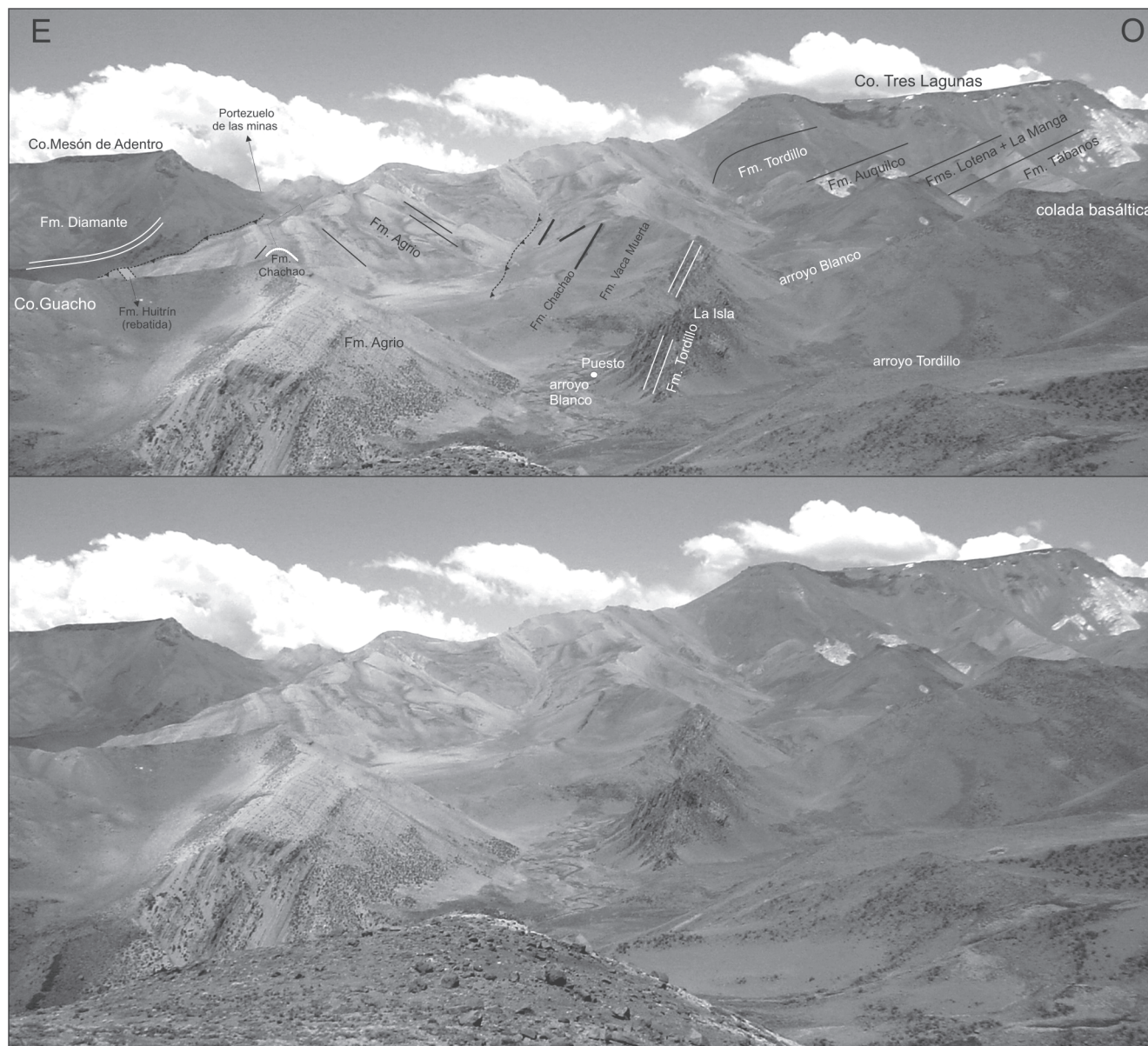
Siguiendo sobre la línea del perfil hacia el este, se encuentra una zona muy cubierta por rodados modernos, provenientes de la colada basáltica encauzada entre los arroyos Tordillo y Blanco. Sin embargo, se han podido relevar los datos estructurales a lo largo del cauce de ambos arroyos, y luego proyectarlos hacia la línea de la sección este-oeste. Los estratos del Grupo Cuyo comienzan gradualmente a aumentar de buzamiento, alcanzando las capas de las Formaciones Tordillo, Vaca Muerta y Chachao, una inclinación de 60-70° hacia el este (Figs. 2b y 5). Las rocas de estas unidades afloran en una marcada faja, de orientación norte-sur, que al norte de La Isla pierde su alineación meridiana para volverse aproximadamente noroeste (Fig. 2a). Esto está relacionado al hundimiento hacia el norte de una gran estructura que afecta al basamento y prácticamente a toda la pila estratigráfica. Esta estructura con vergencia oriental conjuntamente con los pliegues asociados a los retrocorrimientos inmediatamente al oeste, generan un anticlinorio, cuya inclinación septentrional se pone de manifiesto por la nariz estructural que muestran los diseños de afloramiento de las Formaciones Tres Esquinas y Tábanos (Fig. 2a). En la quebrada ubicada al sudeste del puesto de La Isla, las capas de la Formación Chachao, buzantes 60-70° al este, se hallan prácticamente en contacto con los estratos de la Formación Agrio, que inclinan 30-40° al oeste (Figs. 2b y 5). La falla que allí se localiza también se reconoce al noroeste del Cerro Guacho, mientras que hacia el sur, donde aumenta la cota topográfica, sólo se observa un sinclinal volcado (Fig. 2a).

En el área ubicada entre La Isla y Los Toscales, se encuentra una gran lomada de alineación meridiana en la cual afloran principalmente las rocas del Grupo Mendoza

(Fig. 2a). Allí, las calizas y pelitas de la Formación Agrio muestran repliegues menores, pero en general conforman una estructura anticlinal (Fig. 5). Aunque no es visible en el mapa por razones de escala, los bancos calcáreos de la Formación Chachao también forman parte de este anticlinal en el núcleo de la estructura (Figs. 2b y 5). El limbo frontal de esta estructura aumenta de buzamiento hacia el este, desde 70° hasta prácticamente verticales. En el faldeo oriental de esta loma, se observa la Formación Huitrín y parte de la Formación Diamante en posición invertida (buzantes unos 60° al oeste), montadas sobre los niveles superiores de la Formación Diamante, que inclinan 80° al este (Fig. 2b). Esta discontinuidad indica claramente la presencia de una falla que sitúa los niveles sedimentarios de la Formación Agrio por encima de las capas de la Formación Diamante (Fig. 5). Al sur, en la zona del Portezuelo de las Minas, esta falla cobra mayor expresión llegando a sobrelevar los conglomerados de la Formación Tordillo (Fig. 2a), y además presenta ramificaciones que dan una mayor complejidad a la estructura. Al este del cerro Guacho, las evidencias de tal fallamiento son menos claras pudiendo interpretarse que la acción de esta falla disminuye su intensidad hacia el norte. Finalmente, los estratos de la Formación Diamante que en proximidad de la falla presentan un alto buzamiento al este, disminuyen considerablemente su inclinación en la zona de Los Toscales donde conforman un sinclinal (Fig. 2a) el cual no es analizado en la presente contribución.

### Interpretación y evolución cinemática

No se cuenta con datos propios que permitan establecer un tiempo absoluto para la formación de las estructuras,



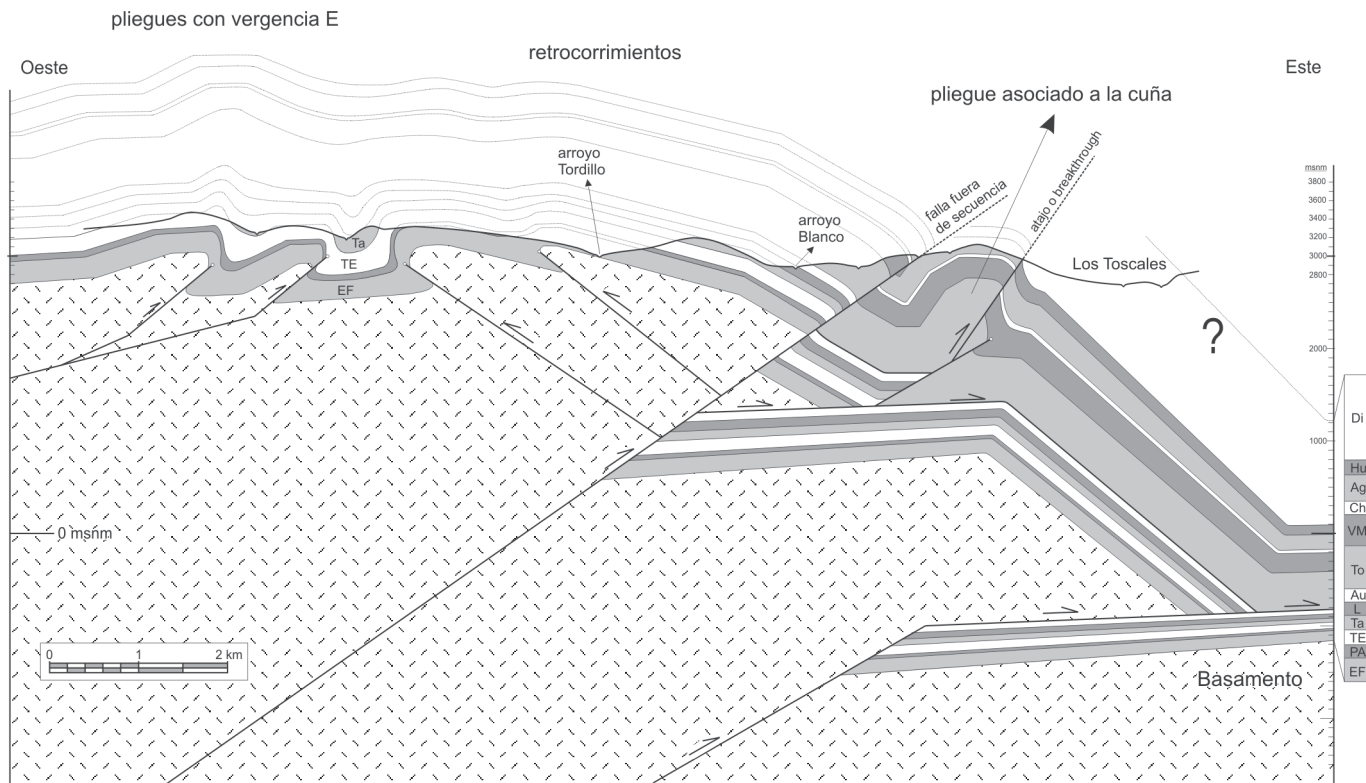
**Figura 5:** Fotografía panorámica hacia el sur (interpretada y sin interpretar), de las estructuras ubicadas en el sector oriental del perfil estudiado (véase explicación en el texto).

por lo que la cinemática propuesta muestra la secuencia relativa de deformación. La sucesión de eventos aquí postulada se basa en la reconstrucción geométrica detallada de las estructuras (Fig. 6) y en la subsiguiente interpretación de la vinculación genética entre las mismas. Las primeras estructuras en formarse son los pliegues con vergencia al este que ocurren en el sector occidental del área de estudio. Un poco más al sur, Kozłowski (1984) interpretó que la deformación observada en las rocas del Grupo Cuyo está asociada al levantamiento de un bloque de basamento al oeste de la región. Dicho autor correlacionó el inicio de la deformación en el sector occidental con la depositación de los rodados lustrosos en la base de la Formación Agua de la Piedra, en ese entonces considerada de

edad oligocena. Estudios posteriores demostraron que dicha unidad comenzó a depositarse en el Mioceno medio, luego de la fase de compresión Pehuenche y contemporáneamente al vulcanismo del ciclo Huincán (Combina *et al.* 1997). Recientemente Giambiagi *et al.* (2005) postularon que en el sector occidental de la faja corrida y plegada de Malargüe las estructuras de basamento interactuaron con las rocas de la cubierta entre los 14 y 9 Ma. Siguiendo tales estudios la evolución estructural aquí interpretada podría haber ocurrido en el intervalo Mioceno medio-tardío.

Las características de los pliegues ubicados en el extremo occidental del área de estudio difieren levemente desde el arroyo Tordillo al arroyo Blanco, y si bien no se ha podido establecer la continuidad hacia el sur de ambos



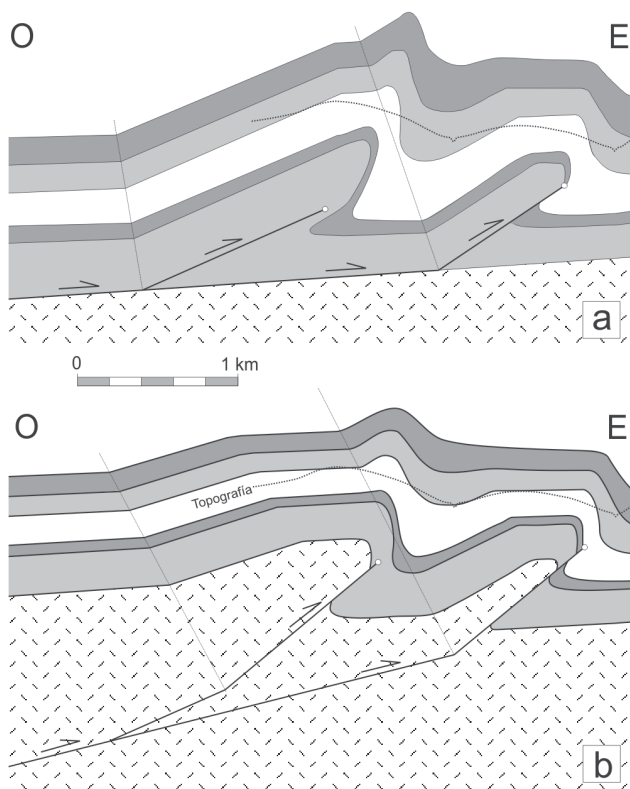


**Figura 6:** Sección estructural interpretada. Note que aquí se interpreta que los pliegues del extremo occidental del perfil involucran al basamento (véase Fig. 7b).

pares anticlinal-sinclinal, se infieren dos aspectos importantes. En primer lugar, en el arroyo Blanco, los estratos volcados de las Formaciones El Freno y Puesto Araya indican claramente una vergencia de las estructuras hacia el este. En segundo lugar, el hecho de que en el sector austral afloren los niveles sedimentarios más antiguos, los cuales se hallan disturbados por el fallamiento, indica que las estructuras se hunden hacia el norte. Eso puede explicar porqué en el arroyo Tordillo los pliegues en las Formaciones Tres Esquinas y Tábanos son más suaves y no están cortados por las fallas que les dan origen (fallas ciegas). Estas dos son las premisas básicas que se tuvieron en cuenta para la construcción de la sección interpretada (Fig. 6). Es generalmente aceptado que los pliegues desarrollados en la parte superior de los bloques mayores de basamento despegan en algún nivel poco competente de la cubierta sedimentaria, o bien en la interfase entre el substrato y la cubierta. Siguiendo tal razonamiento, Turienzo *et al.* (2005) interpretaron que estos pliegues con vergencia al este están desacoplados del basamento (Fig. 7a) y posiblemente se vinculan al empuje proveniente de estructuras profundas en el sector occidental. Sin embargo, en sectores aledaños a la zona de estudio se ha observado que el basamento está directamente involucrado en el desarrollo de estructuras menores. De esta forma, se puede realizar una interpretación alternativa de dichos pliegues en la que participan las rocas del substrato (Fig. 7b). Si se analizan los requerimientos geométricos de ambas interpretaciones, puede verse el porqué considera-

mos más razonable aquella con participación del basamento. Ambas reconstrucciones se realizaron con el programa Trishear<sup>TM</sup> y las estructuras se interpretaron como pliegues por propagación de fallas ciegas. Los acortamientos necesarios para generar el relieve estructural observado son prácticamente similares en los dos casos. A igualdad de desplazamiento, en el caso de pliegues de piel fina (Figura 7a), se requiere una relación propagación/deslizamiento (p/s) baja a fin de que la falla no aflore. En el primero de los pliegues por ejemplo, se utilizó un valor de  $p/s = 0,5$ , que le confiere a la estructura un aspecto muy apretado, y en su limbo posterior quedarían aflorando unidades estratigráficas superiores. Si consideramos la participación del basamento, el punto ciego de las fallas se inicia en niveles más profundos, dando como resultado una geometría levemente diferente, pero que se adecua mejor al aspecto que tales estructuras tienen en el terreno. La ubicación de estas fallas en un estadio previo a la deformación se muestra en la figura 8a. La generación de tales estructuras con la participación del basamento implica un acortamiento de 1,75 kilómetros (Fig. 8b).

Con posterioridad, un importante corrimiento (3) tiene lugar más al este en las rocas del basamento, cortando sección arriba en la secuencia sedimentaria hasta alcanzar el yeso de la Formación Auquilco (Fig. 8c). Sobre ese nivel de despegue se genera una cuña que transmite el desplazamiento hacia el este, parte del cual es consumido por la formación de un pliegue con vergencia oriental (Fig. 8c). La cuña se forma por el mecanismo de flexión en fa-

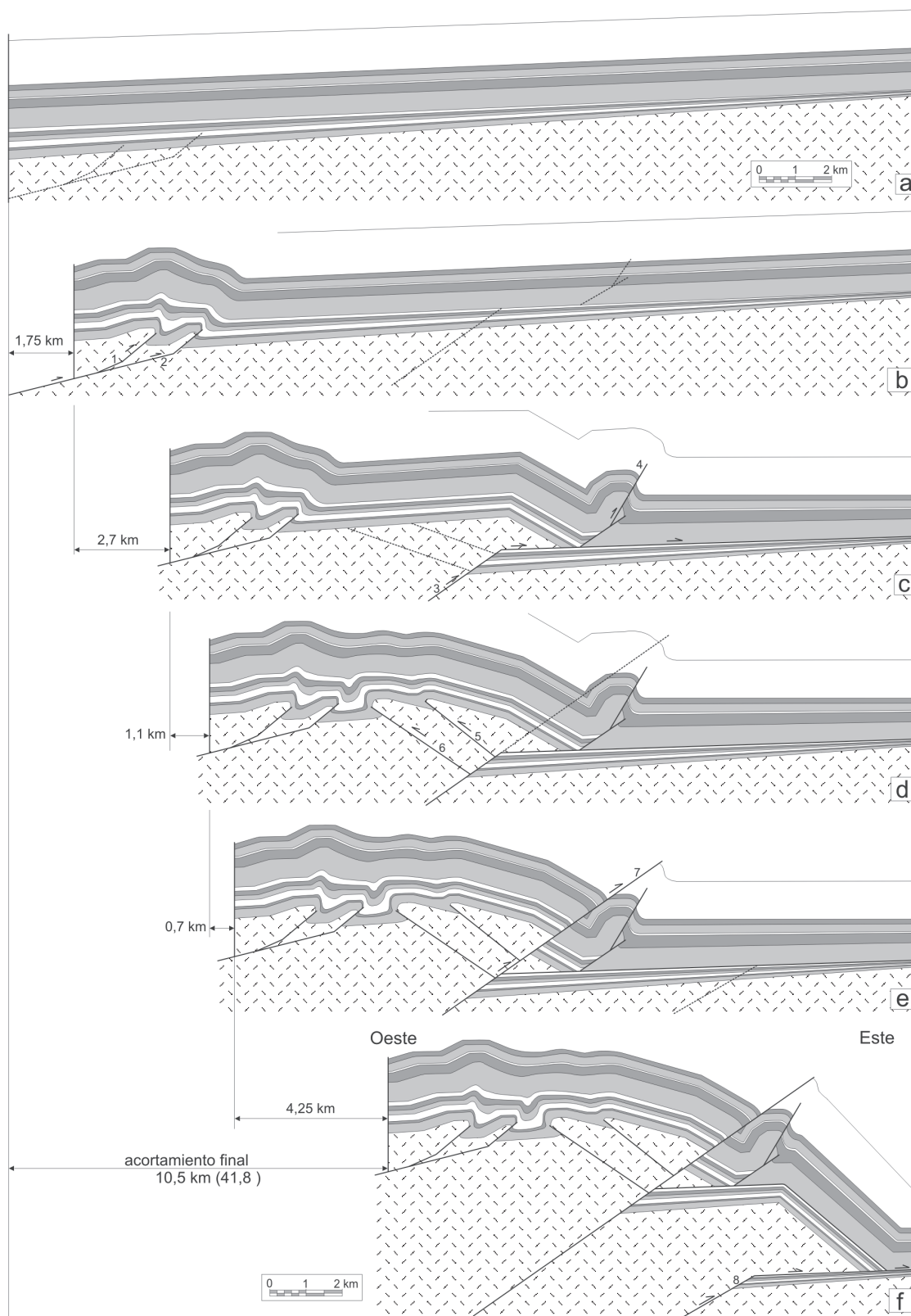


**Figura 7:** Pliegues con vergencia al este desarrollados en el sector occidental del área de estudio (véase ubicación en Fig. 6), interpretados como: **a)** Despegando sobre el basamento. **b)** Involucrando al basamento. Ambas reconstrucciones se realizaron con el programa *Trishear*<sup>TM</sup>.

lla (Suppe 1985) e implica un acortamiento de 2,7 kilómetros. El pliegue desarrollado delante de la cuña se interpretó como un pliegue por propagación de falla con geometría *trishear*, que luego es cortado en su limbo frontal por una ramificación de la falla que le dio origen (Fig. 6) a modo de un atajo (*breakthrough* de Suppe y Medwedeff 1990). El arrastre en las proximidades de esta falla puede volcar las capas de la Formación Huitrín y parte de la Formación Diamante colocándolas sobre los estratos con alto buzamiento hacia el este de la misma Formación Diamante. Como se ve en la sección de la figura 6, a nivel de la superficie este pliegue está representado principalmente por la Formación Agrio y en su núcleo aflora el banco calcáreo de la Formación Chachao. Sin embargo, unos 3 km más al sur se observa a la Formación Tordillo participando de esta estructura, razón por la cual se establece un nivel de despegue en las evaporitas de la Formación Auquilco. Si bien, no se descarta la posibilidad de un despegue más profundo, la longitud de onda de este pliegue no permite acomodar fácilmente toda la secuencia en su interior. Luego de un cierto desarrollo de estas estructuras, la cuña de basamento es deformada internamente mediante retrocorrimientos y fallamiento fuera de secuencia (Figs. 6, 8d y 8e). Esta deformación puede ser explicada conceptualmente mediante el modelo de la cuña crítica (Davis *et al.* 1983). En dicho modelo cuando el ángulo

entre el despegue basal y la pendiente topográfica alcanza un valor crítico, la cuña orogénica se desplaza hacia el antepaís sin sufrir deformación interna. Cuando la cuña es subcrítica se desarrollan estructuras en el sector interno de la misma a fin de reestablecer el ángulo crítico. Este modelo ha sido desarrollado para explicar el desarrollo y avance de los orógenos, fundamentalmente de piel fina, a escala regional. La aplicación cuantitativa de este modelo no es adecuada para las estructuras aquí analizadas, correspondientes solo a un sector de la faja corrida y plegada. Por otro lado, el modelo de la cuña en estado crítico asume que todos los materiales en su interior se hallan en el estado de esfuerzo crítico que predice el criterio de fracturación de Coulomb (Dahlen y Suppe 1988), deslizando sobre un despegue basal en el cual la fricción basal se ve reducida en toda su extensión (Davis *et al.* 1983), lo cual es una simplificación. Un punto de vista alternativo a este modelo se obtiene considerando el emplazamiento de los sistemas de corrimiento como un proceso intermitente e incremental, el cual implica una evolución en el tiempo y en el espacio de las propiedades hidrológicas y mecánicas de las rocas involucradas en la deformación (Cello y Nur 1988). Estos autores determinaron que existen zonas bien definidas con exceso de presión de poros, y que las mismas crecen en extensión con el tiempo hasta alcanzar un área crítica sobrepresurizada la cual da lugar a la fracturación del bloque de roca. Inmediatamente comienzan a actuar procesos de difusión, y luego de un tiempo la combinación de procesos como pérdida de fluidos, deposición de solutos, disminución de la porosidad, compactación entre otros, incrementan la fricción en el plano de corrimiento. De esta forma comienzan a formarse estructuras en el sector más interno, como pliegues, retrocorrimientos y fallas fuera de secuencia, mientras que hacia el antepaís comienza a desarrollarse una nueva zona sobrepresurizada (Cello y Nur 1988). Otros factores que pueden ocasionar una restricción en el avance de las estructuras hacia el antepaís pueden ser la disminución de los horizontes favorables de despegue y la acumulación de material erosionado en el frente de avance. En la zona estudiada se observan tanto retrocorrimientos como fallamiento fuera de secuencia. No se cuenta con datos que permitan establecer cual de estas estructuras se desarrolló en primer término, por lo cual a modo de interpretación se considera inicialmente la formación de los retrocorrimientos (Fig. 8d). La geometría descrita para estos pliegues de vergencia occidental, con un limbo frontal corto y empinado y un limbo trasero largo y suavemente buzante, ha sido observada en numerosos sitios de la faja corrida y plegada de Malargüe en donde los retrocorrimientos afectan a las rocas del basamento (Dimieri y Nullo 1993, Turienzo y Dimieri 2005a y b). En este trabajo también se interpreta que los retrocorrimientos involucran al substrato pre-jurásico (Figs. 6 y 8d) a modo de escamas que se desprenden de un bloque mayor, dando una configuración similar a lo mostrado por Dimieri (1997) para la zona de Bardas Blancas. Para explicar el desarrollo de estas estructuras se siguieron las ideas planteadas por Turienzo y Dimieri (2005a), donde las escamas de basa-





**Figura 8:** Evolución cinemática propuesta para la sección estructural estudiada (Figs. 2b y 6). **a)** estadio inicial. **b)** desarrollo de los pliegues del sector occidental. **c)** formación de una cuña de basamento y delante de ella un pliegue en la cubierta. **d)** generación de retrocorrimientos. **e)** fallamiento fuera de secuencia. **f)** una nueva cuña de basamento eleva las estructuras previas hasta su cota actual (Fig. 6). La numeración 1-8, indica la secuencia de fallamiento.

mento afectadas por los retrocorrimientos son rotadas debido al cizallamiento en las rocas infrayacentes. Esto permite explicar de un modo geoméricamente razonable el buzamiento de los flancos traseros de los pliegues asociados, lo cual no puede obtenerse con el mecanismo de generación de las estructuras *pop-up* (Turienzo y Dimieri 2005a y b). En la sección interpretada (Fig. 6) se muestra que las fallas buzantes al este son ciegas, generándose delante de ellas pliegues por propagación de falla los cuales fueron reconstruidos con geometría *trishear*. El desarrollo de estas estructuras con vergencia al oeste produce un acortamiento de 1,1 km (Fig. 8d). Una vez formados éstos, se produce la reactivación del corrimiento 3 que dio origen a la cuña. Esta es una falla fuera de secuencia que corta a la misma cuña de basamento y coloca las capas buzantes al este de la Formación Chachao sobre las capas de la Formación Agrio en el limbo occidental del anticlinal formado con anterioridad (Figs. 5, 6 y 8). Para la reconstrucción de este fallamiento también se utilizó el programa *Trishear*<sup>TM</sup> con una relación  $p/s=4$ , la cual es suficientemente elevada como para permitir la rápida propagación de la falla y a la vez permite plegar las unidades superiores hasta alcanzar los altos buzamientos que presentan las Formaciones Tordillo y Chachao (Fig. 6). En la línea de la sección esta falla produce un acortamiento de 0,7 km (Fig. 8e) pero la misma pierde importancia hacia el sur, donde las capas no son cortadas, observándose en su lugar un sinclinal volcado y que más al sur se torna normal (Fig. 2a). Esta disminución gradual del rechazo de esta falla hacia el sur coincide con el mayor desarrollo que presenta el pliegue asociado a la cuña, que en el sector austral eleva hasta la superficie las capas de la Formación Tordillo.

Finalmente y con la ayuda de secciones sísmicas 2D, se pudo detectar la presencia de una gran cuña de basamento, la cual está asociada a un nuevo corrimiento (8) (Fig. 6). Se interpreta que ésta es la última falla en formarse siguiendo una secuencia de propagación *piggyback*, y aunque no se ha observado en el campo, la misma debe plegar a las estructuras anteriores en los niveles más profundos. La información sísmica conjuntamente con los datos de tiempo/profundidad del pozo YPF MdN. VG x-1, ubicado unos kilómetros más al este en el yacimiento Vega Grande (Fig. 1), permitieron establecer la profundidad del contacto basamento-cubierta en el extremo oriental de la sección reconstruida (Fig. 6). También esta información permitió establecer un ángulo frontal para la cuña de aproximadamente 40°. El emplazamiento de esta cuña implica un acortamiento de 4,25 km (Fig. 8f), transmitiendo el desplazamiento hacia el antepaís, y es la principal responsable de la elevación de las estructuras y rocas más antiguas hasta su cota topográfica actual. Los desplazamientos transmitidos por las cuñas de basamento son consumidos mediante el desarrollo de diversas estructuras en la cubierta sedimentaria que tienen lugar más al este, fuera del área aquí analizada. Con este evento deformacional se alcanza la configuración final de las estructuras tal como se muestran en

la sección interpretada (Fig. 6) la cual coincide razonablemente con las observaciones de campo. El acortamiento total al término del desarrollo estructural interpretado es de 10,5 km, lo cual equivale a 41,8 %, tanto para la cubierta como para el basamento. Se debe resaltar en este punto la importancia del análisis cinemático y los respectivos perfiles de acortamiento durante cada etapa de la estructuración. Si en vez de realizar tal estudio simplemente se toma la sección reconstruida de la figura 6 y se la balancea, se obtendría un acortamiento mucho menor para los niveles estratigráficos ubicados sobre la Formación Auquilco. El hecho de establecer una evolución cinemática tratando de vincular los desplazamientos que producen las estructuras de basamento mayores con la generación de las estructuras en la cubierta, con la consiguiente similitud en los valores de acortamiento de ambas unidades estructurales, permite tener un mayor entendimiento de la génesis de las mismas. Si además se realiza una reconstrucción geométrica detallada de las estructuras, con apoyo de datos de superficie y de subsuelo, pueden obtenerse interpretaciones razonables que ayuden al entendimiento cabal del comportamiento y estilo estructural de la región estudiada.

## Conclusiones

El relevamiento detallado de la zona de los arroyos Blanco y Tordillo permitió reconocer una amplia variedad de estructuras que afectan tanto a las rocas del basamento como de la cubierta. Los datos estructurales relevados en el terreno, sumados a datos de perforaciones y líneas sísmicas, posibilitaron la construcción de una sección estructural retrodeformable, de orientación este-oeste. Para obtener la configuración final de las estructuras tal como se observan en el campo, se interpretó su evolución cinemática. Si bien el ordenamiento postulado es relativo, estudios previos permiten considerar un intervalo Mioceno medio-tardío para el desarrollo estructural aquí analizado. Las primeras estructuras en formarse son dos pares anticlinal-sinclinal que tienen lugar en el sector más occidental del área de estudio y que posiblemente involucran a las rocas del substrato prejurásico. Un corrimiento generado al este de éstos produce una cuña de basamento la cual corta sección arriba en la secuencia sedimentaria hasta los niveles evaporíticos de la Formación Auquilco. Parte del desplazamiento transmitido a lo largo de tal horizonte de despegue permite la generación de un pliegue por propagación de falla que afecta a las rocas de la Formación Tordillo y superiores. Este pliegue es cortado en su limbo frontal por una ramificación de la falla, elevando a las rocas del Grupo Mendoza y poniendo en contacto capas rebatidas de las Formaciones Huitrín y Diamante sobre estratos normales, con alto buzamiento, de la misma Formación Diamante. Cuando el avance hacia el antepaís de esta cuña es obstaculizado se generan dos retrocorrimientos, cuya geometría permite interpretarlos como escamas de basamento generadas en el extremo de la cuña. En este in-



trincado marco estructural, el corrimiento que dio origen a la cuña es reactivado como una falla fuera de secuencia. Esta falla eleva las capas buzantes al este de la Formación Chachao sobre los estratos de la Formación Agrio que conforman el limbo occidental del pliegue relacionado a la cuña, formado con anterioridad. Finalmente un nuevo corrimiento desarrollado más al este genera otra escama de basamento siendo ésta la principal responsable de la elevación de las estructuras y rocas más antiguas hasta su cota topográfica actual. La interpretación cinemática permitió calcular los acortamientos tectónicos para cada estadio de la estructuración y el acortamiento total al término del desarrollo estructural interpretado, el cual es de 10,5 km (41,8 %) tanto para el basamento como para la cubierta. Este tipo de estudio geométrico y cinemático detallado permite tener una visión más clara de la vinculación genética entre las estructuras y conocer así con mayor certeza el estilo estructural en la región estudiada.

### Agradecimientos

El presente trabajo fue realizado gracias al soporte financiero brindado por el Departamento de Geología y la SeCyT de la Universidad Nacional del Sur y CONICET. Agradecemos profundamente a Nivaldo Pavéz, Gabriel Donaire y Rolando Toledo por su constante hospitalidad durante nuestras estadías en la zona de trabajo. A Luis Cazau y Pablo Giampaoli por su disponibilidad ante nuestras consultas. A las autoridades de Petroquímica Comodoro Rivadavia y Repsol-YPF por brindarnos la información de subsuelo. Queremos también agradecer a Juliana Continanzia y Federico Ponce por su colaboración en las tareas de campo. Finalmente, agradecemos a los árbitros Ernesto Cristallini y Matías Ghiglione, cuyas correcciones, comentarios y sugerencias contribuyeron ampliamente a mejorar este trabajo.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Allmendinger, R. 1998. Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics* 17(4): 640-656.

Boggetti, D. y Aguerre, G. 1993. Informe geológico del área Vega Grande. Petroquímica Comodoro Rivadavia (informe inédito), Buenos Aires.

Cello, G. y Nur, A. 1988. Emplacement of foreland thrust systems. *Tectonics* 7 (2): 261-271.

Combina, A., Nullo, F., Baldauf, P. y Stephens, G. 1997. Ubicación estratigráfica de la Formación Agua de la Piedra, Cuchilla de la Tristeza, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 460-464.

Davis, D., Suppe, J., y Dahlen, F. 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research* 88: 1153-1172.

Dahlen, F. y Suppe, J. 1988. Mechanics, growth and erosion of mountain belts. *Geological Society of America, Special Paper* 218: 161-178.

Dessanti, R. y Caminos, R. 1967. Edades Potasio-Argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*

22(2): 135-162.

Dimieri, L. y Nullo, F. 1993. Estructura del frente montañoso de la Cordillera Principal (36° latitud sur). 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 160-167, Mendoza.

Dimieri, L. 1997. Tectonic wedge geometry at Bardas Blancas, southern Andes (36° S), Argentina. *Journal of Structural Geology* 19(11): 1419-1422.

Giambiagi, L., Bechis, F., García, V. y Clark, A. 2005. Temporal and spatial relationship between thick- and thin-skinned deformation in the thrust front of the Malargüe fold and thrust belt, southern Central Andes. 6° International Symposium on Andean Geodynamics (Barcelona) Extended Abstracts: 315-318.

Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70, Pt. 2: Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2(2): 141-176. Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1: 1-174 (1980), Buenos Aires.

Kozlowski, E. y Baldi, J. 1983. Estratigrafía, estructura y posibilidades petroleras de la zona Río Diamante-Río Atuel. YPF (informe inédito), Buenos Aires.

Kozlowski, E. 1984. Interpretación estructural de la Cuchilla de la Tristeza. Provincia de Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 381-395, Buenos Aires.

Llambias, E., Kleiman, J. y Salvarredi, J. 1993. El Magmatismo Gondwánico. En: Ramos, V. A. (ed). *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 53-64, Mendoza.

Sruoga, P., Etcheverría, M., Folguera, A., y Repol, D. 2000. Hoja Geológica 3569-I, Volcán Maipo, Provincia de Mendoza. SEGEMAR, Boletín 290: 1-114, Buenos Aires.

Suppe, J. 1985. *Principles of Structural Geology*. Englewood Cliffs, N.J., 415 p.

Suppe, J. y Medwedef, D. 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologiae Helveticae* 83(3): 409-454.

Turienzo, M., y Dimieri L. 2005a. Geometric and kinematic model for basement-involved backthrusting at Diamante River, southern Andes, Mendoza province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. 19(2): 111-125.

Turienzo, M., y Dimieri L. 2005b. Interpretación de la estructura del frente montañoso en la zona del Río Diamante, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(2): 336-352.

Turienzo, M., Dimieri, L. y Ponce, F. 2005. Descripción e interpretación de las estructuras asociadas al alto de basamento del Río Blanco, perfil arroyo Tordillo-Los Toscales, Mendoza. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 47-52 La Plata.

Volkheimer, W. 1978. Descripción geológica de la hoja 27b, Cerro Sosneado, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 151: 1-85, Buenos Aires.

**Recibido:** 3 de septiembre, 2005

**Aceptado:** 5 de diciembre, 2005