

MECANISMOS DE DEFORMACIÓN EN LA TRANSICIÓN MILONITAS/*STRIPED GNEISS* Y MILONITAS/ULTRAMILONITAS EN LAS SIERRAS DE AZUL, CRATÓN DEL RÍO DE LA PLATA, BUENOS AIRES

María C. FRISICALE^{1,2}, Luis V. DIMIERI^{1,2}, Vanesa S. ARAUJO^{1,2} y Jorge A. DRISTRAS^{1,3}

¹ Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca. E-mails: cfrisica@uns.edu.ar; ldimieri@uns.edu.ar.

² INGEOSUR-CONICET

³ INGEOSUR-CIC

RESUMEN

En el extremo occidental de la megacizalla de Azul se identificaron una serie de rocas miloníticas que presentan un grado de deformación variable e incluyen protomilonitas, milonitas, *ribbon mylonites*, *striped gneisses* y ultramilonitas. Se examinaron en forma detallada los mecanismos de deformación actuantes sobre los minerales principales de estas rocas, como feldespatos, cuarzo, anfíboles y piroxenos. El análisis de los mecanismos de deformación permitió realizar una estimación del grado metamórfico alcanzado en este sector de la zona de cizalla. Así se reconocen claramente dos áreas con diferente grado metamórfico, una en la que la deformación se habría producido en facies de anfibolita a granulita (temperaturas superiores a 600°) y que se reconoce en los afloramientos del sector norte, cerro Negro y manantiales de Pereda; y una segunda área, que incluye los afloramientos de las estancias La Manuela y La Chiquita, donde la deformación, de menor intensidad, se desarrolló bajo condiciones de facies de esquistos verdes. Asimismo se analizaron los indicadores cinemáticos macro y microscópicos tales como estructuras S-C, granos rígidos fragmentados, porfiroclastos rotados y estructuras del tipo mineral-*fish*, con la finalidad de determinar el sentido de movimiento de las masas rocosas en esta área particular, y compararlo con los resultados existentes para el resto de la megacizalla de Azul.

Palabras clave: *Milonitas, striped gneiss, ultramilonitas, mecanismos de deformación, cratón del Río de la Plata.*

ABSTRACT: *Deformation mechanisms in the mylonite/striped gneiss and mylonite/ultramylonite transition in Sierras de Azul, Río de la Plata craton, Buenos Aires.* At the western sector of the Azul Megashear, mylonitic rocks with variable deformation that includes protomylonites, mylonites, ribbon mylonites, striped gneiss and ultramylonites were identified. A detailed examination of deformation mechanisms acting on main minerals like feldspar, quartz, amphibole and pyroxene was done. The analysis of deformation mechanisms allowed to establish the metamorphic degree reached in this sector of the shear zone. Thus, two areas with different metamorphic conditions were recognized. One of them, that involve the outcrops of Sector Norte, Cerro Negro and Manantiales de Pereda, with a deformation produced under metamorphic conditions of amphibolite to granulite facies (temperatures higher than 600°); and the other with a less intense deformation produced under metamorphic conditions of greenschists facies, involving the outcrops of La Manuela and La Chiquita. Furthermore, meso and microscopic kinematic indicators such as S-C structures, fragmented rigid grains, rotated porphyroclasts and mineral-fish structures were analyzed in order to establish the sense of movement of the rock masses in this region and to compare it with results elsewhere in the Azul Megashear.

Keywords: *Mylonite, striped gneiss, ultramylonite, deformation mechanisms, Río de la Plata Craton.*

INTRODUCCIÓN

Las rocas pertenecientes al basamento ígneo-metamórfico del sector suroeste de las sierras de Azul emergen en reducidos afloramientos, algunos desconectados entre sí, que forman parte de la faja de deformación denominada megacizalla de Azul por Frisicale *et al.* (2002) (Fig. 1).

Esta megacizalla es una faja angosta de rumbo este-oeste, con un ancho máximo de 2,5 km aproximadamente en la localidad de Boca de la Sierra, y una extensión aproximada de 40 km, desde el cerro Negro ubicado en el extremo oeste hasta el cerro San Pablo en su extremo este. Afecta a rocas del basamento ígneo-metamórfico del sistema de Tandilia denominadas

Complejo Buenos Aires (Marchese y Di Paola 1975).

En el área de estudio el basamento cristalino está constituido por gneises, granulitas y escasos granitoides que presentan una importante deformación dúctil sobrepuesta, dando origen a las rocas miloníticas que integran la megacizalla (Frisicale *et al.* 2004). Los afloramientos

discontinuos ubicados al norte y sur de la zona de cizalla presentan también abundantes evidencias de haber sufrido una deformación muy intensa, la cual está relacionada con el mismo evento que generó la megacizalla. Debido a que la deformación ha sido heterogénea, se ha generado dentro de las rocas miloníticas una alternancia de fajas de rocas más deformadas (*striped gneiss* y ultramilonitas). Teniendo en cuenta el grado de deformación y de acuerdo a Passchier y Trouw (2005), las rocas miloníticas presentes en el área de estudio pueden ser clasificadas como protomilonitas, milonitas, *ribbon mylonites*, *striped gneiss* y ultramilonitas.

Dada la escasez de afloramientos y la variación en el grado de deformación de las rocas involucradas, es relativamente complejo establecer la evolución tectónica probable del basamento en esta región en particular; del mismo modo, es dificultoso establecer la secuencia de eventos metamórficos sufridos. El análisis cinemático de las rocas deformadas es una fuente directa de información para la reconstrucción de la evolución tectónica de esta zona. Se han realizado diferentes trabajos destinados a caracterizar la deformación en afloramientos cercanos al área propuesta, (Frisicale *et al.* 1998, 2000, 2001, 2004, 2005; Jorgensen *et al.* 2006 a y b, 2008).

Hippert y Hongn (1998) a partir de observaciones microestructurales realizadas sobre los mecanismos de deformación que operan en la transición entre milonitas y ultramilonitas, en condiciones de grado metamórfico bajo correspondientes a facies de esquistos verdes, indican que la deformación ocurre en forma progresiva a través de distintos mecanismos de deformación que operan en diferentes dominios microestructurales en cada estadio particular de la evolución de la fábrica. Asimismo, Lonka *et al.* (1998), en base a estudios microestructurales analizan la deformación progresiva en facies de esquistos verdes de una tonalita en una zona de cizalla, y reconocen importantes diferencias en los mecanismos de deformación que tienen lugar en la tran-

sición entre milonitas y ultramilonitas.

Este trabajo contiene los resultados del estudio microestructural detallado de un grupo de rocas miloníticas que afloran en el sector occidental de la megacizalla de Azul. En primer lugar se realiza una caracterización petrográfica de las rocas aflorantes y luego se analizan los mecanismos de deformación que afectaron a los minerales que integran estas rocas en el área estudiada. El estudio de las texturas y mecanismos de deformación de minerales como cuarzo y feldespato principalmente, y en menor proporción anfíboles y piroxenos, son utilizados para inferir las temperaturas de deformación reinantes durante el evento tectono-metamórfico y analizar cómo varían estos mecanismos de deformación en la transición *ribbon mylonites-striped gneiss* y *ribbon mylonites-ultramilonitas*. Asimismo, se intenta definir la relación genética y estructural entre *ribbon mylonites*, *striped gneiss* y ultramilonitas, y se examina e interpreta la cinemática de la deformación y su relación con la megacizalla de Azul en su conjunto.

ANTECEDENTES

Los afloramientos de la megacizalla de Azul en el sector correspondiente a las sierras de Azul fueron caracterizados petrográficamente por González Bonorino *et al.* (1956) como rocas metamórficas, granitos, tonalitas y rocas de mezcla (migmatitas); estos autores proponen un esquema cinemático para esta localidad que indica un cizallamiento de dirección este-oeste con sentido de desplazamiento derecho visto en planta.

Diversos trabajos realizados sobre Tandilia y algunos específicos sobre las sierras de Azul coinciden en definir a esta zona de cizalla, como un cinturón milonítico originado por una colisión continente-continente ocurrida durante el Precámbrico Medio (Dalla Salda *et al.* 1988, Ramos 1988, Teruggi *et al.* 1988, Ramos 1999; Cingolani *et al.* 2000), y que no fue afectado considerablemente por el ciclo brasiliano (Cingolani *et al.* 2002).

Según Rapela *et al.* (2007) el cinturón de

Tandilia es una de las unidades mayores que forma parte del cratón del Río de la Plata; está integrado por rocas paleoproterozoicas del ciclo transamazoniano y en algunos sectores por rocas arcaicas. Este basamento está formado por migmatitas, anfíbolitas y gneises graníticos a tonalíticos con edades comprendidas entre 2,26 -2,07 Ga, y se encuentra afectado por fajas miloníticas y diques toleíticos de edad 1,59 Ga. Una característica importante en la evolución de cratón del Río de la Plata, destacada por los autores, es la falta de eventos mesoproterozoicos o más jóvenes con excepción de estos últimos diques.

No existen datos geocronológicos específicos sobre la edad de la deformación que determinó la formación de la megacizalla; la misma se puede extrapolar teniendo en cuenta la edad del Complejo Buenos Aires y la edad determinada de los diques toleíticos que intruyen al basamento y que no fueron afectados por la deformación. Cingolani *et al.* (2002) mediante técnicas isotópicas U-Pb SHRIMP en zircones establece una edad de 2,25-2,0 Ga para el Complejo Buenos Aires y plantea que la deformación, incluyendo la milonitización, ocurre poco después de intrusiones graníticas, las cuales fueron datadas por Pankhurst *et al.* (2003). Según estos últimos resultados, los magmas parentales y los gneises graníticos pertenecientes al basamento occidental de Tandilia se habrían emplazado hace 2140 ± 88 Ma, en un régimen convergente relacionado a subducción, y en el intervalo entre 2200 y 1700 Ma habría tenido lugar deformación, metamorfismo y anatexis, sin intrusión granítica. La edad establecida para los diques toleíticos es de 1588 ± 11 Ma (Iacumin *et al.* 2001, Teixeira *et al.* 2001), los cuales serían contemporáneos con la intrusión de granitos y estarían relacionados con una tectónica extensional durante el ciclo transamazoniano. Estos resultados permitirían estimar la edad de la deformación entre 2140 Ma y 1600 Ma.

Frisicale *et al.* (2005) basados en el análisis de los mecanismos de deformación y en las asociaciones minerales modeladas

para milonitas ubicadas en el sector central de la megacizalla, establecen que la deformación tuvo lugar condiciones de facies de esquistos verdes a anfibolitas, en un rango de temperaturas mayor a 400-450 °C y presiones de 6 kbar aproximadamente. En la localidad de cerro Negro, Frisicale *et al.* (2004), reconocen la presencia de granitoides y granulitas con diferentes grados de deformación, gneises miloníticos y *striped gneiss*; el análisis de las microestructuras de estas rocas, indica que la deformación se produjo en el campo dúctil, en condiciones metamórficas aproximadas de facies de anfibolita a granulita. El examen de los indicadores cinemáticos observados en esta región sugiere, al igual que lo observado en Boca de la Sierra (Frisicale *et al.* 2001), que la zona de cizalla se habría desarrollado por procesos de aplastamiento (*flattening*) con escasa componente de transcurrancia.

GEOLOGÍA DEL ÁREA

La zona de trabajo se encuentra ubicada 30 km al sudoeste de la localidad de Azul, en un área comprendida entre el camino vecinal que parte en dirección sur en el km 319 de la ruta nacional 3 y la estancia manantiales de Pereda. Los afloramientos estudiados incluyen las lomadas pertenecientes a las estancias La Chiquita, La Manuela, el extremo oriental del cerro Negro y ciertos asomos rocosos aislados situados aproximadamente 5 km al norte de la estancia La Chiquita, denominado aquí, sector norte (Fig. 1). Estos afloramientos forman parte de la megacizalla, si bien en el caso de las estancias La Chiquita y La Manuela se encuentran ubicadas en el margen austral de la zona de cizalla. En el caso del cerro Negro se encuentra desplazado algunos cientos de metros hacia el sur, respecto de la faja principal, posiblemente producto de un fallamiento de rumbo dextral de orientación norte-sur. Asimismo se evaluaron algunas rocas miloníticas de afloramientos ubicados en la estancia de manantiales de Pereda, que presentan características similares a las anteriores.

Dentro del área de estudio se identificaron rocas miloníticas mayormente de alto grado metamórfico, representadas por milonitas, *ribbon mylonite*, *striped gneiss*, ultramilonitas y protomilonitas (Fig. 1).

En la mayoría de los afloramientos visitados se constató la presencia de *ribbon mylonites* y de fajas ultramiloníticas, excepto en el sector sur, especialmente en los afloramientos de las estancias La Manuela y La Chiquita, donde se identificaron milonitas y protomilonitas, que en este estudio se interpretan como sujetas a un grado de deformación menor que las anteriores. Las *ribbon mylonites* si bien tienen algunas características mineralógicas propias que las diferencian entre sí, en general, presentan rasgos microestructurales similares y un comportamiento equivalente frente a la deformación. Son rocas de grano grueso con una foliación milonítica generalmente subvertical de dirección E-O. La característica fundamental de estas rocas, y por la cual reciben esta denominación, de acuerdo con Passchier y Trouw (2005), es la presencia de abundantes cintas de cuarzo y de porfiroclastos mayores de diferente composición. Las fajas ultramiloníticas, de escaso espesor, están constituidas por rocas de grano muy fino, que se distinguen por su contacto bastante abrupto con las *ribbon mylonites* (Fig. 2a). Los *striped gneiss* tienen una distribución más restringida, se encuentran en cerro Negro, en el sector norte y en manantiales de Pereda, con características petrográficas muy similares entre sí. Esta roca forma bandas paralelas a la foliación dentro de las *ribbon mylonites*, siendo el pasaje entre ambas claramente transicional (Fig. 2b). Aún no se ha observado en el campo, ni se ha podido establecer la relación entre los *striped gneiss* y las ultramilonitas. En todos los afloramientos del área estudiada se realizaron determinaciones microscópicas sobre secciones petrográficas confeccionadas a partir de rocas orientadas en el campo para los estudios microestructurales.

Sector norte

En el asomo septentrional del sector Nor-

te, predomina una *ribbon mylonite* de grano grueso e intensamente foliada, en la que se destacan delgadas fajas de ultramilonitas; el pasaje entre ambas rocas es abrupto. Los datos de foliación milonítica obtenidos en la *ribbon mylonite* presentan cierta dispersión y podrían reflejar alguna dirección de foliación diferente; no obstante la mayoría de datos obtenidos de foliaciones miloníticas son de rumbo 90° e inclinación subvertical, claramente coincidente con la foliación característica de la megacizalla (Frisicale *et al.* 1998, 2001, 2005). Escasas bandas ultramiloníticas tienen una orientación promedio de rumbo 70° e inclinación sub-vertical; esta última orientación es levemente oblicua a la foliación milonítica de dirección este-oeste característica de la megacizalla. Estas bandas ultramiloníticas serían superficies de cizalla secundarias a la milonitización principal en concordancia con lo que fuera interpretado en otras zonas de la megacizalla de Azul (Frisicale *et al.* 2001, Jorgensen *et al.* 2008).

Las *ribbon mylonites* están formadas por porfiroclastos de plagioclasa, microclino y hornblenda, dispuestos en una matriz de grano fino, integrada por granos poligonales recristalizados de cuarzo, pertitas en llama, microclino y plagioclasa, acompañados por finas láminas orientadas de biotita y pequeños cristales de hornblenda; además, presentan abundantes cintas policristalinas de cuarzo que se acomodan alrededor de los porfiroclastos mencionados. Las ultramilonitas forman fajas bien definidas de espesores reducidos, del orden de los 5 a 10 cm, que pasan lateralmente a rocas miloníticas. Se distinguen macroscópicamente por su color oscuro y grano extremadamente fino (Fig. 2a). Están compuestas por pequeños porfiroclastos de feldespatos potásico, plagioclasa y de hornblenda en una matriz granoblástica poligonal integrada por cuarzo, pertitas en llama, microclino, plagioclasa con maclas de deformación y hornblenda, junto con láminas de biotitas orientadas y opacas; se distinguen escasas cintas policristalinas de cuarzo.

En el afloramiento ubicado al sur del an-

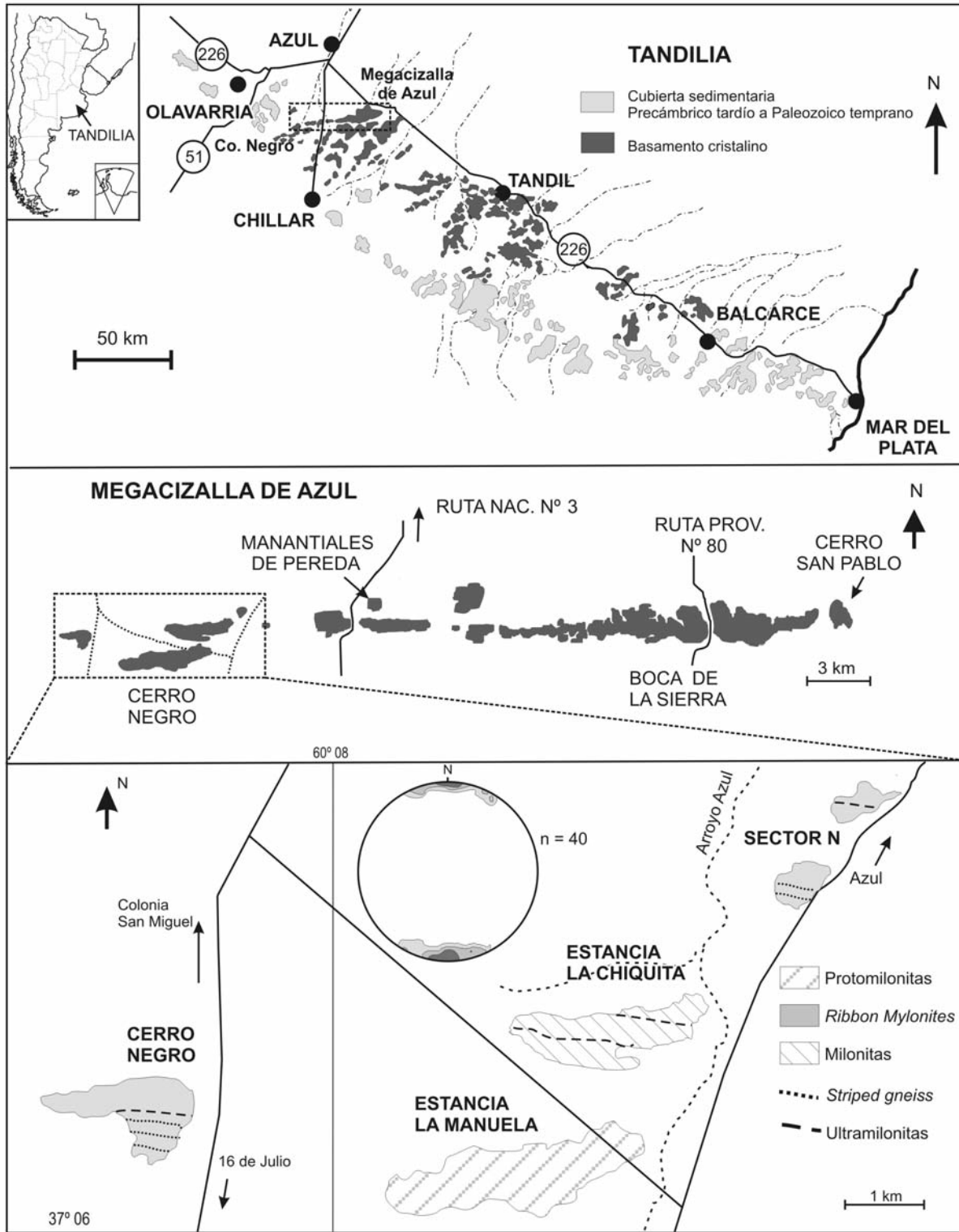


Figura 1: Mapa de Tandilia (modificado de Pankhurst *et al.* 2003), donde se observa la ubicación de la megacizalla de Azul, y el área de estudio, incluyendo un diagrama de densidad de foliaciones miloníticas (curvas: 4 %, 8 % y 16 %; n=20). Hemisferio inferior.

terior (Fig. 1), se observa el pasaje transicional entre la *ribbon mylonite* y un *striped gneiss*; este último se presenta como ban-

das alternantes de espesores variables, dentro de la primera. En el campo, el *striped gneiss* se reconoce claramente por su

color rosado, grano muy fino, ausencia de porfiroclastos, presencia de cintas continuas y foliación muy marcada. Micros-

cópicamente se caracteriza por su foliación milonítica y la presencia de cintas policristalinas de cuarzo cuya orientación es paralela a la foliación. Las mismas son continuas y separan bandas en las que predominan granos recristalizados de feldespatos en ausencia de cuarzo. Las rocas que se encuentran en la transición entre las *ribbon mylonites* y los *striped gneiss* muestran una disminución en la proporción de porfiroclastos de feldespatos y anfíboles, una mayor proporción de cintas de cuarzo y una matriz cuarzo-feldespática.

Cerro Negro

En el sector sur-occidental del cerro Negro (Fig. 1), es posible observar una secuencia de rocas similar a las reconocidas en el sector norte y con una distribución espacial más amplia. La roca de campo es una *ribbon mylonite* en la que se distingue una secuencia de fajas de *striped gneiss* de espesores variables, no mayor de 20 cm, dispuestas en forma paralela, con dirección E-O coincidente con la foliación milonítica general (Fig. 2b). Se reconocen abundantes fajas ultramiloníticas de hasta 10 cm de espesor, de dirección E-O intercaladas dentro de las *ribbon mylonites*. Las *ribbon mylonites* están constituidas por porfiroclastos de feldespato potásico, plagioclasa, piroxenos (orto y clinopiroxenos) y hornblenda, dispuestos en una matriz cuarzo-feldespática recristalizada, y con abundantes cintas policristalinas de cuarzo. Los *striped gneiss* fueron descritos por Frisicale *et al.* (2004), si bien en ese trabajo no se hace referencia a su relación de campo y genética con las *ribbon mylonites*. Se trata de rocas félicas caracterizadas por un fino bandeo coincidente con la foliación milonítica regional; están formadas por escasos porfiroclastos de feldespato potásico dispuestos en un dominio integrado mayoritariamente por feldespato potásico, con escasa biotita y minerales opacos; el cuarzo forma cintas policristalinas del tipo B3 de Boullier y Bouchez (1978). Las ultramilonitas están formadas por escasos porfiroclastos de feldespato perfitico, con bordes recristalizados, dispuestos en una matriz cuarzo-

feldespática recristalizada, en algunas ocasiones, los granos de cuarzo se unen formando incipientes cintas de cuarzo. Sobre las rocas del cerro Negro se realizó un análisis modal de porfiroclastos y matriz con la finalidad de observar la evolución en la proporción de los distintos minerales durante los diferentes estadios de la deformación, y la variación de la relación entre matriz y porfiroclastos a medida que progresa la deformación. Se eligió esta localidad para realizar este análisis, porque es la que ofrece los mejores afloramientos para estudiar el contacto transicional entre las *ribbon mylonites* y los *striped gneiss*. La figura 3a muestra la evolución de los porfiroclastos desde las *ribbon mylonites* (muestras 1 y 2), las rocas de transición (3 y 4), los *striped gneiss* (5, 6 y 7) y una ultramilonita (8). Del análisis de este diagrama surge claramente una marcada disminución de los cristales de feldespato potásico y la desaparición de hornblenda, plagioclasa y piroxenos, con el aumento de la deformación. En la figura 3b está representada la evolución de la matriz de las mismas rocas, a medida que aumenta la deformación se observa un notable aumento en la proporción de matriz recristalizada en general. En este diagrama, a medida que pasamos de las *ribbon mylonites* a los *striped gneiss* y ultramilonitas, se nota un comportamiento regular del cuarzo, un marcado incremento en la proporción de feldespato potásico, y una disminución de las proporciones de plagioclasa y en forma más notable de la hornblenda. Asimismo, el análisis modal muestra la aparición de sericita retrógrada, probablemente relacionada con un evento posterior ocurrido a menor temperatura.

Manantiales de Pereda

En los afloramientos rocosos ubicados a la vera de un camino interior en la estancia Manantiales de Pereda (Fig. 1), se encontraron *ribbon mylonites* con bandas o fajas de *striped gneiss* y escasas ultramilonitas. El contacto entre la *ribbon mylonite* y los *striped gneiss* es transicional. El espesor de las bandas de *striped gneiss* oscila entre 30 y 40 cm y son concordantes con la folia-

ción milonítica. La *ribbon mylonite* está formada por porfiroclastos de feldespato potásico pertitizado, plagioclasas y hornblenda en una matriz cuarzo feldespática; asimismo se observan restos de un mineral muy alterado, elongado, que probablemente haya sido de un piroxeno. El *striped gneiss* está constituido por cintas de cuarzo intercaladas dentro del dominio feldespático, y se conservan escasos porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa. La zona de transición entre las *ribbon mylonites* y los *striped gneiss*, está representada por una roca con escasos porfiroclastos de feldespato potásico pertitizados, abundantes cintas de cuarzo y una matriz feldespática, con pocos granos de cuarzo y de biotita.

Estancias La Chiquita y La Manuela

En la estancia La Chiquita se distinguen protomilonitas, milonitas y escasas fajas de ultramilonitas, caracterizadas por una foliación milonítica subvertical general de dirección E-O. En esta localidad el grado metamórfico es menor que el alcanzado en las localidades mencionadas anteriormente. No se desarrollan *striped gneiss* y los mecanismos de deformación indican una temperatura de deformación menor. Las milonitas están caracterizadas por la presencia de porfiroclastos de feldespatos en una matriz fina, foliada, formada por feldespatos, biotita, clorita, cuarzo y abundante epidoto; se observan además, cintas policristalinas de cuarzo. Al sur de esta localidad, en la estancia La Manuela, las rocas son protomilonitas y escasas milonitas, tienen un grado de deformación mucho menor; la foliación milonítica general es de rumbo E-O aunque en algunos sectores se ha identificado una foliación milonítica de rumbo aproximado 70°. No se reconocen *ribbon mylonites* ni tampoco *striped gneiss*.

MECANISMOS DE DEFORMACIÓN

Sector norte, cerro Negro y manantiales de Pereda

Feldespatos: Los porfiroclastos de feldespa-

tos de las *ribbon mylonites* del sector norte, del cerro Negro y de manantiales de Pereda están deformados plásticamente. Tanto los porfiroclastos de feldespato potásico como los de plagioclasa se presentan fuertemente elongados (< 8:1) y aplanados definiendo junto con las cintas de cuarzo el sentido de la foliación milonítica (Fig. 2c), esta fuerte elongación estaría indicando deformación intracristalina (Hanmer 2000); en algunos casos forman cintas incipientes de feldespatos intercaladas entre las de cuarzo. Asimismo, el feldespato potásico y la plagioclasa forman parte de la matriz recrystalizada, de grano fino, cuyo tamaño oscila entre 25 y 100 μm , según las localidades. Los porfiroclastos de feldespato potásico son de tamaños variables, desde pocos milímetros hasta 4 cm de largo; algunos se caracterizan por la presencia de pertitas en llama, mientras que otros presentan el clásico maclado en parrilla del microclino. Están deformados plásticamente, aunque los de mayor tamaño presentan algunas fracturas intracristalinas, las cuales están rellenas por nuevos granos recrystalizados; fenómenos similares a este fueron descritos por diversos autores para milonitas de grado anfibolita (Mitra 1978, Tullis y Yund 1985, Srivastava y Mitra 1996). En sus bordes desarrollan delgadas estructuras núcleo-manto, cuyo núcleo se caracteriza por una extinción ondulante y el manto está formado por granos recrystalizados dinámicamente (100 a 200 μm) de feldespato potásico, lóbulos de mirmequitas, plagioclasa y cuarzo (Fig. 2d). La presencia en algunos sectores de granos recrystalizados inequigranulares con contactos lobulados, indicaría que la recrystalización se habría producido por mecanismos de migración de borde de grano de alta temperatura, (Passchier y Trouw 2005), correspondiente al régimen 3 de Hirth y Tullis (1992), y coincidente con la zona de transición entre recrystalización por rotación de subgranos y migración de borde de grano de Stipp *et al.* (2002). Asimismo se reconocieron pequeños cristales con algunas caras rectas y encuentros triples y sin orientación apa-

rente, que indicarían una recrystalización por formación de subgranos y rotación de los mismos (Passchier y Trouw 2005), que correspondería al régimen 2 de Hirth y Tullis (1992), y a la zona de recrystalización por rotación de subgranos de Stipp *et al.* (2002). Según Passchier y Trouw (2005) ambos mecanismos pueden estar activos durante el mismo proceso deformativo, a temperaturas relativamente altas.

Los porfiroclastos de plagioclasa (hasta 8 mm de largo), desarrollan estructuras núcleo-manto, con bordes intensamente recrystalizados integrados por cristales poligonales de plagioclasa, cuyo tamaño oscila entre 50 y 100 μm ; en las *ribbon mylonites* del cerro Negro los granos recrystalizados alcanzan los 400 μm . Los cristales de plagioclasa recrystalizados presentan maclas polisintéticas de albita y periclino; estas maclas normalmente no terminan en los bordes de los cristales, lo que indica que se habrían formado como consecuencia de la deformación. Los bordes de los nuevos granos son levemente lobulados o rectos y tienen encuentros triples. Los núcleos de los porfiroclastos presentan sus planos de maclas curvados, (Fig. 2e). En algunas rocas los porfiroclastos se encuentran totalmente recrystalizados, formando un agregado de nuevos granos poligonales. Si bien ambos feldespatos se encuentran alterados a sericita, la plagioclasa muestra una alteración mucho mayor que los feldespatos potásicos; esto indicaría una retrogradación de las plagioclasas, asociada con el enfriamiento de la zona milonítica. En manantiales de Pereda los porfiroclastos de plagioclasa están casi totalmente alterados a sericita y escasa clorita.

En las rocas ubicadas en la zona de transición entre *ribbon mylonite* y *striped gneiss*, los porfiroclastos de feldespato potásico (hasta 16 mm) están pertitizados y tienen bordes recrystalizados. Están elongados en la dirección de la foliación y presentan extinción ondulante; se encuentran atravesados por abundantes fracturas intracristalinas rellenas con granos recrystalizados de pertitas, microclino, menor por-

ción de plagioclasa y escasas mirmequitas. Los granos de feldespatos, integrados por pertitas en llama, microclino y escasas plagioclasas, que integran la matriz tienen un tamaño entre 100 y 300 μm , presentan algunas caras rectas, con encuentros triples. Se observa un agrupamiento de los feldespatos que forman bandas feldespáticas, si bien aún conservan granos de cuarzo. Los mecanismos de deformación actuantes en estas rocas son similares a los mencionados para las *ribbon mylonites*.

En los *striped gneiss* se conservan escasos porfiroclastos de feldespato (0,8 a 3 mm), generalmente potásicos, deformados plásticamente. Se presentan elongados, con extinción ondulante y delgados bordes recrystalizados formados por diminutos cristales de feldespato producto de recrystalización dinámica (25 a 150 μm). La mayor parte de los feldespatos están agrupados formando dominios feldespáticos entre las cintas de cuarzo. Estos dominios están caracterizados por granos recrystalizados de tamaños uniformes, con escasas suturas en sus bordes y pueden ser correlacionados con las microestructuras de régimen 3 de Hirth y Tullis (1992). Una característica importante de estas rocas es que en el dominio feldespático no se observan granos de cuarzo (Fig. 2f). En los *striped gneiss* del sector norte, se determinaron granos de feldespato potásico elongados, asimétricos y con extinción ondulante, dispuestos en el interior de cintas de cuarzo, similares a las microestructuras de *mineral-fish* (Fig. 2g); estas microestructuras se producirían por una combinación de mecanismos de deformación por reptación de dislocaciones y procesos difusivos (ten Grotenhuis *et al.* 2003).

En las ultramilonitas los escasos porfiroclastos de feldespato potásico (2 mm) están deformados plásticamente. Se trata de granos de pertitas, escaso microclino y plagioclasa, tienen sus bordes recrystalizados y en general están dispuestos con su eje mayor paralelo a la foliación milonítica. Algunos granos elongados de feldespato potásico se unen y forman pequeñas

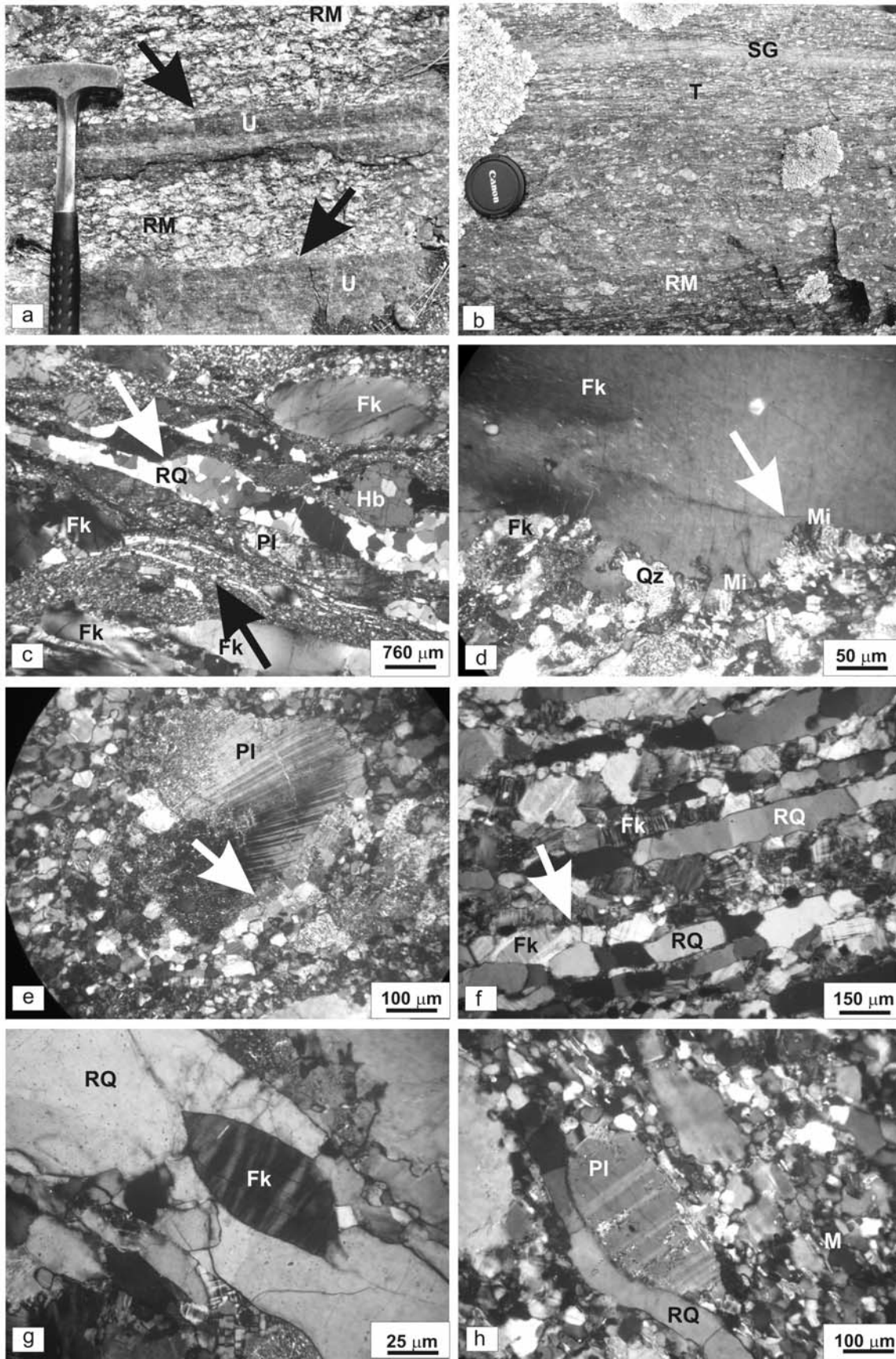


Figura 2: a) Fajas ultramiloníticas (U) dentro de *ribbon mylonites* (RM), contacto neto entre ambas unidades (flecha); b) desarrollo de *striped gneiss* (SG) en *ribbon mylonites*; contacto transicional (T) entre ambas rocas; c) *ribbon mylonite* de cerro Negro, con porfiroclastos elongados y con extinción ondulante, de feldespato potásico (Fk) y de plagioclasa (Pl), cintas policristalinas de cuarzo (RQ) tipo B3 (flecha negra) y B4 (flecha blanca) y porfiroclastos de hornblenda (Hb), con contactos lobulados e irregulares de los cristales de cuarzo en las cintas tipo B4; d) estructura núcleo-manto en porfiroclasto de feldespato potásico pertitzado (Fk), el núcleo presenta extinción ondulante y el manto está formado por mirmekitas (Mi), granos de cuarzo (Qz) y feldespatos (Fk) con bordes lobulados, indicados por flecha; e) porfiroclasto de plagioclasa (Pl), con desarrollo de estructura núcleo-manto (flecha), la deformación del núcleo se evidencia por su extinción ondulante y curvamiento de la macla; f) *striped gneiss*, abundantes cintas policristalinas de cuarzo (RQ) intercaladas con bandas de feldespatos recristalizados elongados formando incipientes cintas (flecha); g) grano de feldespato potásico (Fk), elongados, asimétricos y con extinción ondulante, dispuestos en el interior de cintas de cuarzo (RQ), con disposición semejante a con las estructuras mineral-*fish*; h) ultramilonita con porfiroclasto de plagioclasa (Pl) e incipientes cintas de cuarzo (RQ), en una matriz de grano fino (M) recristalizada. Microfotografías con nicoles cruzados.

cintas feldespáticas de poca extensión. Asimismo los feldespatos, que incluyen pertitas en llama, microclino y plagioclasas con maclas de deformación, forman parte de la matriz cuarzo-feldespática de grano fino (10-20 μm) con textura grano-blástica poligonal (Fig. 2h).

Cuarzo: El cuarzo ha sufrido una intensa recristalización dinámica y no se conservan cristales de cuarzo del protolito original. En las *ribbon mylonites*, el cuarzo integra la matriz recristalizada dinámicamente y además forma cintas de cuarzo, las cuales se encuentran distribuidas homogéneamente en toda la roca. El ancho de las cintas varía entre 0.08 y 1mm; el valor menor corresponde a cintas cuyo ancho es el de un solo cristal de cuarzo. Tienen forma lensoidal y son similares a las cintas policristalinas de cuarzo de tipo B de Boullier y Bouchez (1978). Se determinaron cintas tipo B3 formadas por una capa continua de granos rectangulares de 1 mm de largo y 150 μm de ancho, de gran extensión lateral, cuyos bordes son perpendiculares a los límites de la cinta y están libres de deformación, lo que podría indicar procesos de recuperación (Fig. 2c). Las mismas muestran la particularidad de curvarse y acomodarse alrededor de los porfiroclastos mencionados. La presencia de cintas de cuarzo, formadas por granos con límites poligonales y de alto ángulo, indican una recristalización por migración de borde de grano (Stipp *et al.* 2002) equivalente al régimen 3 de Hirth y Tullis (1992). En las milonitas del cerro Negro se observan cintas policristalinas de 1 mm de ancho similares a las de tipo B4 de Boullier y Bouchez (1978), constituidas por agregados de granos de cuarzo de mayor tamaño, que oscilan entre 100 μm y 1 mm, con bordes irregulares y lobulados a rectos (Fig. 2c), con algunos granos caracterizados por presentar extinción en damero. Stipp *et al.* (2002) describen cintas similares a éstas formadas por granos de cuarzo recristalizados de tamaños variables y límites rectos a irregulares, e indican que la deformación se habría producido dinámicamente por migración de borde de grano de alta tem-

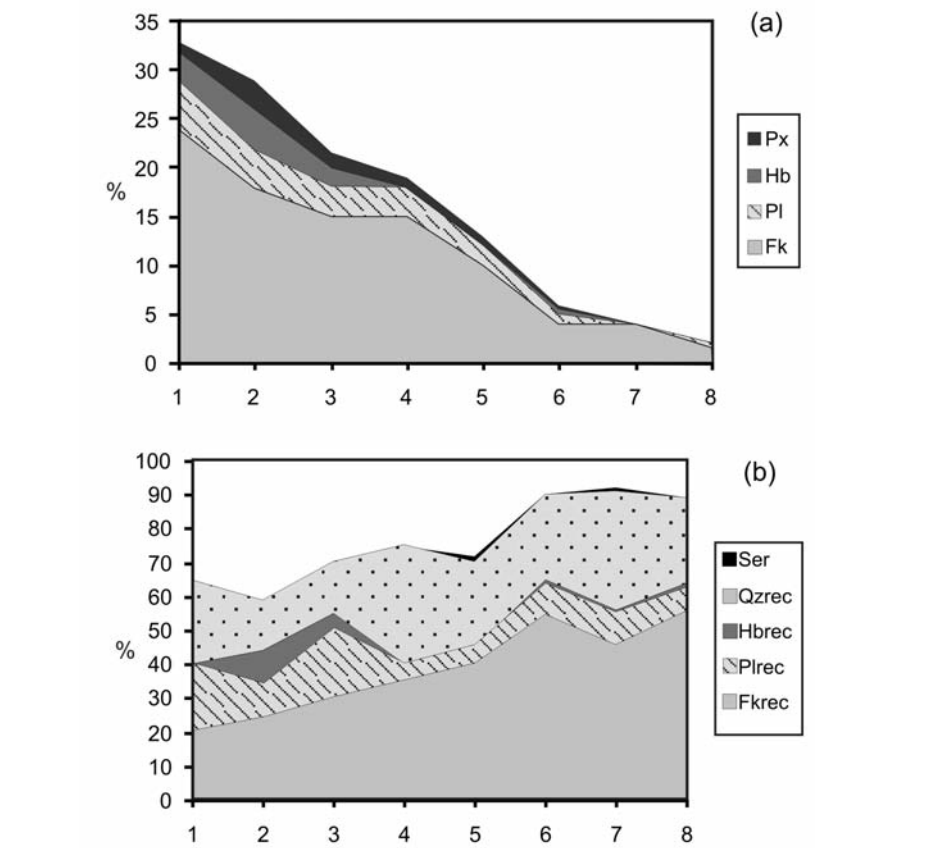


Figura 3: Proporciones modales de *ribbon mylonites* (1, 2), rocas de transición (3, 4), *striped gneiss* (5, 6, 7) y ultramilonita del cerro Negro (8); a) proporción modal de porfiroclastos de los minerales principales; Px: piroxenos, Hb: hornblenda, Fk: feldespato potásico, Pl: plagioclasa; b) proporción modal de los minerales principales que constituyen la matriz de grano fino; Ser: sericita, Qzrec: cuarzo recristalizado, Hbrec: hornblenda recristalizada, Plrec: plagioclasa recristalizada, Fkrec: feldespato potásico recristalizado.

peratura. En las *ribbon mylonites* de manantiales de Pereda se observan agregados de granos de cuarzo, de tamaños variables (60-400 μm), con bordes rectos y encuentros en puntos triples y otros con bordes irregulares; en general se presentan libres de deformación; de acuerdo a estas características microestructurales serían el producto de una recristalización dinámica por migración de borde de grano (Stipp *et al.* 2002) o régimen 3 de Hirth y Tullis (1992).

En las rocas de transición el cuarzo forma parte de la matriz poligonal de grano fino (100-200 μm), y mayormente cintas policristalinas que se acomodan alrededor de los granos de feldespatos; en general son del tipo B3 Boullier y Bouchez (1978) y están constituidas por granos elongados de cuarzo, levemente deformados, con algunos bordes parcialmente

irregulares y otros rectos perpendiculares a los límites de la cinta (Fig. 2h). En estas rocas se observa un aumento de la cantidad de granos que se agrupan para formar cintas y consecuentemente disminuye la cantidad de granos de cuarzo que integra la matriz. En la localidad de Manantiales de Pereda estas cintas alternan con otras más gruesas de hasta 1mm (tipo B2, Boullier y Bouchez 1978), formadas por cristales con escasa deformación, de bordes rectos y algunos encuentros a 120°.

En los *striped gneiss* las cintas son poliminerales de tipo B3 de Boullier y Bouchez (1978), y están formadas por agregados de granos de cuarzo elongados, rectangulares, recristalizados dinámicamente y con escasas evidencias de deformación, lo cual podría indicar procesos de recuperación, no se observan bandas de de-

formación ni subgranos; los límites de grano son rectos y perpendiculares a los límites de la cinta (Fig. 2f). El largo de los granos de cuarzo varía desde pocos micrones hasta 4 mm por 1 mm de ancho, coincidente con el ancho de la cinta. Mediante la utilización de la lámina de yeso, es posible determinar la existencia de una orientación cristalográfica preferente de los granos de cuarzo que forman las cintas. Tienen una distribución homogénea y equidistante en toda la muestra y están separadas entre sí, por cintas discontinuas formadas por granos recristalizados de feldespato peritizado y microclino de hábito poligonal, acompañados de escasas láminas de biotita que las limitan. Una característica importante es que todo el cuarzo presente en estas rocas forma parte de las cintas; no se observan cristales de cuarzo distribuidos en el dominio feldespático.

En las ultramilonitas, el cuarzo forma parte de la matriz recristalizada junto con feldespatos, hornblenda y en algunos casos biotita (10-20 μm). Los granos de cuarzo en general tienen bordes rectos y algunos encuentros a 120° , indicando una recristalización dinámica por una migración rápida de borde de grano característica del régimen 3 de Hirth y Tullis (1992). Asimismo, en algunas ultramilonitas, el cuarzo forma cintas policristalinas (tipo B3) de poca extensión lateral (hasta 500 μm), del ancho de un cristal (80 μm), donde el cuarzo se presenta en forma de cristales elongados, con extinción ondulatoria, mientras que otros se encuentran totalmente recristalizados y libres de deformación, en general los límites de los granos son rectos a levemente irregulares y perpendiculares a los bordes de la cinta.

Hornblenda: Estudios previos de diferentes autores sobre anfíboles deformados en forma experimental y natural indican que estos minerales son muy resistentes, comportándose como cristales rígidos o fracturándose frente a la deformación (Imon *et al.* 2004). Una característica interesante de destacar es que, en el área de trabajo, no se observaron cristales de horn-

blenda en los *striped gneiss* ni en las rocas de transición. En las *ribbon mylonites* los porfiroclastos de hornblenda (hasta 4 mm) están elongados, curvados y con extinción ondulante, dispuestos con su eje mayor paralelo a la foliación. Frecuentemente presentan colas constituidas por granos recristalizados de hornblenda de hasta 20 mm, de formas poligonales y con encuentros triples a 120° , acompañados por minerales opacos y biotita; normalmente las colas se extienden en forma lateral, uniendo distintos porfiroclastos de hornblenda y a veces de piroxenos (Fig. 4a). Se han observado porfiroclastos rotados tipo δ con sentido de rotación dextral, vistos en planta (Fig. 4a).

La presencia de cristales elongados, extinción ondulante, maclado y de subgranos indicaría que estos anfíboles han sido deformados por procesos intracristalinos plásticos principalmente; sin embargo, según Kenkmann y Dresen (2002) los granos poligonales de hornblenda pueden explicarse de diferentes maneras: a través de mecanismos de recristalización dinámica, por mecanismos cataclásticos o bien por nucleación heterogénea y no exclusivamente como consecuencia de mecanismos cristaloplásticos. La disolución de hornblenda probablemente está balanceada por la depositación de un anfíbol de diferente composición, o de otras fases como epidoto, albita y biotita. En los afloramientos de milonitas de manantiales de Pereda, se observan algunos granos de hornblenda totalmente reemplazados por un mineral fibroso, de bajo color de interferencia y levemente coloreado pardo amarillento, extinción levemente oblicua, probablemente actinolita, que se presenta en forma de agregados fibrosos acompañado por abundantes granos de minerales opacos; esto indicaría una reacción retrograda de la hornblenda original, posiblemente relacionada al enfriamiento de la faja milonítica. Asimismo, se observan algunos granos relictos totalmente reemplazados por esta actinolita fibrosa y minerales opacos. La forma de estos granos, fuertemente elongados permite suponer que se trata de ortopiroxe-

nos preexistentes que fueron retrogradados a actinolita fibrosa.

En la mayoría de las milonitas se observan bandas paralelas a la foliación, integradas por nuevos granos poligonales de hornblenda y en menor proporción feldespatos, cuarzo y biotita. Según Kruse y Stünitz (1999) en estas bandas de composición heterogénea, el mecanismo de recristalización más probable es el de flujo granular.

En las ultramilonitas la hornblenda forma parte de la matriz; junto con biotita y minerales opacos forman delgadas bandas de minerales máficos que se intercalan entre bandas más gruesas, de minerales félsicos. Además se conservan algunos porfiroclastos menores (80 μm), los cuales se encuentran elongados en la dirección de la foliación.

Piroxenos: Tanto los clinopiroxenos como los ortopiroxenos de las *ribbon mylonites* están deformados plásticamente. Los porfiroclastos de piroxenos, de hasta 2 mm de largo, identificados como hipersteno, (leve pleocroismo en tonos de verde claro a levemente rosado) y diopsido (color verdoso), están curvados y elongados; la elongación de los cristales es mucho más marcada en el caso de los ortopiroxenos, con una relación largo/ancho de 15 a 1, estirados en la dirección de la foliación (Frisicale *et al.* 2004). Ciertos cristales de clinopiroxeno muestran desmezcla lamelar de ortopiroxeno. Algunos porfiroclastos presentan colas asimétricas y simétricas formadas por pequeños granos recristalizados de piroxenos, cuyo tamaño oscila entre 20 μm y 100 μm , en general tienen caras rectas, con encuentros a 120° . Se ha notado, en algunas rocas de esta misma unidad, la presencia de colas de piroxenos integradas además por granos recristalizados de hornblenda y en menor proporción de biotita y opacos. Esto estaría indicando una retrogradación de los piroxenos originales; lo cual está confirmado por la presencia de cristales de piroxeno reemplazados parcialmente por parte de hornblenda. El análisis de porfiroclastos con colas asimétricas observados en esta roca, corresponde a estructu-

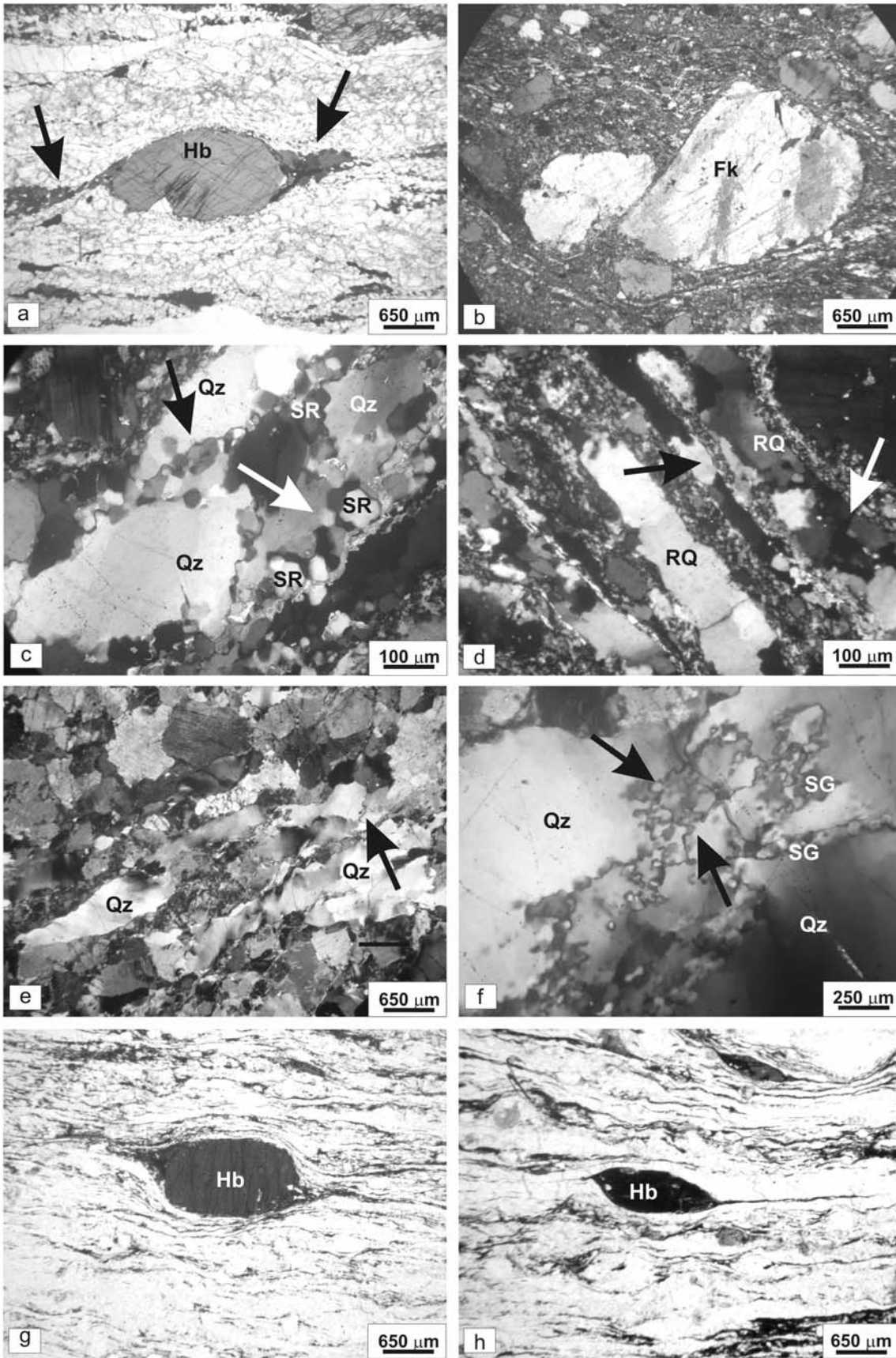


Figura 4: a) porfiroclasto rotado de hornblenda (Hb) tipo δ , indicando un sentido de cizalla dextral; las colas están formadas por hornblenda poligonal recrystalizada (flecha); b) porfiroclasto fragmentado tipo dominó de feldespato potásico (Fk), con sentido de desplazamiento dextral; c) porfiroclastos elongados relicíctos de cuarzo (Qz), generando estructuras núcleo-manto, el manto está constituido por granos de cuarzo recrystalizados por rotación de subgranos (SR) (flechas); d) cintas de cuarzo (RQ) tipo B 2 (flecha blanca) y B3 (flecha negra); e) granos de cuarzo (Qz) elongados, con bandas de deformación y bordes aserrados e irregulares (flecha); f) estructuras núcleo-manto en granos de cuarzo (Qz), con incipientes subgranos (SR) y protuberancias (*bulges*) (flechas); g) porfiroclasto de hornblenda (Hb) rotado tipo σ con movimiento sinistral; h) estructura tipo mineral *fish* en hornblenda (Hb), sentido de movimiento sinistral. Microfotografías a, g, h: con luz paralela; microfotografías b, c, d, e, f: con nicóles cruzados.

ras tipo σ con sentido de rotación sinestral, visto en planta. Según Frisicale *et al.* (2004) la fuerte elongación de los ortopiroxenos de esta localidad se debería a procesos de deslizamiento simple (*easy slip*) e indicarían que la deformación se habría producido en condiciones metamórficas de grado medio a alto. Raimbourg *et al.* (2008) mediante el análisis de las microestructuras que presentan los porfiroclastos de ortopiroxenos en milonitas de alto grado, indican que estos porfiroclastos fueron deformados y orientados por reptación de dislocaciones (*dislocation creep*); y que los pequeños granos recristalizados de ortopiroxenos que integran las colas se habrían deformado por procesos de deslizamientos de límites de grano (*grain boundary sliding*). En los *striped gneiss* y rocas de transición no se observan piroxenos, mientras que en las ultramilonitas se presentan como escasos cristales elongados en el sentido de la foliación.

Estancias La Chiquita y La Manuela

Feldespatos: En las rocas de estas localidades, los feldespatos se deforman por fracturación y plásticamente. En las milonitas ubicadas al norte de la estancia La Chiquita los porfiroclastos de feldespato potásico (4-5 mm) están pertitzados, fracturados y con evidente recristalización dinámica en el interior de sus fracturas; muestran una reducción del tamaño de grano a través de fracturación y en algunos casos separación de sus fragmentos a lo largo de la foliación originando porfiroclastos fragmentados tipo dominó (Passchier y Trouw 2005), que en este caso indica un sentido de movimiento dextral (Fig. 4b). En general los porfiroclastos de mayor tamaño son los que muestran este tipo de fracturas; los cristales menores son redondeados y presentan escasas fracturas. Se observan además bandas de deformación y algunos *kink-bands*. En los bordes de los porfiroclastos y entre los granos se disponen agregados mirmequíticos. Los porfiroclastos de feldespato potásico y los de plagioclasa se caracterizan por presentar sus bordes parcialmente recristalizados con evidencias de re-

cristalización por migración de borde de grano; desarrollan colas generalmente simétricas y algunas asimétricas, constituidas por pequeños granos recristalizados de biotita, clorita, cuarzo y abundante epidoto. Visto en planta, se observaron cristales rotados tipo σ que indican sentido de movimiento dextral.

Las microestructuras indicativas de deformación plástica disminuyen hacia el sur, en la estancia La Manuela, donde las rocas que predominan son protomilonitas, en las cuales los feldespatos forman porfiroclastos redondeados a subangulares, en general pertitzados y en el caso de las plagioclasas con maclas de deformación. Normalmente no presentan recristalización dinámica en sus bordes, ni en el interior de las fracturas. Además, los feldespatos junto con el cuarzo forman parte de la matriz de grano muy fino de las milonitas (menores de 50 μm)

Cuarzo: En las milonitas de la estancia La Chiquita el cuarzo se presenta como cintas y agregados policristalinos, formados por granos poligonales (menores de 100 μm), originados por recristalización dinámica por rotación de subgranos (Stipp *et al.* 2002), coincidente con el régimen 2 Hirth y Tullis (1992). Los agregados cristalinos, en algunos casos conservan en su interior, porfiroclastos elongados relicticos de cuarzo, generando estructuras núcleo manto (Fig. 4c). Las cintas tienen espesores variables (100-250 μm), están formadas por granos menores de 100 μm y corresponderían al tipo B2 y B3 (Boullier y Bouchez 1978), y alternan con bandas compuestas por feldespatos, biotita, epidoto, opacos, calcita y clorita (Fig. 4d). En la estancia La Manuela el cuarzo no forma cintas, se trata de granos muy elongados caracterizados por la presencia de bandas de deformación, límites de granos aserrados e irregulares con protuberancias (*bulges*) recristalizadas (Stipp *et al.* 2002), que marcan una zona de recristalización por *bulging*, con escasa plasticidad, la cual correspondería al régimen 1 de Hirth y Tullis (1992), (Figs. 4e, f). Se observa en ciertas muestras más deformadas una incipiente formación y rota-

ción de subgranos.

Hornblenda: Este mineral sólo ha sido reconocido en las milonitas de estancia La Chiquita. Los porfiroclastos de hornblenda (menores de 1,5 mm) tienen formas lenticulares, con bordes curvados y yacen con su dimensión mayor paralela o formando un ángulo pequeño con la foliación milonítica. Los cristales de hornblenda presentan algunas fracturas intracristalinas, frecuentemente rellenas por biotita y están rodeados por epidoto, biotita y plagioclasa; ocasionalmente, en los límites de los granos de hornblenda, crece epidoto de grano muy fino; existen algunos contactos lobulados entre los porfiroclastos de hornblenda y los nuevos granos de plagioclasa y epidoto. Estas características texturales podrían indicar un progresivo reemplazo de la hornblenda por epidoto, plagioclasa y biotita. Esta reacción conduce a una disminución de la proporción de hornblenda en la roca (Berger y Stünitz 1996). Imon *et al.* (2004) y Wintsch y Yi (2002) señalan que la reptación por disolución y precipitación es uno de los mecanismos más importantes de deformación de anfíboles en condiciones de facies de esquistos verdes altas a anfibolita baja. Asimismo en los afloramientos de La Chiquita se identificaron algunos porfiroclastos rodeados en sus bordes por finos granos de hornblenda poligonal (10 μm) y con colas integradas también por cristales poligonales de hornblenda de 200 μm , en ciertos casos acompañados por epidoto, biotita, plagioclasa y cuarzo. Los cristales de hornblenda con colas asimétricas indican un sentido de movimiento sinestral (Fig. 4g). Además, se destacan ciertos porfiroclastos de hornblenda que desarrollan una morfología tipo mineral-*fish*. Estos porfiroclastos pueden ser utilizados en forma confiable como indicadores cinemáticos (Passchier y Trouw 2005); en este caso se observaron sentidos de cizalla tanto derecho como izquierdo (Fig. 4h). También se han determinado cristales de allanita con colas asimétricas que indicarían un sentido de movimiento sinestral.

DISCUSIÓN

Transición *ribbon mylonite/striped gneiss* y *ribbon mylonite/ultramylonita*

Tanto las observaciones realizadas en el campo (Fig. 2b) como las realizadas microscópicamente, indican que existe clara evolución desde las *ribbon mylonites* hasta los *striped gneiss*, originándose una roca de transición, cuyas características petrográficas revelan una serie de cambios graduales entre ambas; esto estaría indicando que los *striped gneiss* y las *ribbon mylonites* se forman a partir del mismo protolito, como consecuencia de una variación en las características de la deformación, y bajo condiciones metamórficas análogas. En las *ribbon mylonites*, los granos de cuarzo se presentan homogéneamente distribuidos en toda la roca, tanto en la matriz milonítica recrystalizada como formando parte de las cintas, en cambio, en los *striped gneiss* existe una concentración del cuarzo exclusivamente dentro de las cintas, con la consecuente desaparición del mismo en la matriz, originándose un dominio netamente feldespático. Este comportamiento está en total concordancia con lo observado por Hippert *et al.* (2001) quienes sostienen que las cintas de cuarzo se forman por una progresiva disminución de cuarzo de la matriz milonítica y consecuente formación de una roca anisótropa y no como resultado de una deformación sobreimpuesta sobre una roca que presenta originalmente dominios cuarzosos.

Una característica interesante de destacar es la variación en la proporción de minerales máficos entre una roca y otra. Tal como fuera previamente descrito, los *striped gneiss* carecen de minerales máficos (Fig. 2b, f), los cuales desaparecen gradualmente desde la *ribbon mylonite* hacia el *striped gneiss*, tal como se observa en la Fig. 3; esto seguramente está acompañado por una posible variación en la composición química de las rocas involucradas (Frisicale *com. pers.*).

Sin embargo, la relación entre milonitas y fajas ultramiloníticas es diferente; los contactos entre ambas rocas no son gra-

duales, sino por el contrario son contactos netos, e implican un cambio importante entre una roca y otra. La principal modificación está dada por la desaparición de los porfiroclastos y una reducción del tamaño de grano de la matriz. Desde el punto de vista mineralógico, poseen características similares; las ultramilonitas están formadas por una mezcla heterogénea polimineral de cristales poligonales de feldespatos, cuarzo, anfíboles y en algunos casos piroxeno, todos ellos presentes también en las milonitas que contienen a estas fajas ultramiloníticas. Kenkmann y Dresen (2002) y Kanagawa *et al.* (2008) indican que esta mezcla y dispersión de minerales que forma la matriz de las ultramilonitas de alto grado metamórfico se debería a procesos de deslizamientos de borde de grano acomodados por difusión (*diffusion-accommodated grain boundary sliding*).

Mecanismos de deformación

El análisis de los mecanismos de deformación que afectan a los minerales de una roca durante procesos metamórficos complejos, adecuadamente utilizados, puede ser una herramienta fundamental para efectuar estimaciones semicuantitativas sobre las temperaturas de milonitización en una zona de cizalla en particular (Knipe 1989).

En el área en estudio, extremo oeste de la megacizalla, se determinó la variación de los procesos de deformación en minerales como cuarzo, feldespatos, piroxenos y anfíboles de rocas con distinto grado de deformación, desde *ribbon mylonites*, *striped gneiss*, ultramilonitas y protomilonitas. Teniendo en cuenta el análisis de los mecanismos de deformación operantes se distinguen dos zonas con grados metamórficos marcadamente diferentes, una de mayor grado, que incluye los afloramientos de cerro Negro, sector norte y manantiales de Pereda y los afloramientos de las estancias La Manuela y La Chiquita en las que el grado metamórfico es marcadamente menor.

En lo que respecta a los mecanismos de deformación que afectan a las rocas de

mayor grado metamórfico, tanto los feldespatos como el cuarzo y los piroxenos sufren recrystalización dinámica, mientras que la hornblenda estaría en el límite entre disolución-precipitación y recrystalización dinámica.

La recrystalización dinámica de los feldespatos potásicos normalmente se produce en milonitas formadas a 500-600°C, correspondiente a facies de anfíbolita; mientras que las plagioclasas sufren deformación plástica y recrystalización dinámica por rotación de subgranos, en condiciones de facies anfíbolita superior a facies granulita (Srivastava y Mitra 1996). Esto indicaría que la recrystalización dinámica de las plagioclasas ocurre a mayor temperatura que los feldespatos potásicos. Según ten Grotenhuist *et al.* (2003) las microestructuras tipo mineral-*fish* (Fig. 2g), desarrolladas en feldespatos contenidos en cintas de cuarzo, indican una respuesta en condiciones de alto grado metamórfico. Teniendo en cuenta los mecanismos de deformación observados en los feldespatos de estas rocas (cristales fuertemente elongados, recrystalización dinámica por rotación de subgranos y migración de borde de grano de alta temperatura), es posible inferir que la temperatura de formación de estas milonitas sería superior a los 500-600°C.

Los mecanismos de deformación operantes en el cuarzo de milonitas, *striped gneiss* y ultramilonitas, indicaría una recrystalización dinámica por rotación de subgranos y migración de borde de grano de alta temperatura (Stipp *et al.* 2002). Según estos autores, la recrystalización por migración de borde de grano comienza a hacerse dominante alrededor de los 500 a 550°C; entre los 550 y 700°C el tamaño de los granos recrystalizados aumenta considerablemente hasta algunos pocos milímetros. En el caso de las milonitas y *striped gneiss* de este estudio, se han determinado en las cintas de cuarzo, granos que llegan hasta los 4 mm de largo, con lo cual estaríamos en condiciones de asegurar que las temperaturas de deformación serían superiores a los 550°C.

Los piroxenos se deforman principal-

mente por deformación cristaloplástica (porfiroclastos elongados, extinción ondulante), y en menor medida por recristalización dinámica (subgranos en los bordes y colas de los porfiroclastos). Kruse y Stünitz (1999) señalan que la recristalización dinámica de los piroxenos en milonitas gábricas y anortositicas de Noruega, se habría producido a una temperatura de aproximadamente 700° C y un máximo de presión litostática de 900 MPa.

Según Passchier y Trouw (2005) el comportamiento de los anfíboles frente a la deformación no es bien conocido y por debajo de los 650-700° C los anfíboles sufren una deformación frágil junto con disolución y precipitación, y la formación de agregados de grano fino probablemente se deban a fracturación más que a procesos de recristalización dinámica. Berger y Stünitz (1996), en un estudio en el que analizan la deformación de cristales de hornblenda en diferentes condiciones, indican que a temperaturas inferiores a 650-700° C y en presencia de agua, los procesos cristaloplásticos no parecen ser importantes en la deformación de este mineral, si bien este proceso se vuelve dominante a temperaturas mayores y/o menor actividad de fluido acuoso. Estos autores sostienen que la presencia de estructuras núcleo-manto en hornblenda no implica necesariamente recristalización dinámica, y que podría deberse a una combinación de procesos como fracturación, plasticidad intracristalina y disolución-precipitación. Los porfiroclastos de hornblenda de las *ribbon mylonites* del área de estudio no se encuentran fracturados y presentan evidencias de deformación intracristalina (cristales elongados, extinción ondulante, maclado, estructuras núcleo-manto, cristales poligonales), lo que indicaría estas rocas habrían sufrido una deformación a temperaturas cercanas a los 650° C como límite inferior.

Los feldespatos de las milonitas formadas a menores grados metamórficos, zona de La Chiquita, muestran tanto microestructuras indicativas de deformación plástica (recristalización en los límites de grano, mirmequitas y pertitas en llama),

como de deformación cataclástica (porfiroclastos fracturados, estructuras dominó, y *kink-bands*). De acuerdo con Pryer (1993) estas microestructuras indicarían condiciones metamórficas de facies de anfibolita a esquistos verdes, con temperaturas entre 450 y 500° C. En esta misma localidad, el cuarzo se deforma por mecanismos de recristalización dinámica por rotación de subgranos (régimen 2 de Hirth y Tullis 1992), en condiciones de facies de esquistos verdes medio, en un intervalo entre 400 y 500° C (Stipp *et al.* 2002). En lo que respecta a la hornblenda, si bien su comportamiento frente a la deformación no están bien determinado, en esta localidad se puede observar claramente que se produce un reemplazo retrogrado de la hornblenda por epidoto, biotita y plagioclasa; Imon *et al.* (2004) proponen que la reptación por disolución y precipitación de los anfíboles y plagioclasas se produce en condiciones de facies de esquistos verdes superior a anfibolita inferior.

Las microestructuras que caracterizan a las rocas de La Manuela indican que han sufrido una deformación resultante de condiciones metamórficas de facies de esquistos verdes bajo, probablemente con temperaturas cercanas a 300° C. La presencia de granos elongados de cuarzo, con extinción ondulante y formación de protuberancias (*bulging*) en los bordes de los granos, indicaría condiciones de temperatura de hasta 280° C aproximadamente (Stipp *et al.* 2002), valor en que se encontraría la transición entre cataclitas y milonitas (comportamiento friccional-viscoso).

CONCLUSIONES

El área de estudio está caracterizada por una serie de rocas miloníticas originadas en diferentes condiciones metamórficas. La ocurrencia de fajas de *striped gneiss* dentro de las *ribbon mylonites*, y el desarrollo de una zona de transición en la cual una roca se transforma en la otra en forma gradual, indicaría que ambas rocas se habrían producido a partir de un protoli-

to común y como respuesta a una variación en el grado de deformación, en condiciones metamórficas de anfibolita a granulita. Esto está de acuerdo con el modelo propuesto por Hippertt *et al.* (2001) para gneises cizallados de alto grado, en el que los autores indican que la formación de las cintas de cuarzo se debe a procesos de deformación cristaloplásticos continuos, por los cuales granos de cuarzo vecinos distribuidos al azar son continuamente estirados y segregados. La transición entre ambas rocas es muy suave y las modificaciones más importantes a medida que nos acercamos al *striped gneiss* están dadas por: 1) aumento en la proporción de matriz y consiguiente disminución en la proporción de porfiroclastos; 2) disminución en el tamaño de los porfiroclastos; 3) aumento de la cantidad de cintas de cuarzo y consecuente disminución de la proporción de cuarzo en la matriz; 4) disminución y desaparición de los mafitos; 5) disminución de la proporción de plagioclasas y aparición de sericita.

Los *striped gneiss* se desarrollan en franjas donde la deformación alcanza un grado mayor; en ellos se produce la desaparición casi completa de porfiroclastos de feldespatos y hornblenda. Los feldespatos son reemplazados por un agregado de granos poligonales completamente recristalizados constituyendo dominios feldespáticos que se intercalan con las cintas de cuarzo. A medida que aumenta el grado de deformación las cintas de cuarzo adquieren una mayor continuidad, tal como fuera señalado por Hippertt *et al.* (2001).

El análisis de los mecanismos de deformación actuantes sobre los minerales tales como cuarzo, feldespatos, anfíboles y piroxenos, permite suponer que la milonización tanto en el sector norte, como en el cerro Negro y en manantiales de Pereda, se habría producido en condiciones metamórficas de alto grado, facies de anfibolita a granulita, con temperaturas que oscilarían entre 600 y 700° C, disminuyendo a facies de esquistos verdes a anfibolitas en La Chiquita y a facies de

esquistos verdes bajo en La Manuela. Asimismo, en este último sector no se reconocen rocas de alto grado metamórfico como *ribbon mylonites* y/o *striped gneiss*. El alineamiento de los afloramientos del cerro negro (rocas de alto grado metamórfico) y de las estancias La Manuela y La Chiquita (rocas de grado menor), indica que entre ellos existiría un fallamiento de rumbo dextral de orientación nortesur.

El análisis cinemático de la deformación para esta área, muestra que las microestructuras observadas (porfiroclastos con colas simétricas y asimétricas, cristales de hornblenda con morfologías tipo *mineral-fish*) tienen un comportamiento ambiguo como indicadores de movimiento, mostrando tanto movimientos sinistralles como dextrales. Estas características son coincidentes con lo interpretado por Frisicale *et al.* (1998, 2001a) y Jorgensen *et al.* (2008) para distintas zonas de la megacizalla, donde se plantea que el desarrollo de la misma y la deformación sufrida en localidades cercanas, responde a procesos de convergencia ortogonal de dirección NNE, en los cuales predomina la cizalla pura (aplastamiento) con escasa componente de cizalla simple o transcurencia.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Dr. Fernando Hongn y al Dr. Roberto Martino por sus valiosas sugerencias que contribuyeron a mejorar este manuscrito. Este trabajo fue financiado con fondos de los subsidios PIP 02736 del CONICET, PICT 10794 /2002 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica y 24/ H045 de la Secretaría General de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional del Sur.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Berger A. y Stünitz, H. 1996. Deformation mechanisms and reaction of hornblende: examples from the Bergell tonalite (Central Alps). *Tectonophysics* 257: 149-174.

- Boullier, A.M. y Bouchez, J.L. 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bulletin de la Société géologique de France* 7: 253-262.
- Cingolani, C.A. y Dalla Salda, L. 2000. Buenos Aires cratonic region. En Thomaz Filho, A. y Misi, A. (eds.) *Tectonic evolution of South America*: 139 -147.
- Cingolani, C.A., Hartmann, L.A., Santos, J.O. y McNaughton, N.J. 2002. U-Pb SHRIMP dating zircons from the Buenos Aires complex of the Tandilia belt, Río de la Plata craton, Argentina. *Actas CD-ROM, 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 1*: 149-154, Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., Bossi, J. y Cingolani, C. 1988. The Río de la Plata cratonic region of southwestern Gondwanaland. *Episodes* 11(4): 263-269.
- Frisicale, M.C., Dimieri, L.V. y Dristas, J.A. 1998. The Boca de la Sierra megashear zone, Tandilia, Argentina. 16° *Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium, Terra Nostra*: 39, Bayreuth.
- Frisicale, M.C., Dimieri, L.V. y Dristas, J.A. 2000. Variations of deformation mechanisms in Boca de la Sierra, Tandilia, Argentina. 17° *Geowissenschaftliches Lateinamerika -Kolloquium, Profil, Band 18, Stuttgart*.
- Frisicale, M.C., Dimieri, L.V. y Dristas, J.A. 2001. Cinemática de las milonitas del basamento en Boca de la Sierra, Sierras de Azul, Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(3): 319-330.
- Frisicale, M.C., Dimieri, L.V. y Dristas, J.A. 2002. Deformación dúctil en el Cerro Negro, Megacizalla de Azul, Tandilia. 11° *Reunión sobre Microtectónica y Geología Estructural. Resúmenes*: 8, Córdoba.
- Frisicale, M.C., Dimieri, L.V. y Dristas, J.A. 2004. Deformación dúctil en el Cerro Negro, megacizalla de Azul, Tandilia, Provincia de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial 7*: 82-88.
- Frisicale, M.C., Martínez, F.J., Dimieri, L.V. y Dristas, J.A. 2005. Microstructural analysis and P-T conditions of the Azul megashear zone, Tandilia, Buenos Aires province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 433-444.
- Gonzalez Bonorino, F., Zardini, R., Figueroa M. y Limousin, T. 1956. Estudio geológico de las Sierras de Olavarría y Azul (Prov. de Buenos Aires). *LEMIT, Serie 2(63)*: 1-22.
- Hanmer, S. 2000. Matrix mosaics, brittle deformation, and elongate porphyroclasts: granulite facies microstructures in the Striding-Athabasca mylonite zone, western Canada. *Journal of Structural Geology* 22: 947-967.
- Hippertt, J.F. y Hongn, F.D. 1998. Deformation mechanisms in the mylonite/ultramylonite transition. *Journal of Structural Geology* 20 (11): 1435-1448.
- Hippertt, J., Rocha, A., Lana, C., Egydio-Silva, M. y Takeshita, T. 2001. Quartz plastic segregation and ribbon development in high-grade *striped gneisses*. *Journal of Structural Geology* 23: 67-80.
- Hirth, G. y Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* 8(8): 831-843.
- Iacumin, M., Piccirillo, E.M., Girardi, V.A., Teixeira, W., Bellieni, G., Echeveste, H., Fernández, R., Pinese, J.P. y Ribot, A. 2001. Early proterozoic calc-alkaline and middle proterozoic tholeiitic dyke swarms from central-eastern Argentina: petrology, geochemistry, Sr-Nd isotopes and tectonic implications. *Journal of Petrology* 42(11): 2109-2143.
- Imon, R., Okudaira, T. y Kanagawa, K. 2004. Development of shape and lattice preferred orientations of amphibole grains during initial cataclastic deformation and subsequent deformation by dissolution-precipitation creep in amphibolites from the Ryoke metamorphic belt, SW Japan. *Journal of Structural Geology* 26: 793-805.
- Jorgensen, L., Frisicale, M.C. y Dimieri, L.V. 2006. Análisis microestructural e interpretación de las condiciones de P-T del sector NO del cerro La Crespa, Tandilia, Provincia de Buenos Aires, Argentina. 13° *Reunión de Tectónica, Resumen expandido CD, San Luis*.
- Jorgensen, L., Frisicale, M.C. y Dimieri, L.V. 2006. Indicadores cinemáticos, cerro La Crespa, Tandilia, Provincia de Buenos Aires, Argentina. 13° *Reunión de Tectónica, Resúmenes*: 33, San Luis.
- Jorgensen, L., Frisicale, M.C. y Dimieri, L.V. 2008. Microestructuras de deformación en rocas granulíticas, cerro La Crespa, Tandilia, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(2): 233-243.
- Kanagawa, K., Shimano, H. y Hiroi, Y. 2008. Mylonitic deformation of gabbro in the lower crust: A case study from the Pankenushi gab-

- bro in the Hidaka metamorphic belt of central Hokkaido, Japan. *Journal of Structural Geology* 30(9): 1150-1166.
- Kenkmann, T. y Dresen, G. 2002. Dislocation microstructure and phase distribution in a lower crustal shear zone - an example from the Ivrea-Zone, Italy. *International Journal of Earth Sciences* 91: 445-458.
- Knipe, R.J. 1989. Deformation mechanisms - recognitions from natural tectonites. *Journal of Structural Geology* 11: 127-146.
- Kruse, R. y Stünitz, H. 1999. Deformation mechanisms and phase distribution in mafic high-temperature mylonites from the Jotun Nappe, southern Norway. *Tectonophysics* 303: 223-249.
- Lonka, H., Schulmann, K. y Venera, Z. 1998. Ductile deformation of tonalite in the Suomusjärvi shear zone, south-western Finland. *Journal of Structural Geology* 20(6): 783-798.
- Marchese, H. y Di Paola, E. 1975. Reinterpretación estratigráfica de la perforación de Punta Mogotes I, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30 (1): 44-52.
- Mitra, G. 1978. Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. *American Journal of Science* 278: 1057-1084.
- Pankhurst, R.J., Ramos, A. y Linares, E. 2003. Antiquity of the Río de la Plata craton in Tandilia, southern Buenos Aires province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 5-13.
- Passchier, C.W y Trouw, R.A. 2005. *Microtectonics*. Springer Verlag, 366 p., Berlin.
- Pryer, L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canadá. *Journal of Structural Geology* 15(1): 21-36.
- Raimbourg, H., Toyoshima, T., Harima, Y. y Kimura, G. 2008. Grain-size reduction mechanisms and rheological consequences in high-temperature gabbro mylonites of Hikada, Japan. *Earth and Planetary Science Letters* 267: 637-653.
- Ramos, V.A. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America a collisional history. *Episodes* 11: 168-174.
- Ramos, V.A. 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. 1. Evolución Tectónica de la Argentina. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales Anales 29(24): 715-784, Buenos Aires.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González-Casado, J.M., Galindo, C., Dahlquist, J. 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Reviews* 83, 49-82.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. y Schmid, S. 2002. The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700° C. *Journal of Structural Geology* 24: 1861-1884.
- Srivastava, P. y Mitra, G. 1996. Deformation mechanisms and inverted thermal profile in the North Almora Thrust mylonite zone, Kumaon Lesser Himalaya, India. *Journal of Structural Geology* 18(1): 27-39.
- Teixeira, W., Pinese, J.P., Iacumin, M., Girardi, V.A., Piccirillo, E.M., Echeveste, H., Ribot, A., Fernández, R., Renne, P.R., y Heaman, L.M. 2001. Geochronology of calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms of Tandilia, Río de la Plata craton, and their role in the paleoproterozoic tectonics. 3° South American Symposium of Isotope Geology (Pucón), SENAR-GEOMIN, Extended abstracts 257-260, CD-Rom, Santiago.
- ten Grotenhuis, S., Trouw, R. y Passchier, C. 2003. Evolution of mica *fish* in mylonitic rocks. *Tectonophysics* 372: 1-21.
- Teruggi, M.E., Leguizamón M., Ramos, V. 1988. Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: Implicaciones geotectónicas, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43(3): 366-374.
- Tullis, J. y Yund, R.A. 1985. Dynamic recrystallization of feldspar: A mechanism for ductile shear zone formation. *Geology* 13: 238-241.
- Wintsch, R.P. y Yi, K. 2002. Dissolution and replacement creep: a significant deformation mechanism in mid-crustal rocks. *Journal of Structural Geology* 24: 1179-1193.

Recibido: 18 de junio, 2009

Aceptado: 12 de mayo, 2010