

Interpretación de la estructura del frente montañoso en la zona del río Diamante, Mendoza

M. M. TURIENZO^{1,2} y L. V. DIMIERI^{1,2}

¹Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca (8000). Fax: (0291) 4595148.

² CONICET.

E-mail: turienzo@uns.edu.ar

RESUMEN. En la zona de unión entre el arroyo Las Aucas y el río Diamante (69° 30' LO ; 34° 40' LS) se observan una serie de estructuras, de escala kilométrica, que afectan a las rocas de la Cordillera Principal y de la Cordillera Frontal. Un bloque rígido de basamento es ascendido sin sufrir plegamiento mediante una falla inversa ubicada al este del mismo mientras que la cubierta sedimentaria adosada a dicho bloque constituye una estructura anticlinal volcada hacia el antepaís, cuyo flanco más empinado es deformado intensamente. Las características observadas pueden ser explicadas por más de un modelo para estructuras que involucran al basamento. Realizar múltiples interpretaciones puede constituir una herramienta útil para conocer los procesos geológicos actuantes y ser así una guía al momento de dilucidar las estructuras resultantes, de macro y meso escala, tanto en afloramientos como en el subsuelo. Un retrocorrimiento que se desprende del bloque de basamento elevado produce un anticlinal con vergencia hacia el oeste. Esta estructura es interpretada mediante un modelo geométrico y cinemático que puede combinarse con cualquiera de los utilizados para las estructuras mayores. Los estudios realizados remarcan el estilo de deformación que afecta al basamento y la cubierta, y sus características diagnósticas pueden ser utilizadas para comprender la deformación en los sectores más internos del orógeno, incluso donde no se hallen expuestas las rocas del basamento. Mediante dos secciones retrodeformables, interpretadas con un modelo de unión triple y un modelo de *trishear*, se calcularon los valores de acortamiento.

Palabras clave: *Modelos cinemáticos, Estructuras andinas, Retrocorrimientos, Mendoza, Secciones balanceadas.*

ABSTRACT. *Structural interpretation of the mountain front in the Río Diamante zone, Mendoza.* At the junction of Las Aucas stream with the Diamante river (69° 30' W ; 34° 40' S) kilometre-scale structures affecting both Cordillera Principal and Cordillera Frontal rocks were surveyed. A rigid basement block is uplifted, without folding, by a reverse fault at its eastern edge. Sedimentary cover above this block forms an anticline whose steeply dipping limb is highly deformed. Several models for basement-involved structures can explain the observed features. Multiple interpretations can be a useful tool to understand the geological process involved and a guide for predicting both macro- and mesoscale structures in outcrops or at the subsurface. A backthrust which detached from the uplifted basement block, produced a west-verging anticline. This structure is interpreted using a geometric and kinematic model, which can be combined with any of those used for major structures. Our studies highlight the deformation style affecting both basement and cover rocks. Its typical features can be used to understand the deformation in more internal parts of an orogenic belt, including those areas where basement rocks are not exposed. Shortening values were calculated from two retrodeformable cross-sections interpreted with the triple junction and Trishear models for basement-involved structures.

Key words: *Kinematic models, Andean structures, Backthrusts, Mendoza, Balanced cross-sections.*

Introducción

La zona bajo estudio se ubica en la región centro oeste de la provincia de Mendoza, próxima a la intersección 69°30' LO-34°40' LS, unos 100 kilómetros al norte de la localidad de Malargüe (Fig. 1a) y al oeste de la ciudad de San Rafael. Dicho sitio comprende los alrededores de las Lomas Bayas, en cercanías de la unión entre el arroyo Las Aucas y el río Diamante (Fig. 1b). El sector analizado involucra a las provincias geológicas Cordillera Principal, representada aquí por la faja corrida y plegada de Malargüe (Kozłowski *et al.* 1993), y Cordillera Frontal constituida por un bloque de rocas ígneas y metamórficas que conforman el cordón del Carrizalito. La estructura del extremo sur de dicho cordón es interpretada como un bloque rígido de basamento ascendido por una falla inver-

sa ubicada en su margen oriental, conocida como falla El Carrizalito. La cubierta sedimentaria adosada a este bloque constituye una estructura anticlinal con vergencia hacia el sudeste, en la cual las capas del limbo de mayor buzamiento son intensamente deformadas y finalmente cortadas por el corrimiento. La estructura que da origen a las Lomas Bayas correspondería a un anticlinal con vergencia hacia el oeste asociado a un retrocorrimiento que se desprende del extremo oriental del bloque de basamento elevado (Turienzo y Dimieri 2005).

Existen en la actualidad una gran cantidad de modelos geométricos y cinemáticos para explicar el desarrollo de estructuras compresivas que involucran al basamento en la deformación, distinguiéndose dos lineamientos conceptuales bien definidos. Por un lado están los modelos en que las es-

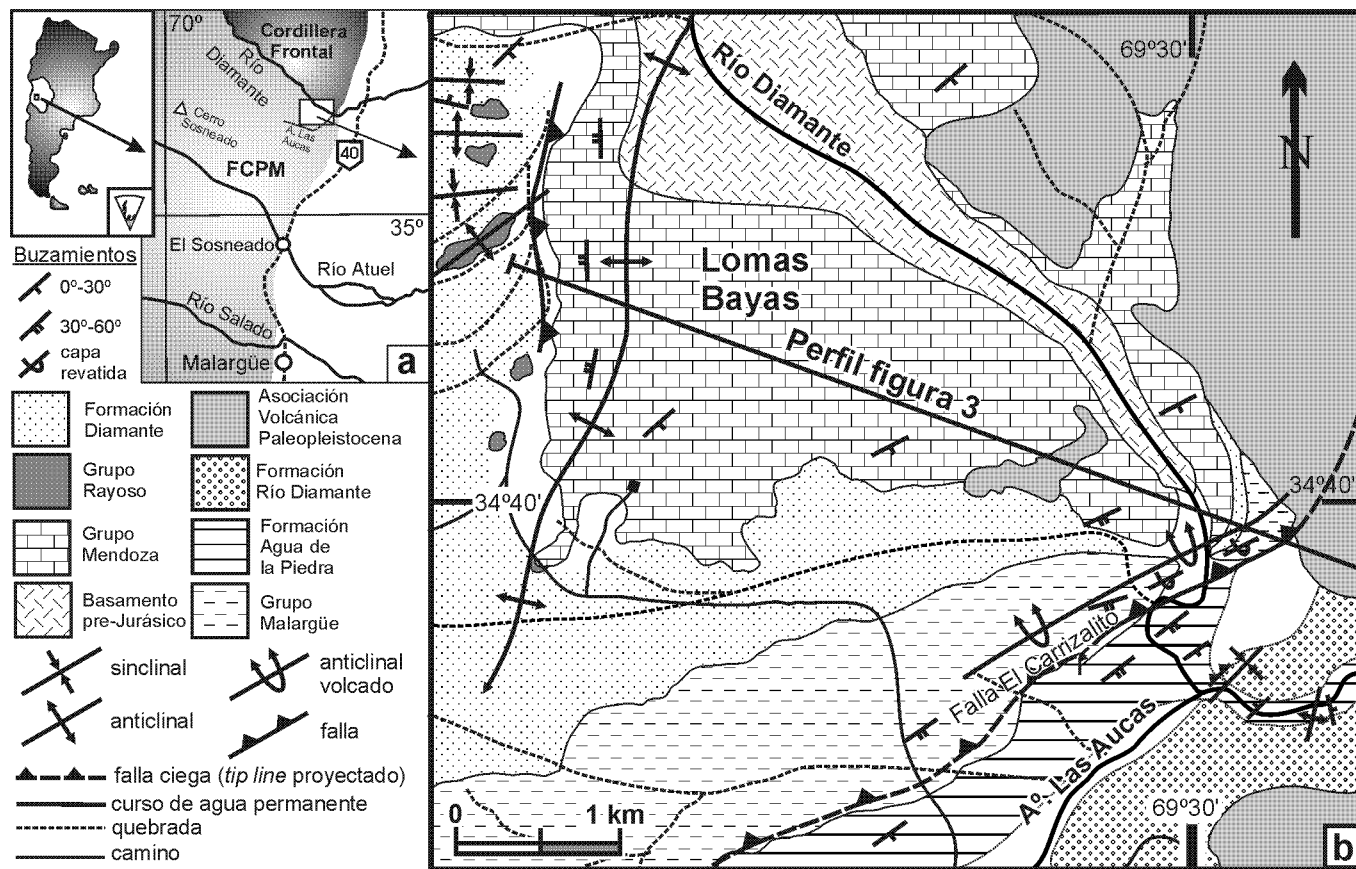


Figura 1: a) Mapa de ubicación del área de estudio. b) Mapa geológico del sector de Lomas Bayas, al oeste de la unión del río Diamante y el arroyo Las Aucas, provincia de Mendoza.

estructuras se representan esencialmente con geometría curva y que pueden ser balanceados por área mediante métodos numéricos (Erslev 1986, 1991, Erslev y Rogers 1993, Allmendinger 1998). En el segundo tipo de modelo las estructuras se representan generalmente simplificadas y con geometría *kink* (Narr y Suppe 1994, McConnell y Wilson 1993, McConnell 1994, Mitra y Mount 1998) y en los mismos se puede realizar gráficamente un balance por área y longitud de líneas. A pesar de las diferencias expuestas entre éstos, existen ciertas características de la deformación, esencialmente en cuanto a los procesos y las estructuras resultantes en la cubierta sedimentaria, que son comunes a ambos. Los modelos de los autores citados explican el desarrollo de las grandes estructuras que afectan al basamento y el plegamiento asociado de la cubierta sedimentaria. En algunos de ellos también se analizan las estructuras de menor escala que pueden ocurrir internamente en ambas unidades estructurales durante el transcurso de la deformación. A pesar del exhaustivo análisis de la deformación y la geometría de las estructuras llevado a cabo en los diferentes modelos, se ha estudiado poco la generación de estructuras subsidiarias tales como retrocorrimientos, que pueden ser rasgos muy frecuentes en los cinturones corridos y plegados. Recientemente se ha elaborado un modelo cinemático que relaciona geométrica y analíticamente los elementos vinculados a la formación de retrocorrimientos asociados a la elevación de bloques de basamento

mayores (Turienzo y Dimieri 2005).

El objetivo de esta contribución es interpretar y analizar la geometría y cinemática de las estructuras presentes en el sector cordillerano oriental del río Diamante, tanto las de gran escala como las más pequeñas asociadas a las mismas, utilizando los conceptos de diferentes modelos para estructuras que involucran al basamento. La comparación de las diferencias y similitudes geológicas y geométricas entre diversas interpretaciones nos ayudará a entender la historia deformacional de esta región. Este tipo de análisis estructural posibilita comprender con mayor claridad los procesos geológicos actuantes y las estructuras resultantes independientemente de lo predicho por un modelo en particular (método de *multiple working hypotheses* o método darwiniano (Moore y Twiss 1995, pág. 249). Estos estudios llevados a cabo en la zona del frente orogénico aflorante revisten gran importancia ya que allí es posible observar el estilo de deformación que afecta tanto a las rocas de la Cordillera Principal como a las de la Cordillera Frontal. Tales características pueden ser utilizadas para analizar la deformación en los sectores más internos del orógeno, incluso donde no se hallen expuestas las rocas del basamento. La construcción de dos secciones retrodeformables en las cuales las estructuras fueron interpretadas tanto con geometría *kink* (modelo de unión triple) como redondeadas (modelo de *trishear*) permitió cuantificar los valores de acortamiento.

Geología del área

La faja corrida y plegada de Malargüe se caracteriza por la participación del basamento estructural en la deformación (*thick-skinned fold-thrust belt*) mientras que el cordón del Carrizalito es un bloque ascendido mediante fallas inversas, integrado por rocas ígneas y metamórficas de edades paleozoicas hasta permo-triásicas. A estas latitudes, el límite entre la Cordillera Principal y la Cordillera Frontal sigue aproximadamente el curso del río Diamante. La separación de estas dos provincias geológicas ha sido objeto de discusión desde hace tiempo y se basa fundamentalmente en criterios geográficos, orográficos y estratigráficos. Sin embargo desde el punto de vista estructural, como ha sido destacado desde los comienzos del siglo pasado, se hallan estrechamente vinculadas en el modo en que han sido afectadas por la tectónica andina (Gerth 1931, Groeber 1947, Polanski 1963, entre otros). Algunos autores sugieren que si bien el levantamiento de ambas cordilleras pudo haber estado vinculado, el estilo estructural de inversión tectónica de fallas de rift de la Cordillera Principal difiere del estilo de bloques levantados de la Cordillera Frontal (Giambiagi y Ramos 2002, Giambiagi 2003). Trabajos regionales de relevamiento geológico han sido presentados en las hojas geológicas 29b, Cerro Sosneado (Volkheimer 1978) y 3569 I Volcán Maipo (Sruoga *et al.* 2002) mientras que la estructura de este sector cuenta sólo con algunos estudios de detalle y semidetalle (Baldi *et al.* 1984, Kozlowski 1984, Kozlowski *et al.* 1989 b, 1993, Nullo y Stephens 1993, Manceda y Figueroa 1995, Ramos 2002, Turienzo y Dimieri 2005).

Estratigrafía

El relevamiento de la zona estudiada permitió reconocer materiales de edades y características muy diversas siendo mayoritarias las unidades mesozoicas, aunque las rocas terciarias y cuaternarias presentan también una gran extensión areal (Fig. 1b). Los tipos litológicos de las unidades basales, si bien afloran en este sector, cobran mayor importancia hacia el norte debido al surgimiento de la Cordillera Frontal. La columna estratigráfica de la zona de estudio, con las edades y espesores correspondientes se observa en la figura 2 y las características litológicas de cada unidad se describen brevemente a continuación.

Basamento pre-jurásico

Se incluyen dentro de esta unidad las rocas sedimentarias y metamórficas de bajo grado de la Formación Las Lagunitas (Devónico, Volkheimer 1978) las cuales fueron intruidas por la Tonalita Carrizalito (Carbonífero, Dessanti y Caminos 1967). Este conjunto ígneo-metamórfico fue a su vez intruido por rocas graníticas y cubierto por materiales volcánicos y piroclásticos de composición basáltica a riolítica, correspondientes al ciclo Choiyoi (Llambías *et al.* 1993).

Grupo Mendoza (Tithoniano-Barremiano)

Esta unidad tiene un carácter netamente transgresivo en el

área del río Diamante, caracterizándose por facies de borde de cuenca que cubren discordantemente al zócalo prejurásico. En la zona de Lomas Bayas se observa un potente conglomerado basal, con abundantes estructuras sedimentarias, que pasa gradualmente a areniscas calcáreas, amarillentas, en parte conglomerádicas y hacia la parte superior dominan netamente los bancos calcáreos, con abundante contenido fosilífero. Esta sucesión corresponde a las Formaciones Vaca Muerta, Chachao y Agrio, respectivamente (Sruoga *et al.* 2002), e indicarían la transición de un ambiente deposicional continental a uno marino marginal. El espesor total, según Volkheimer (1978) es de 155 metros.

Grupo Rayoso (Aptiano-Cenomaniano)

En la concepción actual este grupo ha sido dividido en dos unidades, la Formación Huitrín, integrada fundamentalmente por depósitos evaporíticos y carbonáticos y la Formación Rayoso, con facies terrígenas de color rojizo, mayormente pelitas y areniscas (Sruoga *et al.* 2002). Las rocas de este grupo indicarían una alternancia entre un medio marino hipersalino y un ambiente continental, de tipo barreal a fluvial (Sruoga *et al.* 2002). En el área estudiada en el presente trabajo, fundamentalmente de las Lomas Bayas hacia el este, esta unidad pierde desarrollo. Tanto al norte como al sur del río Diamante se produce un paso gradual de las rocas calcáreas del Grupo Mendoza a sedimentos clásticos rojizos, que bien pueden pertenecer a la Formación Rayoso como a la suprayacente Formación Diamante. Solo en algunos sitios se observan algunos bancos calcáreos, con niveles evaporíticos, pero que en ningún caso alcanzan espesores notables y por lo tanto esta unidad no ha podido ser representada en las reconstrucciones llevadas a cabo en la presente contribución.

Formación Diamante (Neocenomaniano-Campaniano)

A esta unidad pertenece un grupo de materiales clásticos rojizos, incluidos en el ciclo Diamantino de Groeber (1946) y denominados Formación Salas por Volkheimer (1978). Comprende principalmente areniscas y conglomerados, con diversas estructuras sedimentarias, de un color rojo intenso, y serían en parte equivalentes al Grupo Neuquén (Bettini *et al.* 1978, Legarreta y Gulisano 1989). Los espesores de esta unidad en la región del río Diamante oscilan entre 100 y 250 m, estando representada por facies de abanicos aluviales y cursos entrelazados, propios del borde de la cuenca (Cruz 1993). Consideramos para este sector el espesor mínimo, 100 m, lo cual es coherente con las observaciones de campo y con las mediciones registradas en el pozo YPF Md.N.RD x-1 (Baldi *et al.* 1984).

Grupo Malargüe (Maastrichtiano-Daniano)

Ha sido subdividido en cuatro formaciones por Legarreta y Gulisano (1989). La Formación Loncoche está integrada en su base por conglomerados y areniscas gruesas que pasan a materiales de menor granulometría. La Formación Roca contiene calizas, limolitas calcáreas y areniscas coquinoideas, además de un rico contenido fosilífero. Las Formaciones Pircala y

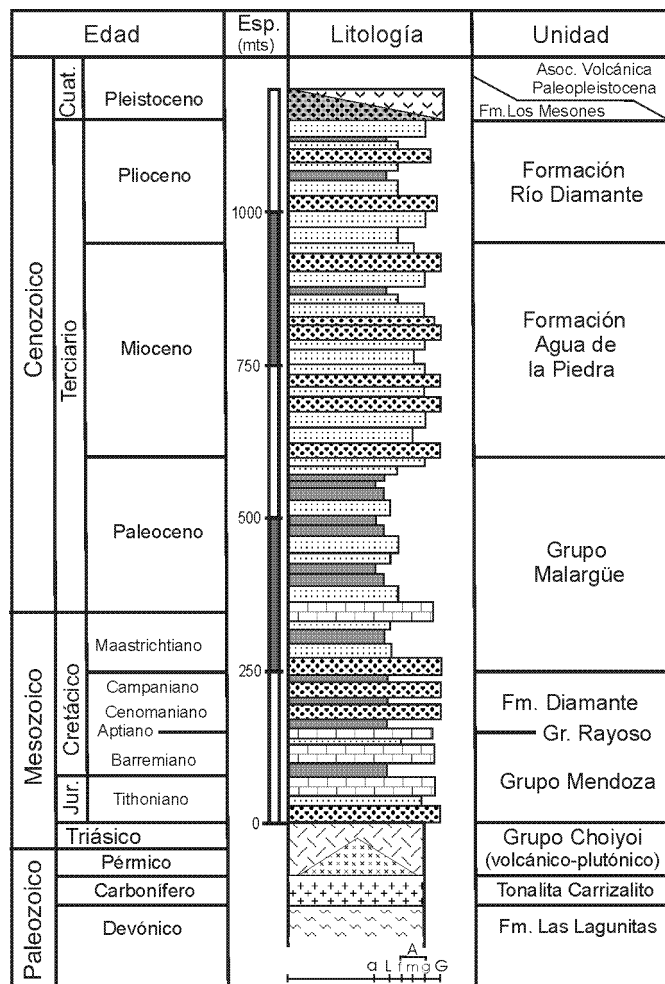


Figura 2: Columna estratigráfica de la zona estudiada.

Coihueco, tratadas conjuntamente, contienen sedimentos clásticos finos de un característico color verde claro (Sruoga *et al.* 2002). El espesor conjunto de todas las formaciones supera los 500 m en el arroyo Las Aucas. Para la sección aflorante al este de Lomas Bayas consideramos un espesor de 350 m, en acuerdo con los datos de la mencionada perforación (Baldi *et al.* 1984).

Formación Agua de la Piedra (Mioceno medio)

Está compuesta por una secuencia granocreciente, con abundantes areniscas rojizas, tobáceas, en la parte basal que gradan a facies conglomerádicas, con clastos andesíticos, que predominan hacia la parte superior. Corresponderían a un ambiente de abanicos aluviales, en secuencias de cabecera a cuerpo externo, asociados al ascenso de los Andes (Combina *et al.* 1994, Combina *et al.* 1997). Los espesores son altamente variables pudiendo alcanzar varios cientos de metros y de acuerdo a lo observado en la zona aquí estudiada se considera un espesor de 350 m.

Formación Río Diamante (Plioceno)

Se trata de una serie de areniscas, y areniscas conglo-

merádicas con abundante material volcánico, de un predominante color rosado. Estas sedimentitas se apoyan en discordancia sobre la Formación Agua de la Piedra y corresponden a un ambiente de ríos entrelazados ubicados en la porción distal de abanicos aluviales (Combina *et al.* 1993). Al este del arroyo Las Aucas descansan en posición subhorizontal y Combina *et al.* (1993) midieron un espesor de aproximadamente 110 m, aunque su base no es visible. En otros sectores superaría los 500 m (Kozłowski y Baldi 1983). En base a las observaciones realizadas en el valle del río Diamante, aguas abajo de la desembocadura del arroyo Las Aucas, consideramos un espesor aproximado de 200 m.

Debemos destacar la presencia de abundantes cuerpos subvolcánicos que intruyen la secuencia mesozoica, los cuales se agrupan dentro de la Andesita La Brea y corresponden al Ciclo Eruptivo Huincán de edad miocena (Nullo *et al.* 2002). Un importante nivel de fanglomerados gruesos, que componen la Formación Los Mesones (Pleistoceno inferior), corresponde a un sistema de abanicos aluviales vinculados al ascenso del frente montañoso (Polanski 1963). Finalmente se desarrolló un extenso volcanismo representado por coladas basálticas y andesíticas y localmente niveles de ignimbritas, definidas por Polanski (1963) como asociación volcánica paleopleistocena.

Estructura

En la zona de estudio se relevaron una serie de fallas y pliegues asociados, de diversas magnitudes, que afectan tanto al basamento como a la cubierta sedimentaria. El arrumbamiento de las estructuras varía de aproximadamente norte-sur a netamente noreste-sudoeste (Fig. 1b). La estructura que constituye las Lomas Bayas es un anticlinal asimétrico, con vergencia al oeste, en cuyo núcleo se observa la participación del basamento pre-jurásico (Figs. 3 y 4). Su limbo frontal tiene un buzamiento casi constante de 30°-35° al oeste (Fig. 4), mientras que el flanco posterior posee inclinaciones menores hacia el sudeste que oscilan entre los 6° y los 10° (Figs. 3 y 5), aunque cerca de la cresta del anticlinal presenta una flexura aumentando levemente su buzamiento. A partir de los datos relevados en el terreno y utilizando la red estereográfica equiareal de Schmidt-Lambert, obtuvimos que el eje de dicho anticlinal inclina unos 11° hacia el SSO (Fig. 3). Hacia el este, el buzamiento de los estratos de la cubierta sedimentaria aumenta gradualmente. Un nivel conglomerádico ubicado en el contacto entre el Grupo Malargüe y la Formación Diamante buza aproximadamente 30° al sudeste mientras que las unidades estratigráficas superiores, como las capas correspondientes a la Formación Agua de la Piedra, alcanzan los 60° de buzamiento (Fig. 5). Cerca de la desembocadura del arroyo Las Aucas en el río Diamante se observan los últimos afloramientos de las rocas de basamento en la zona de estudio y las rocas de la cubierta forman un estrecho anticlinal volcado hacia el sudeste (Figs. 5 y 6a). Esta estructura, con las capas del limbo oriental en posición subvertical a rebatidas y muy adelgazadas (Fig. 6a) se desarrollaría sobre el borde elevado del bloque de basamento, el cual sería ascendido rígidamente y sin sufrir plegamiento (Turienzo y Dimieri 2005) por la falla El

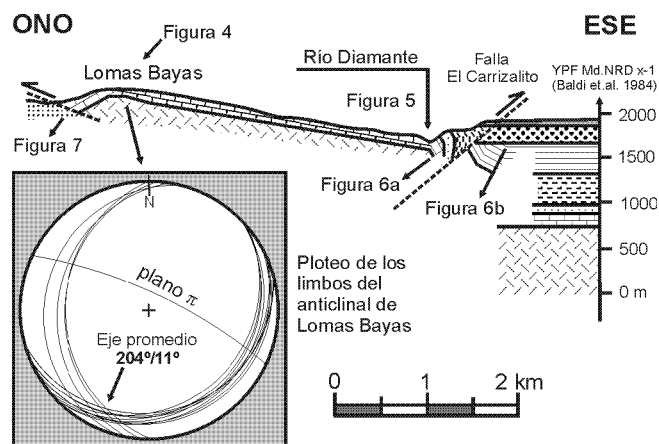


Figura 3: Corte estructural mostrando la disposición de las estructuras en base a los datos relevados en el terreno (véase ubicación en la figura 1 b).

Carrizalito. En esta zona puede apreciarse que el río Diamante cambia bruscamente su curso (Figs. 1b y 5). Allí, al oeste del río se observan los niveles superiores del Grupo Malargüe, rebatidos, buzantes unos 80° al O, mientras que en la margen oriental se hallan los estratos de la Formación Agua de la Piedra que inclinan 60° al SE (Fig. 5). Estas características evidencian que justo en ese sitio la falla El Carrizalito alcanzaría la superficie. Hacia el sur, el contacto entre el Grupo Malargüe y las capas terciarias es normal. Esto podría deberse a que el aumento de la cota topográfica hacia ese sector nos permite ver una zona más elevada de la estructura a la cual no alcanzaría la falla. Sin embargo, cerca del contacto entre estas dos unidades, se observa una disturbación muy intensa de los estratos del Grupo Malargüe que podría estar relacionada a la acción de este fallamiento. A su vez, fallas menores que desplazan algunos metros dicho contacto, podrían desprenderse de la línea terminal (*tip line*) de la falla principal. En algunos sectores más alejados de esta zona de fallamiento existen evidencias de acortamiento interno, como por ejemplo las repeticiones y replegamientos menores observados en algunos estratos del Grupo Malargüe y de la Formación Agua de la Piedra (Fig. 6b). Las capas cenozoicas ubicadas hacia el antepaís se hallan en posición subhorizontal, aunque la Formación Agua de la Piedra muestra una incipiente estructuración. En forma general, ésta presenta un par sinclinal-anticlinal, muy suave, que tienen lugar al este de la falla El Carrizalito (Fig. 1b) y cuya interpretación no ha sido objeto del presente trabajo. Una perforación existente en la margen norte del río Diamante (pozo YPF Md.NRD x-1, Baldi *et al.* 1984, Manceda y Figueroa 1995) permitió calcular un rechazo vertical de aproximadamente 900 metros para la falla El Carrizalito. En la zona estudiada la falla El Carrizalito posee una orientación aproximada NE (Fig. 1b). Tal orientación permitiría inferir la presencia de una rampa oblicua, ya que hacia el norte dicha falla posee un arrumbamiento submeridiano. Las capas del Grupo Malargüe y de la Formación Agua de la Piedra, buzantes al sudeste, representan el limbo frontal de la gran estructura anticlinal asociada a la mencionada rampa. Este flanco continúa hacia el sudoeste paralelo al cauce del arroyo Las Aucas

(Fig. 1b). Siguiendo en esa dirección, pero ya fuera del área de estudio, los estratos de la Formación Agua de la Piedra inclinan al SSO. Esto podría representar el cierre de la estructura anticlinal, la cual estaría hundiéndose hacia el sur.

Hacia el oeste, se localizan una serie de anticlinales, sinclinales y corrimientos menores, los cuales han sido mapeados parcialmente por Nullo y Stephens (1993). Estas estructuras menores, que involucran a los bancos calcáreos del Grupo Rayoso y las pelitas rojizas de la Formación Diamante (Fig. 1b, extremo NO), no son analizadas en el presente trabajo. En la quebrada ubicada inmediatamente al oeste de las Lomas Bayas, se pueden observar evidencias de fallamiento afectando a rocas carbonáticas del Grupo Mendoza (Fig. 7). Esta falla se ha interpretado como una ramificación del corrimiento El Sosneado (Nullo *et al.* 1987, Kozłowski *et al.* 1989b, Nullo y Stephens 1993), el cual tiene vergencia hacia el este y estaría plegado por las estructuras profundas del sector oriental. Como veremos más adelante interpretamos dicho fallamiento como la expresión superficial del retrocorrimiento que genera el anticlinal de las Lomas Bayas, que cortaría sección arriba dentro de la secuencia sedimentaria. Este retrocorrimiento, de orientación aproximada norte-sur y escaso desplazamiento, sería una estructura subsidiaria asociada a la falla El Carrizalito. A esta última falla la consideramos la estructura principal ya que presenta un gran rechazo, poniendo a las rocas paleozoicas y mesozoicas sobre los niveles terciarios (Figs. 3 y 5).

Características fundamentales de los modelos cinemáticos de estructuras que involucran al basamento

Como ya hemos mencionado el análisis de estructuras tectónicas denominadas de piel gruesa, es decir que involucran al basamento deformado en condiciones de bajo soterramiento, ha sido ampliamente desarrollado principalmente en las últimas décadas. Para el estudio de las mismas es necesario considerar tres factores fundamentales como son la geometría de la falla principal, el comportamiento mecánico del basamento y la respuesta de la cubierta sedimentaria (Narr y Suppe 1994).

Con respecto al primer factor se ha demostrado con ejemplos alrededor de todo el mundo que son posibles diversas geometrías de las fallas. A grandes rasgos se pueden diferenciar fallas planares, ya sea con buzamiento constante o con inflexiones (Figs. 8a y b) y fallas curvas, cilíndricas o con curvatura variable (Figs. 8c y d). En general las fallas con inflexiones suelen ser cóncavas hacia arriba (o listricas en fallas curvas) aunque también es posible lo contrario (Figs. 8e y f), es decir que disminuyan su buzamiento hacia arriba fundamentalmente dentro de la cubierta sedimentaria.

El segundo factor a considerar es la deformación de las rocas del basamento, fundamentalmente en el bloque colgante, la cual está directamente relacionada a la geometría de las fallas descripta previamente. En el caso de la figura 8a, con una falla planar de buzamiento constante, el bloque colgante es trasladado rígidamente sin sufrir deformación interna ni rotaciones. Obviamente ésta es una situación extrema e idealizada,



Figura 4: Vista panorámica hacia el sudeste del anticlinal de Lomas Bayas en cuyo núcleo se observa la participación del basamento pre-jurásico. Los niveles sedimentarios del Grupo Mendoza, buzantes al oeste, corresponden al limbo occidental de dicha estructura.

ya que generalmente la falla puede sufrir variaciones de inclinación hacia los niveles más profundos. Si la falla principal tiene una geometría curva, cilíndrica (con radio de curvatura constante) el bloque colgante rota adquiriendo su techo un buzamiento uniforme (Fig. 8c) y sin sufrir deformación interna considerable (Erslev 1986). Nuevamente ésta es una concepción idealizada ya que la falla no puede mantener la forma cilíndrica a lo largo de toda su trayectoria, pudiendo unirse en profundidad a una falla de bajo ángulo o subhorizontal (Fig. 8d). En ese sitio donde cambia la geometría de la falla tiene lugar un acortamiento local del bloque colgante por medio de corrimientos en el interior de la cuenca (Erslev 1986). Esta característica es común en aquellas fallas que aumentan de buzamiento al aproximarse a la superficie (Coward *et al.* 1991), ya sea con geometría planar o curva (Figs. 8b y d). La deformación en las rocas del bloque colgante es acomodada por plegamiento o mediante una estructura antitética o retrocorrimiento que se genera en la zona de inflexión o máxima curvatura (Dahlstrom 1969, Serra 1977, Coward *et al.* 1991, Mitra 2002). De este último modo se forma un bloque de basamento limitado a ambos lados por fallas inversas que constituye una estructura del tipo *pop-up*. Las fallas cóncavas hacia abajo (Figs. 8e y f) producen una flexión hacia el antepaís del bloque colgante, generalmente cuando éstas cortan la cubierta sedimentaria con un ángulo menor que en el basamento. Este suave plegamiento del basamento tendría lugar mediante el desarrollo de estructuras de pequeña escala (Erslev 1986), que pueden estar uniformemente distribuidas o concentradas en sectores de intensa deformación o cataclisis, fundamentalmente en las zonas de charnela (Evans *et al.* 1993). En un medio isotrópico, como las rocas ígneas que predominan en el basamento de la región estudiada, estas estructuras se desarrollarán dentro de una zona de cizalla generalmente de alto buzamiento (Fig. 8e). La deformación por cizalla será mínima cuando esta zona sea bisectriz de la flexura del corrimiento

(Wibberley 1997). Estas disminuciones de buzamiento de las fallas sección arriba, generalmente asociadas a fallas de bajo ángulo (Fig. 8e), generan un anticlinal por flexión en falla (*fault-bend anticline*, Narr y Suppe 1994, Mitra y Mount 1998). Por otro lado, la falla principal podría ser de alto ángulo, planar o curva (Fig. 8f), aunque el deslizamiento principalmente vertical produciría un hueco en la parte inferior del bloque colgante. Según los modelos de tectónica vertical o autóctonos este problema de espacio sería compensado por el emplazamiento de cuerpos intrusivos o mediante deformación ductil (Coward 1983). En el contexto de los actuales modelos de tectónica horizontal o alóctonos para deformación en los niveles crustales superiores, las fallas de alto ángulo se horizontalizarían en profundidad hacia un nivel de despegue mayor (Coward 1983, Erslev 1986, Narr y Suppe 1994, entre otros).

En cuanto a la deformación que ocurre en las rocas de basamento en el bloque yacente, éstas pueden estar sin perturbar o levemente inclinadas hacia el retropaís debido a la sobrecarga ejercida por el bloque colgante (Erslev 1986). Sin embargo en algunos modelos un pequeño sector ubicado por debajo de la falla principal (Figs. 9c y d) puede estar deformado presentando una inclinación variable hacia el antepaís debido al cizallamiento penetrativo en las rocas del basamento (Schmidt *et al.* 1993a, Narr y Suppe 1994, Mitra y Mount 1998). Este último rasgo, que muestra la superficie del basamento buzante en sentido opuesto y por debajo de la falla principal, es común en varias estructuras que involucran al basamento y alternativamente ha sido interpretado como subcuñas de basamento formadas debido a la fragmentación de la punta del bloque colgante (Erslev 1986, Erslev y Rogers 1993, Dominic y McConnell 1994).

El tercer factor a considerar para analizar las estructuras que involucran al basamento es la respuesta de la cubierta estratificada ante la deformación. En general, la cubierta con-

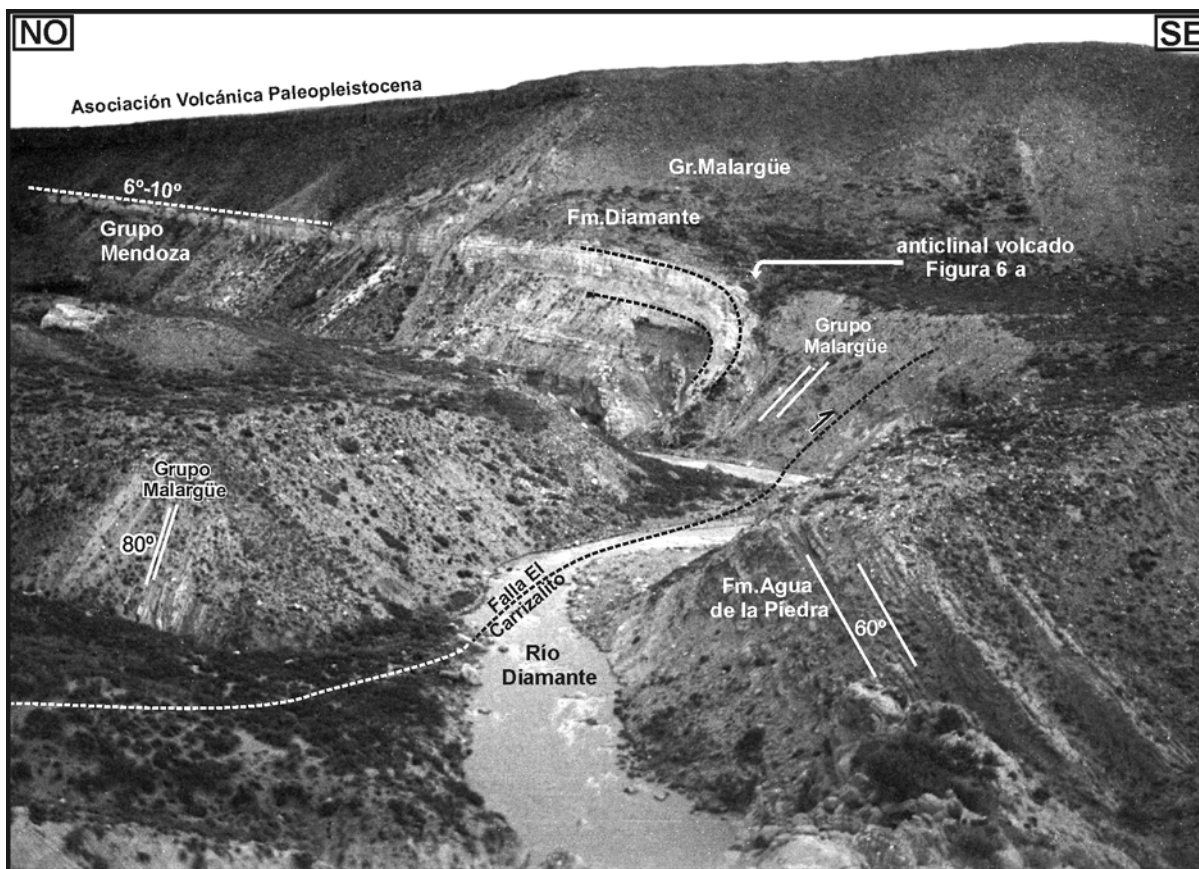


Figura 5: Vista panorámica de la estructura anticlinal asociada a la falla El Carrizalito, la cual sobrecorre estratos rebatidos del Grupo Malargüe (buzantes 80° al oeste) sobre niveles terciarios de la Formación Agua de la Piedra, que inclinan 60° al sudeste. Las capas buzantes entre 6° y 10° corresponden al limbo oriental del anticlinal de Lomas Bayas.

forma una estructura monoclinal sobre las rocas del basamento a modo de un pliegue de cubierta (*drape fold*) con un limbo subvertical o rebatido en el cual se concentra la mayor deformación. Se ha documentado en este flanco altamente buzante el desarrollo de estructuras extensionales y adelgazamiento de estratos. Por otro lado hay evidencias de acortamiento y engrosamiento de las capas que indican compresión e incluso algunos argumentan que ocurren ambos procesos, extensión y compresión (Narr y Suppe 1994). Existen diversos modelos geométricos y cinemáticos cuantitativos que explican razonablemente el desarrollo de estas estructuras aparentemente contrapuestas en la cubierta sedimentaria. En algunos de estos modelos la falla principal no corta a las rocas sedimentarias (Fig. 9a) sino que produce en su parte delantera una zona triangular de deformación por cizalla (Erslev 1986, 1991, Erslev y Rogers 1993) y en otros (Fig. 9b) dicha falla atraviesa la secuencia estratigráfica (McConnell y Wilson 1993, McConnell 1994). También es posible que ocurran ambos casos, es decir que la cubierta sedimentaria sufra estiramiento y adelgazamiento de los estratos delante de la falla principal (Fig. 9c) o que sea cortada por una falla (Fig. 9d) cuando el bloque colgante de basamento es ascendido (Narr y Suppe 1994). En los modelos de cizalla triangular (figura 9a) la falla puede cortar la cubierta si se consideran relaciones de propagación sobre deslizamiento (p/s) mayores que 1

(Allmendinger 1998). Mitra y Mount (1998) desarrollaron un modelo en el cual la deformación en la cubierta sedimentaria tiene lugar en una zona triangular ensanchándose hacia arriba, similar a la de los modelos de la figura 9a y b. La intensidad de la deformación y las estructuras resultantes dependerán de la competencia de las unidades involucradas y de su posición dentro de la pila sedimentaria. En cuanto a la competencia de los materiales, los niveles más dúctiles pueden sufrir una mayor deformación interna que los estratos resistentes antes de ser atravesados por la falla principal (Mitra y Mount 1998). La figura 10 muestra el tipo de esfuerzo que afecta a una capa determinada en función de su ubicación relativa (t_s) dentro de la cubierta sedimentaria (expresada en relación al rechazo vertical T del bloque colgante) y del ángulo de buzamiento de la falla principal. De acuerdo a este gráfico las rocas de la cubierta sedimentaria pueden sufrir tanto extensión como compresión, excepto para el caso de deformación sobre fallas verticales donde los estratos solo sufren extensión. Entre las capas acortadas por compresión y aquellas estiradas existe un nivel o capa neutra que no sufre deformación interna (Fig. 9a), como ha sido postulado en los modelos de cizalla triangular (Erslev 1991, Erslev y Rogers 1993). Para el caso de una falla inversa de 30° (Fig. 10, curva 1) el límite entre los campos de extensión y compresión, donde se ubicaría la capa neutra, tiene lugar dentro de la pila sedimentaria a una altura

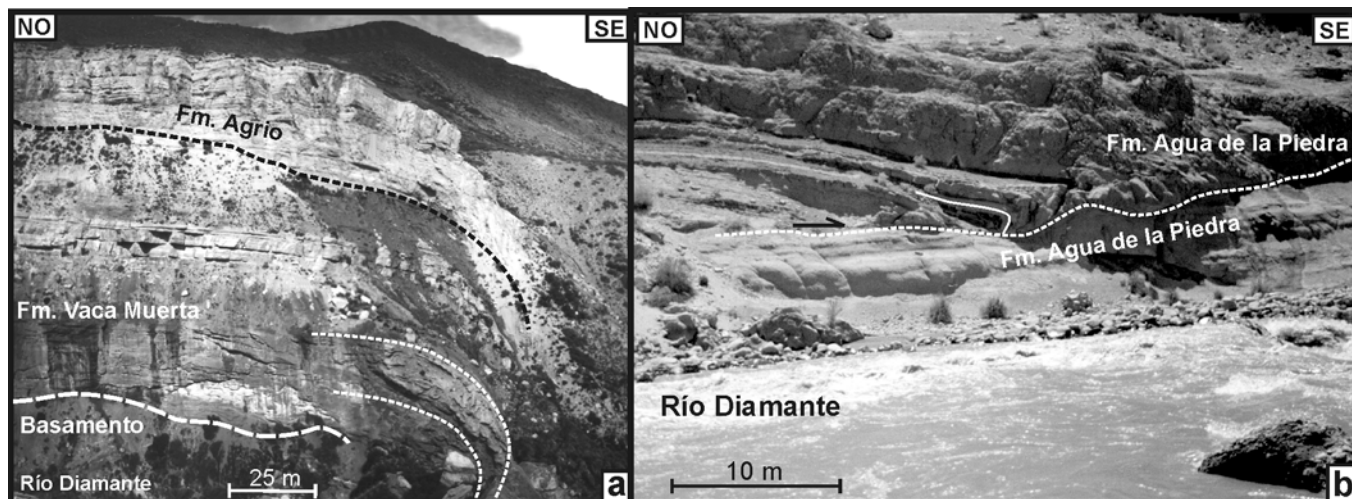


Figura 6: a) Detalle del anticlinal relacionado a la falla El Carrizalito, mostrando el adelgazamiento sufrido por los estratos rebatidos (véase ubicación en la figura 5). b) Estructura anticlinal vinculada a una pequeña falla que tiene lugar dentro de los niveles de la Formación Agua de la Piedra, justo frente a la desembocadura del arroyo Las Aucas, que evidencia el acortamiento interno sufrido por esta unidad.

igual la mitad del rechazo vertical sufrido por los bloques de basamento ($t_s = T/2$; $t_s/T = 0,5$). Esta curva será considerada más adelante para analizar la deformación de los niveles sedimentarios en las interpretaciones realizadas.

Modelos para generación de retrocorrimientos

Existen muy pocos modelos que expliquen el desarrollo de retrocorrimientos que involucren al basamento asociados a estructuras mayores. El modelo más clásico es aquel en el que las fallas aumentan de buzamiento al aproximarse a la superficie (Figs. 8b y d) y el retrocorrimiento se genera como una estructura antitética para acomodar la deformación del bloque colgante. La geometría resultante sería la de una estructura del tipo *pop-up*, la cual en esencia es un bloque triangular limitado a ambos lados por fallas inversas y en el que la parte superior, si no es afectado por otra estructura, permanece en la orientación original. Otro modelo conocido para el desarrollo de retrocorrimientos es el propuesto por Banks y Warburton (1986) en el cual los mismos se forman en la parte superior de un duplex de techo pasivo (*passive roof duplex*). Una variante de este segundo modelo fue elaborada por Dimieri (1997) relacionado a la deformación de rocas del basamento. Según éste, los retrocorrimientos se forman por la fragmentación de una cuña de basamento asociada a una falla ciega de bajo ángulo, en escamas de vergencia opuesta que a su vez son deformadas durante el avance hacia el antepaís de la cuña mayor (Fig. 11a). Los retrocorrimientos pueden también estar vinculados a pliegues asociados a fallas que se desarrollan dentro de la cubierta sedimentaria y la geometría resultante (Fig. 11b) es una característica ampliamente observada en los cinturones corridos y plegados. Este tipo de estructuras ha sido descrito e interpretado de diversos modos por Link (1949) quien propone que estos corrimientos de vergencia opuesta son estructuras menores que ajustan la deformación en la parte trasera de pliegues mayores. En algunas secciones balanceadas más modernas se ha reconstruido

a estas estructuras utilizando tanto geometría *kink* (Liú *et al.* 1996) como curva (Zapata *et al.* 2001), empleando el modelo de cizalla triangular. Como se ve en la figura 11b, la cresta plana del pliegue mayor es rotada por el retrocabalgamiento para lo cual es necesario que exista una cantidad más grande de deslizamiento flexural entre las capas posteriores del pliegue. Por esta razón, este modelo es adecuado para estructuras desarrolladas en las rocas de la cubierta sedimentaria, fundamentalmente donde existe una marcada anisotropía planar. Un modelo cinemático cuantitativo, donde la parte superior de la estructura es rotada o basculada (Fig. 11c), ha sido desarrollado para retrocorrimientos generados en rocas de basamento (Turienzo y Dimieri 2005). En dicho modelo, un retrocorrimiento que afecta el extremo de un bloque de basamento elevado es rotado progresivamente debido al cizallamiento penetrativo en la parte superior del bloque colgante (bloque yacente respecto al retrocorrimiento). El sector triangular de basamento ubicado por encima del retrocorrimiento rota rigidamente un ángulo q alrededor del punto p situado en el nivel por debajo del cual las rocas del zócalo no son cizalladas. La magnitud de dicha rotación está relacionada a la cantidad de cizalla angular (ψ) y al ángulo de buzamiento inicial del retrocorrimiento (α). Si bien la ecuación que vincula cuantitativamente a los parámetros involucrados permite un amplio rango de variaciones, en las rocas de basamento deformadas a poca profundidad solo serían factibles pequeñas rotaciones lo cual no requiere grandes cantidades de cizalla angular (Turienzo y Dimieri 2005). Variantes de este modelo para explicar estas estructuras de retrocorrimiento que rotan, con magnitudes de cizallamiento considerablemente menores, están siendo actualmente desarrolladas por los autores. En el modelo de la figura 11c puede observarse que a medida que el bloque es rotado, su extremo más agudo puede flexionarse, formando un pequeño anticlinal que delamina a las rocas sedimentarias despegándolas del basamento. Dicha flexura implica el desarrollo de estructuras menores que se formen en respuesta a los cambios de área y de forma sufridos por las rocas del basamento (Turienzo y

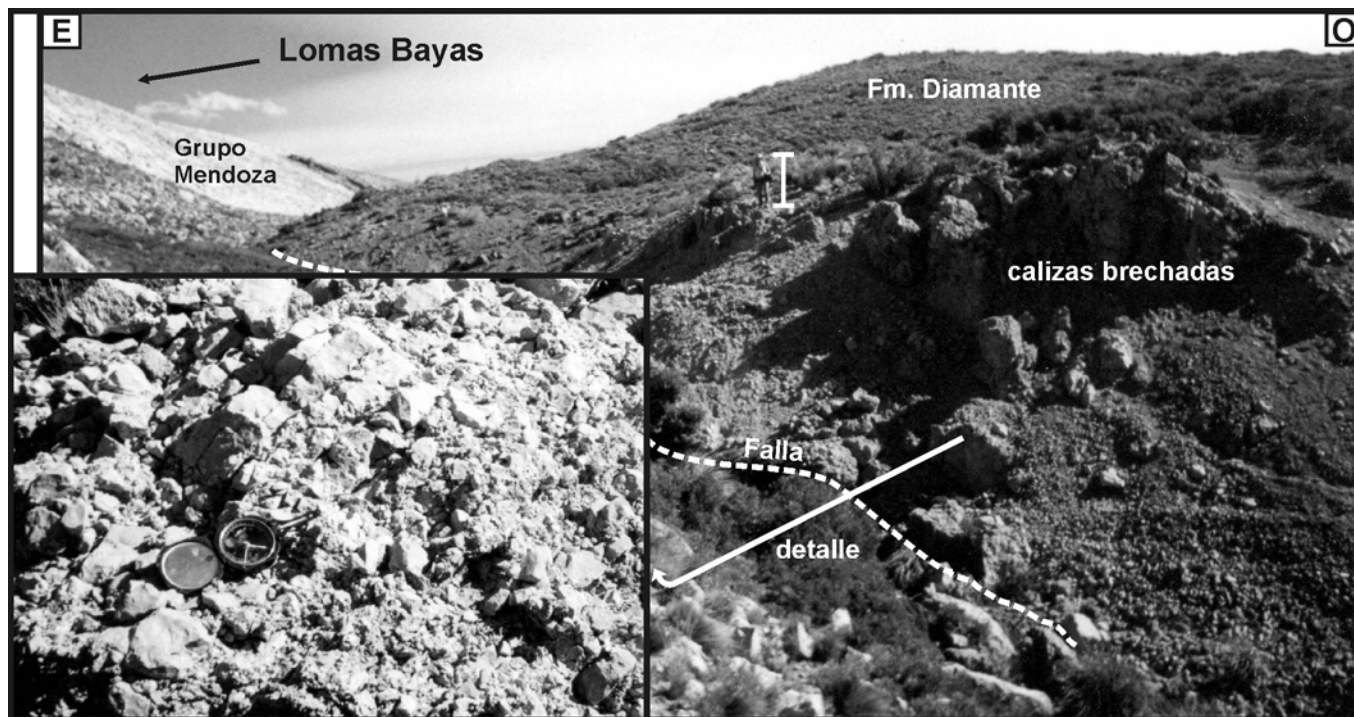


Figura 7: Rocas carbonáticas brechadas al oeste de Lomas Bayas evidenciando un fallamiento que es interpretado como la expresión superficial del retrocorrimento, el cual pondría en contacto al Grupo Mendoza con la Formación Diamante.

Dimieri 2005). Un requerimiento geométrico de este modelo es que la longitud original del retrocorrimento ($p-o$, Fig. 11c) permanezca constante cuando el mismo es rotado ($p-o = p-o' = p-o''$). Tanto en este modelo, como en el anteriormente descrito para rocas estratificadas (Fig. 11b), la rotación de los materiales que suprayacen al retrocorrimento producen un aumento en la deformación de las rocas del bloque yacente. Si el retrocorrimento se conecta con la falla principal a una profundidad considerable, por ejemplo muy por debajo del contacto basamento-cubierta en el yacente sin deformar (Fig. 11d), la rotación del bloque sobre el mismo se verá más obstaculizada. Una variante del modelo descrito es que, ante la dificultad de deformar las rocas del yacente, el lado inferior permanezca estático y solo roten los otros dos lados del bloque. En este caso el bloque es deformado internamente y si la longitud del lado inferior del bloque triangular ($p-o$) permanece constante, éste sufre un leve incremento de área ($A_2 < A_3$) el cual podría ser explicado mediante el desarrollo de estructuras de pequeña escala, como fallas menores, diaclasas, etc. En caso de que ambos lados del bloque triangular sean modificados, la deformación puede ocurrir sin cambios de área. La geometría y las relaciones cuantitativas entre los elementos intervinientes en tal deformación está siendo actualmente elaborada (Turienzo y Dimieri en preparación).

Aplicación de los modelos al área de estudio

Anticlinal asociado a la falla El Carrizalito

Las estructuras presentes en el sector sudeste del área de

estudio (Fig. 1b) ya han sido descritas en un apartado anterior, mostrándose de manera simplificada en un perfil esquemático (Fig. 3) y tal cual se observan en el campo (Figs. 5 y 6). Tal vez una de las características más importantes en este sector es el gran rechazo vertical que genera la falla El Carrizalito entre bloques de basamento, de aproximadamente 900 m, verificado por la perforación existente (pozo YPF Md.N.RD x-1, Baldi *et al.* 1984, Manceda y Figueroa 1995) en el extremo oriental de la región estudiada (Fig. 3). Las rocas de la cubierta sedimentaria adosadas al bloque colgante elevado conforman una estructura anticlinal con vergencia hacia el sudeste en la cual los estratos que conforman el limbo frontal se hallan intensamente estirados y adelgazados (Fig. 6a). Por otro lado se han observado pliegues y repeticiones menores que duplican algunos niveles dentro del Grupo Malargüe y la Formación Agua de la Piedra (Fig 6b). Estas características, aparentemente contrapuestas, pueden ser explicadas por medio de diversos modelos que involucran al basamento como por ejemplo aquellos descritos e ilustrados en la figura 9. En la mayoría de estos modelos, inclusive los adoptados en el presente trabajo para interpretar la estructura del cordón del Carrizalito, se destaca el comportamiento rígido del basamento. De esta manera el limbo altamente deformado y subvertical desarrollado en las rocas de la cubierta está asociado a un bloque de basamento que no sufre plegamiento importante, siendo esta una notable diferencia respecto a aquellas interpretaciones que lo postulan como el flanco rebatido de un gran anticlinal asimétrico que involucra también a las unidades basales (Kozłowski 1984, Kozłowski *et al.* 1993, Manceda y Figueroa 1995).

Considerando las características mencionadas realizamos una interpretación de las estructuras relacionadas a la falla El

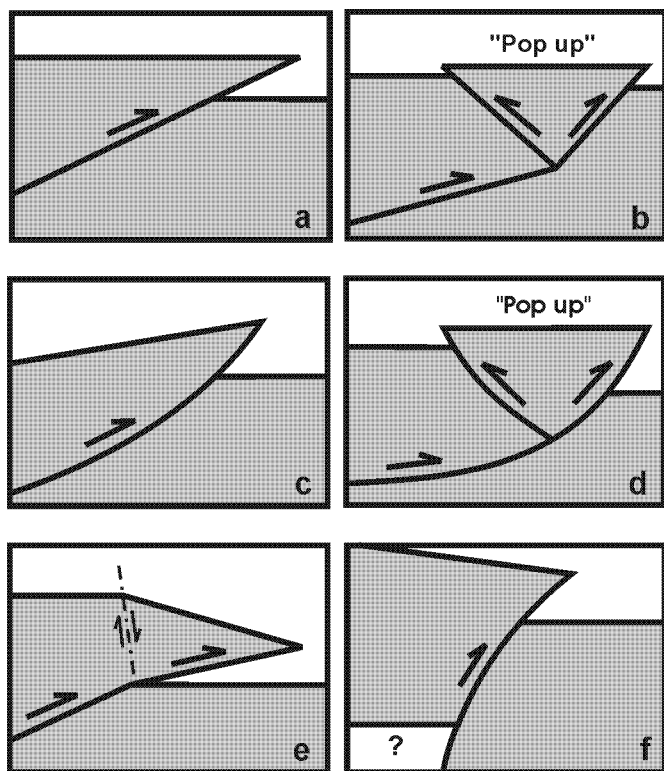


Figura 8: Posibles geometrías de fallas afectando al basamento y la deformación asociada en el bloque colgante. **a)** falla planar con buzamiento constante, el bloque es elevado sin deformarse. **b)** falla planar con un aumento de buzamiento hacia la superficie, se puede producir un retrocorrimento que da lugar a una estructura *pop up*. **c)** falla curva cilíndrica que produce una rotación con buzamiento uniforme del bloque encima de la misma. **d)** falla curva con radio de curvatura variable, deformación similar al caso b. **e)** falla planar que disminuye su buzamiento en la cubierta sedimentaria, genera un anticlinal por flexión en falla que requiere una deformación concentrada fundamentalmente en la zona de charnela. **f)** falla curva que disminuye de buzamiento hacia la parte superior, si mantiene su geometría en profundidad se produciría un problema de espacio. Note que en los casos en que se generan retrocorrimentos (b y d) la parte superior del *pop up* permanece en posición horizontal y por lo tanto no permiten explicar por sí solos la geometría del limbo oriental de la estructura de Lomas Bayas (véanse figuras 3 y 5).

Carrizalito mediante la teoría de la unión triple falla-falla-plegaje (Fig. 9c y d) de Narr y Suppe (1994). En la figura 12a, se observan los elementos que componen dicha unión triple en un estadio previo a la deformación. Los valores angulares de éstos fueron establecidos de modo que la geometría resultante se ajuste lo mejor posible a las observaciones de campo. La inclinación (ϵ) del segmento superior, el cual podría ser la parte superior de una falla preexistente, es similar a la que adquieren las capas rebatidas en la cubierta sedimentaria. En este caso es de 80° , en acuerdo con el buzamiento observado en los estratos volcados del Grupo Malargüe (Fig. 5). Al comenzar la deformación (Fig. 12b) la interfase cubierta-basamento delante de la zona cizallada adquiere una inclinación (β), que es la misma que poseen los niveles superiores que conforman el limbo buzante del monoclin. En base al buzamiento observado en los estratos de la Formación Agua de la

Piedra delante de la falla (Fig. 5), consideramos que $\beta=60^\circ$. Con estos parámetros establecidos y un valor arbitrario de $\phi=20^\circ$, determinamos el buzamiento (θ) de la falla principal, que de acuerdo al modelo geométrico (Fig. 10 de Narr y Suppe 1994) será de aproximadamente 37° . Como se ve en el extremo derecho de la figura 12b, la geometría del plegamiento desarrollado en la cubierta sedimentaria requiere un cizallamiento hacia el antepaís de las unidades superiores. Esto podría explicar las estructuras de acortamiento que tienen lugar en la parte superior del Grupo Malargüe y en la Formación Agua de la Piedra (Fig. 6b). Por otro lado, el cizallamiento de un sector de rocas del basamento debajo de la falla principal, produce una diferencia en el acortamiento sufrido por éste respecto a la cubierta sedimentaria. De esta manera, debería existir un despegue entre ambas unidades estructurales delante de dicho sector (Fig. 12b). Alternativamente, si no existiera tal desacople, esta diferencia de longitud podría resolverse por acortamiento interno de la cubierta lo cual podría explicar las estructuras que afectan a la Formación Agua de la Piedra al este de la confluencia entre el arroyo Las Aucas y el río Diamante. Esta alternativa podría ser relevante en el área estudiada, donde inmediatamente por encima de las rocas del basamento se halla un gran paquete de rocas conglomerádicas correspondientes al Grupo Mendoza, siendo por lo tanto menos probable el despegue entre el basamento y la cubierta. Horizontes de despegue alternativos podrían localizarse en los niveles clásticos finos dentro del mismo grupo o dentro de alguna unidad suprayacente. Al aumentar la contracción orogénica el bloque colgante de basamento penetra en la cubierta sedimentaria y la falla principal corta a los estratos de la misma (Fig. 12c), los cuales además pueden sufrir estiramiento y adelgazamiento (no representado por razones de escala). En este estadio ya se alcanzó el rechazo vertical existente entre los bloques de basamento y la configuración final de las estructuras delante de la falla El Carrizalito concuerda razonablemente con los datos de campo (Figs. 3 y 5). No se han observado evidencias de deformación en las rocas de la Formación Río Diamante, por lo cual la misma se depositaría luego del gran rechazo de la falla El Carrizalito y en discordancia sobre los sedimentos suavemente plegados de la Formación Agua de la Piedra. El acortamiento calculado a partir de esta interpretación, como se visualiza en la Fig. 12c, es de 1,3 kilómetros tanto para el basamento como para la cubierta. Esto es así siempre y cuando consideremos los 300 metros que exceden las capas de las unidades inferiores respecto al basamento en el extremo derecho de la sección como acomodados por acortamiento dentro de la cubierta sedimentaria. Para el cálculo de estos valores no se ha considerado el desarrollo del retrocorrimento y el anticlinal asociado ya que serán analizados particularmente.

Comparando el aspecto de las estructuras observadas en la zona de estudio con aquellas representadas en los modelos se puede visualizar que hay una gran semejanza, fundamentalmente con el modelo de cizalla triangular (Fig. 9a) en el cual las capas de la cubierta forman un plegue redondeado que se atenúa hacia la superficie. En la figura 13 se muestra una interpretación de la estructura asociada a la falla El Carrizalito realizada con el programa TrishearTM (Allmendinger 1998, 1999) que permite explicar tanto el importante ascenso del bloque colgante como la deformación de los niveles sedi-

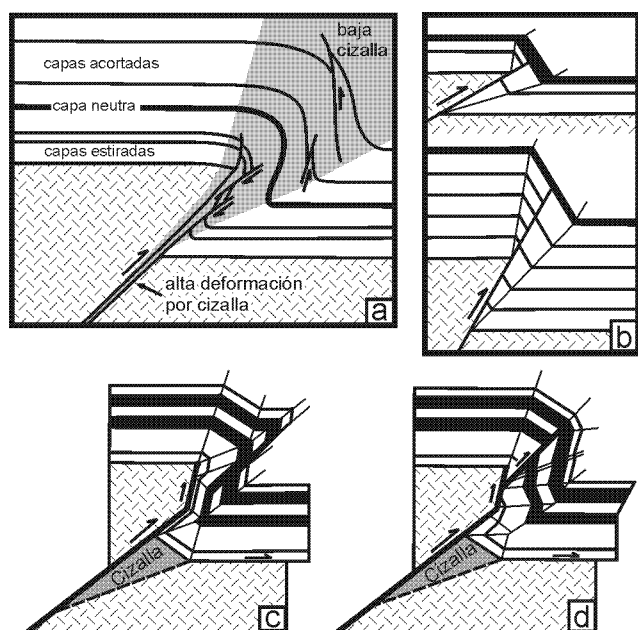


Figura 9: Diferentes modelos geométricos y cinemáticos para estructuras que involucran al basamento en condiciones superficiales. **a)** modelo de cizalla triangular o *trishear* (Erslev 1991). **b)** modelo *kink* con charnela fija (McConnell y Wilson 1993). **c) y d)** modelo de unión triple con desarrollo de *drape fold* (Narr y Suppe 1994). Véase explicación en el texto.

mentarios. El sombreado de las elipses representa la intensidad de la deformación interna, fundamentalmente elongación, que experimentan los distintos estratos. Mediante el mencionado programa se realizaron una gran cantidad de reconstrucciones variando algunos de los parámetros involucrados en el modelo como son el buzamiento de la falla, el ángulo *trishear* y la relación propagación/deslizamiento (p/s) de la falla. La configuración que más fidedignamente representa a las estructuras observadas en el campo, con los valores correspondientes a los distintos parámetros modelados, es la que se muestra en la figura 13. En ésta es posible visualizar como las capas de la cubierta son atravesadas por la falla, debido a la cual las unidades mesozoicas son adelgazadas y rebatidas, resultando una geometría muy similar a la de la figura 6a. Las capas volcadas del Grupo Malargüe, al igual que en la reconstrucción anteriormente descrita (Fig. 12c), están separadas por la falla El Carrizalito de los estratos de la Formación Agua de la Piedra que buzcan unos 60° al sudeste, tal cual se presenta en el campo (Fig. 5). Una característica importante de la reconstrucción realizada con el modelo de cizalla triangular es que al ser un pliegue por propagación de falla, posee una línea terminal (*tip line*) en la cual el deslizamiento de la falla es cero. En el caso aquí analizado, luego de la deformación dicha línea se ubicaría próxima al contacto entre el Grupo Malargüe y la Formación Agua de la Piedra. Esto permite explicar el hecho de que hacia el sur, donde aumenta la topografía, se observa un contacto normal entre las rocas mesozoicas y cenozoicas. En la figura 13 vemos que las rocas de basamento en el extremo oriental del bloque colgante estarían suavemente plegadas, lo cual se debe a que en esta interpretación el punto ini-

cial de propagación de la falla estaba por debajo de la interfaz cubierta-basamento. Este modelo no requiere el despegue entre el zócalo y la cubierta, y el acortamiento calculado en base a la reconstrucción de la figura 13 es de 1,07 kilómetros.

Como hemos mencionado, los distintos modelos considerados permiten explicar el desarrollo de estructuras generadas por compresión y por extensión dentro de la cubierta sedimentaria, tales como las mostradas en la figura 6. Ya vimos que la generación de uno u otro tipo de estructuras está relacionado a la posición relativa dentro de la pila estratigráfica (t_s/T) y al ángulo de la falla (Fig. 10). En las interpretaciones de las figuras 12 y 13 la falla El Carrizalito posee un buzamiento de 37° y 40° respectivamente, y produce en ambos casos un rechazo vertical (T) de 900 metros. Si a modo de aproximación consideramos válido el análisis utilizando la curva 1 de la figura 10 (para fallas de 30°), la capa neutra ($t_s/T=0,5$) se hallaría en un nivel a 450 metros sobre el techo del basamento. Obviamente, como en la zona de estudio el basamento está aflorando, las rocas de la cubierta que se disponen sobre el mismo corresponden a niveles estratigráficos bajos donde $t_s < T/2$ y por lo tanto están bajo un régimen de extensión (Fig. 10). La presencia de ambos tipos de estructuras, extensionales y compresivas, es posible considerando una deformación progresiva, es decir que las zonas de deformación (y la línea neutra) cambian gradualmente su posición a medida que el bloque colgante es ascendido. Aquellos niveles que se disponen a más de 450 metros sobre el basamento, aproximadamente desde la parte media del Grupo Malargüe en adelante (ver Fig. 2), se hallan en un régimen compresivo lo cual explica el desarrollo de estructuras de acortamiento interno (Fig. 6b).

Anticlinal de Lomas Bayas

En el sector noroeste de la zona estudiada se halla la estructura que conforma las Lomas Bayas, la cual es un anticlinal asimétrico con vergencia hacia el oeste, en cuyo núcleo se observa la participación del basamento pre-jurásico (Figs. 3 y 4). De acuerdo a las observaciones de campo esta estructura posee un limbo occidental de buzamiento prácticamente constante de 30° - 35° al oeste (Fig. 4) y un flanco oriental de inclinaciones variables entre 6° y 10° . Este último, presenta una pequeña inflexión cerca de la zona de charnela aunque en general es un extenso limbo suavemente tendido hacia el sudeste (Fig. 5). A modo de simplificación, para la reconstrucción geométrica de esta estructura utilizamos un valor de 30° en el limbo occidental y de 10° para el oriental.

El modelo de la cuña de basamento que se fragmenta en una serie de escamas de retrocorrimiento (Fig. 11a) ha sido aplicado en el área de Bardas Blancas para explicar las estructuras de vergencia occidental que involucran al Grupo Choiyoi (Dimieri y Nullo 1993, Dimieri 1997). La geometría observada en dicha zona es muy similar a la de las Lomas Bayas, por lo cual este modelo podría ser adecuado para entender la generación del retrocorrimiento aquí analizado. No obstante, en dicho modelo la cuña de basamento está asociada a una falla ciega de bajo ángulo que se propaga dentro de un nivel determinado de la pila estratigráfica y delamina las rocas de la cubierta. Como hemos visto, las estructuras presentes en la zona de estudio pueden ser explicadas por diversos modelos, pero en

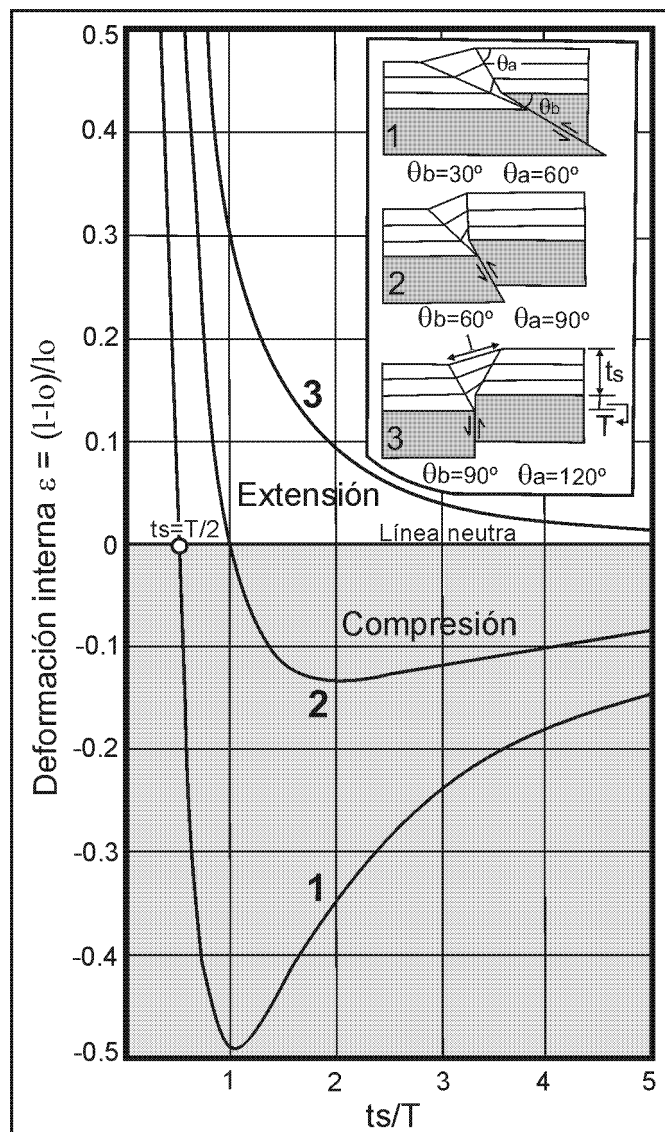


Figura 10: Diagrama (tomado de Mitra y Mount 1998) en el que se muestra la deformación interna que sufrirán los estratos de la cubierta sedimentaria $(l-l_0)/l_0$ en función de la relación entre su altura sobre el basamento (ts) y el rechazo vertical del bloque colgante (T). Las rocas sedimentarias pueden sufrir tanto extensión como compresión, excepto para el caso de fallas verticales. El círculo blanco sobre la curva 1 (para una falla de 30°) muestra que la línea neutra corresponde a un nivel donde $ts=T/2$. Si aceptamos esta curva como una aproximación válida para las estructuras interpretadas, con fallas de 37° (figura 12) y 40° (figura 13) y un rechazo vertical $T=900$ metros, la línea neutra se hallará a 450 metros sobre el basamento. Esto significa que las unidades por debajo de ese nivel, que coincide aproximadamente con la parte media del Grupo Malargüe (véase figura 2) se hallan en un régimen de extensión mientras que las ubicadas sobre el mismo están siendo comprimidas. De esta manera es posible explicar el desarrollo de estructuras tanto extensionales como compresivas dentro de la cubierta sedimentaria (véase figura 6).

todos ellos la falla principal se propaga o corta sección arriba dentro de la cubierta sedimentaria.

En un apartado anterior vimos que los retrocorrimientos se generan comunmente como una estructura antitética que acomoda la deformación del bloque colgante sobre una falla que

posee una flexión o bien una zona de curvatura variable (Figs. 8b y d). La parte superior o techo de la estructura *pop-up* así formada permanecería en posición horizontal, por lo cual al menos en primera instancia no se correspondería con la estructura presente en las Lomas Bayas. La rotación de las estructuras de tipo *pop-up* es factible en las secuencias estratificadas que permiten un mayor deslizamiento entre capas (Fig. 11b). Sin embargo, el cizallamiento penetrativo de las rocas de basamento podría producir leves rotaciones de las estructuras de retrocorrimiento (Fig. 11c), en función del buzamiento inicial de las mismas (Turienzo y Dimieri 2005). En dicho trabajo se analiza cuantitativamente la rotación del retrocorrimiento independientemente del origen del mismo, el cual podría ser tanto una estructura antitética que acomoda la deformación en el bloque colgante, ser una estructura anterior reactivada o ser un nuevo fallamiento producido por la compresión. La estructura antitética debería ser aproximadamente paralela a la falla que la genera, aunque en las zonas terminales de las fallas, como el caso aquí analizado, esta relación de paralelismo podría no cumplirse. No obstante, las estructuras observadas podrían explicarse por cualquiera de los otros dos orígenes. En el modelo de rotación del retrocorrimiento (Turienzo y Dimieri 2005) se propone la relación espacial y temporal entre dichas estructuras. Como un modelo bidimensional no sería totalmente adecuado para visualizar estructuras que difieren en el rumbo, el modelo fue aplicado originalmente en dos secciones paralelas (Turienzo y Dimieri 2005). No se cuenta con evidencias que permitan establecer la secuencia de fallamiento por lo cual la cinemática de las estructuras es interpretada. Así, el retrocorrimiento se produciría luego de un estadio avanzado en la estructuración del frente orogénico, cuando la continuidad de la deformación en dicho sector se ve obstaculizada. Esta obstrucción en el frente de avance podría deberse a diversos factores como una gran acumulación molásica proveniente del orógeno, aumento de la fricción en la falla principal, falta de niveles favorables para actuar como despegue hacia el antepaís, o combinación de estos y otros factores (Turienzo y Dimieri 2005). Este modelo cinemático de estructuras de retrocorrimientos puede adaptarse indistintamente a cualquiera de los otros modelos de estructuras mayores que involucran el basamento, como por ejemplos los de la figura 9. El mismo ha sido aplicado para explicar la estructura de Lomas Bayas (Turienzo y Dimieri 2005), donde el retrocorrimiento rotado está asociado a un bloque de basamento elevado el cual fue interpretado mediante la teoría de unión triple falla-falla-pliegue (Figs. 9b y d) de Narr y Suppe (1994). En la reconstrucción interpretada de la figura 12d, se observa que el lado inferior del bloque de basamento (falla principal) no es rotado, similar a lo descrito para el caso de la figura 11d. Esto se debería a la dificultad que representa tener que deformar un sector importante de rocas de basamento ubicadas en el yaciente. Ante esta situación, es factible que el bloque que rota se deforme internamente, lo cual además implica un leve incremento de su área. En las rocas de basamento que afloran en la zona de estudio se ha observado un importante diaclasamiento, que podría corresponderse con la mencionada deformación interna de los bloques. El anticlinal de Lomas Bayas fue reconstruido de manera esquemática y simplificada con geometría *kink*, y sus limbos representados

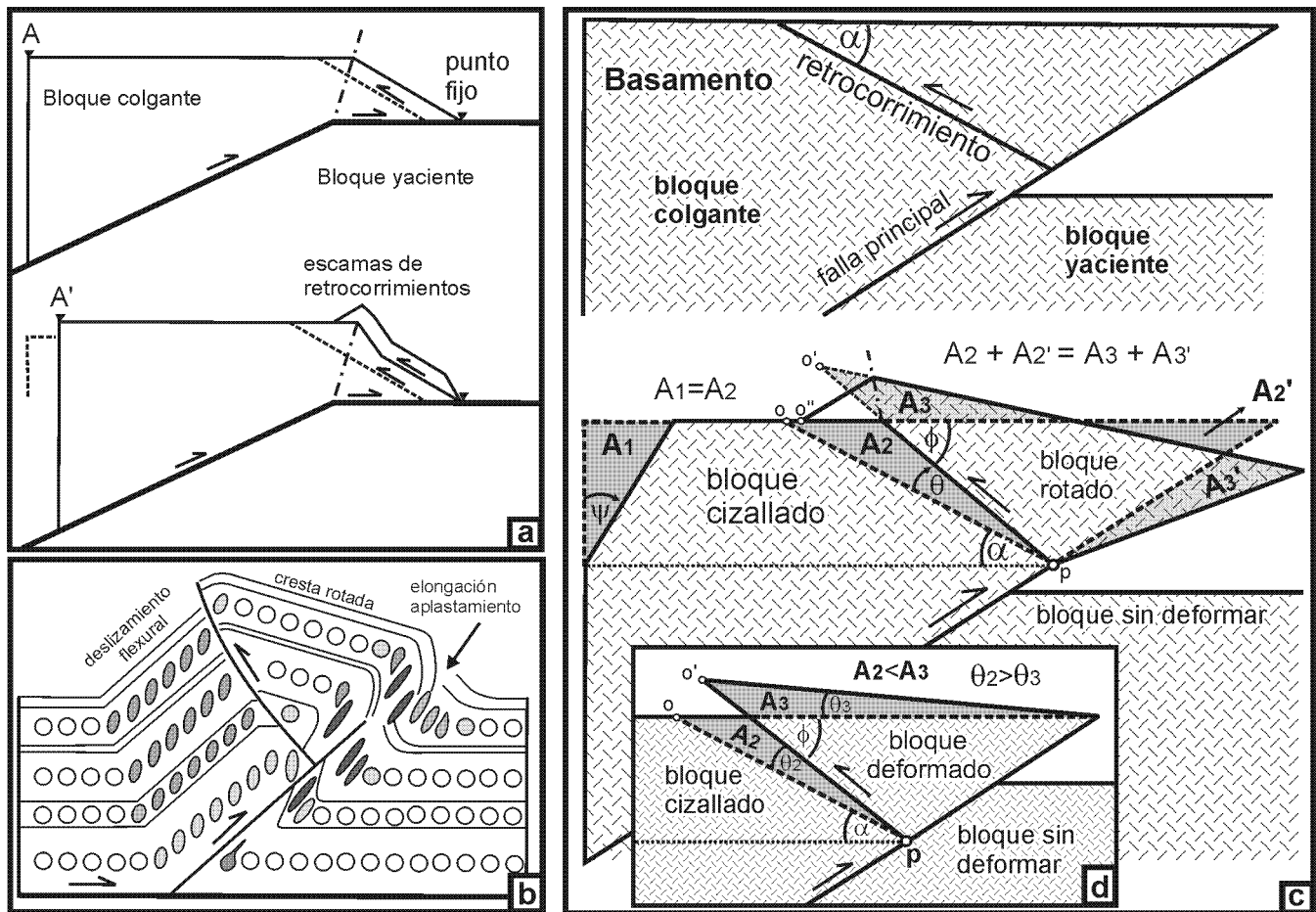


Figura 11: Diferentes modelos cinemáticos para explicar el desarrollo de estructuras de retrocorrimientos. **a)** retrocorrimientos formados por la fragmentación de una cuña de basamento asociada a una falla ciega de bajo ángulo, en escamas de vergencia opuesta que a su vez son deformadas durante el avance hacia el antepaís de la cuña mayor. Empleado por Dimieri (1992,1997) en Bardas Blancas, al sur de Mendoza. **b)** retrocorrimiento generado como una estructura *pop up* pero en las rocas de la cubierta sedimentaria, la cual rota debido al deslizamiento flexural entre las capas. Aplicado por Zapata *et al.* (2001) para reconstruir la estructura de Filo Morado, en la cuenca neuquina. **c)** retrocorrimiento generado en el extremo de un bloque colgante ascendido, donde el cizallamiento de las rocas del basamento ubicadas debajo del retrocorrimiento produce la rotación del bloque ubicado por encima del mismo. Aplicado para explicar la estructura de Lomas Bayas (Turienzo y Dimieri 2005). **d)** variante del modelo anterior, adoptada en el presente trabajo (véase figura 12d), en la que el lado del bloque triangular correspondiente a la falla principal no rota por lo tanto el bloque es deformado internamente. Nótese que el modelo requiere un leve cambio de área.

con los buzamientos ya mencionados. En esta interpretación se muestra que el extremo occidental del bloque forma una cuña que delamina las rocas de la cubierta a lo largo del contacto con el basamento (Fig. 12d). El desarrollo del anticlinal mostrado en esta figura implica un acortamiento de 0,2 kilómetros de la cubierta sedimentaria. La posición del retrocorrimiento en el estado inicial se establece, como ya hemos descrito, considerando que la longitud del mismo permanece constante (en este caso $p-o' = p-o$). La cizalla angular necesaria para la rotación ilustrada (ψ_A) es considerable aplicando el modelo de la figura 11, pero puede verse que ésta será menor si la misma actúa desde un nivel más profundo (ψ_B) como por ejemplo afectando a todo el bloque colgante de la falla principal (Turienzo y Dimieri, en preparación).

Los conceptos planteados en un apartado anterior acerca de la geometría de la falla y la deformación resultante en el bloque colgante pueden ser trasladados para analizar la estructura de retrocorrimiento. En el modelo mostrado en la figu-

ra 11c, y en la sección retrodeformable de la figura 12d, el retrocorrimiento posee una geometría planar y solo es flexionado su extremo superior cuando éste penetra en la cubierta sedimentaria. Esta configuración es una idealización ya que la falla puede tener diversas formas, como algunas de las representadas en la figura 8. Una posible variación es que el retrocorrimiento corte secuencia arriba dentro de la pila sedimentaria con un cierto ángulo (Fig. 12e), o delamine en un horizonte más favorable (Fig. 12f) y no a lo largo del contacto con el basamento. Estas interpretaciones son razonables considerando que, como hemos mencionado anteriormente, las rocas conglomerádicas de la base del Grupo Mendoza no son las más adecuadas para actuar como un horizonte de despeque. De esta forma se generaría una estructura anticlinal menos pronunciada, que implica para su desarrollo una menor deformación interna. Esta falla que corta secuencia arriba a los niveles sedimentarios (Fig. 12e) y que afloraría en la quebrada al oeste de Lomas Bayas, evidenciado por la presencia de ro-

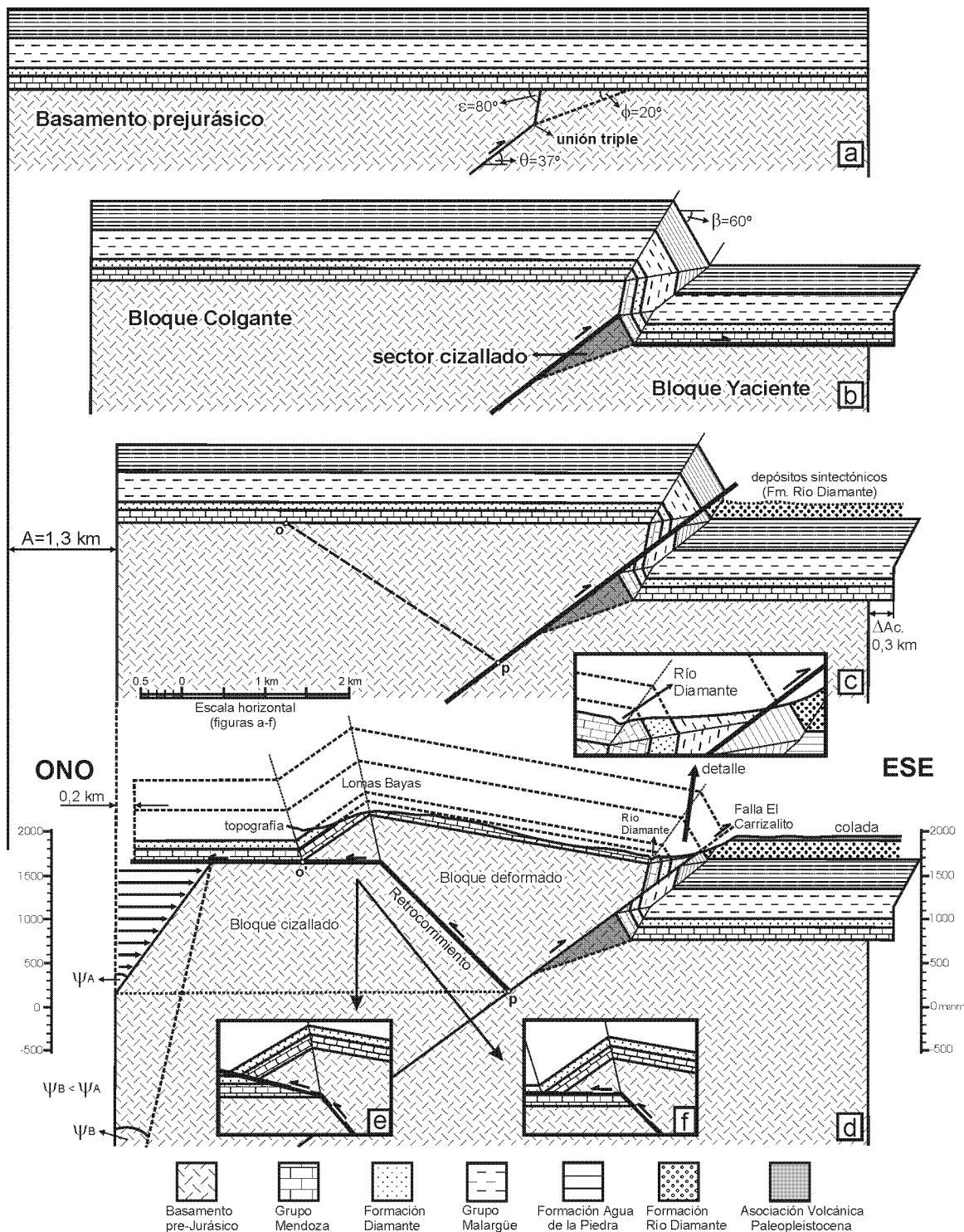


Figura 12: Reconstrucción de las estructuras presentes en el área de estudio basada en el modelo de uniones triples (de Narr y Suppe 1994). **a)** estadio previo a la deformación mostrando los elementos que conforman la unión triple. **b)** ascenso del bloque colgante hasta que la falla principal alcanza la interface basamento-cubierta. Las rocas de basamento ubicadas en el sector triangular entre dicha falla y el plano axial son cizalladas, produciendo un acortamiento diferencial entre el basamento y la cubierta. Las rocas sedimentarias forman una estructura monoclin (*drape fold*). **c)** la falla principal corta las rocas de cubierta y el bloque colgante de la estructura mayor es elevado hasta su cota final, mostrándose los valores de acortamiento. **d)** desarrollo del reincorrimento que forma la estructura de Lomas Bayas, interpretado mediante el modelo en el cual la estructura rota debido al cizallamiento en las rocas de basamento infrayacentes (Turienzo y Dimieri 2005). El reincorrimento se propaga por la interface basamento-cubierta y genera un anticlinal, que implica un leve incremento de área. **e)** interpretación alternativa en la que la falla corta secuencia arriba dentro de la pila estratigráfica. **f)** la falla continúa en un horizonte favorable dentro de la cubierta. En estos últimos dos casos el desarrollo del anticlinal implica una menor deformación interna y explicarían el fallamiento observado al oeste de Lomas Bayas (Fig. 7).

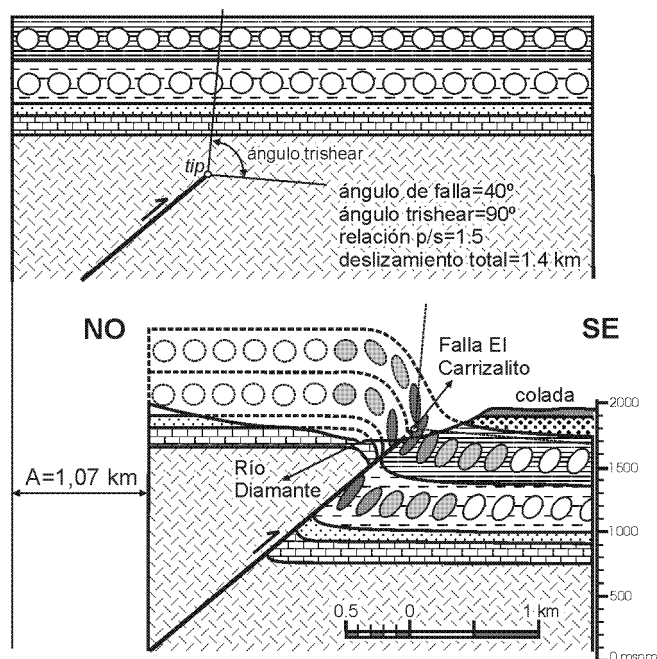


Figura 13: Interpretación de la estructura asociada a la falla El Carrizalito realizada con el modelo de *trishear* (Erslev 1991, Allmendinger 1998). Las rocas de la cubierta forman un pliegue redondeado que se atenúa hacia la superficie. Aquellos niveles que son atravesados por la falla muestran una mayor deformación, hallándose las unidades inferiores rebatidas y adelgazadas.

cas de falla (Fig. 7), pondría en contacto a las capas calcáreas del Grupo Mendoza con las de la Formación Diamante (Figs. 3, 4 y 7). Por otro lado, aquellos estratos que son atravesados por la falla en los primeros estadios de su generación, deben sufrir un estiramiento al ser plegados durante el continuo desarrollo del anticlinal. En caso de no existir evidencias de tal deformación en los niveles sedimentarios inferiores, otra posible interpretación es que la falla genere un pliegue por propagación que se inicia dentro del basamento y solo en un estadio avanzado de la deformación corte a las primeras capas de la pila estratigráfica. Esta estructura podría reconstruirse por diferentes modelos involucrando al basamento como los de la figura 9, aunque su representación no es sencilla ya que la falla sería rotada a medida que se propaga.

En los casos de las figuras 12d, e y f, los estratos ubicados al oeste de las Lomas Bayas se muestran en posición horizontal. Esto se trata de una simplificación ya que en realidad los mismos se hallan basculados pocos grados hacia el sudeste por acción de una nueva estructura de retrocorrimiento que tiene lugar en el sector occidental, fuera del área de estudio. Esta estructura, cuya interpretación no ha sido objeto del presente trabajo, sería responsable de que los estratos de las unidades sedimentarias inferiores sean elevados hasta su cota actual. De esta manera se explicaría la presencia de afloramientos de la Formación Diamante al oeste de Lomas Bayas (Fig. 1b). Finalmente, si en vez de ser plano, el retrocorrimiento presentara una trayectoria con inflexiones, podrían generarse estructuras subsidiarias en el bloque colgante asociado. Al igual que en el caso de las grandes estructuras, si este retrocorrimiento aumenta de buzamiento hacia la superficie, la

deformación en las rocas del basamento puede resolverse mediante fallas antitéticas menores (respecto al retrocorrimiento) o por medio de plegamiento, que en ese caso constituiría un sinclinal por flexión en falla (*fault-bend syncline*, Narr y Suppe 1994, Mitra y Mount 1998). Este último tipo de estructura, podría explicar las variaciones de buzamiento en el limbo oriental del anticlinal de Lomas Bayas (Fig. 3).

Conclusiones

Las estructuras presentes en la zona de estudio son interpretadas como un gran bloque de basamento, ascendido por la falla El Carrizalito, y una estructura de retrocorrimiento que afecta al borde del bloque elevado y genera el anticlinal de Lomas Bayas, con vergencia al oeste.

La comparación de las estructuras mayores y menores observadas con las características planteadas en los diferentes modelos para estructuras que involucran al basamento permite comprender con mayor claridad la historia de deformación que ha tenido lugar en el área de estudio. Por otro lado, el conocimiento de los procesos geológicos actuantes independientemente de lo que predice un modelo en particular, constituye una valiosa herramienta al momento de buscar las estructuras de pequeña escala. Diversos modelos permiten obtener configuraciones similares y además prevén la existencia tanto de acortamiento como estiramiento dentro de las rocas de cobertura, ambas características observadas en la zona del río Diamante.

El retrocorrimiento que genera la estructura de Lomas Bayas puede ser una estructura antitética que acomoda la deformación en el bloque colgante, ser una estructura anterior reactivada o ser un nuevo fallamiento producido por la compresión. En cualquier caso, la rotación de la interface basamento-cubierta por encima del retrocorrimiento (de acuerdo a nuestro modelo) implica un cizallamiento penetrativo de las rocas de basamento ubicadas debajo del mismo. El modelo cuantitativo que analiza dicha deformación indica que los valores de cizalla angular requeridos están relacionados al ángulo de rotación y al buzamiento inicial del retrocorrimiento.

Geometrías más complejas de los retrocorrimientos pueden ocasionar deformaciones subsidiarias, del mismo modo que en las estructuras mayores. Un aumento sección arriba de la inclinación del retrocorrimiento que genera la estructura de las Lomas Bayas podría explicar los cambios de buzamiento observados en el flanco posterior del anticlinal.

A partir de las secciones balanceadas se determinó que el acortamiento es de 1,3 kilómetros tanto para el basamento como para la cubierta empleando el modelo de unión triple. Esto es así asumiendo que no hay despegue entre la cubierta y el basamento y por lo tanto la diferencia de longitud (300 metros) entre ambas unidades que el modelo requiere son acomodados por acortamiento dentro de la cubierta sedimentaria. Utilizando el modelo de cizalla triangular se determinó un acortamiento de 1,07 kilómetros para todas las unidades involucradas.

Las características observadas en la zona del río Diamante, fundamentalmente el notable adelgazamiento de los niveles

sedimentarios en el flanco rebatido del anticlinal y el desarrollo de retrocorrimentos, pueden ser consideradas como diagnósticas de los importantes ascensos del basamento. El reconocimiento de este estilo de deformación, que afecta tanto a las rocas de la Cordillera Principal como a las de la Cordillera Frontal, permitiría mejorar la comprensión de la configuración estructural en el frente orogénico y a partir de aquí interpretar con mayor razonabilidad las estructuras en los sectores más internos del orógeno, incluso donde no se hallen expuestas las rocas del basamento.

Agradecimientos

Los autores agradecen el soporte financiero brindado por el Departamento de Geología y la SeCyT de la Universidad Nacional del Sur y CONICET. Agradecemos a Natalia Fortunatti, Pablo Torres Carbonel y Federico Ponce por su colaboración en las tareas de campo. Agradecemos a los árbitros, Dr. Ernesto Cristallini y Dra. Laura Giambiagi, cuyos comentarios, correcciones y sugerencias han contribuido a la elaboración final del trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, R., 1998, 1999. Trishear™, v. 3.0, Windows version.
- Allmendinger, R., 1998. Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics*, 17 (4): 640-656.
- Baldi, J., Ferrante, R., Ferrante, V., y Martínez, R., 1984. Estructuras de bloques y su importancia petrolera en el ámbito Mendocino de la cuenca Neuquina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 153-161.
- Banks, W. y Warburton, J., 1986. "Passive-roof" duplex geometry in the frontal structures of the Kirthar and Sulaiman mountain belts. Pakistan. *Journal of Structural Geology*, 8: 229-237.
- Bettini, F., Pombo, R., Mombro, C., y Uliana, M., 1978. Consideraciones sobre el diastrófismo andino en la vertiente oriental de la Cordillera Principal, entre los 34°30' y los 37° de latitud sur. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 671-683, Buenos Aires.
- Combina, A., Nullo, F. y Stephens, G., 1993. Depósitos Terciarios en el pié de sierra del área de Las Aucas, sur de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 180-186.
- Combina, A., Nullo, F., Stephens, G. y Baldauf, P., 1994. Paleoambientes de la Formación Agua de la Piedra, Mendoza, Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 418-424.
- 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. 8º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 460-464.
- Coward, M., 1983. Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. *Journal of Structural Geology*, 5: 113-123.
- Coward, M., Gillcrist, R., y Trudgill, B., 1991. Extensional structures and their tectonic inversion in the Western Alps. En Roberts, A., Yielding, G. y Freeman, B. (Eds). *The Geometry of Normal Faults*. Geological Society, Special Publication 56: 93-112.
- Cruz, C., 1993. Facies y estratigrafía secuencial del Cretácico superior en la zona del río Diamante, Provincia de Mendoza, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 46-54.
- Dahlstrom, C., 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of the Earth Sciences*, 6, 746. Reimpreso en Thrust-Faulted Terranes, AAPG, serie reimpresiones 27: 57-71.
- 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, Buenos Aires.
- Dimieri, L., 1997. Tectonic wedge geometry at Bardas Blancas, southern Andes (36° S), Argentina. *Journal of Structural Geology*, 19 (11): 1419-1422.
- Dimieri, L. y Nullo, F., 1993. Estructura del frente montañoso de la Cordillera Principal (36° latitud sur), Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 160-167.
- Dominic, J. y McConnell, D., 1994. The influence of structural lithic units in fault-related folds, Seminoe Mountains, Wyoming, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 16 (6): 769-779.
- Erslev, E., 1986. Basement balancing of Rocky Mountain foreland uplifts. *Geology*, 14(3): 259-262.
- Erslev, E., 1991. Trishear fault-propagation folding: *Geology*, 19: 618-620.
- Erslev, E. y Rogers, J., 1993. Basement-cover geometry of Laramide fault-propagation folds. En Schmidt, C. J., Chase, R. B., y Erslev, E. A. (Eds.). *Laramide Basement Deformation in the Rocky Mountain Foreland of the Western United States*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 280: 125-146.
- Evans, J., DuBois, M., Batatian, D., Derr, D., Douglas, N., Harlan, S., Malizzi, L., McDowell, R., Nelson, G., Parke, M., Schimdt, C. y Weberg, E., 1993. Deformation mechanisms and kinematics of a Precambrian-cored fold and fault structure: Jakeys Fork structure, northeastern Wind River Range, Wyoming. En Schmidt, C. J., Chase, R. B., y Erslev, E. A. (Eds.). *Laramide Basement Deformation in the Rocky Mountain Foreland of the Western United States*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 280: 163-176.
- Gerth, E., 1931. La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre el río Grande y el río Diamante en el sud de la provincia de Mendoza. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias*, 10: 123-174, Córdoba.
- Giambiagi, L., 2003. Deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal, entre los 33°30' y 33°45' S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(1): 85-96.
- Giambiagi, L., y Ramos, V., 2002. Structural evolution of the Andes between 33°30' and 33°45' S, above the transition zone between the flat and normal subduction segment, Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1): 101-116.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70, Pt. 1: Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1: 177-208. Buenos Aires. Reimpreso en *Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1: 1-174 (1980)*, Buenos Aires.
- 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, Buenos Aires. Reimpreso en *Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1: 1-174 (1980)*, Buenos Aires.
- Kozloski, E., 1984. Interpretación estructural de la Cuchilla de la Tristeza. Provincia de Mendoza. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 381-395, Buenos Aires.
- Kozloski, E., C. Cruz, P. Condat y R. Manceda, 1989 b. Interpretación del fallamiento de bajo ángulo en los sedimentos cretácicos del río Diamante. Pcia. de Mendoza. 1º Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos 2: 675-688, Buenos Aires.
- Kozloski, E., Manceda, R. y Ramos, V., 1993. Estructura. En: Ramos, V. (Ed.). *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio 1 (18): 235-256, Buenos Aires.
- Legarreta, L. y Gulisano, C., 1989. Análisis Estratigráfico Secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior – Terciario inferior). En Chebli, G. y Spalleti, L. (Eds). *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, *Correlación Geológica Serie 6: 221-243*, Tucumán.

- Link, T., 1949. Interpretation of foothills structures, Alberta, Canada. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 33 (9), 1475-1501. En American Association of Petroleum Geologists. Reprint Series 27. North American Thrust-Faulted Terranes, 237-263.
- Liu, S., Lawton, D. y Spratt, D., 1996. Three-dimensional geometry of the structural front between Berland River and Smoky River, central Alberta Foothills. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 44 (2): 299-312.
- Llambias, E., Kleiman, J. y Salvarredi, J., 1993. El Magmatismo Gondwánico. En Ramos, V. (Ed). Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio, 1 (6): 53-64.
- Maceda, R. y Figueroa, D., 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina. En A. J. Tankard, R. Suárez S., y H. J. Welsink (Eds.). Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62: 369-382.
- McConnell, D. y Wilson, T., 1993. Linkage between deformation of basement rocks and sedimentary rocks in basement-involved foreland folds. En Schmidt, C. J., Chase, R. B., y Erslev, E. A. (Eds.). Laramide Basement Deformation in the Rocky Mountain Foreland of the Western United States: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 280: 319-333.
- McConnell, D., 1994. Fixed-hinge, basement-involved fault propagation folds, Wyoming. Geological Society of America Bulletin, 106: 1583-1593.
- Mitra, S., y Mount, V., 1998. Foreland basement-involved structures. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 82 (1): 70-109.
- Mitra, S., 2002. Fold-accommodation faults. American Association of Petroleum Geologists, 86 (4): 671-693.
- Moore, M. y Twiss, R., 1995. Tectonics. W. H. Freeman and Company, 415 p., New York.
- Narr, W. y Suppe, J., 1994. Kinematics of basement-involved compressive structures. American Journal of Science, 294, 802-860.
- Nullo, F., Proserpio, C., y Haller, M., 1987. Estructuras Intercretácicas en la Cordillera Principal (34°30'-36°) Mendoza, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas, 1: 185-188.
- Nullo, F., y Stephens, G., 1993. Estructura y deformación terciaria en el área de las Aucas, sur de Mendoza. Actas del 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 107-112.
- Nullo, F., Stephens, G., Otamendi, J. y Baldauf, P., 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 57 (2): 119-132.
- Polanski, J., 1963. Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno pedemontano de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 17 (3-4): 181-199.
- Ramos, V., 2002. La transición entre las Fajas Plegadas y Corridos de Aconcagua y Malargüe: Influencia del basamento de la Cordillera Frontal. 15° Congreso Geológico Argentino, (Comunicación), Actas 3: 166-167.
- Schmidt, C., Genovese, P., y Chase, R., 1993a. Role of basement fabric and cover-rock lithology on the geometry and kinematics of twelve folds in the Rocky Mountain foreland. En Schmidt, C. J., Chase, R. B., y Erslev, E. A. (Eds.). Laramide Basement Deformation in the Rocky Mountain Foreland of the Western United States: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 280: 1-44.
- Serra, S., 1977. Styles of deformation in the ramps regions of overthrust faults. Wyoming Geological Association Handbook. 29° Annual Field Conference, 487-498.
- Sruoga, P., Etcheverría, M., Folguera, A., y Repol, D., 2002. Hoja Geológica 3569-I, Volcán Maipo, Provincia de Mendoza. SEGEMAR, Boletín 290: 1-114. Buenos Aires.
- Turienzo, M., y Dimieri L., 2005. Geometric and kinematic model for basement-involved backthrusting at Diamante River, southern Andes, Mendoza province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences (en prensa).
- Volkheimer, W., 1978. Descripción geológica de la hoja 27b, cerro Sosneado, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 151: 1-85. Buenos Aires.
- Wibberley, C., 1997. Three-dimensional geometry, strain rates and basement deformation mechanisms of thrust-bend folding. Journal of Structural Geology, 19(3-4): 535-550.
- Zapata, T., Dzelalija, F. y Olivieri, G., 2001. Desarrollo de reservorios fracturados de la formación Mulichinco usando modelado estructural 3D: yacimiento Filo Morado, Cuenca Neuquina, Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras, 66: 38-47.

Recibido: 21/02/05

Aceptado: 30/05/05