

# Micro y meso estructuras andinas en el basamento de la faja corrida y plegada de Malargüe, Río Diamante, Mendoza

*Martín Turienzo, Cristina Frisicale, Pablo Torres Carbonell y Luis Dimieri*

**RESUMEN.** En la zona montañosa del río Diamante, dentro del ámbito de la faja corrida y plegada de Malargüe, se observan una serie de estructuras desarrolladas durante la orogenia andina que involucran al basamento. El estudio sistemático de las características microestructurales, llevado a cabo en diversos puntos de dichas estructuras a lo largo del contacto basamento-cubierta, permitió establecer la deformación interna de ambas unidades estructurales causada por la tectónica cenozoica. Las rocas ígneas más antiguas que integran el basamento presentan una deformación de bajo grado, desarrollada en la transición frágil-dúctil, aproximadamente entre los 300° y 400°C. Esta deformación podría deberse a un evento tectónico previo al andino, ya que las rocas graníticas intruidas con posterioridad muestran en general una deformación de muy bajo grado. Variaciones en la intensidad de microestructuras frágiles que afectan a todas las rocas se vinculan a su posición dentro de las estructuras mayores. Fósiles deformados hallados en los niveles sedimentarios indican que la pila estratigráfica ha sufrido un cizallamiento hacia el noroeste, mediante un plegamiento por cizalla flexural. Los juegos de fracturas y posibles planos de foliación medidos en el terreno son consistentes con un esfuerzo compresivo regional actuando en la dirección este-oeste, aunque con variaciones locales asociadas al desarrollo de las estructuras mayores. Los datos microestructurales presentados revelan el comportamiento que las rocas del basamento y de la cubierta sedimentaria han tenido durante la orogenia andina y su conocimiento es un aporte esencial para interpretar la cinemática de las macroestructuras.

Palabras claves: *Microestructuras, Basamento, Deformación interna, Estructuras andinas.*

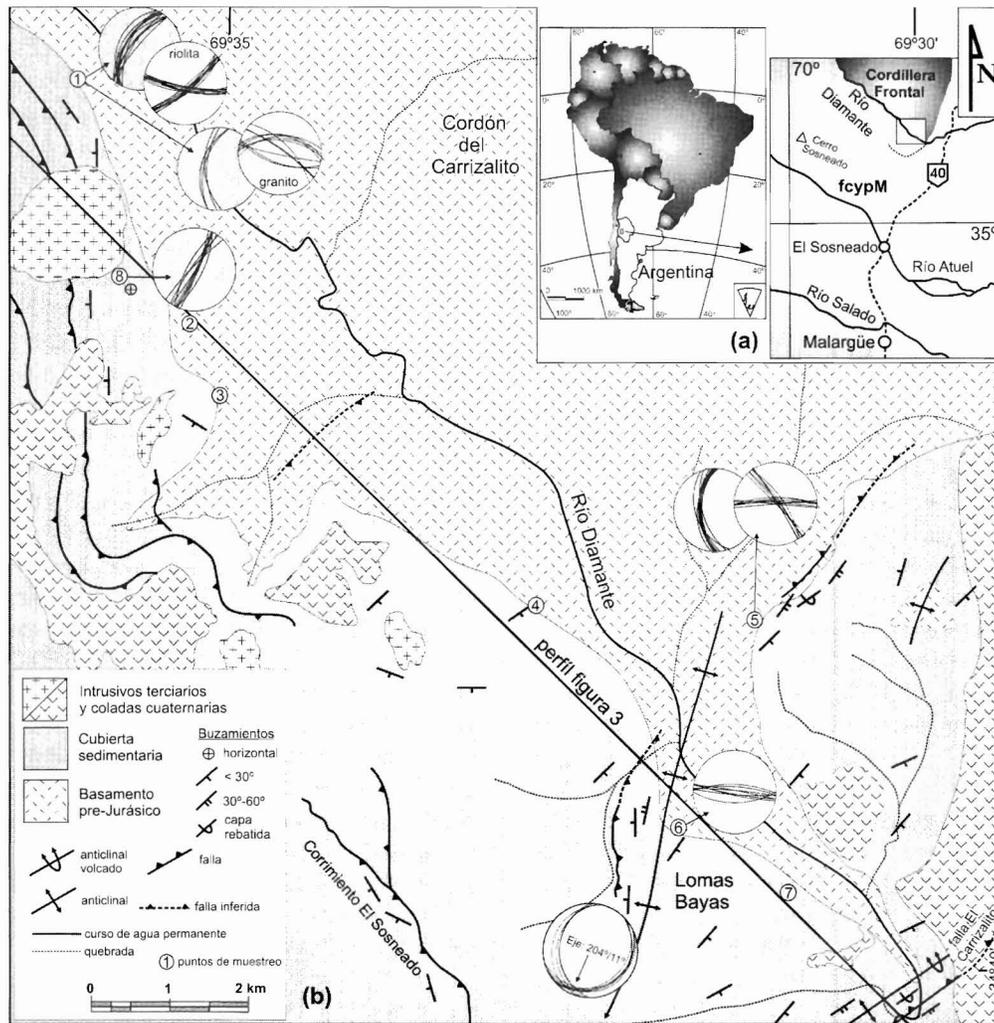
**ABSTRACT.** *Micro and mesostructural analysis of andean structures at the Malargüe fold and thrust belt basement, Río Diamante, Mendoza.* At the mountainous region of Río Diamante, within the Malargüe fold-thrust belt, several basement-involved structures were developed during the Andean orogeny. Microstructural analysis along the basement-cover interface allows establishing the strain attained by both basement and covering rocks. Older basement igneous rocks have a low-grade strain that took place at brittle-ductile transitional conditions, approximately between 300° and 400°C. This deformation could be related to a pre-andean tectonic event because the younger igneous basement rocks show a very low-grade strain. Occurrence of distinct brittle microstructures into the basement rocks could be related to their position into the large-scale structures. Deformed fossils in the sedimentary cover rocks indicate a shearing towards the northwest and a flexural shear folding mechanism. Measured sets of fractures and foliation planes agree with an east-west regional compressive stress, although some of those could indicate a local reorientation in the stress field related to the macroscopic structures. The obtained microstructural data reveal the behavior of basement and cover rocks during the andean orogeny and this knowledge is essential in order to interpret the macrostructures kinematics.

Key words: *Microstructures, Basement, Strain, Andean structures.*

## Introducción

En la región cordillerana del río Diamante, aproximadamente 100 kilómetros al norte de la localidad de Malargüe (Fig. 1a), tienen lugar una serie de estructuras desarrolladas durante la orogenia andina. La deformación terciaria en este sitio se caracteriza por involucrar a las rocas del basamento, hecho que se vuelve notable inmediatamente al norte del río

Diamante con el surgimiento de la Cordillera Frontal. Las estructuras tectónicas macroscópicas presentes en este sector de unión entre la Cordillera Principal y la Cordillera Frontal han sido analizadas e interpretadas de diversos modos (Kozłowski 1984, Baldi *et al.* 1984, Kozłowski *et al.* 1989, Nullo y Stephens 1993, Manceda y Figueroa 1995). Posibles desarrollos cinemáticos de las estructuras fueron interpretados por Turienzo y Dimieri (2005a y b, y este volumen) en base a la geometría de las mesoestructuras, asumiéndose de modo predictivo la deformación interna tanto en el basamento como en la cubierta sedimentaria. El objetivo del presente trabajo es aportar las primeras evidencias acerca de la



**Figura 1:** a) Mapa de ubicación del área de estudio. fcypM: faja corrida y plegada de Malargüe. b) Mapa geológico y estructural. En los puntos de estudio 1 a 5 se extrajeron las muestras de basamento, que llevan igual numeración. Las estructuras graficadas en las redes estereográficas corresponden a fracturas (círculos blancos) y foliación (círculos sombreados).

deformación interna en ambas unidades estructurales, que sirvan de sustento a las subsiguientes interpretaciones cinemáticas. Presentamos una serie de datos preliminares resultantes del estudio microestructural en diferentes sectores de las estructuras mayores (Fig. 1b). El estudio microscópico efectuado en muestras del basamento permitió reconocer el grado de deformación que afectó a los distintos tipos litológicos que integran el zócalo. La presencia de fósiles deformados en los niveles sedimentarios posibilitó cuantificar la deformación e interpretar los posibles mecanismos de plegamiento que afectaron a la pila estratigráfica. Mediante el análisis de un gran número de fracturas y posibles planos de foliación medidos en el terreno se determinó la ubicación de los esfuerzos regionales y locales, estos últimos vinculados al desarrollo de las macroestructuras.

### Geología del área

Las rocas aflorantes más antiguas en la zona de estudio corresponden a sedimentitas y metamorfitas de bajo grado, de edad devónica, asignadas a la Formación Las Lagunitas

(Volkheimer 1978). La Tonalita Carrizalito (Carbonífero, Dessanti y Caminos 1967) conforma gran parte del cordón de nombre homónimo, y está constituida por diversos cuerpos granodioríticos a tonalíticos, con numerosos enclaves microgranulares máficos. Su intrusión correspondería al ciclo Carbonífero, del magmatismo gondwánico, el cual habría tenido lugar con anterioridad a la fase orogénica Sanrafaélica (Llambías *et al.* 1993). 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 (Pérmico temprano-Triásico temprano), que de acuerdo a Llambías *et al.* (1993) se habría desarrollado luego de dicho evento tectónico. No obstante, recientes estudios estructurales y geoquímicos en el bloque de San Rafael evidencian que la sección inferior del ciclo Choiyoi fue afectada por un régimen transpresivo vinculado a la orogenia sanrafaélica (Japas y Kleiman 2004). Los granitos del ciclo Choiyoi no han sido datados en la zona aquí estudiada, pero en otros sectores de la Cordillera Frontal los mismos son descritos como cuerpos epizonales intruidos en las fases póstumas del magmatismo gondwánico y se hallan íntimamente ligados a las efusio-

nes riolíticas de la sección superior (Llambías *et al.* 1993). Las unidades sedimentarias mesozoicas tienen un carácter netamente transgresivo en el área del río Diamante, caracterizándose por facies de borde de cuenca que cubren discordantemente al zócalo pre-jurásico. Debido a que en el presente trabajo nos interesa resaltar el comportamiento conjunto de la pila estratigráfica y su relación con la deformación en las rocas de basamento, presentamos un mapa simplificado (Fig. 1b) en el que agrupamos las distintas unidades sedimentarias.

## Estructura

En la zona del río Diamante la estructura responsable de la elevación del Cordón del Carrizalito es la falla El Carrizalito, la cual aflora en el sector sudeste del área estudiada (Fig. 1b). Allí, la orientación aproximada noreste-sudoeste de dicha falla correspondería a una zona de rampa oblicua ya que hacia el norte adquiere un arrumbamiento submeridiano (Turienzo y Dimieri 2005b). La estructura asociada a esta falla ha sido interpretada como un pliegue por propagación o por flexión en falla que involucra al basamento, generando un gran anticlinal asimétrico con vergencia hacia el antepaís, cuyo limbo frontal se halla muy inclinado o rebatido (Kozłowski *et al.* 1993, Manceda y Figueroa 1995). Otras interpretaciones realizadas consideran una deformación en bloques de basamento rígidos delante de los cuales las capas de los niveles sedimentarios se encuentran intensamente disturbadas e invertidas, conformando la estructura anticlinal (Baldi *et al.* 1984, Nullo y Stephens 1993, Turienzo y Dimieri 2005a y b). En la zona de Lomas Bayas se observa un anticlinal con vergencia al oeste del que participan las rocas del zócalo pre-jurásico, cuyo eje inclina pocos grados hacia el sud-sudoeste (Fig. 1b). Este ha sido interpretado como asociado a un retrocorrimiento que se desprende del bloque mayor de basamento ascendido por la falla El Carrizalito (Turienzo y Dimieri 2005a y b). Una segunda estructura de retrocorrimiento, cuyo limbo frontal estaría erosionado, tendría lugar más al noroeste. La características geométricas de este sistema con dos retrocorrimientos así como una posible interpretación cinemática para su desarrollo son descritas por Turienzo y Dimieri (este volumen). Finalmente, en el sector occidental de la zona estudiada tienen lugar una serie de repeticiones que generan estructuras duplex en niveles carbonáticos. Las mismas, asociadas a la acción del corrimiento El Sosneado (Kozłowski *et al.* 1989), no han sido consideradas en el presente trabajo.

## Deformación en el basamento

Para analizar la deformación interna en las rocas del basamento se realizó un muestreo en diversos puntos de las macroestructuras, en general siguiendo el contacto entre el substrato y la cubierta sedimentaria (Fig. 1b). A continuación se describen las observaciones realizadas en los cortes delgados efectuados en las rocas plutónicas que integran el zóca-

lo pre-jurásico. De cada una de las muestras se realizaron 2 o 3 cortes orientados a fin de tener una visión más amplia de sus características petrológicas y microestructurales. Las rocas volcánicas y metamórficas no han sido analizadas al microscopio debido a que el grano muy fino de las muestras no permite apreciar con claridad la deformación en los minerales.

### Tonalita del Carrizalito

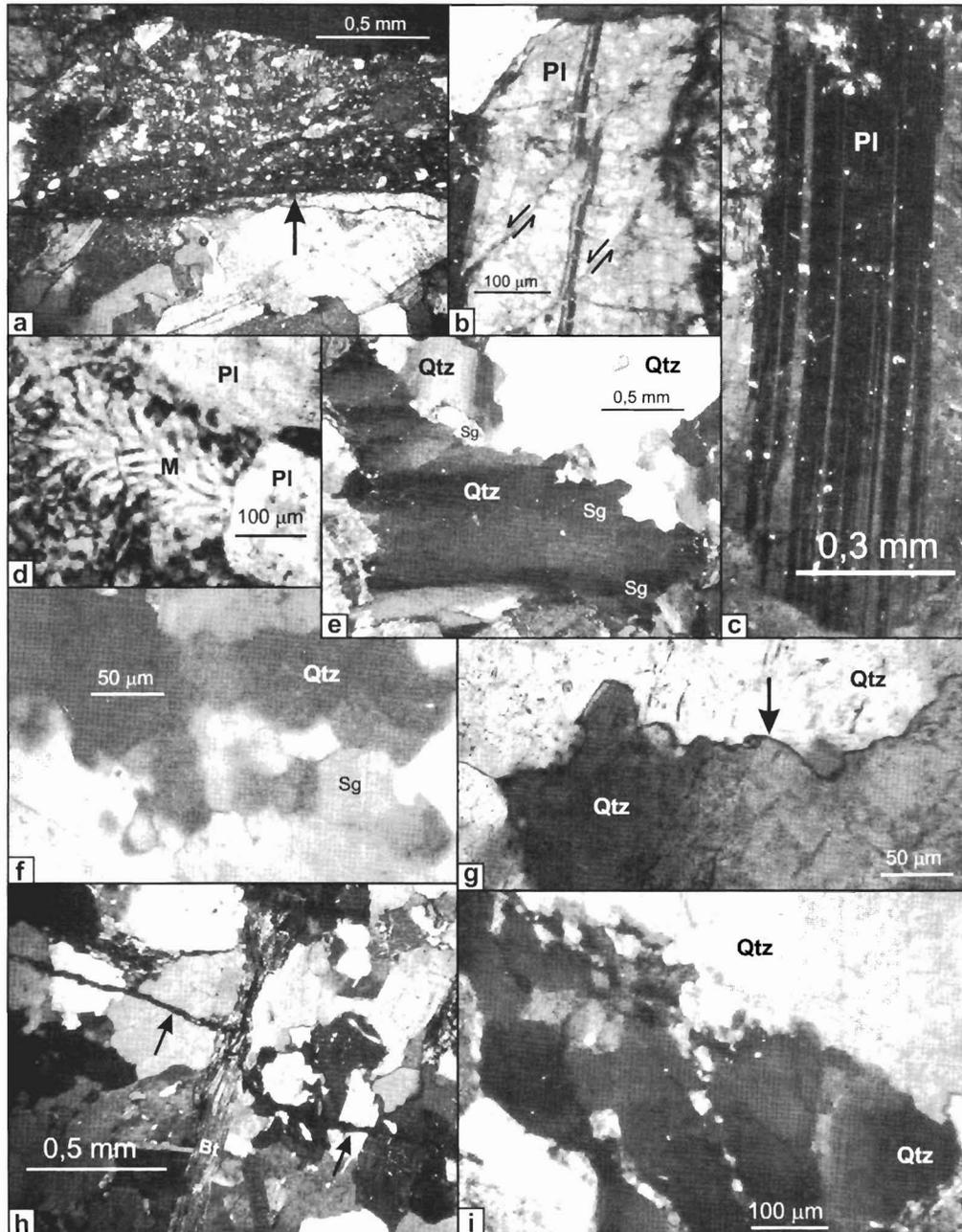
*Muestra 1a:* Tonalita (Pl 45%, Qtz 25%, Kfs 5% y Bt 20%, abreviaturas según Kretz 1983). Esta roca presenta una deformación moderada que se acentúa en pequeñas zonas de cizalla o cataclásticas (Fig. 2a). Los planos de macla de las plagioclasas en algunos casos están desplazados por fracturas menores (Fig. 2b) y se observaron cristales con maclas de deformación (Fig. 2c). El cuarzo muestra extinción ondulante, presenta bandas de deformación, bordes lobulados y formación de subgranos. Las bandas cataclásticas tienen dos orientaciones principales, una aproximadamente E-O y otra N 45° E a N 60° E. En ambas zonas se observan fracturas subsidiarias, además de una deformación mineral evidenciada por plagioclasas elongadas, fracturadas y hasta brechadas, cuarzo recrystalizado, micas con bandas *kink*, pescados de mica, etc.

*Muestra 2:* Tonalita (Pl 50%, Qtz 30%, Kfs 5% y Bt 15%). Las plagioclasas muestran maclas levemente curvadas y en algunos bordes se observan mirmequitas (Fig. 2d). El escaso feldespato potásico tiene pertitas en llamas y maclas en Parrilla. Los cristales de biotita, están suavemente curvados y algunos desarrollan bandas *kink*. El cuarzo presenta bordes lobulados, extinción ondulante con desarrollo de subgranos y láminas de deformación. En la muestra se observa una marcada fracturación intercrystalina, de orientación N 60° E.

*Muestra 3:* Granodiorita (Pl 40%, Qtz 28%, Kfs 22% y Bt 10%). Los feldespatos potásicos muestran algunas pertitas curvadas, extinción ondulante e incipiente formación de subgranos y los contactos entre cristales, así como también con las plagioclasas, son irregulares a lobulados. El cuarzo posee generalmente bordes lobulados, tiene extinción en bandas (Fig. 2e) y desarrollo de subgranos, los cuales incluso llegan a separarse totalmente formando nuevos cristales. Hay pequeñas zonas de recrystalización, fundamentalmente en los bordes de las biotitas y también en plagioclasa, donde se observa una mirmequita. No hay una fracturación de orientación definida.

### Grupo o ciclo Choiyoi

*Muestra 1b:* Granito (Pl 25%, Qtz 35%, Kfs 25% y Ms 15%). Los feldespatos tienen pertitas en llamas y maclado en Parrilla. Algunas plagioclasas presentan maclas de deformación y en partes están curvadas. Pequeñas fracturas de orientación aproximada N 60° E desplazan levemente las maclas en cristales de plagioclasas. Los cristales de cuarzo presentan extinción en bandas e incipiente desarrollo de subgranos (Fig. 2f), así como también algunas láminas de deformación, mientras que los contactos entre los mismos son aserrados y



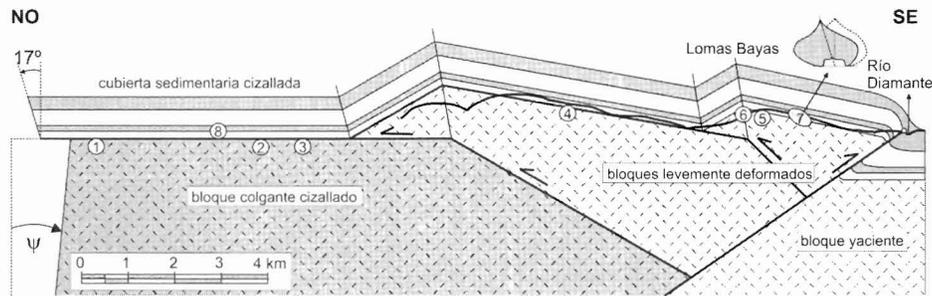
**Figura 2:** Microfotografías de microestructuras (frágiles y dúctiles) observadas en las diferentes rocas que componen el basamento. Tonalita El Carrizalito (a-e) y ciclo Choiyoi (f-i), tomadas con nicoles cruzados. a) roca granular afectada por una banda cataclástica (flecha), de orientación N 45° E, que oblitera totalmente la textura original. b) fracturas de cizalla (flechas) inclinadas aproximadamente 60° al SO que desplazan maclas en un cristal de plagioclasa (Pl) c) maclas de deformación en plagioclasa (Pl). d) mirmequita (M) desarrollada en el borde de un cristal de plagioclasa (Pl). e) cuarzo (Qtz) con extinción en bandas, bordes lobulados e incipiente desarrollo de subgranos (Sg). f) cuarzo (Qtz) con escaso desarrollo de subgranos (Sg). g) contacto lobulado (flecha) entre cristales de cuarzo (Qtz). h) fractura abierta (flechas) de orientación N 60° O, desplazada por otra de orientación aproximada N 30° E, en la cual las micas (Bt) están alineadas. i) granos de cuarzo (Qtz) con extinción ondulante.

en partes lobulados (Fig. 2g). Las fracturas N 60° O son desplazadas por otro juego bien desarrollado de orientación aproximada N 20°-30° E (Fig. 2h). Se observa además una fracturación E-O y algunos planos N-S con biotitas parcialmente desferrizadas y orientadas lo cual podría indicar una incipiente orientación preferente o foliación.

**Muestra 4:** Granito (Pl 20%, Qtz 35%, Kfs 45%). Las perfitas, algunas de las cuales forman fenocristales, muestran contactos levemente aserrados entre granos cristalinos. El cuarzo presenta en general una superficie muy limpia y sólo

algunos cristales pequeños presentan extinción ondulante. Hay muy poca biotita, la cual se halla desferrizada y alterada. No se observan fracturas de relevancia y algunos planos con alto buzamiento hacia el noroeste, con sericita y hematita, podrían indicar una foliación incipiente.

**Muestra 5:** Monzogranito (Pl 35%, Qtz 18%, Kfs 35% y Bt + Hbl 12%). Los cristales de feldespato potásico presentan perfitas en llamas, contactos estilolíticos y extinción ondulante. El cuarzo tiene bordes lobulados, extinción ondulante e incipiente desarrollo de subgranos (Fig. 2i). Las bio-



**Figura 3:** Sección estructural retrodeformable interpretada por Turienzo y Dimieri (este volumen) en la cual se muestra la ubicación de los puntos de estudio. Las rocas tomadas en los puntos 1, 2 y 3, las cuales presentan las mayores evidencias de deformación, se ubican en el bloque que de acuerdo a dicha interpretación estaría cizallado. Las muestras menos deformadas (puntos 4 y 5) fueron tomadas en la parte superior de los bloques dispuestos sobre los retrocorrimientos, los cuales según la interpretación cinemática habrían sufrido una leve deformación. La deformación observada en los fósiles hallados en el limbo trasero del anticlinal de Lomas Bayas (punto 7) es consistente con el cizallamiento hacia el NO de la pila estratigráfica.

titas están levemente curvadas. Los minerales en general se hallan fracturados pero sin orientaciones destacadas.

Las rocas descritas y definidas como tonalitas (muestras 1a y 2) y granodiorita (muestra 3) presentan evidencias de que la deformación se habría producido en un régimen de transición entre el comportamiento frágil y dúctil. La presencia de granos de plagioclasa con maclas de deformación, contactos lobulados y desarrollo de mirmequitas, permitiría inferir que la temperatura a la cual se deformó esta roca podría estar entre 300° y 400°C (Pryer 1993), correspondiendo a una deformación de bajo grado. Estas apreciaciones son coincidentes con lo observado en la deformación del cuarzo, ya que este mineral tiene un comportamiento dúctil (bandas de deformación, extinción ondulante y subgranos) lo cual indicaría temperaturas superiores a los 300° C (Passchier y Trouw 1996). Las condiciones de deformación frágil-dúctil alcanzadas por estas rocas podrían estar relacionadas a la fase orogénica Sanrafaélica.

Gran parte de las fracturas observadas, principalmente las zonas cataclásticas de la muestra 1a, coinciden con orientaciones de fracturas medidas en el terreno en las rocas más jóvenes (granitos y riolitas post-sanrafaélicas). Esto permite interpretar que esa deformación de carácter netamente frágil es un rasgo sobreimpuesto relacionado a la orogenia Andina.

Las características que presentan las muestras 4 y 5 (granito y monzogranito respectivamente) indican que estas rocas estuvieron sujetas a una deformación de muy bajo grado (bordes aserrados y escasa extinción ondulante), aunque el monzogranito tiene una deformación levemente mayor. La muestra 1b (granito) presenta algunas evidencias que podrían indicar una deformación más intensa que estas últimas (planos de maclas curvados, maclas de deformación, feldspatos con bordes estilolíticos y cuarzos con algunos subgranos). Esto podría deberse a efectos durante su emplazamiento, a la influencia térmica de los cuerpos intrusivos terciarios (ampliamente representados en la zona) o bien a que realmente se hayan alcanzado condiciones mayores de deformación, tal vez relacionado a su ubicación relativa dentro de las macroestructuras cenozoicas.

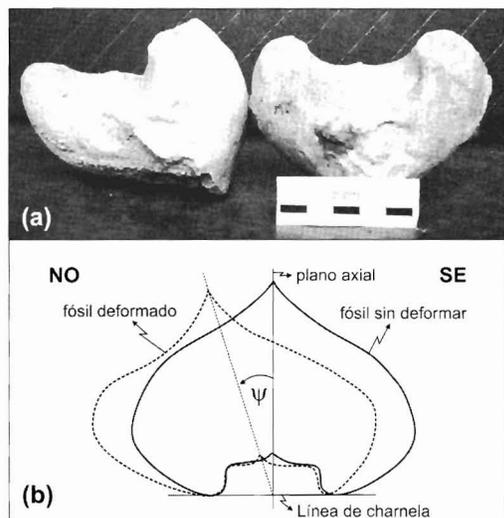
De acuerdo a la interpretación cinemática del sistema de retrocorrimientos (Turienzo y Dimieri este volumen), los mismos rotarían debido a un leve cizallamiento del bloque

de basamento ascendido, cuando éste ve obstaculizado su avance hacia el antepaís. El hecho de que las muestras 1a, 1b, 2 y 3, ubicadas al oeste de los retrocorrimientos (Fig. 3) presenten una deformación frágil considerable (pequeñas fracturas y bandas cataclásticas), mientras que las situadas sobre los mismos, muestras 4 y 5, están menos afectadas, es consistente con dicha interpretación.

### Deformación en la cubierta sedimentaria

Para analizar la deformación que tuvo lugar en la pila estratigráfica asociada a la estructuración cenozoica del basamento consideraremos una serie de características observadas fundamentalmente en el anticlinal de Lomas Bayas. Como hemos mencionado dicha estructura es un pliegue asimétrico con vergencia al retropaís (Fig. 3), cuyo eje inclina hacia el SSO. Esto último se ha determinado ploteando en una red estereográfica los datos de buzamiento de sus limbos (Fig. 1b) y es consistente con la medición efectuada en el eje de un micropliegue (200°/14°) desarrollado dentro de las capas calcáreas de la Formación Agrio en el limbo occidental del anticlinal. En el flanco oriental de la estructura de Lomas Bayas (punto 7), precisamente en niveles calcáreos correspondientes al Grupo Mendoza, se extrajeron de forma orientada un grupo de bivalvos pertenecientes a *Cucullaea* sp.. Estos fósiles que originalmente poseen simetría bilateral se presentan deformados por cizallamiento (Fig. 4a). Su estudio permitió calcular el cizallamiento angular que han sufrido y además obtener la elipse de deformación para el conjunto.

Se seleccionaron 5 especímenes claramente cizallados y se procedió al análisis de la deformación en dos dimensiones en el plano vertical de rumbo NO-SE. La elección de este plano responde al rumbo y disposición del limbo dorsal del pliegue, que buza al SE, interpretándose que la mayor deformación se observará en el mismo. Se midió el ángulo de cizallamiento de los planos de simetría de los especímenes sobre planos arbitrarios, a partir de los cuales se obtuvo el ángulo de cizallamiento ( $\psi$ ) sobre el plano NO-SE (Fig. 4b). El valor promedio de cizallamiento para las cinco muestras es de 22,6° hacia el noroeste, lo cual es consistente con el valor



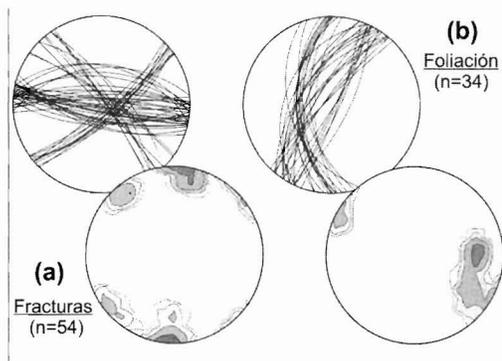
**Figura 4:** Bivalvos pertenecientes a *Cucullaea* sp. a) espécimen sin deformar (derecha) y deformado por cizallamiento (izquierda). b) esquema que muestra como estos fósiles que originalmente poseen simetría bilateral presentan en promedio un ángulo de cizallamiento ( $\psi$ ) de  $22^\circ$ , medidos sobre el plano NO-SE.

obtenido a partir de la sección retrodeformable interpretada (Fig. 3).

Utilizando el método de Wellman (1962) se obtuvo una elipse de deformación con elipticidad  $R=1,49$ . El eje mayor de dicha elipse inclina hacia el SE un ángulo de  $18^\circ$  con respecto a la superficie del estrato (punto 7, Fig. 3). El método de Ramsay (1967) no pudo ser aplicado con más de dos muestras por vez, dado que no hay coincidencia de puntos cuando se trata de corresponder el círculo de Mohr construido con los ejes del gráfico y los valores de cizalla ploteados. De todos modos, utilizando 2 de las muestras se obtuvo una elipse de  $R=1,5$  y con el eje mayor paralelo a la superficie del estrato. Esta última permitiría interpretar un plegamiento por flexura ortogonal pero la deformación observada debería ocurrir en los niveles superiores de la pila sedimentaria plegada. Sin embargo, las muestras fueron extraídas aproximadamente en el punto medio del limbo y en las unidades estratigráficamente más bajas (Figs. 1b y 3). La elipse obtenida por el método de Wellman permite interpretar un plegamiento por cizalla flexural, ya que en ese caso el mayor cizallamiento ocurre en la parte media del limbo y afecta a toda la pila sedimentaria, disponiéndose la elipse de deformación con un cierto ángulo respecto a la superficie de estratificación.

### Fracturación y foliación

En la mayoría de los puntos de estudio, fundamentalmente los situados en afloramientos de rocas de basamento, se midieron una gran cantidad de fracturas. Todas las mediciones fueron ploteadas en redes estereográficas (Fig. 1b) con el fin de visualizar su orientación en el espacio y a partir de la disposición entre las mismas determinar la ubicación de los esfuerzos que les dieron origen. Los datos relevados en el basamento fueron tomados en los granitos y riolitas corres-



**Figura 5:** a) Red estereográfica con todas las fracturas relevadas. Se distinguen claramente tres juegos, uno  $N 50^\circ E$  (de cizalla), uno E-O (algunas fracturas son extensionales) y otro aproximadamente NO (sin evidencias de su origen). b) Planos de foliación con orientaciones N-S a NNE.

pondientes a la sección superior del ciclo Choiyoi, porque a diferencia del resto de las rocas basales éstas no estarían afectadas por un evento tectónico anterior al andino. En el punto 1 se relevaron sobre rocas riolíticas una gran cantidad de fracturas, que aparentan ser juegos conjugados (Fig. 1b, esquemas superiores). En el terreno se observaron estrías solo en aquel juego de rumbo  $N 50^\circ E$ , lo que corrobora que dichas fracturas son de cizalla, mientras que en el juego aproximadamente E-O no se hallaron tales evidencias. Sin embargo debemos resaltar la coincidencia en la orientación de estos dos juegos y la de las bandas cataclásticas de la muestra 1a, extraída en el mismo punto. Esto permitiría interpretar a ambos juegos como fracturas de cizalla y por otro lado demostraría que la intensa fracturación observada en las rocas tonalíticas sería un rasgo sobreimpuesto, asociado a la orogenia andina. Una serie de planos finamente distribuidos en las rocas aflorantes, con alto buzamiento y rumbo NNE, son interpretados como posibles planos de foliación.

Las mediciones tomadas en el mismo punto de estudio, pero sobre las rocas graníticas no marcan una orientación tan definida (Fig. 1b, punto 1, esquemas inferiores). Es posible observar que aparece un juego de fracturas de arrumbamiento ONO, las cuales podrían ser conjugadas con las fracturas de cizalla mencionadas, mientras que la foliación tiene una orientación meridiana.

Unos kilómetros más al sur, en el punto 8 (Fig. 1b), estratos calcáreos subhorizontales de la Formación Agrio presentan una marcada foliación de arrumbamiento similar al medido en las riolitas. Estas superficies de disolución subverticales también se aprecian en secciones delgadas efectuadas en dichas rocas.

En el punto 5 nuevamente las estructuras se observan claramente en las rocas riolíticas que cortan al granito. Las fracturas allí relevadas también se disponen como un aparente juego conjugado, aunque no se han observado evidencias de cizallamiento. Los posibles planos de foliación tienen una orientación aproximada N-S, con inclinaciones elevadas hacia el oeste.

Finalmente, en el núcleo del anticlinal de Lomas Bayas (punto 6) se midió un juego de fracturas extensionales de

orientación E-O, rellenas por cuarzo, que afecta a las metamorfitas de la Formación Las Lagunitas. Un dique riolítico del ciclo Choiyoi, elongado en la dirección N-S, es afectado por el mismo juego de fracturas por lo cual inferimos para éstas un origen ándico.

Si volcamos todas las mediciones de fracturación en un mismo diagrama (Fig. 5a) vemos que se diferencian claramente tres orientaciones preferenciales. El juego de orientación N 50° E presenta estriaciones y corresponde por lo tanto a fracturas de cizalla. Las fracturas de alineación E-O definidas como extensionales permitirían interpretar un esfuerzo compresivo regional ( $\sigma_1$ ) paralelo a esa dirección. A su vez podríamos considerar que el juego restante corresponde a fracturas conjugadas con el juego de cizalla establecido, aunque el gran ángulo comprendido entre las mismas (aproximadamente 80°-90°) no es totalmente consistente con esta hipótesis. Una interpretación alternativa es que estos juegos no sean conjugados entre sí, sino con algunas de las fracturas de orientación E-O que no se halla comprobado su origen extensional, como las medidas en las riolitas. Como hemos mencionado, las fracturas de cizalla observadas en la muestra 1a son consistentes con tal sistema de fracturas conjugadas, que en este caso responderían a un esfuerzo regional desde el OSO. En cambio en el punto 5 las fracturas consideradas conjugadas se generarían por una compresión en la dirección ESE. Esto estaría relacionado a una redistribución local de los esfuerzos, ligada posiblemente al desarrollo de las macroestructuras, como por ejemplo el sistema de retrocorrimientos. Estas estructuras dirigidas hacia el noroeste (Fig. 3), generando localmente un campo de esfuerzos en ese sentido, estarían a su vez vinculadas a un cambio en la orientación de la falla El Carrizalito al pasar de una zona de rampa frontal a una oblicua (Turienzo y Dimieri 2005b y este volumen). Los planos de foliación muestran en general una orientación meridiana y otra aproximadamente NNE-SSO (Fig. 5b), esta última relacionada a las variaciones locales de los esfuerzos mencionadas.

## Conclusiones

El análisis microscópico efectuado en muestras del basamento permitió reconocer algunas diferencias en el grado de deformación que han sufrido las distintas unidades que lo integran. Las tonalitas y granodioritas correspondientes al evento magmático más antiguo presentan una deformación de bajo grado, desarrollada en la transición frágil-dúctil, aproximadamente entre los 300° y 400°C. Estas condiciones de deformación estarían vinculadas a un evento tectónico previo al ándico, ya que las rocas graníticas de intrusión posterior muestran en general una deformación de muy bajo grado. Las variaciones en la intensidad de la deformación frágil superpuesta, observada en las distintas muestras, se vinculan a su posición relativa dentro de las macroestructuras.

Los bivalvos deformados hallados en el flanco posterior del anticlinal de Lomas Bayas, indican que la pila estratigráfica ha sufrido un cizallamiento de aproximadamente 22°

hacia el noroeste. La elipse de deformación determinada es consistente con un plegamiento por cizalla flexural.

El patrón de fracturación observado en los diferentes puntos permite interpretar un esfuerzo compresivo regional que actúa aproximadamente en la dirección E-O a OSO. La disposición de algunos juegos de fracturas podría deberse a una reorientación local del campo de esfuerzos, asociada al desarrollo de las macroestructuras cenozoicas. Igual interpretación se desprende del análisis de los posibles planos de foliación.

Todos los datos microestructurales presentados revelan el comportamiento que las rocas del basamento y de la cubierta sedimentaria han tenido durante la orogenia andina y su conocimiento es un aporte esencial para interpretar la cinemática de las estructuras mayores.

## 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 los asistentes a la XII Reunión de Microtectónica y Geología Estructural, al editor y a dos árbitros anónimos, cuyas observaciones contribuyeron a mejorar este trabajo.

## Trabajos citados en el texto

- 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. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 153-161.
- 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.
- Japas, S. y Kleiman, L., 2004. El ciclo Choiyoi en el bloque de San Rafael (Mendoza): de la orogénesis tardía a la relajación mecánica. Avances en Microtectónica y Geología Estructural. Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación especial N° 7: 89-100.
- Kozłowski, E., 1984. Interpretación estructural de la Cuchilla de la Tristeza. Provincia de Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 381 - 395, Buenos Aires.
- Kozłowski, E., Cruz, C., Condat, P. y Manceda, R., 1989 b. Interpretación del fallamiento de bajo ángulo en los sedimentos cretácicos del río Diamante. Provincia de Mendoza. 1° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 675-688, Buenos Aires.
- Kozłowski, E., Manceda, R. y Ramos, V., 1993. Estructura. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos: p. 235-256. Mendoza.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist 68: 277-279.

- Llambias, E., Kleiman, J. y Salvarredi, J., 1993. El Magmatismo Gondwánico. En: Ramos, V. A. (Ed). Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos: p. 53-64. Mendoza.
- 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: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 62: 369-382.
- Nullo, F. y Stephens, G., 1993. Estructura y deformación terciaria en el área de las Aucas, sur de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 107-112.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A., 1996. Microtectonics. Springer Verlag, 289 p., Berlin.
- Pryer, L. L., 1993. Microstructures in feldspar from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. Journal of Structural Geology 15 (1): 21-36.
- Ramsay, J. G., 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill Book Co., 568 p., New York.
- 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 Science 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. y Dimieri, L. Cinemática del sistema de retrocorrimientos que involucra al basamento de la Cordillera Principal en el Río Diamante, Mendoza. Avances en Microtectónica y Geología Estructural. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación especial (este volumen).
- Volkheimer, W., 1978. Descripción geológica de la hoja 27b, cerro Sosneado, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 151: 1-85. Buenos Aires.
- Wellman, H. W., 1962. A graphical method for analysing fossil distortion caused by tectonic deformation. Geological Magazine 99: 348-352.