

Metamorfismo y deformación de la Formación Tobífera en la cordillera Riesco, región de Magallanes, Chile: evidencias para su evolución tectónica

Gonzalo GALAZ¹, Francisco HERVÉ¹ y Mauricio CALDERÓN¹

¹ Departamento de Geología, Universidad de Chile, Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile. E-mail: ggalaz@ing.uchile.cl

RESUMEN. La Formación Tobífera (150 Ma) se deposita en parte contemporánea al Complejo Ofiolítico Sarmiento durante un ambiente geodinámico de *rifting* de la cuenca de Rocas Verdes. Posteriormente se depositan en concordancia sobre ella las unidades cretácicas de las Formaciones Zapata, Punta Barrosa y Cerro Toro.

En Cordillera Riesco está compuesta por tobas silíceas, tobas soldadas silíceas, limolitas negras cuarcíferas y lutitas cuarcíferas, afectadas por una deformación milonítica, que desarrolla indicadores cinemáticos dúctiles inversos, con menor componente dextral, que sugiere un movimiento dextral-inverso para la zona de falla. La mineralogía metamórfica y la aplicación de geotermobarómetros reflejan que esta zona milonítica alcanzó condiciones P-T de $6,37 \pm 1,1$ kb y $399 \pm 64^\circ\text{C}$, respectivamente. Esto sugiere que estas rocas alcanzaron una profundidad entre 19-26 km, posiblemente producto de un evento de subducción reversa que afectó a estas rocas. Además, determinan una facies esquistos verdes para asociaciones minerales en la matriz y facies prehnita-actinolita para asociaciones minerales en vetillas. Este último evento metamórfico sería de carácter retrógrado. Clastos deformados de la Formación Tobífera en brechas de la Formación Cerro Toro, evidencian que ésta se exhumó antes del Cretácico superior.

La configuración actual de las estructuras en Cordillera Riesco posiblemente se debe a rotaciones hacia el oeste, producidas dentro del desarrollo de la faja plegada y corrida de Magallanes.

Palabras clave: *Formación Tobífera, metamorfismo, deformación, tectónica.*

ABSTRACT. *Metamorphism and deformation of the Tobífera Formation in the Cordillera Riesco, Region of Magallanes, Chile: Evidences for its tectonic evolution.* The Tobífera Formation (150 Ma) was in part deposited contemporaneously with the Sarmiento Ophiolitic Complex during the rifting stage of the Rocas Verdes Basin. Later, the Cretaceous Zapata, Punta Barrosa and Cerro Toro Formations were deposited conformably on top of the Tobífera. In Cordillera Riesco, it is composed of siliceous tuffs, siliceous welded tuffs, quartzose black shales and siltstones. It is affected by a mylonitic deformation that developed different ductile reverse kinematic indicators, with a minor dextral component which suggest a reverse- dextral movement of the fault zone. The metamorphic mineralogy indicates that the greenschist facies conditions were reached for the matrix forming minerals, and prehnite-actinolite facies in mineral associations in retrograde cross-cutting veinlets. Geothermobarometric calculations indicate that this mylonite zone reached 6.3 ± 1.1 kb and $399 \pm 64^\circ\text{C}$. These values suggest that these rocks reached a depth between 19 and 26 km, maybe during a reverse subduction episode in the area. Deformed clasts of Tobífera Formation in conglomerates of Cerro Toro Formation indicate the exhumation of the Tobífera Formation before or during the Late Cretaceous. The present configuration of the structures in Cordillera Riesco is possibly determined by westward rotations occurred in the Magallanes fold and thrust belt.

Key words: *Tobífera Formation, metamorphism, deformation, tectonic.*

Introducción

Contemporáneo al desmembramiento de Gondwana, durante el Jurásico en Sudamérica austral, grandes volúmenes de magma riolítico fueron emitidos debido a una amplia fusión de la corteza inferior asociada a una cuenca de rift volcanotectónica combinada con un adelgazamiento de la corteza (Pankhurst y Rapela 1995). Un registro de éste magmatismo se encuentra en la Patagonia chilena y está documentado por riolitas y lutitas de la Formación Tobífera de aproximadamente 150 Ma (U-Pb, Hervé *et al.* 2004, Calderón *et al.* 2004) y con un consecuente rango entre 156-144 Ma determinado mediante fauna fósil por Fuenzalida y Covacevich (1988).

Este representa el evento más joven del Grupo Chon Aike.

La base de la Formación Tobífera se encuentra en discordancia angular sobre un basamento metamórfico pre- (?) Jurásico superior en el sector de Península Staines (Forsythe y Allen 1980). Por otro lado, en el distrito de Última Esperanza, Wilson (1991) presenta una columna de 30 m de potencia, compuesta por una sucesión de lutitas negras piríticas, horizontes de lutitas silíceas, turbiditas tobáceas con fragmentos de cristales de cuarzo, feldespato y líticos riolíticos en una matriz rica en filosilicatos y material vítreo recristalizado, depósitos de tobas subácueos con abundantes fragmentos de vidrio desvitrificados, buena selección y fina laminación horizontal, depósitos de bloques y cenizas con importante

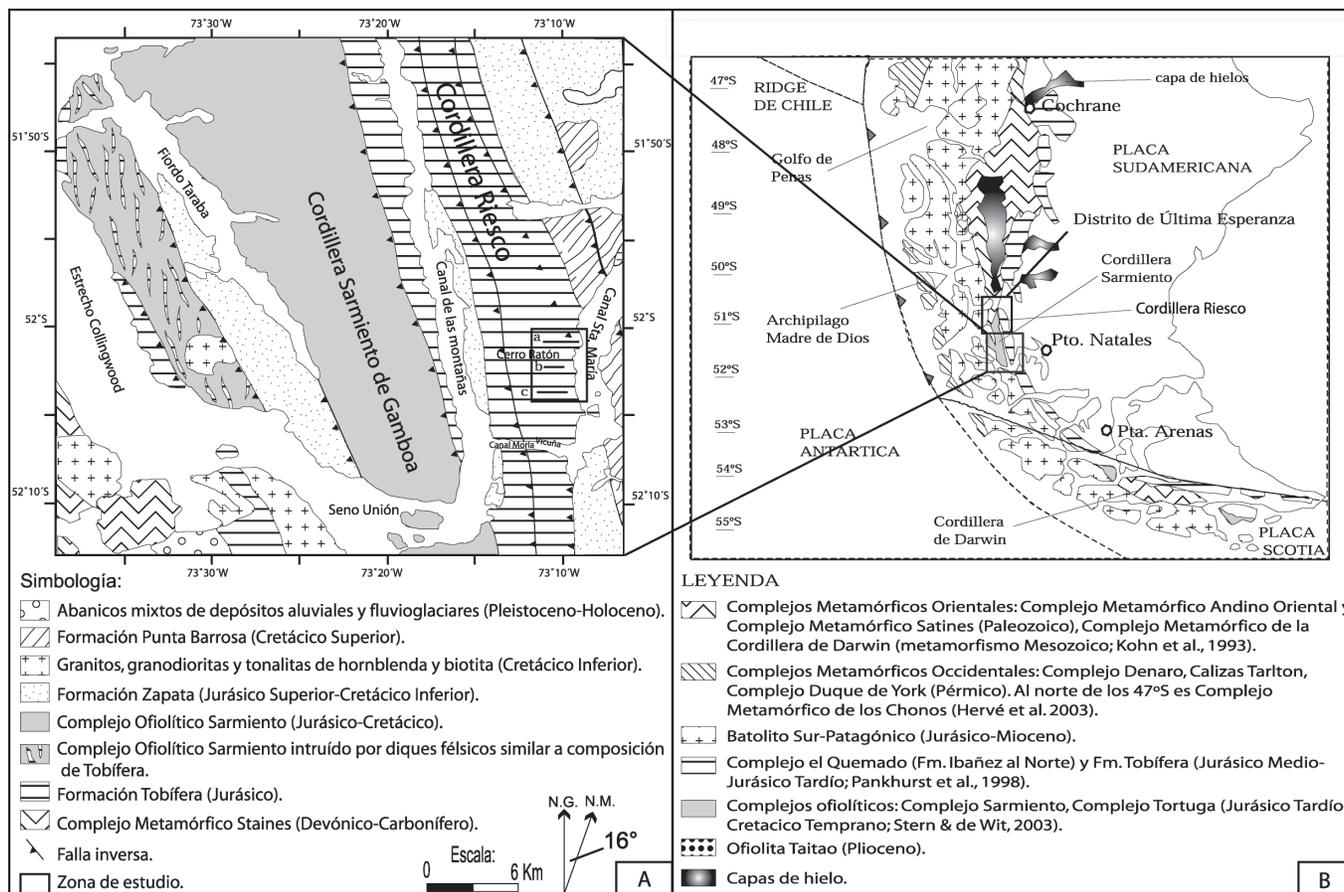


Figura 1: a) Mapa geológico y ubicación del área de estudio, donde afloran rocas de edad Jurásico superior-Cretácico inferior correspondientes a la Formación Tobífera. Las líneas a, b y c indican las zonas en donde se confeccionaron las columnas litológicas de la Fig. 3; b) Mapa geológico esquemático de Sudamérica austral, en el cual se muestra la zona de estudio (Galaz 2005).

participación de fragmentos líticos de riolitas y flujos piroclásticos subácueos con abundantes clastos de pómez tamaño lapilli en una matriz tobácea. En la parte este del distrito de Última Esperanza la Formación Tobífera intercala a unidades del Complejo Ofiolítico Sarmiento compuesto por gabros, un complejo de diques sobreyacido por una unidad de considerable espesor consistente en lavas almohadilladas y turbiditas ricas en material volcániclastico, desarrollados en una cuenca marginal jurásica superior-cretácica inferior, llamada la cuenca de «Rocas Verdes» (Dalziel 1981). Luego, una abrupta inactividad de las fuentes emisoras del magmatismo riolítico, en el periodo final de desarrollo del Complejo Ofiolítico Sarmiento, marca el inicio de los depósitos sobre una paleopendiente submarina de lutitas negras, limolitas y areniscas grano fino de la Formación Zapata durante el Jurásico superior-Cretácico inferior (Cook *et al.* 1982). Posteriormente sobreyaciendo concordantemente a la Formación Zapata se deposita la Formación Punta Barrosa (aprox. 92 ± 1 Ma, Fildani *et al.* 2003), constituida por una base rica en calizas y una parte superior rica en areniscas de grano grueso, conglomerados y areniscas turbidíticas de grano grueso (Wilson 1991). Luego

sobreyaciendo a las formaciones descritas anteriormente se deposita la Formación Cerro Toro en el Cretácico superior (80-70 Ma (?), Fildani *et al.* 2003), compuesta de calizas hemipelágicas y areniscas turbidíticas.

Las estructuras presentes en la Formación Tobífera en Península Staines, consisten en una serie de pliegues sinclinales y anticlinales, con un clivaje de plano axial (Forsythe y Allen 1980). Gran parte de esta deformación es resultado de la colisión entre un arco volcánico generado en el Cretácico Inferior y el margen pasivo de la cuenca de Rocas Verdes, que generó durante el Cretácico Superior-Terciario la faja plegada y corrida de Magallanes (Harambour 2002 b). Esta faja desarrolla una primera fase deformacional de piel delgada (*thin skinned*) y desde el Mioceno una fase deformacional de piel gruesa (*thick skinned*), en la cual se produce un alzamiento de 6 km estimado en base a estudios en granitos del plutón Paine (Harambour 2002 a y b).

En algunos sectores rocas de la Formación Tobífera, del Complejo Ofiolítico Sarmiento y de la Formación Zapata presentan facies esquistos verdes baja, asociada a la orogénesis andina ocurrida en el Cretácico medio (Hanson y Wilson, 1991). Algunos autores plantean que

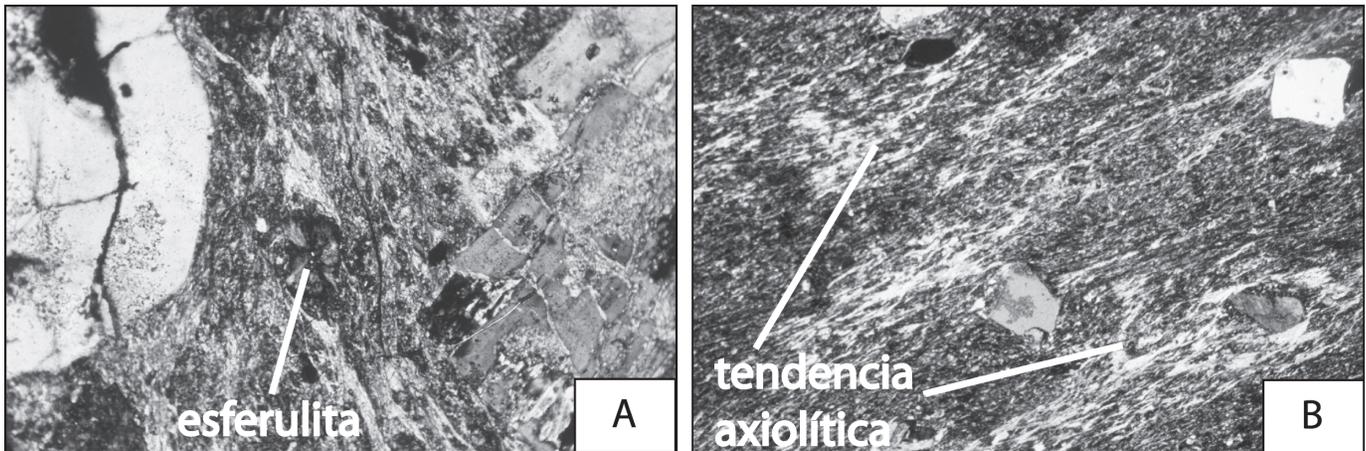


Figura 2: Texturas presentes en tobas soldadas de lapilli cristalinas. a) Fotografía que muestra la textura esferulítica en un cristal de cuarzo. Además destacan el cristal de cuarzo fracturado (izquierda) y el cristal de plagioclasa fracturado (derecha) (muestra R2-5B, n. cruzados; 10x); b) Fotografía que muestra una tendencia a textura axialítica (muestra R6-1, n. cruzados; 10x).

otro factor que ha influido en el grado metamórfico alcanzado por la Formación Tobífera y el Complejo Ofiolítico Sarmiento es el previo enterramiento bajo los sedimentos cretácicos de la cuenca de Magallanes (e.g. Pankhurst y Rapela 1995).

El objetivo principal de este estudio es establecer el régimen tectónico de la deformación y el asociado metamorfismo registrado en las rocas de la Formación Tobífera mediante el estudio de la geometría y cinemática de su deformación frágil y dúctil. Para ello se realizó un estudio petrológico y estructural de 80 muestras orientadas, de las cuales se estudiaron 37 cortes transparentes y seis de ellos con microsonda electrónica. Éstas fueron obtenidas desde un segmento expuesto en el sector de Cerro Ratón, ubicado entre las coordenadas 52°S a 52°5'S y 73°13'O a 73°8'O en la Cordillera Riesco, zona de canales de la región de Magallanes, al oeste del canal Santa María (Fig. 1-A). Esta zona pertenece a la faja plegada y corrida de Magallanes, la que se orienta aproximadamente al norte y presenta una serie de corrimientos con vergencia este (Fig. 1-A y B).

Litología

En la zona de estudio se confeccionaron tres columnas litológicas (Fig. 3) correspondientes a las trazas a, b y c en el mapa a de la figura 1. La litología presente en las columnas se resume en cinco tipos de rocas detalladas a continuación:

Tobas de lapilli cristalinas de composición silícea, texturas piroclásticas porfiríticas con fragmentos tamaño lapilli en una matriz tamaño arcilla. Están constituidas por fragmentos de cristales (73-90% con respecto a la roca) de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, además de los minerales accesorios alanita, muscovita, circón y opacos (algunos de formas cuadradas, los que posiblemente corresponderían a pirita), pequeñas cantidades de clastos

líticos (3 -10 %) de origen volcánico que corresponden a tobas riolíticas y escasos vitroclastos (2-17 %), entre los cuales se reconocieron algunas trizas deformadas. Todos estos clastos se presentan inmersos en una matriz compuesta por material vítreo, cuarzo, feldespato y algunos minerales metamórficos en equilibrio (contacto físico entre los cristales) entre ellos, en las asociaciones cuarzo + ortoclasa + muscovita + estilpnomelano + epidota + titanita + clorita; cuarzo + ortoclasa + muscovita + estilpnomelano + epidota + clorita; cuarzo + ortoclasa + muscovita + estilpnomelano + titanita + clorita + esmectita y cuarzo + ortoclasa + muscovita + estilpnomelano + epidota + titanita + esmectita.

Tobas soldadas de lapilli cristalinas de composición silícea, la mineralogía es similar a la presente en las tobas de lapilli cristalinas, con la diferencia de que además de texturas piroclásticas, poseen textura esferulítica en algunos cristales de cuarzo. Esta textura es propia de lavas y tobas soldadas (Heinrich 1956). Tomando en cuenta que estas rocas además poseen algunas trizas deformadas y una tendencia a textura axialítica, se evidencia que se tratarían de tobas soldadas (Fig. 2).

Limolitas negras cuarcíferas constituidas fundamentalmente por detritos tamaño arena fina (25%) de cuarzo y feldespato, además de algunos minerales metamórficos en equilibrio, tales como cuarzo, mica blanca, estilpnomelano y titanita, en una matriz tamaño limo (75%), compuesta por material cuarzo-feldespático y vítreo.

Lutitas cuarcíferas, que presentan más del 85% de los clastos criptocristalinos (matriz) y está compuesta fundamentalmente por detritos tamaño arenisca muy fina (15%) de cuarzo, feldespatos y escasa mica blanca, además de algunos minerales metamórficos como cuarzo, titanita y muy escasa mica blanca en equilibrio entre ellos.

Dique máfico que corta la sucesión anteriormente mencionada. Este dique presenta textura porfídica en una matriz vitrofídica y está constituido fundamentalmente por cristales de dióxido, magnesiohastingsita, feldespato

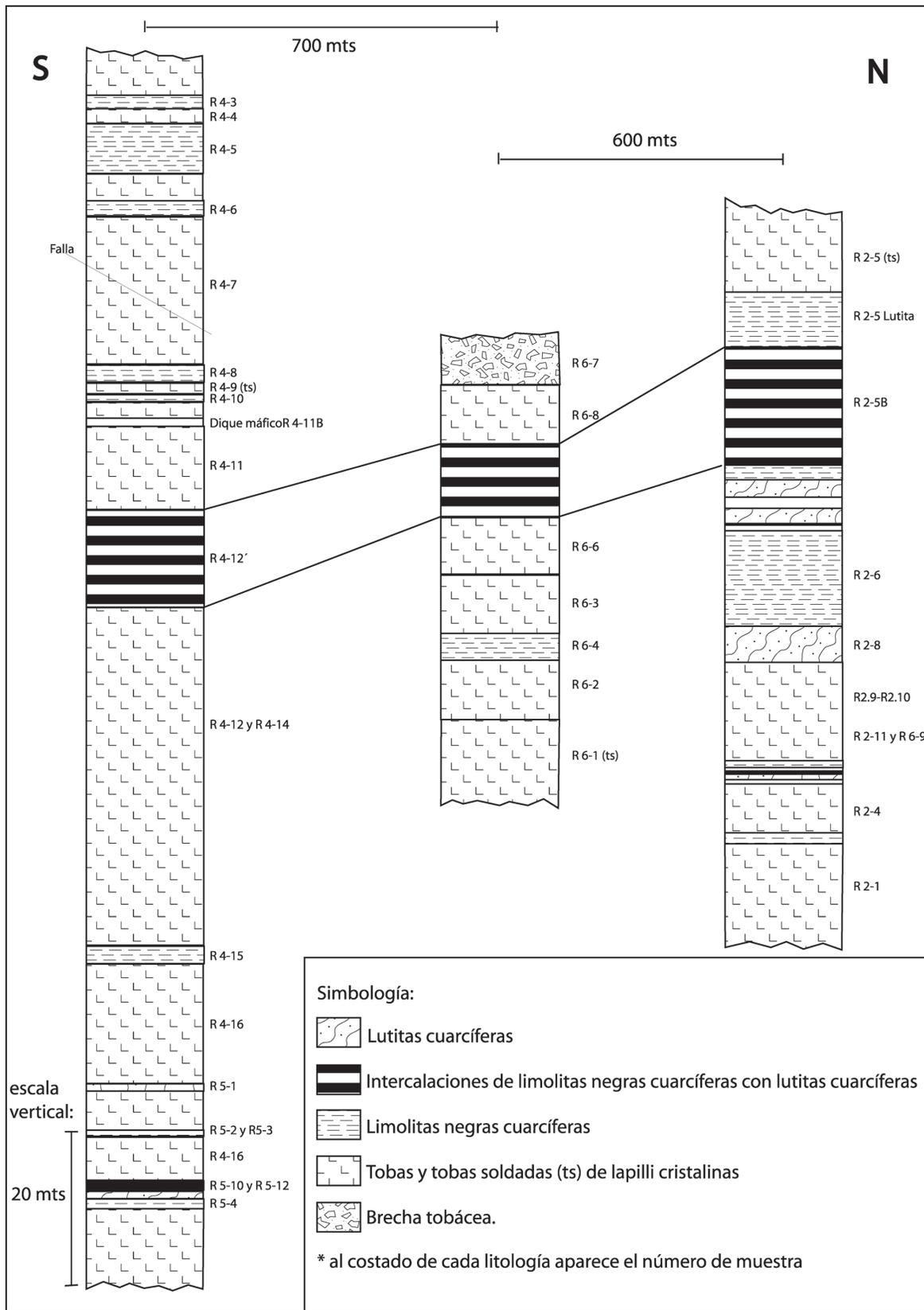


Figura 3: Columnas litológicas de la sucesión en estudio en el sector del cerro Ratón; la ubicación de donde fueron confeccionadas se muestra en el mapa a de la Fig. 1 (Galaz 2005, Galaz et al. 2005).

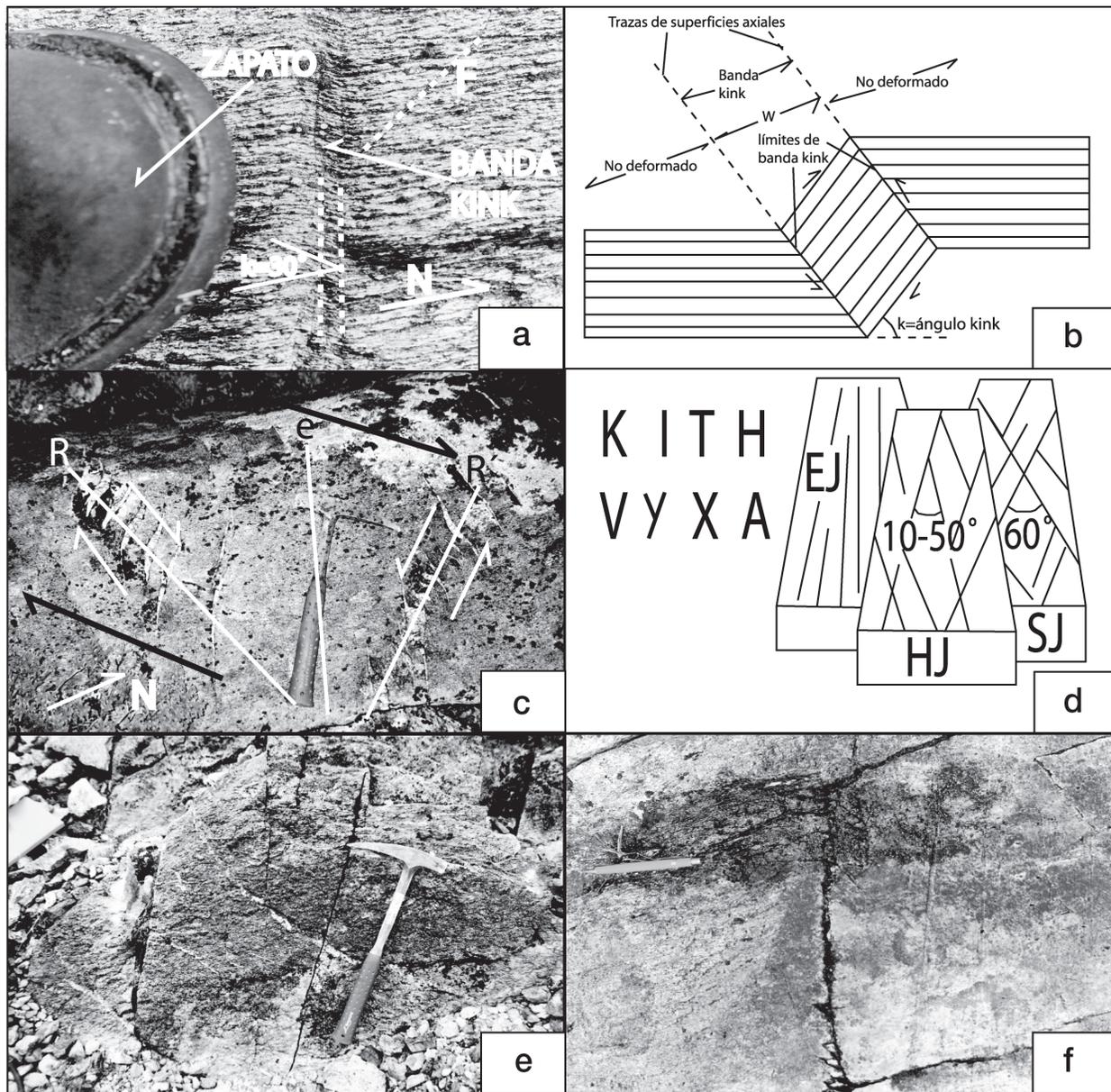


Figura 4: Estructuras mesoscópicas. **a)** Foto de afloramiento mostrando una banda «kink», note el ángulo k de 30° que forma la foliación no deformada por la banda (f) con la foliación interna de ésta. Véase también la fractura (F) que corta a la banda «kink». **b)** Diagrama mostrando la geometría de una banda «kink» tomada desde Twiss & Moores (1992). **c)** Foto de afloramiento mostrando arreglos de venas en-échelon que corresponden a superficies de cizalla R y R' del Criterio de Riedel, lo que indica un cizalla dextral global para la zona orientado $N45^\circ E$ aprox. **d)** Estilos de las trazas de fracturas caracterizados por la referencia a formas de letras del alfabeto latino y rangos de 2θ para (i) fracturas de extensión, (ii) fracturas híbridas, (iii) fracturas de cizalla (cuando $\Phi=30^\circ$), donde EJ: fracturas de extensión, HJ: fracturas híbridas y SJ: fracturas de cizalla (Hancock, 1985). **e)** Fractura tipo Y y X en roca de la Formación Tobífera. **f)** Fracturas tipo H en roca de la Formación Tobífera.

potásico y olivino en una matriz compuesta por albita y ortoclasa fundamentalmente. También existen algunos minerales metamórficos, tales como epidota creciendo a expensas de algunas plagioclasas debido a procesos de albitización y esmectita producto de desvitrificación desarrollada en la matriz. Calderón *et al.* (2005) ha descrito diques similares a éste como diques lamprófidos, que se presentan cortando el Complejo Ofiolítico Sarmiento en el sector de canal de las Montañas, al este de

la zona en estudio (Fig. 1).

Las rocas sedimentarias presentes en la sucesión anteriormente descrita son depósitos de baja energía, condición que indica un posible ambiente subácueo. Debido a la ausencia de estructuras indicadoras de ambiente y/o fósiles, no se pudo discriminar entre ambiente de deposición marino o lacustre.

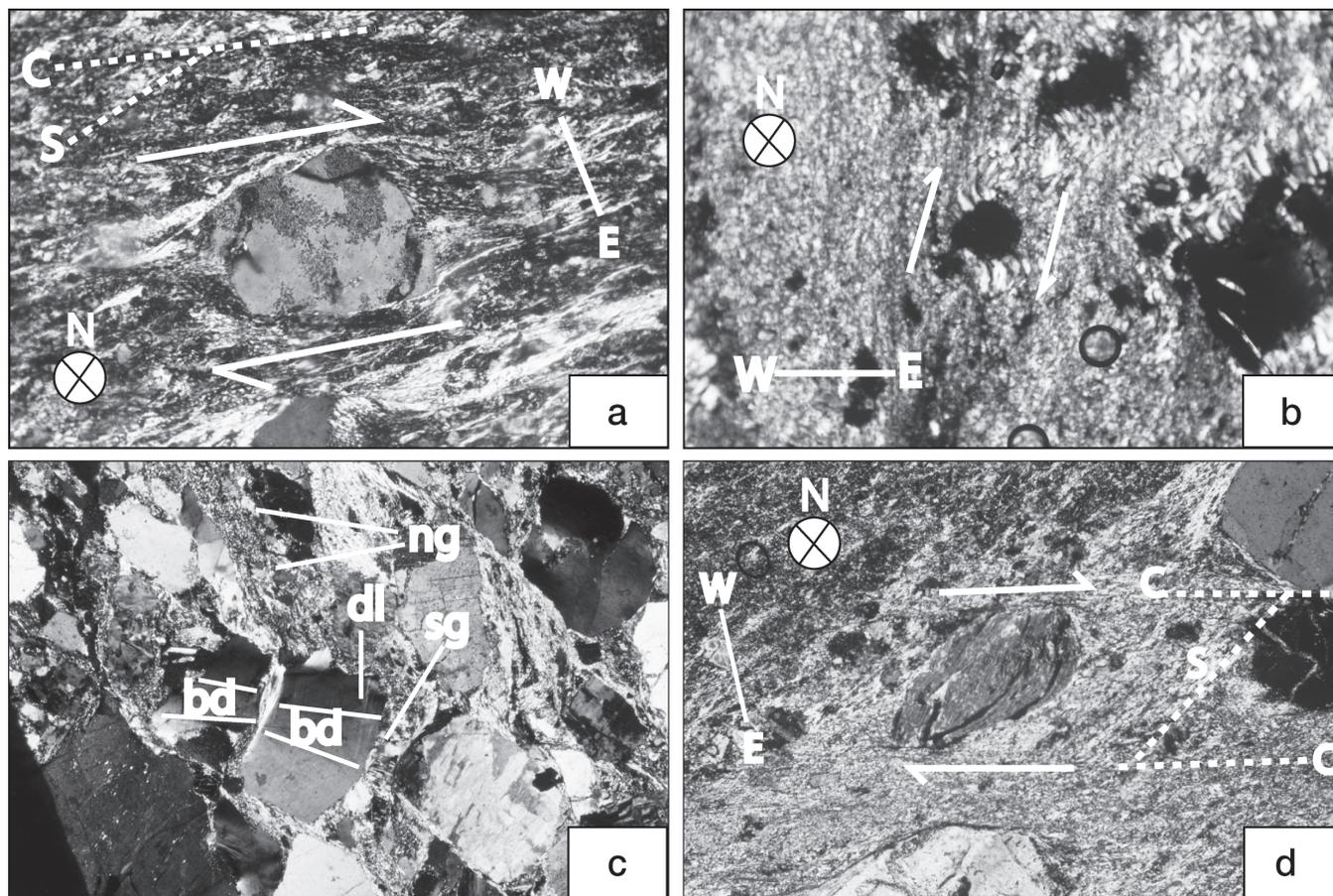


Figura 5: Microestructuras en tobas de lapilli cristalinas de la Formación Tobífera. **a)** Mica blanca formando un *quarter mats* en torno a un cristal de cuarzo, el que sugiere un cizalla dextral (muestra R6-1, n. cruzados; 10x). **b)** *Fringes* de cuarzo dextrales en torno a porfiroclastos opacos. **c)** Pez de mica dextral (muestra R2-5A, n. cruzados; 10x). Se distingue una foliación con geometría S-C en el caso de las imágenes A y C, el plano S es la foliación principal y el plano C es la foliación secundaria. **d)** Cristales de cuarzo con extinción ondulosa, bandas de deformación (bd), deformación lamelar (dl), nuevos granos (ng) por recrystalización y subgranos (sg), además de cristales de plagioclasa albitizada y alterada a fengita (muestra R2-11; n. cruzados; 10x).

Estructuras mesoscópicas

Diversas estructuras a escala mesoscópica se reconocieron en la zona de estudio, las que entregan una gran cantidad de características evolutivas de estas rocas. Un resumen de las más relevantes para la finalidad de este estudio se presenta a continuación:

Disposición de la estratificación: Las rocas de la Formación Tobífera en la zona de estudio se disponen con un rumbo N0-5°O y con un manteo de aproximadamente 70°O.

Lineación: Se presenta una lineación de estiramiento en minerales de clorita y cuarzo paralelas al manteo de las rocas de la zona de estudio.

Foliación: Contribuye al desarrollo de ésta, la elongación de cristales de mica y clorita, el crecimiento de granos de mica orientados en la dirección de foliación y un crecimiento restringido paralelo a minerales aplastados. Se orienta N0-4°O y posee un manteo de 75-85°O (subparalela a la estratificación), es semi-anostomosada (a paralela) y

continua. Ésta se observa mucho más marcada en las limolitas negras cuarcíferas que en las tobas y lutitas cuarcíferas de la sucesión en estudio.

Bandas kink: Experimentos realizados por Twiss y Moores (1992), indican que las bandas *kink* se desarrollan en zonas de cizalla de bajo a medio *stress* (nunca de alto *stress* de cizalla). En el caso de la Formación Tobífera se aprecian bandas *kink* orientadas N65E/85N y tiene un movimiento de cizalla dextral. Estas presentan un ángulo *kink*, $k=30^\circ$, y un ángulo $\gamma=75^\circ$. Cabe destacar que esta banda *kink* está cortada por una fractura frágil (Figs. 4 a y b).

Venas en-échelon: Durney y Ramsay (1973), sugieren que las venas de tipo sigmoidales distorsionadas (o *en-échelon*) son producto de una larga y continuada cizalla a lo largo de una misma zona. Por otro lado, Beach (1975) plantea una conexión entre la geometría de las venas *en-échelon* y su génesis, separándolas en arreglos de venas tipo I y tipo II, las cuales se desarrollan a partir de fracturas de cizalla y extensionales respectivamente.

Las tobas presentan venas en-échelon correspondientes

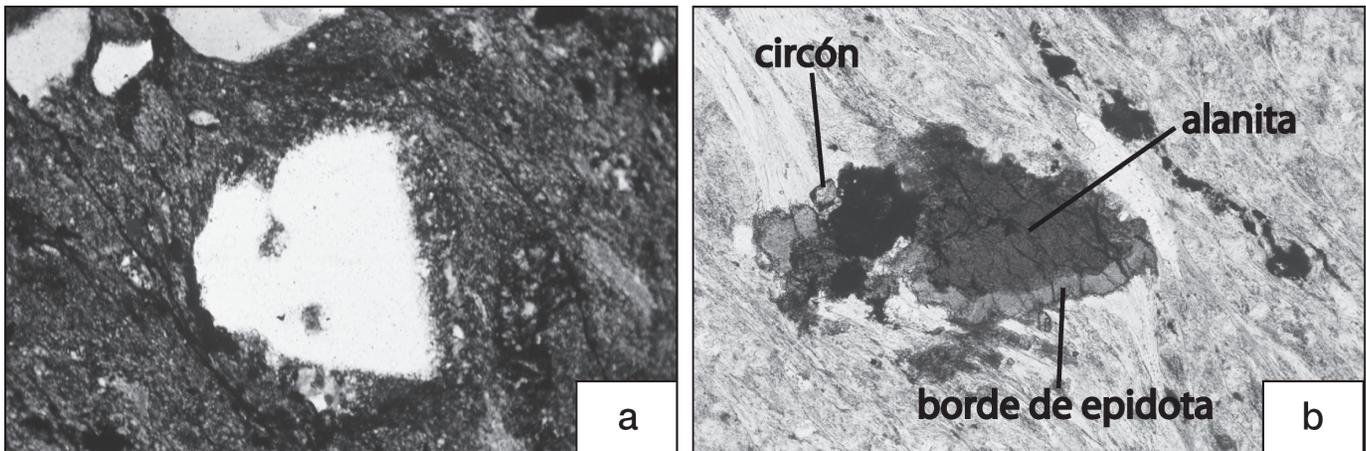


Figura 6: Crecimientos epitáxicos. a) Cuarzo primario con textura coronítica, probablemente debido a crecimiento epitáxico en sus bordes en toba de lapilli cristalina (muestra R4-12'; nicoles cruzados; 10x). b) Cristal de alanita presentando borde de alteración o crecimiento epitáxico de epidota

a arreglos de venas de tipo I definidos por Beach (1975), los cuales sugieren un origen a partir de fracturas de cizalla. Los arreglos se disponen en bandas que corresponderían a fracturas de cizalla secundarias R y R₁, según el criterio de Riedel (Fig. 4-C). Debido a la orientación de los arreglos de las venas en-écheon se sugiere un acortamiento E-O, lo que produce un movimiento transcurrente aproximadamente N45°E con un cizalla dextral global para la zona de estudio.

Fracturas: Se clasifican en extensionales, híbridas y de cizalla, dependiendo de los esfuerzos involucrados en su génesis. Hancock (1985), plantea un criterio para distinguir entre los tipos de fracturas dentro de un sistema o un *set* de éstas, que se basa en la visualización en superficie de la intersección de sus trazas, las cuales forman un patrón similar a letras del alfabeto latino (Fig. 4-D). Por ejemplo, las formas semejantes a las letras I, T y H, corresponden a uno, dos y tres sistemas de fracturas conjugadas extensionales respectivamente, en tanto las formas semejantes a las letras Y, V y X corresponden a un sistema de fracturas conjugadas híbridas o de cizalla. En la zona de estudio se presentan fracturas con trazas tipo H, Y y X definidas por Hancock (1985), lo que sugiere un sistema compuesto por al menos dos episodios que generaron fracturas conjugadas de tipo extensional (traza de tipo H) y al menos un episodio que generó fracturas conjugadas de tipo cizalla, las que presentan trazas de tipo Y y X, y un ángulo dihedral de aproximadamente 65° (Fig. 4 d, e y f).

La presencia de elementos mesoscópicos frágiles (venas *en-écheon* y fracturas) y dúctiles (lineación, foliación, bandas *kink*), evidencia el desarrollo de una zona de cizalla con características frágiles y una gran acumulación de deformación dúctil, lo que sugiere que se trata de a una zona de deformación milonítica, la cual se distribuye en una franja orientada aproximadamente N-S (véase Fig. 1). La deformación mostrada por las bandas *kink*, las venas *en-écheon* y la foliación es consecuente con una zona de deformación frágil-dúctil, caracterizada por bandas de cizalla N45°-65°E. A partir de las bandas

kink orientadas N65E/85N se deduce un movimiento de cizalla dextral dúctil.

Microestructuras

Para el reconocimiento de las estructuras microscópicas en estas milonitas se utilizaron cortes de láminas delgadas orientadas, perpendiculares a la foliación y paralelas a la lineación de estiramiento (10 de los 37 cortes). A continuación se presentan las características microestructurales producidas por la deformación en cada litología estudiada:

Tobas y tobas soldadas: Se caracterizan por una deformación regularmente homogénea, presentando una foliación S-C (Lister y Snoke 1984), compuesta por bandas de mica blanca y estilpnomelano secundarios conformando una foliación principal, espaciada (10-12 dominios de clivaje por milímetro), continua y con una relación anostomosada (planos S). En algunas tobas con mayor deformación se presenta una segunda foliación, oblicua a la foliación principal, espaciada (5 dominios de clivaje por milímetro), discontinua, con una relación paralela (planos C) y desarrollada por cristales secundarios de estilpnomelano y mica blanca, en ángulos intermedios con respecto a la foliación principal (20-40°; Figs. 5 a y c).A

Los porfiroclastos de cuarzo y feldespatos presentan variadas estructuras asociadas a procesos de deformación cristalo-plástica, tales como extinción ondulosa, deformación lamelar, bandas de deformación cristalinas, migración de límite de grano formando subgranos y nuevos granos recrystalizados (véase Fig. 5 d). Además, procesos de transferencia de masa difusiva son evidenciados por la presencia de diversos sistemas de porfiroclastos consistentes en colas de tipo ó definidas por Lister y Snoke (1984), sombras de presión y *quarter mats* compuestos por agregados orientados de cuarzo y mica blanca en torno a núcleos de cuarzo y feldespato, *fringes* compuestos por cuarzo recrystalizado en torno a núcleos de piritita y peces de mica blanca (véase Figs. 5 a, b y c). Cabe señalar que los

porfiroclastos líticos y vítreos en las tobas son escasos y se presentan elongados y orientados paralelos a la foliación principal, y no presentan ninguna de las estructuras mencionadas anteriormente.

Limolitas negras cuarcíferas: Presentan características de deformación similares a las tobas. Debido al menor y más homogéneo tamaño de grano de las limolitas, se produce una menor concentración, tamaño y desarrollo de sistemas de porfiroclastos. Se reconocieron *quarter mats*, *fringes* y peces de mica blanca (*mica fish*), los cuales son registros de que un proceso de transferencia de masa difusiva actuó en la deformación de éstas rocas. Algunos porfiroclastos de cuarzo y feldespato muestran evidencias de recristalización de límite de grano, generando subgranos y nuevos granos recristalizados. Además los porfiroclastos de cuarzo presentan extinción ondulosa y deformación lamelar, lo que en su conjunto sugiere que un proceso de deformación cristaloplástica afectó también a las limolitas. Por último, la foliación principal (planos S) se presenta mucho más marcada, menos espaciada que en las tobas (17-20 dominios de clivaje por milímetro), más continua y con una relación menos anostomosada. La foliación secundaria (planos C) en estas rocas alcanza una menor concentración y espaciamiento, es oblicua a la foliación principal (20-25°), poco espaciada (10 dominios de clivaje por milímetro), más discontinua que en las tobas y con una relación paralela entre sus superficies.

Lutitas cuarcíferas: El único sistema que se reconoció en estas rocas fueron peces de mica muy pequeños. Algunos escasos porfiroclastos de cuarzo presentan extinción ondulosa y recristalización de límite de grano formando nuevos granos recristalizados, lo que sugiere que un proceso de deformación cristaloplástica actuó en ellas. Bandas de mica blanca secundaria conforman la foliación principal (planos S), la cual se presenta menos marcada, pero con mayor densidad (o muy poco espaciada, > 25 dominios de clivaje por milímetro) que en tobas y limolitas negras cuarcíferas, además de continua y con una relación anostomosada. El desarrollo de una segunda foliación (planos C) es casi nulo.

Dique máfico lamprófidio: No presenta ninguna geometría ni fábrica deformacional como las descritas para la sucesión de rocas de la Formación Tobífera. Este dique corta toda las estructuras deformacionales presentes en las rocas de dicha formación, por lo que la edad de la deformación se encuentra acotada por la edad de este dique, determinada en $125 \pm 3,7$ Ma mediante dataciones K-Ar en roca total (Calderón *et al.* 2005).

Microestructuras frágiles: Además se aprecian algunas fracturas de porfiroclastos de cuarzo y feldespatos (Fig. 2 a) y vetillas de tensión que cortan las estructuras generadas por deformación dúctil.

En el conjunto de rocas presentes en la zona de estudio no se desarrollan colas de tipo α , ni superficies de foliación tipo C'. Las superficies C' se generan por procesos similares a los que generan las superficies C, pero a condiciones de mayor deformación (Passchier y Trouw 1996). Por otro lado, las colas de tipo δ se producen en zonas sometidas a alta deformación de cizalla finita

(Passchier y Simpson 1986), por lo tanto la deformación anteriormente descrita evidencia el desarrollo de una zona milonítica de mediana deformación (Galaz 2005). Además, existe un escaso desarrollo de bandas de deformación, siendo éstas las únicas evidencias de procesos de recuperación. Debido a que las bandas de deformación son estructuras producidas por procesos de dislocación *creep*, que ocurren a altas temperaturas (Knipe 1989), esta zona milonítica se habría generado por procesos de mediana temperatura (Galaz 2005).

Los indicadores cinemáticos observados en los sistemas de porfiroclastos, así como la geometría de la foliación S-C, son consecuentes con un movimiento inverso para esta zona milonítica, con un ascenso del bloque occidental de la zona de cizalla. Además algunos indicadores mesoscópicos mencionados anteriormente registran una pequeña componente de movimiento dextral de la zona de falla.

Metamorfismo

Las rocas presentes en la zona de estudio poseen texturas milonítica ocelar y/o protomiloníticas y/o ultramiloníticas. Los minerales secundarios en equilibrio presentes en la matriz de las rocas volcánicas y sedimentarias pertenecientes a la Formación Tobífera en la zona de estudio consisten en cuarzo, ortoclasa, albita, fengita, muscovita, estilpnomelano, epidota, esmectita, clorita y titanita. Además se presenta feldespato potásico y plagioclasa transformándose parcialmente a fengita, muscovita, clorita, albita y calcita, lo que sugiere que procesos de sericitización, albitización y cloritización han tenido lugar en los feldespatos. Algunos cristales de cuarzo y alanita primarios, están sobrecrecidos en forma epitáxica por cuarzo y epidota secundarias respectivamente (Fig. 6).

El geotermobarómetro de Currie y Van Staal (1999), exige la asociación en equilibrio estilpnomelano+clorita+fengita+cuarzo, la que se presenta en contacto físico entre sus cristales en la matriz de las rocas de la Formación Tobífera. Mediante este método se obtuvo una temperatura promedio de 399 ± 64 °C y una presión promedio de $6,37 \pm 1,1$ kbar para esta asociación mineral presente en la matriz (Cuadro 1, Galaz 2005, Galaz *et al.* 2005). En el sector de canal de las Montañas se han obtenido, mediante este mismo método, datos de $T = 440 \pm 30$ °C y $P = 7 \pm 0,8$ kbar para rocas de ésta misma formación (Calderón *et al.* 2005). El cálculo de las condiciones P-T lo realiza el programa STILPNO2.EXE, el cual requiere los análisis químicos de estilpnomelano, clorita y fengita. Este método es adecuado para ser aplicado en las rocas silíceas de la Formación Tobífera debido a que está desarrollado para rocas de composición granítica. El rango de presión obtenida por éste método es consistente con presiones obtenidas mediante la aplicación del geobarómetro de Massonne y Schreyer (1987), el que entrega un rango muy amplio de presiones mínimas de 4,1-15,6 kbar (Galaz 2005, Galaz *et al.* 2005).

La temperatura obtenida mediante la utilización del geotermobarómetro de Currie y Van Staal (1999) es mayor

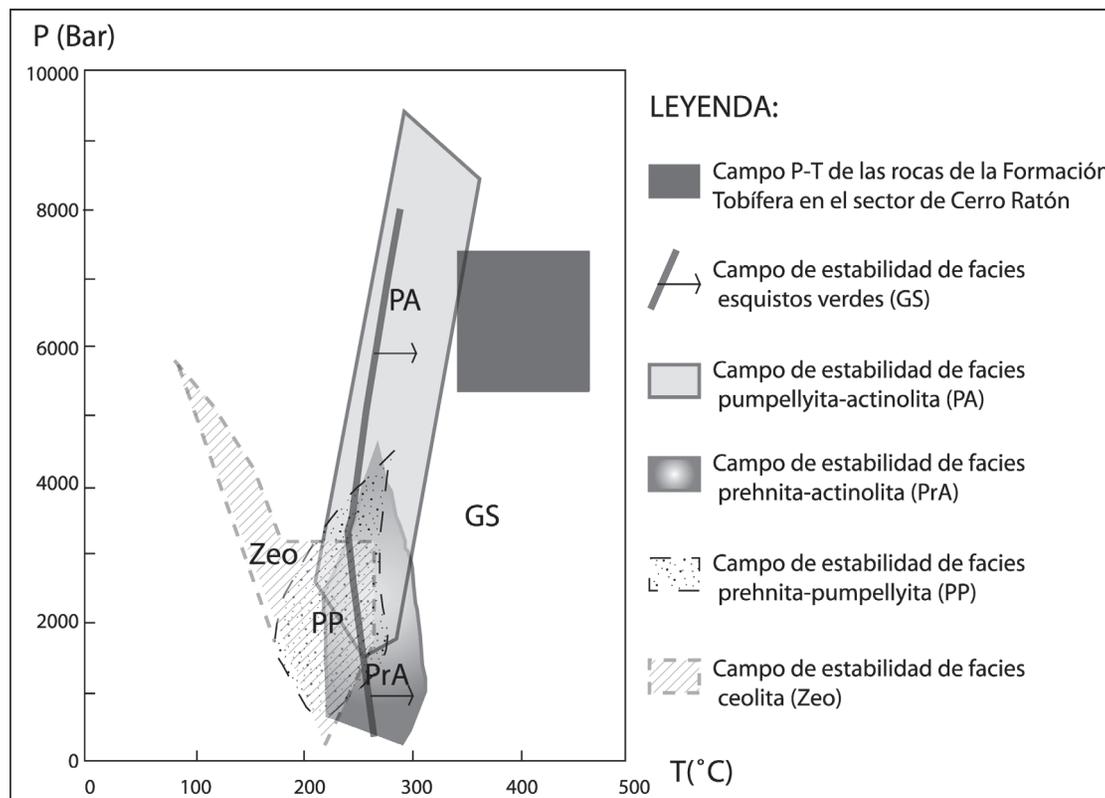


Figura 7: Grilla petrogenética de Frey *et al.* (1991), donde se muestra el rango P-T de estabilidad de las asociaciones metamórficas presentes en la matriz de las rocas de la Formación Tobífera. Este rango cae dentro del campo de estabilidad de las facies esquistos verdes.

Cuadro 1: Datos obtenidos mediante la utilización del programa STILPNO2.EXE para combinaciones de distintos análisis químicos a los minerales pertenecientes a la asociación crítica exigida por el método de Currie y van Staal (1999).

N° de dato	estilpnomelano n° de muestra (n° de análisis)	fengita n° de muestra (n° de análisis)	clorita n° de muestra (n° de análisis)	T (°K)	T (°C)	P (Kbar)
1	3-02 (7)	R4-4 (21)	R4-4 (17)	609	336	5.773
2	3-02 (14)	R4-4 (21)	R4-4 (17)	694	421	6.071
3	3-02 (7)	R4-4 (22)	R4-4 (17)	694	421	6.033
4	3-02 (14)	R4-4 (22)	R4-4 (17)	698	425	6.334
5	3-02 (7)	R4-4 (22)	R4-4 (19)	676	403	5.861
6	3-02 (14)	R4-4 (23)	R4-4 (19)	648	375	7.581
7	3-02 (7)	R4-4 (23)	R4-4 (18)	659	386	7.304
8	3-02 (14)	R4-4 (21)	R4-4 (18)	693	420	5.871
9	3-02 (14)	R4-4 (21)	R4-4 (19)	677	404	5.897
10	3-02 (7)	R4-4 (23)	R4-4 (17)	661	388	7.496
11	3-02 (7)	R4-4 (22)	R4-4 (18)	692	419	5.833
Promedios de presión y temperatura				672,82 ± 64	399,82 ± 64	6,37 ± 1,1

Cuadro 2: Datos calculados mediante el método geotermométrico de Cathelineau (1988) y Jowett (1991). Para los cálculos se ocuparon sólo los análisis de capas interfoliarias de cloritas mayor al 80%.

muestra (análisis N°)	% Xc	Fe/(Fe+Mg)	Tc (°C)	Tj (°C)
R4-2 (15)	93,6	0,766	299	295
R2-11 (14)	93,6	0,332	313	296
R2-11 (18)	82,8	0,335	301	253
promedio			304,3 ± 8,7	281,3 ± 28,3

que las calculadas mediante el método geotermométrico basado en la composición de las cloritas secundarias, el que entrega una temperatura promedio de $304,3 \pm 8,7^\circ\text{C}$ según Cathelineau (1988) y de $281,3 \pm 28,3^\circ\text{C}$ según Jowett (1991) (Cuadro 2). Esta diferencia en la temperatura posiblemente se produzca debido a que estos últimos métodos están basados en el estudio de rocas basálticas y de muy bajo grado metamórfico.

Por lo tanto, las condiciones de presión y temperatura entregada por los métodos geotermobarométricos para algunas de las asociaciones metamórficas presentes en la matriz de las rocas en estudio, sugieren una cercanía a la fase esquistos verdes para éstas. Los únicos minerales ausentes en la asociación crítica en equilibrio para asegurar el grado de esquistos verdes serían actinolita y biotita, aunque este último mineral es reemplazado por estilpnomelano a condiciones de temperatura bajo los 400°C .

Algunas de las muestras sugieren una cercanía a la facies prehnita-actinolita para asociaciones minerales en equilibrio presentes en vetillas de tensión (e. g. prehnita + actinolita + albita + esmectita + albita + epidota). Estas estructuras son generadas en una etapa frágil-tardía de la deformación y cortan a las estructuras generadas por el evento metamórfico que afectó a la matriz y a los feldspatos.

El dique máfico lamprófidico que corta toda la secuencia estudiada sólo presenta algunos cristales de clorita-epidota diseminados en la matriz y alterando olivinos, lo que indica algunas transformaciones minerales producidas en éste.

Las evidencias obtenidas de la mineralogía metamórfica, así como la aplicación de diversos geoterm o barómetros determinan una facies esquistos verdes para asociaciones presentes en la matriz (Fig. 7) y una facies prehnita-actinolita para asociaciones presentes en las vetillas. Debido a que este último dominio metamórfico se generó posteriormente, el evento metamórfico que se desarrolló en él, sería de carácter retrógrado.

Modelos que relacionan la presión metamórfica con la profundidad (e.g. Sibson 1983, Scholz 1990), plantean que para llegar a presiones de $6,37 \pm 1,1$ kbar se requieren profundidades entre 19-26 km (Fig. 8). Tomando en cuenta la temperatura y profundidad, se estima un paleogradiante geotermal para la zona de estudio de $20^\circ\text{C}/\text{km}$.

Evolución tectónica evidenciada en la Formación Tobífera

Kraemer (2003) mediante secciones regionales balanceadas determina un acortamiento variable entre 300 (mínimo) y 600 km (máximo) para el extremo sur del oroclino de los Andes Patagónicos (56° Lat. S). Este acortamiento máximo se produciría en cuatro principales etapas compresivas, una en el Cretácico medio de aprox. 430 km (asociado a una colisión entre un arco volcánico Cretácico Inferior y el margen pasivo de la

cuenca de Rocas Verdes), una en el Cretácico Tardío de aprox. 40 km, una en el Paleógeno de aprox. 50 km y la última en el Neógeno de aprox. 80 km. Este autor asocia el metamorfismo de alto grado en la Cordillera de Darwin y un período de rápida subsidencia en la cuenca de antepaís de Magallanes al evento compresivo Cretácico medio; además plantea que si se asume el acortamiento máximo de 600 km, el balance de masas sólo es posible si se admite una corta subducción reversa en el Cretácico medio donde se habría consumido parte de la litósfera oceánica creada durante el estado de *rifting* inicial (estado en el que se depositaron la Formación Tobífera y el Complejo Ofiolítico Sarmiento). Hacia el norte las tasas de acortamiento disminuyen estimando una cantidad de acortamiento orogénico total a los 50° Lat. S de 110 km (Kraemer 1996). Por lo tanto, existe la posibilidad que el contexto tectónico de una subducción reversa se prolongue hacia el norte (aprox. 52° Lat. S, donde se encuentra la zona de estudio) durante un período más corto que en Cordillera de Darwin y que debido a ello las rocas silíceas de la Formación Tobífera hayan alcanzado profundidades suficientes para generar las condiciones de P-T correspondientes al *peak* metamórfico previamente planteado ($P = 6,34 \pm 1,1$ kbar; $T = 399 \pm 64^\circ\text{C}$).

La presencia de clastos de rocas de la Formación Tobífera con similares características de metamorfismo y deformación anteriormente descritas, en brechas de la Formación Cerro Toro (Galaz *et al.* 2005) (80-70? Ma, U-Pb, Fildani 2003, Wilson 1991), sugiere que las rocas de la Formación Tobífera se habrían exhumado previo a los depósitos de esta última formación, lo que es consecuente con datos de rápida exhumación estimados para el basamento entre los 90-70 Ma en el sector de Cordillera de Darwin (Kohn *et al.* 1995). Por lo tanto, la exhumación de 19-26 km de las rocas de la Formación Tobífera se habría producido entre la edad de deformación (edad desconocida, pero anterior a la edad del dique máfico lamprófidico, determinada en $125 \pm 3,7$ Ma) y la edad de deposición de Formación Cerro Toro, o sea, en un intervalo máximo de aproximadamente 80 Ma (entre la deposición de Tobífera y de Cerro Toro), lo que evidencia tasas de exhumación mínimas cercanas a los 0,24 mm/año para la Formación Tobífera en el Cretácico.

Por otro lado, diversos autores han planteado la presencia de un *metamorphic core complex* cretácico tardío-terciario, en el sector de Cordillera de Darwin. Además, Lister y Davis (1989) plantean que un *metamorphic core Complex* no puede ser balanceado usando las fallas normales visibles (o *detachments*) debido a que una significativa porción de la sección es perdida en su génesis. Esto sugiere que los rangos de acortamientos posiblemente sean menores a los calculados previamente para la Cordillera de Darwin para el Cretácico Tardío (aprox. 40 km; Kraemer 2003), o sea, que el responsable de parte de la pérdida de material cortical sea la generación de un *metamorphic core complex* y no la compresión que genera estos acortamientos la responsable ex-

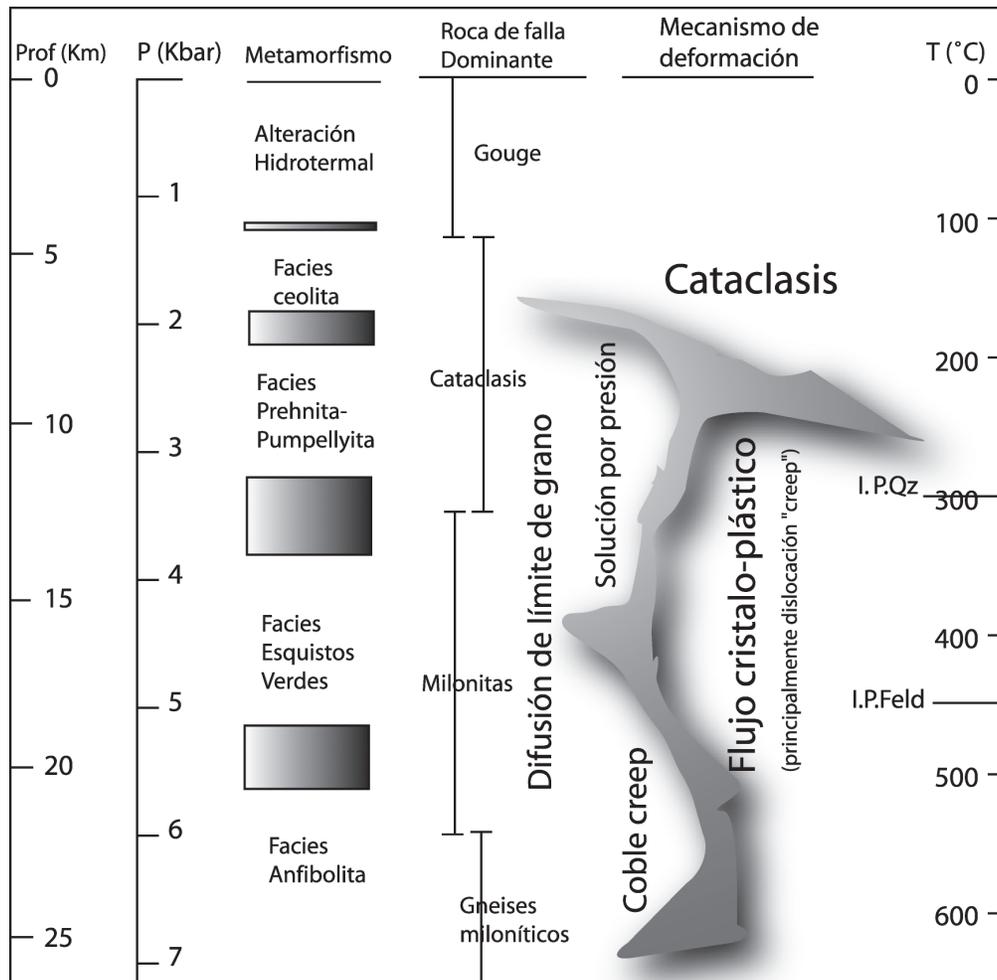


Figura 8: modelo que relacionan la presión metamórfica con la profundidad y la temperatura en zonas miloníticas. Adaptado desde Sibson (1983) y Scholz (1990).

clusiva. La posibilidad de la prolongación de este mismo escenario tectónico hacia el norte (52°lat. S, Cordillera Riesco) de Cordillera de Darwin, no es descartado debido a que existen rocas que están dentro del campo de estabilidad metamórfica de la facies esquistos verdes en Cordillera Riesco, hecho que es consecuente con el campo de estabilidad metamórfica que se produce durante la génesis de un *metamorphic core complex* que va desde la facies esquistos verdes hasta facies anfibolita (Lister y Davis 1989). Además, es posible que el núcleo de más alto grado del *metamorphic core complex* no haya alcanzado la superficie. En este mismo período (Cretácico Tardío-Terciario), diversos autores plantean el comienzo de la faja plegada y corrida de Magallanes. Ésta desarrolla una primera fase deformacional de piel delgada (*thin skinned*) y desde el mioceno una fase deformacional de piel gruesa (*thick skinned*), en la cual se produce un alzamiento de 6 km estimado sobre la base de estudios de exhumación en el plutón Paine (Harambour 2002 a y 2002 b).

Por lo tanto, no es claro el mecanismo en que las rocas

de la Formación Tobífera alcanzan la superficie debido que ambos mecanismos son capaces de exhumar rocas desde las profundidades calculadas para esta formación, aunque tampoco se descarta una combinación de ambos mecanismos. Para determinar claramente el orden de la sucesión de eventos habría que revisar bien las edades y obtener algunas nuevas.

La configuración actual de las estructuras y fundamentalmente del alto ángulo de la foliación S-C en la zona de estudio posiblemente se deba a algunas rotaciones, aunque las trayectorias de ellas permanezcan aún inciertas.

Discusiones y conclusiones

La Formación Tobífera está compuesta por una sucesión de tobas y tobas soldadas de lapilli cristalinas, limolitas negras cuarcíferas y lutitas cuarcíferas. Estructuras mesoscópicas y microscópicas evidencian una zona de deformación milonítica, en que se desarrollaron

procesos de mediana deformación y mediana temperatura. Asociado a esta deformación se desarrolló un metamorfismo facies esquistos verdes para asociaciones minerales presentes en la matriz de las rocas y una facies prehnita-pumpellyita para asociaciones minerales presentes en un dominio frágil posterior (vetillas de tensión), lo que implica que este evento metamórfico sería de carácter retrógrado. Mediante la aplicación de diversos geotermobarómetros en asociaciones minerales presentes en la matriz de las rocas se obtuvo para este dominio metamórfico condiciones P-T de $6,37 \pm 1,1$ kbar y de $399 \pm 64^\circ\text{C}$ respectivamente. Estas condiciones metamórficas se habrían alcanzado a 19-26 km de profundidad, posiblemente producto de un período corto de subducción reversa. Tales profundidades determinan un paleogradiente geotermal para la zona de estudio de $20^\circ\text{C}/\text{km}$. La exhumación de la Formación Tobífera se habría producido antes de los depósitos de la Formación Cerro Toro, o sea, antes de los 92-70 Ma (U-Pb, Fildani 2003, Wilson 1991).

La configuración actual de las estructuras y fundamentalmente del alto ángulo de la foliación S-C en la zona de estudio es compatible con teorías que describen rotaciones hacia el arco (al oeste en el caso de la Patagonia) producidas dentro del desarrollo de una faja plegada y corrida (e.g. caso Himalayas, Beaumont *et al.* 2001).

Agradecimientos

Colaboraron en la campaña de terreno el geólogo Rodrigo Luca (Universidad de Chile), los estudiantes de geología Gabriela Tascón (Universidad de Concepción) y Cristóbal Ramírez (Universidad de Chile). Valiosas críticas realizadas a este trabajo fueron aportadas por los Drs. Luis Aguirre (Universidad de Chile), Constantino Mpodozis (Sipetrol) y por la estudiante de doctorado Cecilia Herrera (Universidad de Chile). Al Capitán Conrado Álvarez por guiarnos en la navegación entre los fiordos sureños en el barco «Pengüin» y a su familia por acogernos y ayudarnos en el terreno. Este estudio fue financiado gracias a los proyectos Fondecyt 1010412 y 1050431.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Beach, A. 1975. The geometry of en-échelon vein arrays. *Tectonophysics* 28: 245-263.
- Calderón, M., Hervé, F. y Fanning, C. M. 2004. Late Jurassic Birth of the Rocas Verdes basin at the Sarmiento Ophiolitic Complex: Evidence from zircon U-Pb Shrimp Geochronology. *Bolletino di Geofisica* 45: 15-18.
- Calderón, M., Hervé, F., Massone, H.-J., Cordani, U., Singer, S., Galaz, G. y Theye, T. 2005. Lamprophyre dykes in the Cordillera Sarmiento, Patagonia Andes: Occurrence, mineralogy and petrotectonic implications. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 567-572.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clays Minerals* 23: 471-485.
- Cook, H. E., Field, M. E. y Gardner, J. V. 1982. Characteristics of sediments on modern and ancient continental slopes. En Scholle, P.A. (ed.) *Sandstone depositional environments*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 31: 329-364.
- Currie, K. L. y Van Staal, C. R. 1999. The assemblage stilpnomelane-chlorite-phengitic mica: a geotermobarometer for blueschist and associated greenschist terranes. *Journal of Metamorphic Geology* 17: 613-620.
- Dalziel, I. W. D. 1981. Back-arc extension in the southern Andes: A review and critical reappraisal. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A* 300: 319-335.
- Durney, D. W. y Ramsay, J. G. 1973. Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. En: De Jong, K. A. y Scholten, R. (eds.) *Gravity and Tectonics*, Wiley, 67-96 p., New York.
- Fildani, A., Cope, T. D., Graham, S. A. y Wooden, J. L. 2003. Initiation of the Magallanes foreland basin: Timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis. *Geological Society of America, Bulletin* 31: 1081-1084.
- Forsythe, R. y Allen, R. 1980. The basement rocks of Peninsula Staines, region 12, province of Última Esperanza, Chile. *Revista Geológica de Chile* 10: 3-15.
- Frey, M., De Capitani, C. y Liou, J. G. 1991. A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *Journal of Metamorphic Geology* 9: 497-509.
- Fuenzalida, R. y Covacevich, V. C. 1988. Volcanismo y bioestratigrafía del Jurásico Superior y Cretácico Inferior, en la Cordillera Patagónica, Región de Magallanes, Chile. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 3: 159-183.
- Galaz, G. 2005. Petrología de la Formación Tobífera en la Cordillera Riesco, Región de Magallanes, Chile. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile (inédito) 127 p., Santiago.
- Galaz, G., Hervé, F., Calderón, M. y Sánchez A. 2005. La Formación Tobífera en la Cordillera Riesco, Región de Magallanes, Chile: metamorfismo y deformación. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 145-152.
- Hancock, P. L. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology* 7(3-4): 437-457.
- Hanson, R. E. y Wilson, T. J., 1991. Submarine rhyolitic volcanism in a Jurassic proto-marginal basin; southern Andes, Chile and Argentina. *Geological Society of America, special paper* 265: 13-27.
- Harambour, S. M. 2002 a. Deep-seated thrusts in the frontal part of the Magallanes fold and thrust belt, Última Esperanza, Chile. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 232.
- Harambour, S. M. 2002 b. Mega backfolding in the inner part of Magallanes fold and thrust belt, Gajardo Channel, Magallanes, Chile. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 230-231.
- Heinrich, E. W. M. 1956. *Microscopic Petrography*. Mc Graw-Hill Book Company Inc., 296 p.
- Hervé, F., Massone H.-J., Theye T. y Calderón M. 2004. Metamorphic P-T conditions of rhyolites in the Magallanes fold and thrust belt, Patagonian Andes. *Bolletino di Geofisica* 45: 110-113.
- Jowett, E. C. 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto, May 27-29, 1991), Program with Abstracts 16: A62.
- Knipe, R. J. 1989. Deformation mechanism-recognition from natural tectonites. *Journal of Structural Geology* 11: 127-146.
- Kohn, M. J., Spears, F. S., Harrison, T. M. y Dalziel, I. W. D. 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and P-T-t paths from the Cordillera Darwin metamorphic complex, Tierra del Fuego, Chile. *Journal of Metamorphic Geology* 13: 251-270.
- Kraemer, P. E., Introcaso, A. y Robles, A. 1996. Perfil geológico-gravimétrico regional a los 50° latitud sur. Estructura cristal y acortamiento andino. Cuenca Austral y Cordillera Patagónica. 14° Congreso Geológico Argentino y 4° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 423-432.
- Kraemer, P. E., 2003. Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56° S.Lat). *Journal of South American Sciences* 15: 731-748.
- Lister, G. S. y Davis, G. A. 1989. The origin of metamorphic core

- complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 11(1-2): 65-94.
- Lister, G. S. y Snoke, A.W. 1984. S-C mylonites. *Journal of Structural Geology* 6: 617-638.
- Massone, H. J. y Schreyer, W. 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96: 212-224.
- Pankhurst, R. J., y Rapela, C. R. 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth Planetary Science Letters* 134: 23-36.
- Passchier, C. W. and Simpson, C., 1986. Porphyroclast system as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8: 831-844.
- Passchier, C. W. y Trouw, R. A. J. 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, 289 p., Berlin Heidelberg.
- Sibson, R. H. 1983. Continental fault structure and the shallow earthquake source. *Journal of Geological Society* 140: 741-767, London.
- Scholz, C. H. 1990. *The mechanics of earthquakes and faulting*, editorial Cambridge University Press, 439 p., London.
- Twiss, R. y Moore, E. 1992. *Structural Geology*. W. H., Freeman and Company, 532 p., New York.
- Wilson, T. J. 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Última Esperanza District, Chile. *Geological Society of America, Bulletin* 103: 98-111.

Recibido: 24 de octubre, 2005

Aceptado: 5 de diciembre, 2005