



Andean Geology

ISSN: 0718-7092

revgeologica@sernageomin.cl

Servicio Nacional de Geología y Minería
Chile

Niemeyer, Hans; Berríos, Héctor; Ruiz Cruz, María Dolores
Temperaturas de formación en cataclasitas triásicas de la Cordillera Domeyko, Antofagasta, Chile
Andean Geology, vol. 31, núm. 1, julio, 2004, pp. 3-18
Servicio Nacional de Geología y Minería
Santiago, Chile

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=173918528001>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

redalyc.org

Sistema de Información Científica
Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

Temperaturas de formación en cataclasitas triásicas de la Cordillera Domeyko, Antofagasta, Chile

Hans Niemeyer

Héctor Berríos

Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte,
Casilla 1280, Antofagasta, Chile
hansn@ucn.cl

María Dolores Ruiz Cruz

Departamento de Química Inorgánica, Cristalografía y Mineralogía.
Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga, 29071 Málaga, España
mdruiz@uma.es

RESUMEN

Las cataclasitas, aquí estudiadas, representan antiguas zonas de falla exhumadas que afectan a macizos de rocas paleozoicas de la Cordillera Domeyko, conformando franjas largas, angostas y anastomosadas de orientación noroeste. Tanto las relaciones de contacto como dataciones radiométricas K-Ar (roca total), indican que la cataclasis se produjo durante el Triásico. Ésta se atribuye a una tectónica de 'rifts' intracontinentales ocurrida durante esa época en el borde suroccidental de Gondwana. Las cataclasitas presentan abundantes efectos de deformación frágil, entre los cuales destacan el fuerte fracturamiento de cuarzo y feldespato. Las características microestructurales de estas rocas sugieren una temperatura de formación comprendida en el rango de 250 a 300°C. Los minerales neoformados en la matriz de las cataclasitas corresponden a una asociación de clorita+calcita+albita±epidota. La aplicación de los geotermómetros de la clorita permitió precisar temperaturas de formación de 250 a 280°C, consistentes con las estimadas sobre la base de su microestructura y de su asociación mineralógica. Al asumir que un gradiente geotérmico comprendido en el rango 40-70°C/km, imperante en 'rifts' continentales, se estima que las cataclasitas aquí estudiadas pudieron formarse en profundidades comprendidas entre 3,5 y 7 km.

Palabras claves: Cataclasis, Temperatura, Clorita, Tectónica de 'rifts' triásicos en el borde suroccidental de Gondwana.

ABSTRACT

Temperatures of formation in Triassic cataclasites of Cordillera Domeyko, Antofagasta, Chile. The cataclasites here studied represent exhumed fault zones, which form long and narrow interlaced fringes striking northwest and cross-cutting Paleozoic rocks in the Domeyko Cordillera. The contact relationships as well as whole rock K-Ar determinations, restrain the formation of the cataclasites to the Triassic. They belong to a tectonic environment related with continental rifts which dominated the southwestern border of Gondwana during this period. In these rocks the minerals show pervasive brittle deformation, especially feldspars and quartz which are intensively fractured. Microstructural features allow to estimate the temperature of formation of these cataclasites in the range of 250 to 300°C. A neoformed mineral association recrystallized in the matrix of these rocks consists of chlorite+calcite+albite±epidote. The use of chlorite geothermometers allowed to compel that the cataclasites formed at temperatures of 250-280°C, which are consistent with temperatures estimated by observations of their microstructure and neoformed mineralogical association. On assuming a temperature gradient of 40-70°C/km, as in most continental 'rifts', a depth on formation for the cataclasites between 3,5 and 7 km is inferred.

Key words: Cataclasis, Temperature, Chlorite, Tectonics in Triassic rift systems of southwestern Gondwana.

INTRODUCCIÓN

Las cataclasitas son rocas de falla cohesivas de texturas aleatorias (Marshak y Mitra, 1988) que se forman a temperaturas relativamente elevadas, en el rango de 150 a 300°C (Lin, 1999). La temperatura es un factor físico importante durante dicho proceso porque favorece la densidad de fracturamiento del protolito. Además, tiene influencia sobre la fragmentación de aquellos minerales con una considerable anisotropía en la expansión termal (Frederich y Wong, 1986).

Es conocido que, conjuntamente con la formación de cataclasitas, las zonas de falla actúan como bombeadoras de fluidos (Sibson, 1990). En este caso, el fracturamiento proporciona la porosidad y permeabilidad necesarias para la migración de los fluidos a lo largo de esas zonas. A su vez, la presencia de fluidos favorece la ruptura frágil dentro de las zonas de falla (Fyfe *et al.*, 1978).

La circulación de fluidos a temperaturas relativamente elevadas favorece, también, la cristalización de nuevos minerales en la matriz de las cataclasitas. Es precisamente a partir de las asociaciones de minerales neoformados que la temperatura de formación de las cataclasitas puede ser estimada. Uno de los minerales más comunes que cristaliza en esas condiciones es la clorita.

Hasta el momento sólo se dispone de estimaciones de temperaturas de formación de cata-

clasitas dentro de rangos amplios que van desde 150 a 300°C, sobre la base de características estructurales y del contexto geológico en el cual se desarrollan (Manatschal *et al.*, 2000). En la presente contribución, se cuantifica la temperatura a la cual se produce la cataclasis mediante los geotermómetros de la clorita. Con este objetivo, se han analizado mediante microsonda electrónica cloritas provenientes de cataclasitas triásicas exhumadas que afectan a rocas paleozoicas en la Cordillera Domeyko (Fig. 1).



FIG. 1. Ubicación de las cataclasitas estudiadas en la Cordillera Domeyko, Antofagasta, Chile.

MARCO GEOLÓGICO Y AMBIENTE TECTÓNICO

MARCO GEOLÓGICO

Las cataclasitas aquí estudiadas forman parte de largas y angostas franjas anastomosadas que, con rumbo noroeste, atraviesan macizos de rocas paleozoicas en la Cordillera Domeyko, a la latitud de Sierra de Varas (Fig. 2). Fueron primeramente reconocidas por Padilla (1988), quien las describió como un 'desarrollo de franjas irregulares de milonitas y cataclasitas de protolito granítico'. Al respecto, cabe destacar que durante el mapeo para el presente trabajo sólo se han reconocido cataclasitas.

Las cataclasitas afectan principalmente a la unidad de Granitoides foliados (GF, Fig. 2), del Carbonífero Superior, desplazando el contacto por intrusión entre esta unidad y la Formación Sierra de Varas (Carbonífero Superior), en el flanco oriental de la sierra del mismo nombre (R. González, 2003)¹. La unidad geológica más joven afectada por la cataclasis, pertenece a los Granitoides no foliado (GNF, Fig. 2) (Lazcano, 2000), cuya edad pérmica está documentada por una determinación K-Ar de 271±8 Ma en biotita (Hervé *et al.*, 1991). Sin embargo, las cataclasitas afectan, en su mayor parte, a

¹ 2003. Antecedentes preliminares acerca de los mecanismos de emplazamiento del Plutón Sierra de Varas Norte: probable conjunción entre translación, rotación y 'strain'. Informe de avance de Tesis (Inédito), Universidad Católica del Norte, 49 p. Antofagasta.

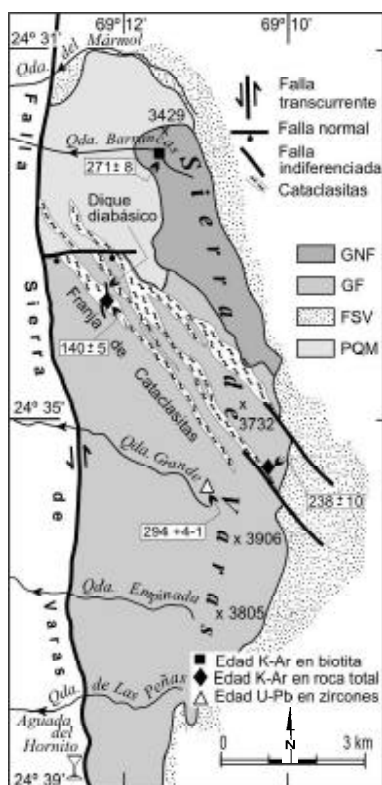


FIG. 2. Geología de la Sierra de Varas entre Quebrada del Mármol y Aguada del Hornito. **PQM**: Pórfidos de Quebrada del Mármol (Carbonífero Superior temprano); **FSV**: Formación Sierras de Varas (Carbonífero Superior a ¿Pérmico?); **GF**: Granitoides foliados (Carbonífero Superior); **GNF**: Granitoides no foliados (Pérmico inferior). Se indican dataciones radiométricas comentadas en el texto.

los denominados Granitoides foliados (GF, Fig. 2) (Lazcano, 2000), en los cuales se han practicado una datación U-Pb en circón ($294 \pm 4-1$ Ma) y doce dataciones K-Ar en biotita, hornblenda y muscovita (Hervé *et al.*, 1991; Smoje y Marinovic, 1994), que permiten asignarlos al Carbonífero Superior. En menor proporción, afectan también a la unidad de Pórfidos de Quebrada del Mármol (PQM, Fig. 2), asignados al Carbonífero Superior temprano, basándose en sus relaciones de contacto con los GF y GNF (Lazcano, 2000).

Por otro lado, se tiene que las franjas de cataclasitas son bruscamente interrumpidas por la Falla Sierra de Varas (Fig. 2) que, formando parte del Sistema de Fallas de Domeyko, habría tenido actividad durante el Eoceno medio a superior (Mpodozis *et al.*, 1993). Las mencionadas relaciones de contacto indican que la cataclasis se realizó dentro del lapso Pérmico-Eoceno.

Con el objeto de acotar aún más la edad mínima de la cataclasis se seleccionó para datación, durante el presente trabajo, un dique poco alterado, sin signos de cataclasis, que atraviesa oblicuamente las franjas de cataclasitas. Este dique, proporcionó una edad K-Ar en roca total de 140 ± 5 Ma (Tabla 1). Consecuentemente, la edad de la cataclasis puede restringirse al lapso Pérmico-Jurásico. Finalmente, debe agregarse que las cataclasitas fueron datadas en el flanco oriental de la Sierra de Varas en 238 ± 10 Ma (K-Ar en roca total; Padilla, 1988), lo cual limitaría su edad al Triásico.

TABLA 1. DATACIÓN RADIOMÉTRICA EN DIQUE DIABÁSICO QUE ATRAVIESA LAS CATACLASITAS.

No. muestra	No. Laboratorio	Material	%K	Ar rad. NI/g	% Ar atm	Edad Ma	Error 2s
HN-21-02	H1325.HN	Roca total	0,875	4,969	18	140	± 5

Datación realizada en el Laboratorio de Geocronología del Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.

AMBIENTE TECTÓNICO

En trabajos sintéticos, se ha inferido que las sucesiones sedimentarias y volcánicas del Triásico en el norte de Chile se habrían relacionado con un tectonismo extensional de 'rifts' con desarrollo de cuencas de orientación noroeste (Charrier, 1979; Suárez y Bell, 1992). En consecuencia, las cataclasitas aquí estudiadas se enmarcan dentro del contexto de un ambiente tectónico de 'rifts' intracontinentales, asociados con fallas de rumbo noroeste.

Las cataclasitas de Sierra de Varas constituyen los vestigios de una zona de falla exhumada de rumbo noroeste, que afecta a los macizos pertenecientes al Basamento Paleozoico de la Cordillera Domeyko (Fig. 2). A pesar de que el conocimiento de las rocas triásicas en la Segunda Región de Antofagasta aún es incipiente, a continuación se da a conocer el marco tectónico sobre la base de datos publicados hasta el momento (Fig. 3).

Tanto en la Cordillera Domeyko (Marinovic *et al.*, 1995; Gardeweg *et al.*, 1994) como en Sierra de

Almeida (Gardeweg *et al.*, 1993) se han reconocido fallas de dirección noroeste afectando a rocas plutónicas y volcánicas paleozoicas. En particular, en Sierra de Almeida, se registran facies de lutitas bituminosas lacustres de edad triásica (Chong *et al.*, 1997), acompañadas de volcanismo ácido, limitadas por fallas de dirección noroeste que habrían comenzado su actividad durante el Triásico (Niemeyer y Crignola, 2003).

En Aguada de Alto de Varas, se han reconocido facies continentales triásicas formadas por depósitos de flujo de detritos, con clastos de granitos del Carbonífero Superior (Smoje y Marinovic, 1994), similares a los GF descritos en este trabajo (Fig. 3). Dichos depósitos de flujos de detritos han sido interpretados como depósitos muy proximales debido a una rápida depositación en un semigraben activamente subsidente (McKie, 1994). El sentido de aporte de los flujos de detritos fue hacia el sur-

suroeste, lo cual es compatible con un rumbo noroeste inferido aquí para la falla que limitaba dicho graben. Más al sur, en la misma Cordillera Domeyko, depósitos aluviales (Fig. 3) contienen intercalaciones de volcanitas. Allí se registran tres breves períodos de ingresión del mar durante el Nórico, los que también han sido relacionados con fallas extensionales (McKie, 1994).

Más al norte, en el borde occidental del Salar de Atacama, también afloran secuencias sedimentarias lacustres con abundantes rocas volcánicas bimodales, pertenecientes a la Formación El Bordo, que anteriormente había sido asignada al Paleozoico (Breitkreuz *et al.*, 1992). Actualmente, se sabe que su edad es triásica, la cual ha sido fehacientemente establecida sobre la base de estudios de flora fósil (Troncoso *et al.*, 2002), determinaciones de vertebrados (Desojo, 2003) y dataciones radiométricas (Basso y Marinovic, 2003).

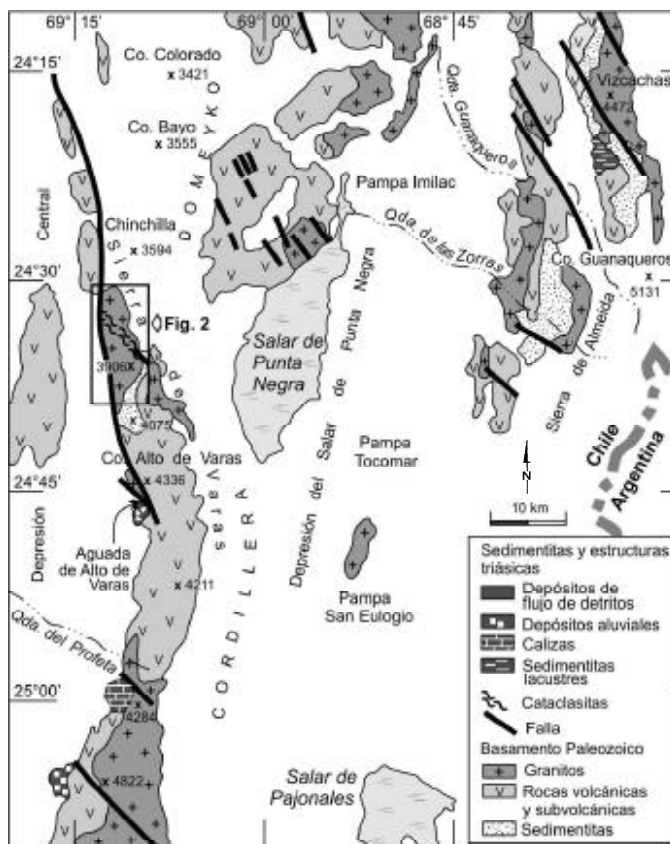


FIG. 3. Marco tectónico de las cataclasitas de la Sierra de Varas en los alrededores del Salar de Punta Negra. Se observan las fallas de rumbo noroeste asociadas a los 'rifts' triásicos, que afectan al basamento de rocas paleozoicas, compilado de Gardeweg *et al.* (1993); Gardeweg *et al.* (1994) y Marinovic *et al.* (1995).

Estos hallazgos indican que en la Cordillera Domeyko, y en sus inmediaciones, las rocas triásicas alcanzan una mayor distribución de lo que hasta el momento ha sido reconocido. La intermi-

tencia de sus afloramientos se atribuye a su control estructural noroeste (Fig. 3), el cual ha sido en gran parte obliterado por la tectónica terciaria de dirección norte-sur.

PETROGRAFÍA

Más adelante se describirá el protolito de las rocas afectadas por la cataclasis, luego se describirán las características macroscópicas de las cataclasitas y finalmente sus características microscópicas. Acompañando a la descripción microscópica se realiza una interpretación de los procesos asociados a la cataclasis. Finalmente, se describen las características de los minerales neoformados dentro de las cataclasitas.

PROTOLITO

El principal protolito afectado por la cataclasis corresponde a tonalitas y granodioritas de color gris claro pertenecientes a la unidad de GF. Presentan textura hipidiomórfica inequigranular de grano medio a grueso (2-6 mm). Se componen de plagioclasa (40-65%), cuarzo (22-54%), anfíbola (1-8%) y biotita (4-15%) con trazas de apatita, esfeno y circón (Lazcano, 2000; Tabla 3). La plagioclasa corresponde a oligoclasa-andesina ($An_{28}-An_{35}$) y sus cristales tienen formas anhedrales a subhedrales. El cuarzo se presenta anhedral, distribuido intersticialmente entre los cristales de plagioclasa. La anfíbola es hornblenda verde y tiene forma anhedral a subhedral con tamaño de 0,8-2,5 mm. La biotita, generalmente, tiene forma subhedral y en menor proporción anhedral, con tamaño de grano de 0,2-3 mm.

CARACTERÍSTICAS MACROSCÓPICAS

Las cataclasitas son rocas de falla cohesivas que, en el caso aquí examinado, están representadas por protocataclasitas (30-45% de matriz) y cataclasitas *s. str.* (50-65% de matriz), según clasificación de Sibson (1977).

Las protocataclasitas presentan fracturas que, en general, forman ángulos mayores que 60° entre sí. Estas fracturas contienen relleno de clorita, lo que les confiere un color verde oscuro característico. Entre las fracturas, es posible distinguir fragmentos

angulosos policristalinos sin rotación importante, donde la textura original del protolito es aún reconocible.

En las cataclasitas *s. str.*, en cambio, es característica la disposición anastomosada y subparalela de fracturas de cizalle, con estrías de falla, entre las cuales se disponen agregados de fragmentos elongados y fusiformes con un grado de daño menor (Fig. 4). Sus rocas son de color verde, cuya intensidad está en directa relación con su contenido de clorita. Las fracturas pueden también presentarse teñidas de color negro rojizo, debido a la presencia de hematita en los planos de cizalle.

En algunos lugares las cataclasitas son muy duras, de aspecto córneo, en las cuales la textura original de la roca ya no es reconocible. Presentan una textura clástica en que fragmentos de cuarzo y feldespato de la roca original aparecen dispuestos dentro de una matriz afanítica de color verde oscuro.



FIG. 4. Disposición subparalela y anastomosada de fracturas en afloramiento de cataclasitas.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Las cataclasitas *s. lato* se componen de fragmentos muy angulosos, monocristalinos y policristalinos, con gran variación de tamaño entre 0,1 y 6 mm. Los fragmentos consisten en plagioclasa, cuarzo y biotita, o agregados policristalinos de estos minerales, incluidos dentro de una matriz de roca triturada y parcialmente recrystalizada. El tamaño de grano decrece progresivamente desde protocataclasitas hasta cataclasitas *s. str.* Primeramente, los granos policristalinos originales de la roca son afectados por un fracturamiento incipiente sin rotación (Fig. 5a).

Con un grado mayor de cataclasis y molienda sólo se observan fragmentos monocristalinos muy angulosos incluidos dentro de una matriz de grano más fino (Fig. 5b). La reducción del tamaño de grano puede llegar a menos de 0,5 mm, aumentando la rotación y redondeamiento de éstos, advir-

tiéndose, en algunos casos, una orientación subparalela de los clastos, especialmente aquellos de dimensiones mayores (Fig. 5c). Finalmente, se llega a un grado de cataclasis extremo con ostensible reducción del tamaño de los granos (< 0,1 mm, Fig. 5d). En este estado avanzado de reducción del tamaño del grano, se produce también un cierto grado de recrystalización dinámica del cuarzo y la plagioclasa.

La plagioclasa, tanto en las protocataclasitas como en las cataclasitas, se ve fuertemente afectada por la deformación, que se manifiesta por extinción ondulosa y fracturamiento, tensional y de cizalle. La existencia de maclas polisintéticas en la plagioclasa facilita la observación del grado de deformación al que ha sido sometido el mineral. Así, es frecuente la ocurrencia de cristales con borrado y flexión de maclas o formación de bandas 'kink' (Berríos, 2001). Otra característica importante en la plagioclasa de estas rocas, es la irregularidad de

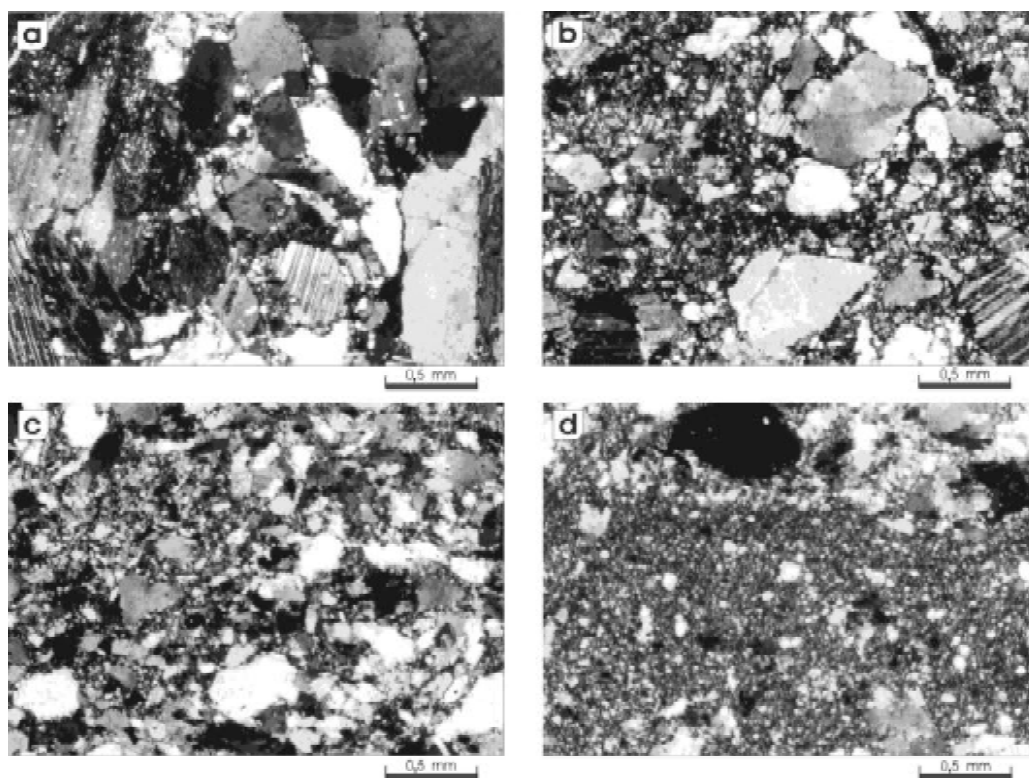


FIG. 5. Grado de fracturamiento y molienda progresivo en cataclasitas. **a-** agregado policristalinos fracturado pero sin rotación; **b-** agregado de fragmentos monocristalinos con mayor grado de molienda y rotación de los granos; **c-** agregado con mayor grado de molienda y con leve orientación paralela de los clastos; **d-** grado extremo de molienda dentro de una vena cataclástica. **a-** protocataclasitas; **b, c y d-** cataclasitas.

sus bordes, presentando efectos de corrosión a consecuencia de la disolución del mineral y su posterior recrystalización en albita.

El cuarzo se observa fracturado, en algunos lugares con fracturas de cizalle. A su vez, dentro de las fracturas es común la ocurrencia de cuarzo recrystalizado durante la deformación. También se observa extinción ondulosa. Asimismo, se observan los efectos de disolución por presión entre cristales de cuarzo y plagioclasa. Algunos fragmentos de cuarzo muestran el efecto de un 'soldamiento' de las fracturas, a lo largo de las cuales han recrystalizado pequeños cristales del mismo mineral. Sin embargo, no se observan efectos de deformación plástica en el cuarzo.

La biotita muestra deformación plástica, que se evidencia por el plegamiento de su clivaje, además de extinción ondulosa. Es el único mineral máfico primario reconocido en estas rocas.

MINERALES NEOFORMADOS

Dentro de las cataclasitas se observan minerales neoformados, que cristalizaron tanto en la matriz como en fracturas dentro de los porfiroclastos durante la deformación. Éstos son clorita, calcita, albita y epidota.

La clorita se presenta como alteración de biotita. Se observa con plegamiento del clivaje o bien formando 'ribbons' o cintas, entre otros minerales más duros como cuarzo o feldespato, lo cual es interpretado como claro indicio de deformación (Fig. 6a).

La calcita, al igual que la clorita, se presenta en la matriz o en fracturas dentro de otros minerales, especialmente plagioclasa, mineral que en algunos casos está completamente reemplazado por calcita. La deformación en este mineral se evidencia por extinción ondulosa y por flexión de su clivaje (Fig. 6b), indicando que ésta continuó durante la precipitación de los minerales neoformados. Por otro lado, la presencia de vetillas de calcita sin deformación, que atraviesan tanto la matriz como los clastos, indica que se produjeron fracturas tardías respecto de la etapa principal de cataclasis. Algunas de estas fracturas presentan evidencia del fenómeno del 'cristal estirado' (Durney y Ramsay, 1973) en calcita, lo cual indica que ellas se rellenaron a medida que la fractura se abría.

La albita se observa como agregado de grano fino en los bordes de porfiroclastos de plagioclasa, así como también en fracturas dentro de este mineral, que también aparece como agregado microcristalino en la matriz. En esta última se observa formando cúmulos con texturas de mosaico y con extinción ondulosa.

La epidota se presenta en poca cantidad dentro de fracturas en plagioclasa o como alteración de ésta. Sin embargo en una de las muestras, la epidota abarca un alto porcentaje dentro de la matriz de la roca. En algunos casos, se observa cristalizando junto con la clorita. Este mineral sólo está presente en algunas de las muestras observadas (Berríos, 2001).

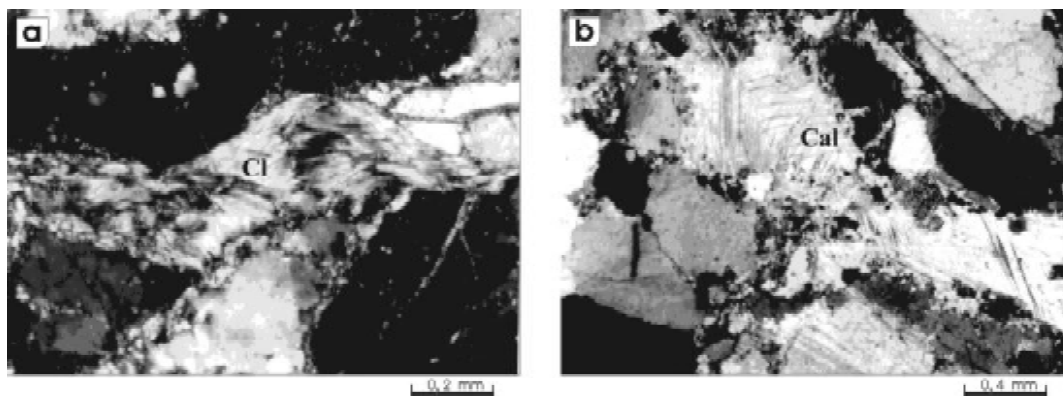


FIG. 6. Minerales neoformados en la matriz de las cataclasitas. **a-** Cl: cintas plegadas de clorita en la matriz; **b-** Cal: calcita con flexión de clivaje.

ANÁLISIS DE CLORITAS EN CATACLASITAS

Con el objeto de precisar la composición de las cataclasitas, y en especial la composición de la clorita contenida en su matriz, esas rocas de falla fueron sometidas a un análisis por difracción de rayos X. Los difractogramas muestran que los constituyentes esenciales de las cataclasitas son cuarzo, plagioclasa y clorita, con proporciones menores de calcita.

La clorita muestra reflexiones pares notablemente más intensas que las impares, reflejando su composición rica en Fe (Brown y Brindley, 1984). Las reflexiones no basales han permitido determinar que el politipo dominante es el 11b (Fig. 7). La reflexión (060) de la clorita aparece incluida en la

reflexión (311) del cuarzo, mucho más intensa, lo que impidió estimar el contenido en Fe en las capas octaédricas a partir de este espaciado. Se ha utilizado, como método alternativo, el de las relaciones de las intensidades basales, descrito en detalle por Brown y Brindley (1984). Tanto utilizando la relación $(I_{002} + I_{004}) / (I_{001} + I_{003})$ (Brown y Brindley, 1984) como la relación $(I_{002} + I_{004}) / I_{003}$ (Petruk, 1964), se obtuvieron valores del orden de 3,2 átomos de Fe. Tanto este valor como los determinados mediante microsonda (ca. 2,70) son superiores a 2,6, por lo que se utilizó directamente el valor de Al determinado a partir de la posición de las reflexiones basales.

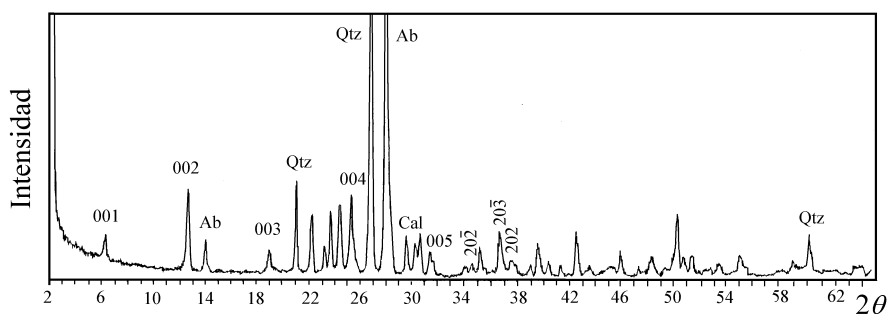


FIG. 7. Diagrama de difracción de rayos X de una muestra de cataclastita, obtenido a partir de polvo desorientado. Se han indexado algunas de las reflexiones basales de la clorita y las reflexiones no basales que permiten la determinación del politipo. **Qtz**: cuarzo; **Ab**: albita; **Cal**: calcita.

Los diagramas obtenidos a partir de muestras orientadas sin tratamiento previo han permitido determinar que la cristalinidad de la clorita es de 0,23. Los diagramas obtenidos tras el tratamiento con etilén-glicol no muestran modificaciones apreciables con respecto a los de la muestra natural, ni en la forma ni en la posición ni en la intensidad de las reflexiones basales de la clorita. El tratamiento térmico causó, como es habitual en muchas cloritas (Brown y Brindley, 1984), la inversión de las intensidades de las dos primeras reflexiones basales, pero no modificó el espaciado de las mismas (Fig. 8). Así, de acuerdo con los datos de difracción de rayos X, se trata de clorita *s. str.* y la presencia de láminas esmectíticas interestratificadas (al menos,

detectables por difracción de rayos X) puede descartarse.

Mediante microsonda electrónica se obtuvo la composición de 24 granos de clorita de la matriz que aparece como granos grandes y sin inclusiones visibles. La composición química de algunas cloritas se incluye en la tabla 2. Los datos de microsonda indican que las cloritas analizadas muestran una gran uniformidad química, no observándose ninguna zonación química. El conjunto de granos analizados se proyecta en el diagrama de Hey (1954) en el campo de la picnoclorita (Fig. 9), donde se observa una clara correlación negativa entre Si y $Fe/(Fe+Mg)$. El contenido en Si tetraédrico varía entre 2,79 y 3,05 (para 14 oxígenos), en tanto

que la relación $Fe/(Fe+Mg)$ es muy constante (del orden de 0,56), pudiendo clasificarse, de modo general, como chamositas magnesianas. En el contexto del metamorfismo de muy bajo grado, es importante el contenido de Ca en las cloritas, el cual permite determinar la presencia de fases interestratificadas con esmectita. De acuerdo con Bettison y Schiffman (1988), los análisis con $> 0,05$

átomos de Ca (para 14 oxígenos) indican con bastante certeza la presencia de interestratificaciones. El contenido de Ca determinado en estas cloritas varía entre 0,00 y 0,03. Así, de acuerdo con los datos de microsonda, se trata de clorita ferrosa *s. str.*, y la presencia de fases interestratificadas clorita/esmectita o clorita/vermiculita puede ser descartada.

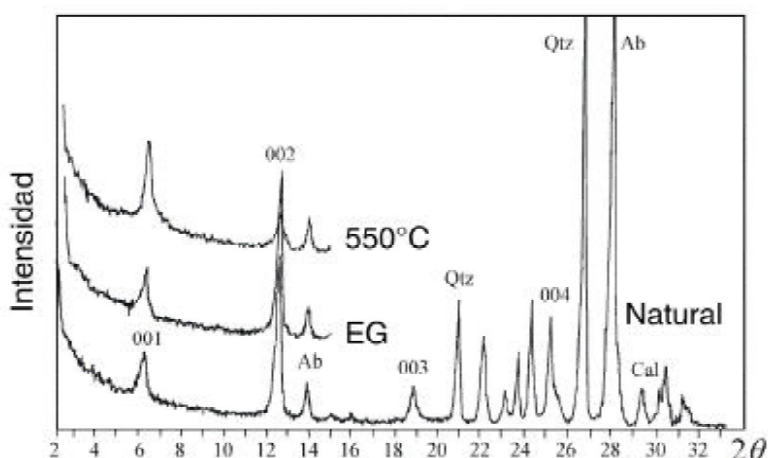


FIG. 8. Diagramas de difracción de rayos X de una muestra de cataclasita, obtenidos a partir de agregados orientados, secado al aire (natural), tras el tratamiento con etilén glicol (EG) y tras el calentamiento a 550°C. Se han indexado las reflexiones basales de la clorita. **Qtz**: cuarzo; **Ab**: albite; **Cal**: calcita.

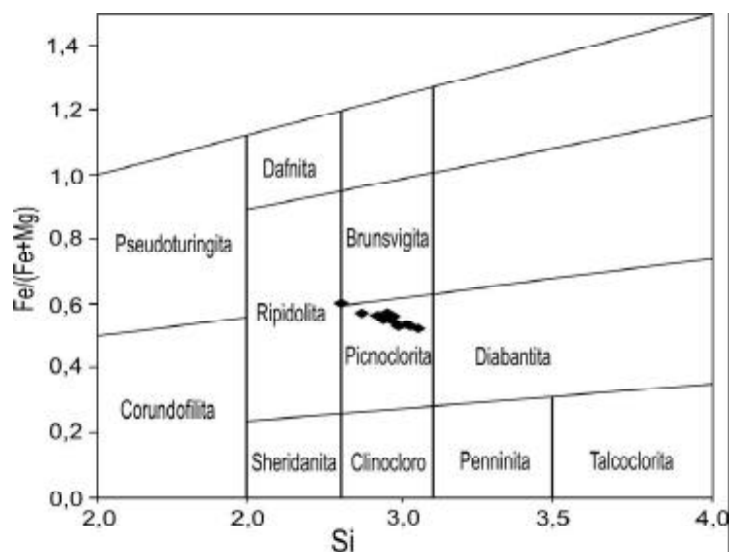


FIG. 9. Representación de la composición de las cloritas en estudio dentro del digrama de Hey (1954). Se observa una clara correlación negativa entre Si y $Fe/(Fe+Mg)$. Fórmula estructural calculada con 14 oxígenos.

TABLA 2. ANÁLISIS QUÍMICOS Y FÓRMULAS REPRESENTATIVAS DE LAS CLORITAS.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	25,88	26,11	26,95	27,01	27,08	27,18	27,25	27,30	27,31	27,31	27,46	27,59	27,67	27,69	27,81	27,88	28,14
Al ₂ O ₃	19,86	17,33	17,16	17,82	17,10	18,04	17,56	17,22	17,43	17,00	17,35	16,97	17,21	17,20	16,49	16,45	16,13
TiO ₂	0,06	0,04	0,07	0,06	0,03	0,06	0,08	0,07	0,02	0,32	0,03	0,02	0,03	0,08	0,03	0,04	0,03
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,03	0,01
FeO	30,74	30,30	29,23	29,42	29,85	30,59	28,79	29,00	29,51	29,33	29,21	29,06	29,60	30,07	29,33	28,97	28,98
NiO	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
MnO	0,30	0,27	0,23	0,22	0,19	0,26	0,19	0,21	0,25	0,22	0,21	0,23	0,21	0,17	0,20	0,19	0,21
MgO	11,33	12,58	13,08	12,78	13,36	12,65	13,00	13,42	13,35	13,32	13,20	13,56	13,48	12,93	14,00	14,05	14,11
CaO	0,02	0,09	0,12	0,13	0,06	0,03	0,25	0,18	0,07	0,12	0,12	0,06	0,04	0,13	0,07	0,09	0,14
Na ₂ O	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00
K ₂ O	0,06	0,06	0,08	0,02	0,01	0,06	0,05	0,02	0,03	0,05	0,02	0,02	0,06	0,03	0,05	0,03	0,01
F	0,24	0,27	0,37	0,25	0,40	0,28	0,35	0,28	0,40	0,33	0,40	0,42	0,36	0,33	0,37	0,32	0,32
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	88,38	87,01	87,19	87,72	88,045	89,09	87,46	87,66	88,23	87,93	87,92	87,85	88,54	88,59	88,26	87,98	88,02
Fórmulas estructurales calculadas con 14 oxígenos																	
Si	2,791	2,861	2,928	2,916	2,918	2,912	2,942	2,942	2,930	2,940	2,952	2,970	2,957	2,966	1,978	2,990	3,017
Al ^{IV}	1,209	1,139	1,072	1,084	1,082	1,088	1,058	1,058	1,070	1,060	1,048	1,030	1,043	1,034	1,022	1,010	0,983
Al ^{VI}	1,316	1,100	1,124	1,184	1,090	1,180	1,176	1,131	1,133	1,098	1,150	1,120	1,124	1,138	1,059	1,068	1,055
Ti	0,005	0,002	0,005	0,005	0,002	0,005	0,007	0,007	0,002	0,026	0,002	0,005	0,000	0,007	0,002	0,005	0,002
Cr	0,000	0,002	0,000	0,002	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,000	0,002	0,002
Fe	2,772	2,777	2,654	2,657	2,690	2,731	2,599	2,614	2,647	2,640	2,626	2,613	2,645	2,693	2,626	2,599	2,597
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
Mn	0,029	0,024	0,022	0,019	0,019	0,024	0,017	0,019	0,022	0,022	0,019	0,022	0,019	0,014	0,019	0,017	0,019
Mg	1,822	2,057	2,119	2,057	2,146	2,022	2,093	2,158	2,134	2,138	2,117	2,170	2,146	2,064	2,234	2,246	2,254
Σ ^{VI}	5,944	5,962	5,924	5,924	5,951	5,966	5,894	5,929	5,940	5,924	5,914	5,934	5,936	5,918	5,942	5,937	5,929
Ca	0,002	0,012	0,014	0,014	0,007	0,002	0,029	0,022	0,010	0,014	0,014	0,007	0,005	0,017	0,007	0,012	0,017
Na	0,000	0,002	0,005	0,002	0,005	0,005	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,002	0,002	0,002	0,007	0,000	0,002
K	0,002	0,010	0,010	0,012	0,005	0,002	0,010	0,007	0,002	0,005	0,007	0,005	0,002	0,010	0,005	0,007	0,005
Fe/(Fe+Mg)	0,603	0,574	0,556	0,564	0,556	0,575	0,554	0,548	0,554	0,553	0,554	0,546	0,552	0,566	0,540	0,536	0,535

ESTIMACIÓN DE TEMPERATURAS

Se aplicaron los diferentes geotermómetros basados en la clorita. Los principios del geotermómetro de la clorita se incluyen en el Apéndice 1. La metodología aplicada se detalla en el Apéndice 2. A pesar de las limitaciones de los diferentes geotermómetros de la clorita, se han aplicado algunos de ellos en un intento de acercamiento a las condiciones de formación. En la tabla 3, se recogen los valores máximo, mínimo y medio de las temperaturas estimadas con los geotermómetros de Cathelineau (1988); Kranidiotis y MacLean (1987) y Jowett (1991). Tal como se observa en esta tabla, las temperaturas medias varían en aproximadamente 100°C cuando se aplica el geotermómetro de Kranidiotis y MacLean (1987), en relación con las determinadas mediante otros geotermómetros. Teniendo en cuenta que el geotermómetro de Kranidiotis y MacLean está calibrado para medios saturados en Al (coexistencia con

otras fases aluminicas), en general, éste da temperaturas más bajas de las reales en paragénesis como la de las cataclasitas de la Sierra de Varas, donde no hay caolinita o ilita. En consecuencia, estos geotermómetros sugieren que la temperatura de formación de la clorita podría ser del orden de 280°C, que es el valor medio obtenido a partir de los geotermómetros de Cathelineau (1988) y Jowett (1991).

Se ha aplicado también el geotermómetro trabajado por De Caritat *et al.* (1993), basado en el valor de Σ^{VI} . Este geotermómetro proporciona temperaturas de entre 250 y 330°C, siendo la temperatura media del orden de 270°C.

Por último, el geotermómetro de Battaglia (1999) indica temperaturas medias del orden de 250°C, bastante próximas a las deducidas con los otros geotermómetros, exceptuando el de Kranidiotis y MacLean (1987).

TABLA 3. TEMPERATURAS ESTIMADAS A PARTIR DE LOS DIFERENTES GEOTERMÓMETROS.

	Máxima	Mínima	Media	n	s
Cathelineau (1988)	327,4°C	244,6°C	276°C	24	16
Kranidiotis y MacLean (1987)	190,9°C	158,0°C	170°C	24	6
Jowett (1991)	355,8°C	251,6°C	283°C	24	16
De Caritat <i>et al.</i> (1993)	330°C	250°C	270°C	24	16
Battaglia (1999)			253°C	24	-

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las cataclasitas de la Sierra de Varas se enmarcan dentro del contexto de un ambiente tectónico de 'rifts' intracontinentales que dominó el borde suroccidental de Gondwana durante el Triásico (Ramos y Kay, 1991). Ellas constituyen las porciones exhumadas de zonas de falla en relación con dicho ambiente tectónico.

Las observaciones de las cataclasitas al microscopio señalan que se generaron en condiciones predominantemente frágiles, sin que haya indicios de comportamiento plástico en el cuarzo ni en la plagioclasa. Por lo tanto, se infiere que las cataclasitas aquí estudiadas, se formaron en niveles corticales situados sobre la transición frágil-dúctil, del modelo de comportamiento reológico para zonas

de falla en corteza continental establecido por Scholz (1988).

La temperatura de transición desde comportamiento frágil a dúctil en una corteza cuarzo-feldespática es del orden de los 300°C para zonas de falla (Sibson, 1983). Sin embargo, experimentos de fricción en granito con biotita indican que la transición entre el comportamiento por 'stick-slip' y un deslizamiento estable se realiza a temperaturas más bajas, en el rango de 150 a 250°C (Stesky *et al.*, 1974). A pesar de que la biotita de las cataclasitas estudiadas muestra una deformación plástica, su microestructura no indica, en conjunto, un comportamiento dúctil. Esto permite sugerir que su deformación se habría realizado en el rango de tem-

peratura de 250 a 300°C. Dicho rango está de acuerdo con la asociación de minerales neoformados de clorita+calcita+albita±epidota, con ausencia de actinolita, que aparece sólo después de los 300°C (Robinson y Bevins, 1999).

La deformación observada tanto en clorita, albita y calcita indica que estos minerales neoformados en la matriz de las cataclasitas son sintectónicos y que, por lo tanto, son contemporáneos con el fenómeno de la cataclasis. Esto permite el uso de la clorita para cuantificar la temperatura a la cual tuvo lugar esta última. Efectivamente, en el presente trabajo se precisa una temperatura de formación de las cataclasitas en el rango de 250 a 280°C, mediante los geotermómetros de la clorita.

La aplicación de los geotermómetros de la clorita basados en la composición química deducida mediante microsonda electrónica conduce siempre a un rango de valores de temperatura, debido a que las cloritas, aún dentro de una misma muestra, exhiben una cierta variación composicional, que puede relacionarse con las diferencias químicas reinantes en los diferentes microdominios. Aún cuando este rango sea pequeño, como es el caso de las cataclasitas estudiadas, algunos de los geotermómetros utilizados, por ejemplo el de Jowett (1991), proporcionan temperaturas en el que existe una diferencia de ~100°C entre la temperatura mínima y la máxima. Esto es común en muestras con temperaturas de formación relativamente bajas, donde el equilibrio puede no haberse alcanzado por completo.

Lo anterior significa que los valores extremos tienen escaso significado estadístico, pero no así

los valores medios, ya que el número de análisis utilizado, $n=24$ (Tabla 2), es suficientemente grande y las desviaciones estándar son pequeñas. De hecho, los valores medios calculados a partir de los datos de microsonda son similares a los que se deducen utilizando el geotermómetro de Battaglia (1999), sobre la base de composiciones medias. La concordancia entre los diferentes geotermómetros sugiere que las temperaturas estimadas deben ser correctas y que las cloritas estudiadas se originaron a temperaturas comprendidas dentro del rango de 250 a 280°C.

Finalmente, si se asume un gradiente geotérmico 'normal' de 25°C/km (Turcotte y Schubert, 2002), se tiene, según las temperaturas de 250 a 280°C obtenidas, una profundidad de formación para las cataclasitas del orden de 10-11 km. Este valor está aproximadamente de acuerdo con los ca. 270°C imperantes a los 9 km en el pozo superprofundo practicado en el macizo hercínico europeo por el 'German Continental Deep Drilling Program' (Emmermann, 2000). Sin embargo, los datos sobre ambientes de 'rifts' continentales, indican gradientes geotérmicos mucho más elevados, del orden de los 70°C/km (Nyblade, 1997). Por otro lado, Aguirre *et al.* (1999) han obtenido un gradiente de 40°C/km (L. Aguirre, Universidad de Chile, comunicación escrita, 2003) para la cuenca extensional cretácica de Chile central, lo cual daría una profundidad de formación cercana a los 7 km. Esto significa que las cataclasitas de Sierra de Varas pudieron formarse en ambientes tan someros como 3,5 km, con un máximo de 7 km de profundidad.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el financiamiento por parte de la Dirección de Investigaciones de la Universidad Católica del Norte, Chile. Esta contribución se benefició de la revisión del manuscrito por parte de Luis Aguirre (Departamento de Geología, Universidad de Chile), José Cembrano (Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte), Gloria Arancibia (Laboratorio de Geocronología, Servicio Nacional de Geología y

Minería) y Carlos Arévalo (Servicio Nacional de Geología y Minería). Una parte de los dibujos fue realizada por L. Jofré (Departamento de Ciencias Geológicas, Pontificia Universidad Católica del Norte). El primer autor agradece la ayuda prestada en terreno por parte de F. Aguilera (Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte).

REFERENCIAS

- Aguirre, L.; Féraud, G.; Morata, D.; Vergara, M.; Robinson, D. 1999. Time interval between volcanism and burial metamorphism and rate of basin subsidence in a Cretaceous Andean extensional setting. *Tectonophysics*, Vol. 313, p. 433-447.
- Bailey, S.W. 1984. Structures of layer silicates. In *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification* (Brindley, G.W.; Brown, G.; editors). *Mineralogical Society*, p. 1-124. London.
- Bailey, S.W. 1988. Chlorites: Structures and crystal chemistry. In *Hydrous Phyllosilicates* (Exclusive of Micas) (Bailey, S.W.; editor). *Reviews in Mineralogy*, Vol. 19, p. 347-403.
- Basso, M.; Marinovic, N. 2003. Antecedentes geocronológicos de volcanismo triásico en la zona de los Estratos El Bordo, Antofagasta, Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 10, Actas*, CD-ROM, Posters, Sesión Temática, No. 5. Concepción.
- Battaglia, S. 1999. Applying X-ray geothermometer diffraction to chlorite. *Clays. Clay and Minerals*, Vol. 47, p. 54-63.
- Berríos, H. 2001. Las cataclasitas de la Falla Sierra de Varas en las inmediaciones de la Aguada del Hornito. Memoria de Título (Inédito), *Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas*, 58 p. Antofagasta.
- Bettison, L.A.; Schiffman, P. 1988. Compositional and structural variations of phyllosilicates from the Point Salt ophiolite, California. *The American Mineralogist*, Vol. 73, p. 62-76.
- Breitkreuz, C.; Helmdach, F.-F.; Kohring, R.; Mosbrugger, V. 1992. Late Carboniferous Intra-Arc Sediments in North Chilean Andes: Stratigraphy, Paleogeography and Paleoclimate. *Facies*, 26, p. 67-80.
- Brown, G.; Brindley, G.W. 1984. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification* (Brindley, G.W.; Brown, G.; editors). *Mineralogical Society*, p. 305-360. London.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, Vol. 23, p. 471-485.
- Cathelineau, M.; Nieva, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 91, p. 235-244.
- Charrier, R. 1979. El Triásico en Chile y Regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones*, No. 26, p. 1-37. Santiago.
- Chong, G.; Zamuner, A.B.; Lamelli Herrera, C. 1997. Primer hallazgo de flora triásica en Quebrada Guanaqueros, Sierra de Almeida, Alta Cordillera de la Segunda Región de Antofagasta, Chile. In *Simpósio Argentino de Paleobotánica y Palinología*, No. 10, p. 77. Mendoza.
- De Caritat, P.; Hutcheon, I.; Walshe, J.L. 1993. Chlorite geothermometry. A review. *Clays and Clay Minerals*, Vol. 41, p. 219-239.
- Desojo, J.B. 2003. Redescubrimiento del aetosaurio *Chilenosuchus forttae* Casamiquela (Diapsida: Arcosauria): presencia de Triásico continental en el norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 30, No. 1, p. 53-63.
- Durney, D.W.; Ramsay, J.G. 1973. Incremental strain measured by syntectonic crystal growths. In *Gravity and Tectonics* (De Jong, K.A.; Scholten, R.; editors). *John Wiley and Sons*, p. 67-96. New York.
- Emmerrmann, R. 2000. KTB Deep Crustal Laboratory of GFZ, Potsdam. Información disponible en Internet: <http://www.icdp-online.de/sites/ktbto/ktb1.htm>.
- Essene, E.J.; Peacor, D.R. 1995. Clay mineral thermometry-A critical perspective. *Clays and Clay Minerals*, Vol. 43, p. 540-553.
- Frederich, J.T.; Wong, T.F. 1986. Micromechanics of thermally induced cracking in three crustal rocks. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, No. B12, p. 12.743-12.764.
- Fyfe, W.S.; Price, N.J.; Thompson, A.B. 1978. Fluids in the Earth's Crust. *Elsevier*, 383 p.
- Gardeweg, M.; Ramírez, C.F.; Davidson, J. 1993. Mapa geológico del área del Salar de Punta Negra y del Volcán Llullaillaco, Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Documentos de Trabajo*, No. 5. Santiago.
- Gardeweg, M.; Pino, H.; Ramírez, C.F.; Davidson, J. 1994. Mapa geológico del área de Imilac y Sierra de Almeida, Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Documentos de trabajo*, No. 7. Santiago.
- Hey, M.H. 1954. A new revision of chlorites. *Mineralogical Magazine*, Vol. 30, p. 277-292.
- Hervé, M.; Marinovic, N.; Mpodozis, C.; Smoje, I. 1991. Mapa geológico de la Hoja Sierra de Varas. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Documentos de Trabajo*, No. 2. Santiago.
- Jowett, E.C. 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, Program with Abstract*, Vol. 16, p. A62.
- Kranidiotis, P.; MacLean, W.H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, Vol. 82, p. 1898-1911.
- Lazcano, E. 2000. Petrografía y Estructuras de Plutones

- del Paleozoico superior y su relación con la Roca de Caja en Sierra de Varas Norte, II Región, Chile. Memoria de Título (Inédito), *Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas*, 62 p. Antofagasta.
- Lin, A. 1999. S-C cataclases in granitic rocks. *Tectonophysics*, Vol. 304, p. 257-273.
- Manatschal, G.; Marquer, D.; Frö-Green, G.L. 2000. Channelized fluid flow and mass transfer along a rift-related detachment fault (Eastern Alps, southeast Switzerland). *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 112, No. 1, p. 21-33.
- Marshak, S.; Mitra, G. 1988. Basic Methods of Structural Geology. *Prentice Hall*, 446 p.
- Marinovic, N.; Smoje, I.; Maksić, V.; Hervé, M.; Mpodozis, C. 1995. Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 70, 150 p. Santiago.
- McKie, F.J.L. 1994. The Interplay of Triassic Marine and Continental Facies of the Former Extensional Marginal Basin of the North Chilean Cordillera de Domeyko. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 7, *Actas*, Vol. 1, p. 484-487. Concepción.
- Mpodozis, C.; Marinovic, N.; Smoje, I.; Cuitiño, L. 1993. Estudio Geológico-Estructural de la Cordillera de Domeyko entre Sierra Limón Verde y Sierra Mariposas, Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Informe Registrado, IR-93-04, 282 p. Santiago.
- Niemeyer, H.; Crignola, F. 2003. Análisis estructural de fallas mediante el método de los diedros, aplicación al estudio de fallas de rumbo en Sierra de Almeida, Segunda Región de Antofagasta. *Universidad Católica del Norte, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Revista Vertiente*, No. 18, p. 11-16. Antofagasta.
- Nyblade, A. 1997. Heat flow across the East African Plateau. *Geophysical Research Letters*, Vol. 24, No. 16, p. 2083-2086.
- Padilla, H. 1988. Eventos intrusivos y deformaciones en la Cordillera de Domeyko a la latitud del Salar de Punta Negra. Antecedentes geocronológicos K-Ar. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 5, *Actas*, Vol. 3, p. 1229-1243. Santiago.
- Petruk, W. 1964. Determination of the heavy atom content in chlorite by means of the x-ray diffractometer. *The American Mineralogist*, Vol. 49, p. 53-71.
- Ramos, V.A.; Kay, S.M. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. *Geological Society of America, Special Paper* 265, p. 79-91.
- Robinson, D.; Bevens, R.E. 1999. Patterns of low-grade metamorphism in metabasites. Capítulo 5 *In Low-Grade Metamorphism* (Frey, M.; Robinson, D.; editors). *Blackwell Science*, 313 p.
- Scholz, C.H. 1988. The Brittle-Plastic Transition and Depth of Seismic Faulting. *Geologische Rundschau*, Vol. 77, No. 1, p. 319-328.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. 133, p. 191-213. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 140, p. 741-767.
- Sibson, R.H. 1983. Continental fault structure and the shallow earthquake source. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 140, p. 741-767.
- Sibson, R.H. 1990. Conditions for fault-valve behaviour. *In Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics* (Knipe, R.J.; Rutter, E.H.; editors). *Geological Society Special Publication*, No. 54, p. 15-28. London.
- Smoje, I.; Marinovic, N. 1994. Intrusivos del Carbonífero-Pérmico en la Cordillera de Domeyko: nuevos antecedentes radiométricos. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 7, *Actas*, Vol. 2, p. 1213-1216. Concepción.
- Suárez, M.; Bell, C.M. 1992. Triassic rift related sedimentary basins in northern Chile (24°-29°S). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 6, p. 109-121.
- Stesky, R.M.; Brace, W.F.; Riley, D.K.; Robin, P.Y.F. 1974. Friction in faulted rock at high temperature and pressure. *Tectonophysics*, Vol. 23, p. 177-203.
- Troncoso, A.; Basso, M.; Herbst, R. 2002. Redescubrimiento de *Sphenobaiera steinmanni* (Solms-Laubach) Anderson y Anderson (Pinophyta, Ginkgoales). *In Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, No. 8, *Actas*, p. 37. Corrientes, Argentina.
- Turcotte, D.L.; Schubert, G. 2002. Geodynamics. *Cambridge University Press*, 456 p.

APÉNDICE 1

PRINCIPIOS DEL GEOTERMÓMETRO DE LA CLORITA

En la estructura de la clorita alternan, de forma regular, una lámina 2:1 (dos capas tetraédricas separadas por una capa octaédrica), cargada negativamente, con una capa octaédrica (capa tipo brucita), cargada positivamente. Esta estructura admite una gran variabilidad química, que deriva de la posibilidad de sustituciones en la capa tetraédrica, acompañadas por diversos tipos de sustituciones en ambas capas octaédricas. Las cloritas más comunes son las trioctaédricas, constituidas por una lámina 2:1 con una composición ideal $(R^{2+}, R^{3+})_3 (Si_{4-x} R^{3+}_x) O_{10} (OH)_2$, que alterna con una capa octaédrica de composición ideal $(R^{2+}, R^{3+})_3 (OH)_6$ (Bailey, 1984, 1988). En éstas, existe la posibilidad de una sustitución variable de Si por Al^{3+} en la capa tetraédrica (habitualmente representada por IV), asociada a una sustitución paralela de Al^{3+} por Mg o Fe^{2+} en la capa octaédrica (representada por VI).

Esta amplia variabilidad química hace de la clorita un atractivo geotermómetro, ya que, potencialmente, puede proporcionar información acerca de las condiciones físicas en que se ha formado. Los cambios químicos más significativos asociados con el aumento de la temperatura de formación son el descenso del contenido en Si^{IV} o, lo que es lo mismo, Al^{VI} y \square^{VI} y el aumento del contenido en Al^{IV} así como el descenso en Al^{VI} y \square^{VI} y el aumento en $(Fe+Mg)$ y Σ^{VI} . Cathelineau y Nieva (1985) encontraron una correlación positiva entre el contenido en Al^{IV} y la temperatura, en cloritas del yacimiento de Los Azufres (México) y sugirieron que el contenido en Al^{IV} podría usarse como geotermómetro. Cathelineau (1988) dedujo la siguiente relación entre la temperatura (en °C) y el contenido en Al^{IV} :

$$[1] \quad T = -60,92 + 321,98 Al^{IV}$$

Diferentes autores han propuesto modificaciones a esta ecuación, teniendo en cuenta la relación $Fe/(Fe+Mg)$. Así, Kranidiotis y MacLean (1987) propusieron la siguiente corrección:

$$[2] \quad Al^{IV}_c = Al^{IV}_M + 0,7 [Fe/(Fe+Mg)]$$

La temperatura puede deducirse a partir de la relación

$$[3] \quad T = 106 Al^{IV}_c + 18$$

De acuerdo con los citados autores, esta relación sería aplicable a sistemas químicos en los que la clorita crece en un medio saturado en Al; es decir, en presencia de otras fases aluminicas.

Jowett (1991), realizó una normalización de $Fe/(Fe+Mg)$, sobre la base de la composición química de las cloritas de Los Azufres y propuso la siguiente corrección:

$$[4] \quad Al^{IV}_c = Al^{IV}_M + 0,1 [Fe/(Fe+Mg)]$$

que permite el cálculo de la temperatura de formación a partir de la relación

$$[5] \quad T = 319 Al^{IV}_c - 69$$

Según Jowett (1991), este geotermómetro sería aplicable a diferentes sistemas químicos, en el rango 150-325°C, para cloritas con valores de $Fe/(Fe+Mg) < 0,6$.

De Caritat *et al.* (1993) manifestaron que ninguno de los geotermómetros de la clorita predice satisfactoriamente la temperatura de formación sobre un rango amplio de composiciones químicas. Este hecho se debe a que la composición de la clorita viene determinada, también, por una serie de factores que incluyen presión, composición química de la roca, composición de los fluidos y velocidad de crecimiento de la clorita. Estos autores encontraron, en cambio, una correlación muy alta entre Σ^{VI} y temperatura para una amplia gama de temperaturas y composiciones, aunque indicaron que esta correlación podría ser fortuita.

Essene y Peacor (1995) pusieron de manifiesto que el problema más grave que presentan los geotermómetros de la clorita es que se aplican a granos de clorita que, en realidad, no corresponden a una fase química y estructuralmente homogénea. De hecho, en condiciones de temperaturas relativamente bajas, la 'clorita' realmente consiste en intercrecimientos de dos o tres fases (esmectita, corrensita y clorita), que forman paquetes del orden de varios cientos de Å, o menos y que, evidentemente, no son discernibles por microscopía óptica.

Recientemente, Battaglia (1999) usó un geotermómetro de clorita basado en la posición de las reflexiones basales en los diagramas de difracción de rayos X. El principio de este método es similar al utilizado en los geotermómetros previamente descritos. Battaglia (1999) encuentra las mejores correlaciones entre temperaturas calculadas y temperaturas medidas, utilizando los valores de d_{001}^C para cloritas con contenidos en $Fe^{2+} < 2,6$ y los valores de d_{001}^M para cloritas con contenidos en $Fe^{2+} > 2,6$. La ecuación que dedujo es la siguiente:

$$[9] \quad d_{001} = -0,001 T + 14,379$$

Es evidente que, a diferencia de los geotermómetros sobre la base de análisis químicos mediante microsonda electrónica, el geotermómetro de Battaglia (1999), al deducirse de una mayor cantidad de muestra, proporciona valores medios de temperaturas.

APÉNDICE 2

METODOLOGÍA

Con el objeto de determinar la temperatura de formación de la clorita presente en las cataclasitas y de investigar la posible existencia de láminas de esmectita interstratificadas en la estructura de la clorita, ésta se caracterizó mediante difracción de rayos X y microsonda electrónica.

El estudio mediante difracción de rayos X se realizó en la Universidad de Málaga, España, con un equipo Siemens D-5000, utilizando radiación $\text{CuK}\alpha$ y monocromador de grafito. Se realizaron dos tipos de diagramas: a) diagramas de polvo desorientado y b) diagramas de muestras orientadas. Los primeros se utilizaron para determinar la composición mineralógica semicuantitativa de la muestra, la identificación del politipo de la clorita y la estimación de la posición de la reflexión (060). Los segundos para detectar la presencia de posibles interstratificaciones, la medida de la posición exacta de las reflexiones basales de la clorita, la determinación de la cristalinidad de la clorita y la relación de intensidades de las reflexiones basales. En la medida de la posición de las reflexiones basales, se utilizaron las reflexiones del cuarzo para la calibración exacta.

Las condiciones de trabajo fueron: 25 mA, 40 kV, tamaño de paso = $0,01^\circ$ y tiempo de conteo por paso = 2s. Los diagramas de las muestras desorientadas se rodaron entre 2 y $65^\circ 2\theta$ y los de las muestras orientadas entre 2 y $30^\circ 2\theta$. Además, las muestras orientadas se trataron durante 48 h con etilén-glicol y se calentaron durante 2 h a 550°C . Los correspondientes diagramas se rodaron entre 2 y $15^\circ 2\theta$. La cristalinidad de la clorita (CC) se determinó a partir de la anchura a mitad de la altura de la reflexión a 7\AA .

El estudio mediante microsonda electrónica se realizó en la Universidad de Granada, España, con un equipo Cameca SX-50. El voltaje utilizado fue 20 kV y la intensidad de la corriente de 20 nA. Con objeto de minimizar la pérdida de elementos ligeros, el tamaño del haz empleado fue de 5 micras. El aparato había sido calibrado con los siguientes patrones: wollastonita (para Si y Ca), Al_2O_3 (para Al), ortoclasa (para K), albita (para Na), Fe_2O_3 sintético (para Fe), periclasa (para Mg) y MnTiO_3 sintético (para Mn y Ti).