

PETROLOGÍA Y ESTRUCTURA DE LA FAJA DE DEFORMACIÓN LA CHILCA, CATAMARCA

Mariano A. LARROVERE, Alejandro J. TOSELLI y Juana N. ROSSI DE TOSELLI

INSUGEO - CONICET, Miguel Lillo 251, CP 4000, Tucumán. Email: marianlarro@yahoo.com.ar

RESUMEN

Los estudios de campo, petrológicos y estructurales permitieron definir y caracterizar una zona de cizalla dúctil sobre el basamento metamórfico de las Sierras Pampeanas noroccidentales. La faja de deformación La Chilca se extiende en dirección noroeste por unos 24 kilómetros de largo y un ancho de 1 a 4 kilómetros sobre el límite austral de la sierra de Aconquija y su prolongación hacia el sur sobre la parte septentrional de la sierra de Ambato. Está compuesta por milonitas, protomilonitas y blastomilonitas que son el producto de la deformación dúctil que afectó al basamento metamórfico conformado originalmente por migmatitas y gneises. Las condiciones metamórficas durante la deformación alcanzaron la facies de esquistos verdes hasta la facies de anfibolita, con temperaturas de entre 350 a 500°C. La foliación milonítica C predominante posee una orientación general N 330°/42° ENE, plano sobre el cual se desarrollan las lineaciones de estiramiento mineral con una orientación media de N 68°/42°. Determinamos para la esta faja de cizalla movimientos generales de carácter inverso, con desplazamientos del techo hacia el suroeste (N248°). Rasgos locales internos de carácter normal sugieren una mayor complejidad en la cinemática de deformación.

Palabras clave: *Petrología, Estructura, Deformación dúctil, Facies metamórficas, Cinemática.*

ABSTRACT: *Petrology and structure of La Chilca Shear Zone, Catamarca.* Field, petrological and structural studies allowed to define and to characterize a ductile shear zone on the metamorphic basement of the northwestern Sierras Pampeanas. La Chilca Shear Zone has a NNW trend for about 24 km and a width of 1-4 km in the southern border of the Sierra de Aconquija and northern part of the Sierra de Ambato. It is composed by mylonites, protomylonites and blastomylonites that are the product of the ductile deformation that affected the metamorphic basement originally composed by migmatites and gneisses. The metamorphic conditions during the deformation reached greenschist facies to amphibolite facies, with temperatures around 350 to 500 °C. The dominant mylonitic foliation C is generally trending N 330°/42° ENE. On this plane there is a stretching mineral lineation of N68°/42°. Reverse displacements toward the southwest (N 248°) were determined for this shear zone. Internal local features of direct displacements suggest some complexities in the deformation kinematics.

Keywords: *Petrology, Structure, Ductile deformation, Metamorphic facies, Kinematic.*

INTRODUCCIÓN

Las sierras de Aconquija y Ambato forman parte del basamento cristalino de las Sierras Pampeanas noroccidentales conformado principalmente por rocas ígneas y metamórficas de extensión regional. En los últimos años se han reconocido numerosas fajas de deformación dúctil de dirección submeridiana que afectan el basamento cristalino de las Sierras Pampeanas (Le Corre y Rossello 1994, López *et al.* 1996, Martino 2003) constituidas por rocas miloníticas que antiguamente fueron interpretadas como gneises de ojos, gneises ondulados o esquistos conglomerádicos.

En el límite austral de la sierra de Acon-

quija y parte septentrional de la sierra de Ambato, Rassmuss (1916) fue el primero en reconocer al margen de La Chilca sedimentos casi cristalinos que contenían elementos clásticos (restos de cuarzo y feldespato) a los que denominó "esquistos conglomerádicos". Kittl (1938) describió sobre la cuesta de La Chilca "gneises migmatíticos ojosos" y aclaró que se correspondían con los "esquistos conglomerádicos" descritos por Rassmuss (1916). Posteriormente, González Bonorino (1950a) incluyó a las rocas que afloran en la parte media y superior del perfil de la quebrada de La Chilca, es decir, en la parte alta de la falda occidental de la prolongación septentrional de la sierra de Ambato dentro de lo que denominó

"complejo de inyección" y específicamente en el grupo de rocas con "inyección nodular". Por último, Ahumada (1979) caracterizó a las rocas que yacen en el tramo medio y superior de la cuesta de La Chilca como migmatitas con tipos y grados de inyección variable.

A pesar que los estudios mencionados realizan una apropiada descripción mesoscópica y microscópica de estas rocas, además de una adecuada delineación de las relaciones de campo y rasgos geológicos generales, las dispares opiniones de éstos autores motivaron que en éste trabajo se proponga una reinterpretación de la litología y por lo tanto del origen de las rocas aflorantes en la parte media y superior de la cuesta de La Chilca, además de

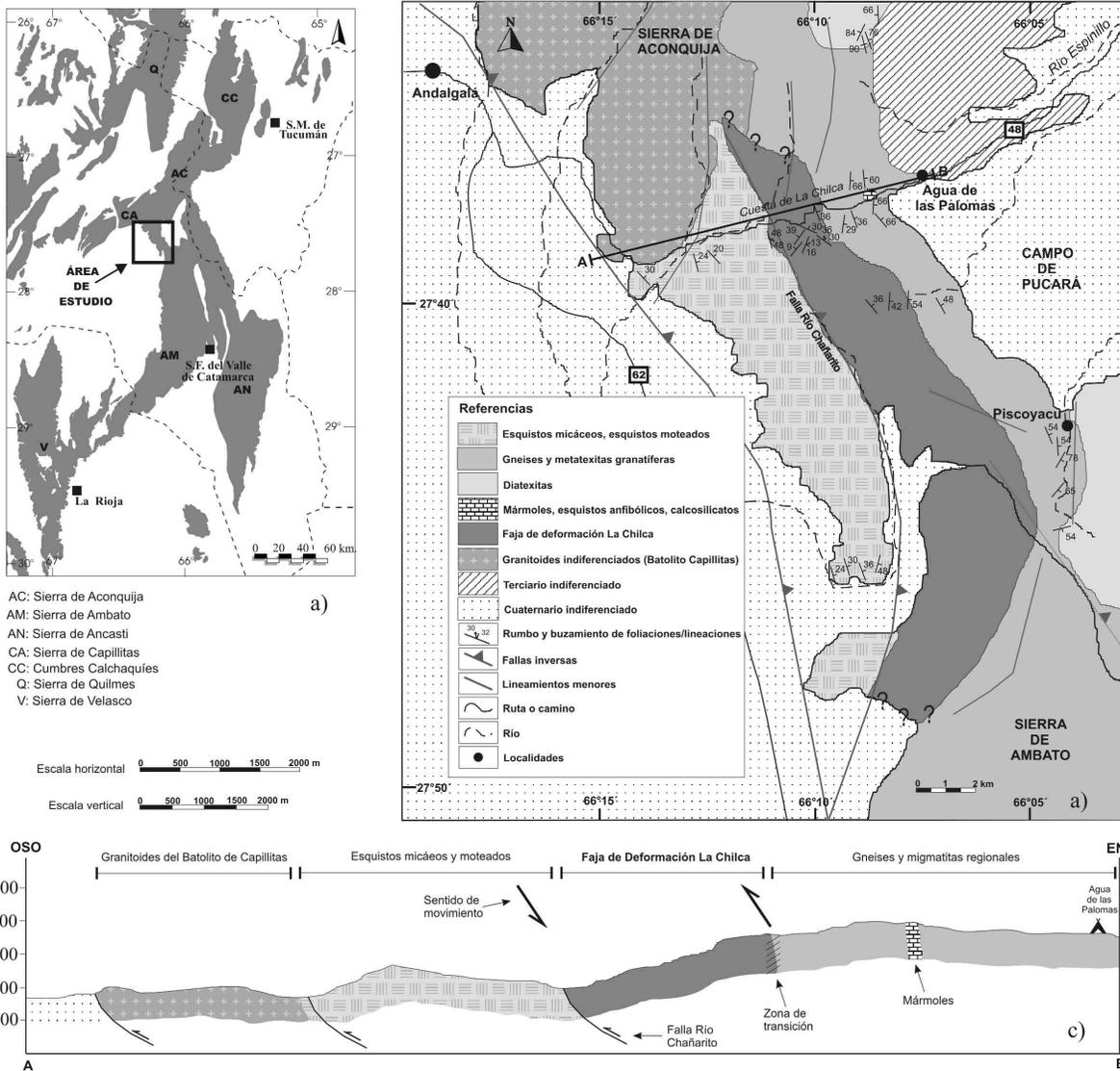


Figura 1: Ubicación regional (a), mapa geológico (b) y perfil geológico (c) del área de estudio del límite meridional de la sierra de Aconquija y parte septentrional de la sierra de Ambato.

ajustar la extensión, los límites y definir en detalle la estructura interna de dicha unidad litológica denominada aquí faja de deformación La Chilca como una contribución para entender la evolución metamórfica-deformativa del basamento cristalino de esta parte de las Sierras Pampeanas.

Ubicación del área de estudio

Está ubicada en las proximidades de la localidad de Andalgalá sobre el límite austral de la sierra de Aconquija y su prolongación hacia el sur sobre la parte septentrional de la sierra de Ambato (Fig. 1a). Los principales afloramientos pueden observarse en la cuesta de La Chilca

sobre la traza de la ruta 48 a unos 18 km al sureste de Andalgalá. Dicha ruta una hacia el este Andalgalá con la localidad de Agua de Las Palomas situada en el límite occidental del campo de Pucará y que continúa con rumbo noreste hacia la zona de Las Estancias. Tanto al norte como al sur de la ruta 48 se accede a otros afloramientos de la faja deformada a través de distintos caminos secundarios, sendas y quebradas.

FAJA DE DEFORMACIÓN LA CHILCA

Esta faja de cizalla se extiende en dirección nornoroeste-sursureste por unos 24 kilómetros de largo y tiene un ancho va-

riable que aumenta hacia el sur entre 1 y 4 km, aunque estos límites podrían ajustarse con nuevos trabajos de campo, especialmente los extremos norte y sur. De este a oeste esta faja de cizalla se desarrolla del km 100,6 hasta el km 113 de la ruta 48 sobre la cuesta de La Chilca. Hacia el este, esta faja de cizalla pasa transicionalmente a gneises y migmatitas a partir de la pérdida gradual de las evidencias de deformación. En esta transición las rocas miloníticas se intercalan con gneises y migmatitas no deformados, aunque los niveles más pelíticos evidencian el efecto de la deformación. Hacia el oeste la faja de cizalla limita con el grupo de esquistos micáceos y moteados por medio de un contacto tectónico definido

por una falla inversa (Falla del Río Chañarito o de Ambato) que produce el basculamiento de la sierra. El flanco oriental es de bajo ángulo y tendido, mientras que el flanco occidental es de alto ángulo y de pendiente abrupta, siguiendo la configuración tectónica general para las Sierras Pampeanas. La traza de la falla coincide con la quebrada del río Chañarito por lo que está cubierta con depósitos fluviales modernos.

Tanto hacia el norte como al sur los límites fueron determinados mediante el análisis de imágenes satelitales y podrían prolongarse en próximos reconocimientos de campo. Hacia el norte esta faja de cizalla podría estar cortada por la intrusión del batolito del Aconquija (ahora batolito de Capillitas), ya que según González Bonorino (1951) ha roto la continuidad de las metamorfitas. El mismo autor describió la presencia de rocas con inyección nodulosa idénticas a las de la cuesta de la Chilca reinterpretadas aquí como rocas miloníticas en la quebrada del río Pisavil entre La Ciénaga y Las Blancas situadas más al norte y fuera del área de estudio, al igual que en la zona Casa de Piedra, y entre el cerro Negro y el nevado del Candado por lo que esta faja de cizalla podría extenderse aún más hacia el norte alcanzando una longitud considerable. Habría que considerar también que algunas rocas con inyección nodulosa descritas por González Bonorino (1951) podrían corresponder con rocas migmatíticas.

Litología y estructura general

La faja de cizalla está compuesta por protomilonitas, milonitas (Sibson 1977) y en menor medida blastomilonitas que son el producto de la deformación dúctil que afectó al basamento metamórfico conformado originalmente por migmatitas y gneises.

La evidencia de que el protolito correspondió a migmatitas es que se han conservado a pesar de la deformación sectores en donde se pueden identificar leucosomas y mesosomas. Otros sectores don-

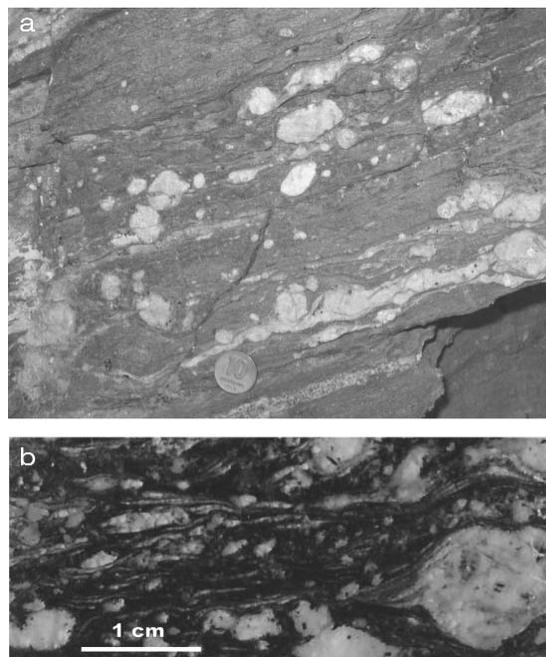


Figura 2: a- Afloramiento de milonitas sobre la Cuesta de La Chilca. b- Sección pulida de las milonitas de la Faja de Deformación La Chilca.

de estos rasgos litológicos no se observan corresponderían a paquetes de gneises asociados a las migmatitas, como es común en el basamento metamórfico regional. El paso transicional entre rocas deformadas y no deformadas confirma que los gneises y migmatitas fueron los protolitos. En menor medida algunos cuerpos granitoides concordantes formaron parte del protolito, aunque para Seggiaro y Becchio (2006) los granitoides son el principal protolito.

La caracterización de rocas miloníticas según la clasificación de Sibson (1977) es dificultosa cuando se trabaja con migmatitas deformadas. En estas las heterogeneidades propias de la roca, como la alternancia de capas de diferentes composición y granulometría, generan respuestas diferentes ante la deformación. La presencia de cuerpos de aspecto pegmatóide y granitóide que yacen concordantes con las migmatitas complican aún más la clasificación de las rocas. Passchier y Trouw (1996) plantean algunas limitaciones de esta clasificación al sostener que es arbitrario el límite que define los tamaños de grano de la matriz y los porfiroclastos. Otro problema que plantea esta clasificación según Passchier y Trouw (1996) es que milonitas generadas

a alto grado metamórfico o sobre protolitos de rocas de grano fino o rocas monominerales no desarrollan normalmente porfiroclastos; por esta razón una ultramilonita no representa necesariamente una deformación mayor que una milonita o protomilonita.

Más allá de estas dificultades pueden distinguirse protomilonitas, milonitas (Fig. 2) y blastomilonitas. Las protomilonitas están caracterizadas por partes melancráticas y partes leucocráticas. La primera incluye a los mesosomas reconocidos, y tiene aspecto gnéisico, color gris, grano fino, con porfiroclastos de granate de hasta 5 mm de diámetro, y con pequeños porfiroclastos cuarzo-feldespáticos de formas circulares o de lentes elongados. La parte leucocrática está formada por los leucosomas, fragmentos lenticulares y megaporfiroclastos abundantes. Tiene color blanco, grano medio, y está representado por bandas de espesores irregulares y variables de 0,5 a 5 cm que definen sistemas de lentes unidos unos a otros, o como bandas de espesores regulares. Se observan porfiroclastos de granate y turmalina. Las milonitas son más abundantes y homogéneas, compuestas por una matriz que supera el 50 %, de grano fino a medio, color gris oscuro, y rica en bio-

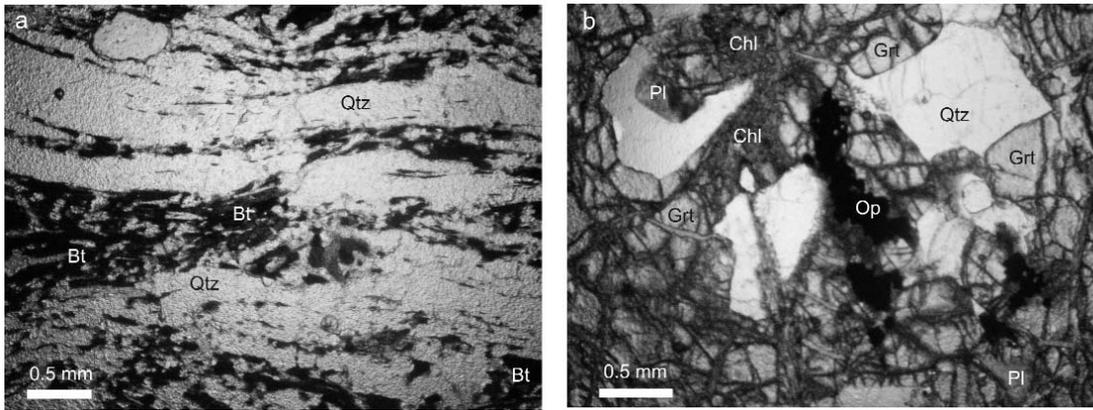


Figura 3: a- Textura milonítica a escala microscópica de las rocas de la FDLCh donde se observan bandas de biotitas y cintas de cuarzo. b- Granate asociado a cuarzo y plagioclasa y alterado a clorita observado en las protomilonitas. Las abreviaturas de los minerales en las figuras y en el texto corresponden a Kretz (1983). Fotografías tomadas con nicoles paralelos.

tita. También presenta ojos o lentes cuarzo-feldespáticos de menor tamaño que en las protomilonitas, de grano medio a grueso, y orientados y rodeados por láminas de biotita anostomosada que definen la foliación milonítica. Es común la presencia de granate.

Las blastomilonitas son más micáceas y ricas en muscovita que las protomilonitas y milonitas, donde se observa un predominio de la blastesis mineral sobre la deformación. Los efectos de la deformación se perciben mesoscópicamente en el afloramiento o muestra de mano, mientras que en corte delgado no es tan evidente. Generalmente la matriz micácea rodea o envuelve ojos o lentes elongados de diferenciados leucocráticos que pueden alcanzar los 20 cm. de longitud. Estas rocas son de grano fino a medio, de color gris platinado con variaciones más oscuras. Las blastomilonitas afloran principalmente en la parte media-baja de la cuesta de La Chilca.

Algunos *striped gneis* pueden ser reconocidos localmente intercalados con las demás rocas miloníticas.

Petrografía

Protomilonitas: Para su descripción se describirá en forma separada la parte melanocrática de la leucocrática debido principalmente a las diferencias texturales que presentan.

La parte *melanocrática* posee textura milonítica definida por bandas de biotita y sericita anostomosadas alrededor de porfiroclastos o agregados cuarzo-feldespá-

ticos. Están compuestas por cuarzo, plagioclasa, biotita, granate, muscovita, clorita, circón, y minerales opacos. El cuarzo es anhedral o poligonal generalmente formando agregados. La oligoclasa es anhedral, presenta inclusiones de biotita, y se encuentra alterada a caolinita y sericita. También pueden observarse simplectitas en plagioclasa. La biotita es subidioblástica, está agrupada en bandas, y posee inclusiones de circón. El granate está presente en pequeños granos ovalados y fracturados. La muscovita se presenta en pequeñas láminas asociadas a biotita y a las bandas sericíticas. La clorita es abundante y reemplaza parcialmente a la biotita, y se concentra en las fracturas del granate.

La parte leucocrática es granoblástica, aunque con cierta orientación de sus minerales, y donde el tamaño de sus minerales es mayor que en la parte melanocrática. Está compuesta por cuarzo, plagioclasa, granate, y como accesorios biotita, muscovita, sillimanita, clorita, circón, y minerales opacos. El cuarzo es anhedral y poligonal, con extinción ondulante, leve subgranado y formando agregados. La plagioclasa es anhedral, ocasionalmente sericitizada en su totalidad, con maclas polisintéticas deformadas, y con inclusiones de biotita y cuarzo. El granate forma un entramado que encierra granos de cuarzo y plagioclasa, está fracturado y alterado a clorita y sericita (Fig. 3b). Es común la presencia de bandas sericíticas. La muscovita aparece reemplazando a la plagioclasa. Hay escasa sillimanita acicular incluida en plagioclasa.

Milonitas: Presentan una matriz compuesta por cuarzo, plagioclasa, microclino, biotita, granate, muscovita y en menor medida clorita, turmalina, circón, epidoto, minerales opacos y apatita. Presenta textura milonítica (Fig. 3a) con porfiroclastos de plagioclasa y granate con colas de presión de cuarzo recrystalizado, y agregados cuarzo-feldespáticos (ojos o lentes) envueltos por bandas de biotita, bandas sericíticas, y cintas (*ribbons*) de cuarzo elongado. También porfiroclastos de microclino con colas de microclino y cuarzo recrystalizado (estructura núcleo-manto).

El cuarzo es anhedral, con leve extinción ondulante, con inclusiones de biotita, y está elongado formando bandas. Los límites entre los cuarzos de las cintas son perpendiculares a la dirección de elongación de los mismos. La oligoclasa es anhedral, presentándose como porfiroclastos con formas lenticulares. Tiene inclusiones de biotita, apatita, epidoto, y cuarzo goticular. La plagioclasa está alterada a caolinita, muscovita y sericita. Presenta maclas polisintéticas acuñaadas, esta elongada y posee extinción ondulante. También fue observada plagioclasa *fish* con colas de biotita y cuarzo. El microclino no siempre está presente, es subhedral, pertítico, con inclusiones de plagioclasa, granate, biotita, circón, y se observó textura *rapakivi* en una de las muestras. Suele estar alterado a caolinita y muscovita. En el contacto con plagioclasa suele formar texturas simplectíticas y mirmequíticas. En general el microclino predomina en los agregados leucocráticos y no tanto en

la matriz. Los fenoclastos de microclino presentan en sus bordes e internamente cristales menores de microclino recristalizado. La biotita es subidioblástica, presente en dos tamaños predominantes, está agrupada en bandas, y suele estar asociada a muscovita, y a clorita que la está reemplazando. También suele asociarse a bandas sericíticas y presentar inclusiones de circón. El granate es redondeado a poligonal, está fracturado, a veces con inclusiones de cuarzo y biotita, y se encuentra alterado a clorita. Algunos porfiroclastos de granates suelen desarrollar sombras de presión asimétricas compuestas por cuarzo. Ocasionalmente presenta una foliación interna (S_i) oblicua a la foliación general de la roca definida por inclusiones alongadas y alineadas de cuarzo y plagioclasa. También puede ser esquelético y estar reaccionando con microclino originando coronas de plagioclasa. El epidoto, cuando está presente es abundante, ocasionalmente tiene forma de atolón, con elongación paralela a la foliación y asociado a las micas. La muscovita es subidioblástica, generalmente asociada a biotita pero de mayor tamaño que ésta. En ocasiones con morfologías *fsb*. La clorita aparece reemplazando a biotita y como alteración de granate.

Blastomilonitas: Están compuestas por muscovita, biotita, cuarzo, plagioclasa, y en menor cantidad apatita, turmalina, circón, minerales opacos y clorita. Presenta textura milonítica poco definida que tiende a ser porfiroblástica. No se observan indicadores cinemáticos, y sólo las micas se anastomosan levemente alrededor de los agregados cuarzo-feldespáticos.

El cuarzo es anhedral, con extinción ondulante y leve subgranado, con inclusiones de circón, biotita, y se encuentra elongado paralelo a la foliación. La plagioclasa es anhedral, elongada, presenta inclusiones de cuarzo, y esta fuertemente alterada a caolinita y sericita. La biotita es subidioblástica, asociada a muscovita, con inclusiones de opacos, y en ocasiones reemplazada por clorita. La muscovita es abundante con dos tamaños predominantes donde el mayor en general cor-

ta la foliación. Posee inclusiones de plagioclasa, circón, cuarzo, turmalina, apatita y biotita. Ocasionalmente con folias flexuradas. Los cristales de turmalina son euhedrales y redondeados, incoloros a verde oliva, generalmente con fracturas perpendiculares a su eje de mayor longitud.

Resumiendo, la mineralogía reconocida a partir del estudio de secciones delgadas de las rocas miloníticas es:

Protomilonitas: Qtz-Bt-Pl-Grt-(+Sil)-(Ms)-Chl-Op-Zrn-(+Tur)-Ser

Milonitas: Qtz-Bt-Pl-(+Kfs)-(+Ms)-Grt-(+Chl)-Ap-(+Ep)-(Op)-(Tur)-Zrn-Ser

Blastomilonitas: Ms-Bt-Pl-Qtz-Ap-Op-(+Tur)-Zr-Chl

Evaluación cualitativa del metamorfismo

Del análisis de la mineralogía se determina tentativamente que las condiciones metamórficas durante la deformación corresponderían a facies de esquistos verdes y facies de anfibolita de Miyashiro (1994) o en forma más general correspondiente a un grado medio a bajo del metamorfismo. Seis asociaciones minerales principales pueden reconocerse:

1) Bt+Pl+Qtz, 2) Bt+Pl+Qtz+Grt₂, 3) Bt+Pl+Qtz+Ms, 4) Bt+Pl+Qtz+Ms+Kfs, 5) Bt+Pl+Qtz+Ms+Grt₂ y 6) Kfs+Grt₂+Pl+Qtz+Ms. Las asociaciones 1 y 2 están presentes en milonitas y protomilonitas, la asociación 3 en protomilonitas y blastomilonitas, y las asociaciones 4, 5 y 6 en milonitas. Las asociaciones minerales 1, 3, y 4 se corresponderían a la zona de la biotita la facies de esquistos verdes mientras que la presencia de granate en las asociaciones minerales 2 y 5 estaría marcando el ingreso en la zona de granate (estado transicional entre las facies de esquistos verdes y de anfibolita). La asociación 6 estaría indicando condiciones de metamorfismo en facies de anfibolita. Dos interpretaciones pueden realizarse sobre el origen del granate en las milonitas en su carácter de pre o sincinemático ya que el mismo suele exhi-

birse de diferentes formas. La presencia de granate (Grt₁) con colas de presión asimétricas y con bandas biotíticas que lo envuelven indicarían un origen pre-cinemático con respecto a la deformación dúctil, o haberse formado durante los primeros estadios de una deformación continua. Los granates que presentan una foliación interna (S_i) oblicua a la foliación general de la roca serían pre-cinemáticos. El granate (Grt₂) con ausencia de estos rasgos debería considerarse sin-cinemático.

Siguiendo al desarrollo de éste metamorfismo se habría producido una retrogresión donde se generó clorita a partir de granate y biotita, y sericita a partir de plagioclasa y microclino, evidenciando una disminución del grado metamórfico.

La presencia de sillimanita relictica incluida en plagioclasa, así como también de granate pre-cinemático con respecto a la deformación dúctil (deducido esto de las colas de presión asimétricas) estaría indicando una asociación mineral relictica con granate y/o sillimanita correspondiente a un metamorfismo regional de P/T media o baja en facies de anfibolita (zona de sillimanita-muscovita). La sillimanita es un mineral que está presente comúnmente en las migmatitas y gneises aflorantes al este de la esta faja de cizalla y que representaron los protolitos para esta última.

Estructura interna

Varios elementos estructurales pueden ser reconocidos dentro de la estructura interna de las rocas milonitizadas de esta faja de cizalla dúctil.

Foliación C: es la principal y está formada por varios elementos que le imprimen a la roca una estructura planar grosera por la cual se rompe en placas del orden centimétrico. La foliación C está definida por porfiroclastos de plagioclasa elongados presentándose ya sea de manera independiente o como porfiroclastos unidos por bandas cuarzo-feldespáticas; cintas de cuarzo; bandas y lentes conformadas por cuarzo y plagioclasa de 0,2 a 6 cm de es-

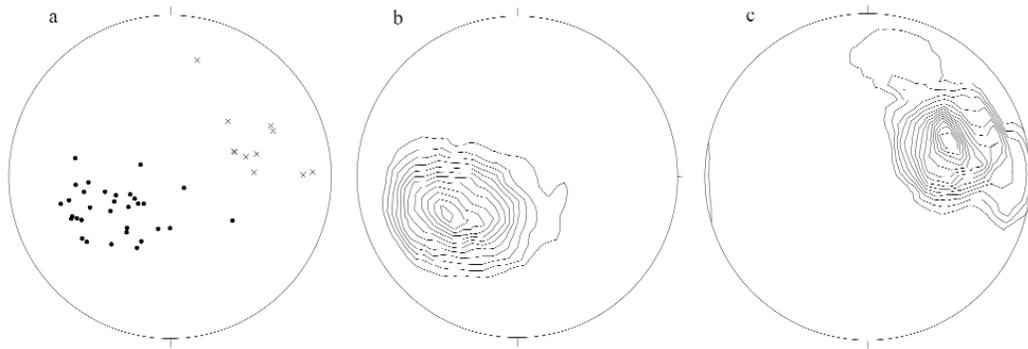


Figura 4: a- Proyección equiareal, sobre el hemisferio inferior, de los planos de foliaciones C (puntos, 32 datos) y lineaciones minerales (cruces, 11 datos). b- Diagrama de densidad de polos de la foliación milonítica C. Máxima densidad = 12.63 (a 240/48) 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 %. c- Diagrama de densidad de las orientaciones de las lineaciones minerales. Máxima densidad = 14.89 (a 68/42) 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14%.

pesor; y micas o bandas micáceas elongadas que constituyen junto al cuarzo y plagioclasa la matriz de la roca. Todos los elementos están orientados en una misma dirección general según sus ejes de mayor longitud. La orientación general de la foliación C es N 330°/42° ENE (Figs. 4b y 4c).

Lineaciones minerales: las lineaciones minerales pueden distinguirse orientadas paralelas a la dirección de estiramiento definidas por la orientación de láminas de muscovita y biotita, medidas en secciones basales según el eje de mayor longitud sobre los planos de foliación. Otras lineaciones están representadas por la orientación de agregados cuarzo-feldespatos. La orientación media de las lineaciones de estiramiento mineral es N 68°/42° (Fig. 4a y 4c).

Cintas de cuarzo: son cintas compuestas por cristales de cuarzo rectangulares (Fig. 6a) donde los límites entre los cuarzos son perpendiculares o subperpendiculares a sus direcciones de elongación y a la cinta que forman, la cual se orienta paralela a la dirección de estiramiento.

Porfiroclastos: los porfiroclastos se desarrollan a partir de feldespatos y granates con colas paralelas a la foliación, identificados sobre los planos paralelos a la dirección de estiramiento y normales al plano foliación principal C. Se reconocen tres tipos de porfiroclastos: tipo F, tipo σ , y tipo δ . El primero con formas simétricas, mientras los otros dos presentan formas asimétricas que permiten definir el sentido de movimiento de la deformación, todos orientados con su dirección de alargamiento paralela a la foliación C. Los porfiroclastos tipo σ (Fig. 5) son los

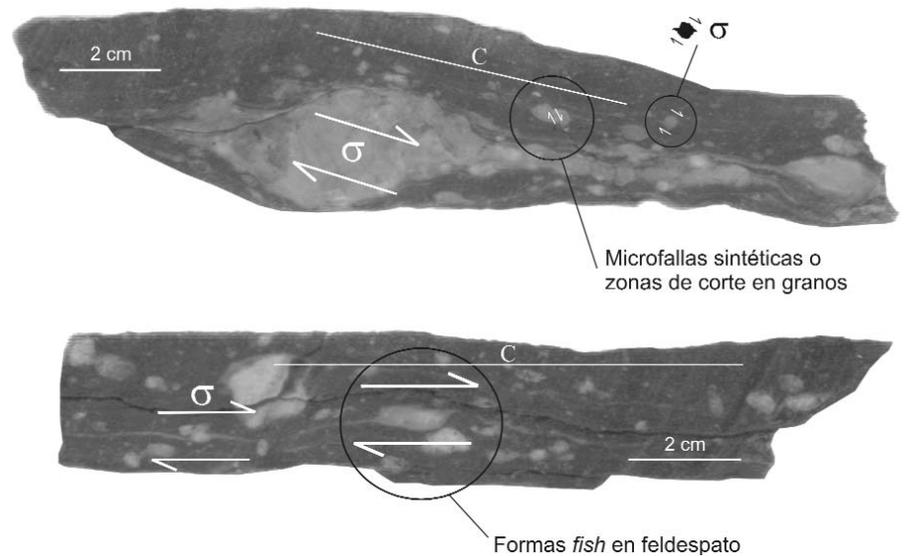


Figura 5: Foliación milonítica C, porfiroclastos tipo sigma, formas fish en feldespatos, y microfallas en granos de las milonitas de la FDLCh.

más abundantes y mejor desarrollados. Es común la presencia de porfiroclastos de plagioclasa con desarrollo de colas biotítico-sericíticas (Fig. 6b), y también porfiroclastos de granate con sombras de presión asimétricas compuestas por cuarzo (Fig. 6c) y cuarzo-muscovita. Los porfiroclastos de microclino desarrollan colas de cuarzo y microclino recrystalizado constituyendo estructuras núcleo-manto. Los porfiroclastos tipo δ se generaron probablemente a partir de granate y plagioclasa con colas biotítico-sericíticas incompletas.

Formas fish: formados a partir de porfiroclastos de feldespato potásico y con formas romboidales. La forma es similar a las micas fish del grupo 3 y 4 definidas por ten Grotenhuis *et al.* (2003), o sea formas de paralelogramo con los lados

de mayor longitud paralelos a la foliación milonítica (Fig. 5). También presente en plagioclasa (Fig. 6d) con forma similar a las micas fish del grupo 5 y 1 (ten Grotenhuis *et al.* 2003). En éste último caso suele concentrarse biotita a los lados del porfiroclasto sugiriendo que fenómenos de disolución por presión y/o reacciones retrógradas con asistencia de fluidos jugaron algún rol en el porfiroclasto. Micas fish del grupo 1 y 2 se desarrollaron sobre muscovitas.

Granos fragmentados: en porfiroclastos de feldespato potásico atravesados por microfallas normales que causan el desplazamiento relativo de los fragmentos (Fig. 5). El sentido de movimiento de los fragmentos es sintético en la muestra de mano estudiada pero antitético para el sentido de cizalla general de la faja de defor-

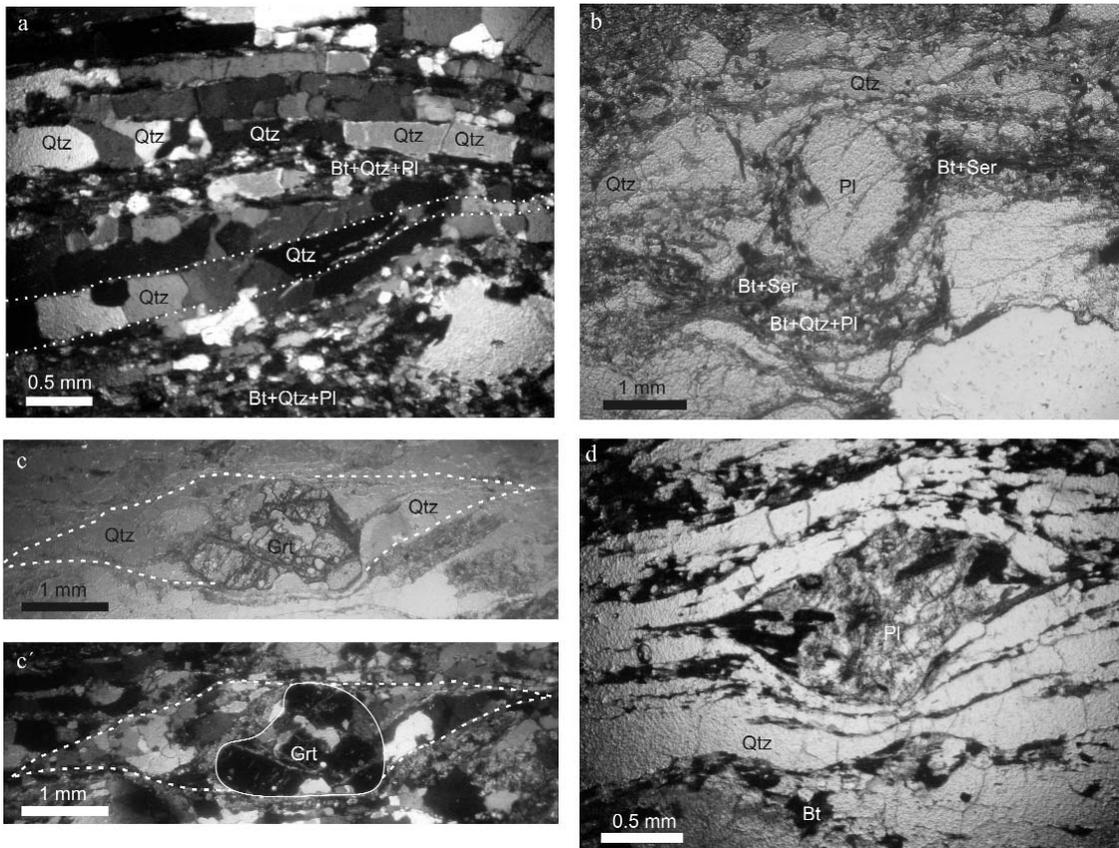


Figura 6: Microestructuras presentes en las rocas de la FDLCh. a- Cintas de cuarzo orientadas paralelas a la dirección de estiramiento (nicoses cruzados). b- Porfiroclasto de plagioclasa con desarrollo de colas biotíticas-sericíticas (nicoses paralelos). c- Porfiroclasto de granate con colas de presión asimétricas compuestas por cuarzo (C en nicoses paralelos y C' en nicoses cruzados). d- Plagioclasa fish con forma similar a las micas fish del grupo 5 de la clasificación de ten Grotenhuis *et al.* 2003 (nicoses paralelos).

mación. Según Passchier y Trouw (1996) el sentido de movimiento de los fragmentos no sólo dependerá del sentido de movimiento general de la cizalla, sino también de la forma original del porfiroclasto, del número de vorticidad cinemática del flujo, y de la orientación inicial de las microfallas las cuales pueden estar parcialmente controladas por las direcciones cristalográficas del porfiroclasto. También se observan fracturas que afectan a toda la roca, rellenas por cuarzo o feldespato, y otras rellenas por clorita, pero sin desplazamiento de las partes.

Las microestructuras como indicadores térmicos

La presencia de numerosas microestructuras y el comportamiento de los diferentes minerales ante la deformación permitieron inferir un rango de temperaturas sobre el cual evolucionaron las rocas de esta faja de cizalla. Tales estimaciones son basadas en:

- plagioclasa con extinción ondulante y con maclas de deformación acuñadas estarían indicando condiciones de bajo grado con temperaturas de 300 a 400°C (Pryer 1993, en Passchier y Trouw 1996);
- la presencia de feldespato recristalizado en los bordes de granos mayores (estructura núcleo-manto) serían típicos de condiciones algo mayores de grado bajo al medio con temperaturas de 400 a 500°C (Passchier y Trouw 1996);
- las cintas de cuarzo presentes confirmarían aproximadamente las temperaturas anteriormente expuestas, ya que las mismas se forman en condiciones de deformación plástica de aproximadamente 350-400°C (Vernon 1976);
- feldespatos *fish* cuyo mecanismos de formación son la recuperación y la recristalización a lo largo de los bordes de los mismos (Passchier y Simpson 1986) indican temperaturas cercanas a los 500°C;
- el leve subgranado presente en cuarzo es una estructura típica de recuperación en condiciones de medio grado por enci-

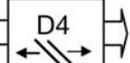
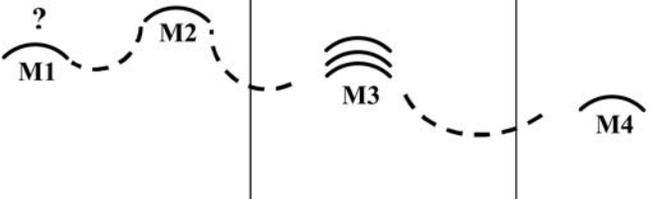
ma de los 400°C (Passchier y Trouw 1996);

- la existencia de texturas simplectíticas y mirmequíticas en feldespatos son típicas en rocas metamórficas que alcanzaron temperaturas mínimas de 400-500 °C (Passchier y Trouw 1996);

- el microfracturamiento en feldespatos es apreciable hasta los 400°C por lo que éste elemento estructural de carácter frágil estaría enmarcado dentro del rango de temperaturas que en general se determinaron para esta faja de cizalla. Aun así éstas microestructuras frágiles podrían haber sido superpuestas tardíamente a las microestructuras plásticas durante el levantamiento a niveles crustales superiores (Tullis y Yund 1980, Tullis 1983, en Pryer 1993) o por extensión debido a la descarga.

Por lo tanto, un rango de temperaturas de entre 350 a 500°C podría atribuirse para el evento deformacional dúctil. Dichas temperaturas son consistentes con la facies de esquistos verdes y el estado

CUADRO 1: Esquema de la historia deformacional y del metamorfismo de la faja de deformación La Chilca.

		Evento 1 Metamorfismo regional	Evento 2 Deformación dúctil	Evento 3 Retrogradación	Intrusión del Batolito Capillitas
Deformación		D1  D2 	D3  D4 		
		D1: Foliación metamórfica S ₁ presente en resisters de gneisses. D2: Foliación S ₂ representado por el bandeo migmatítico oblicuo a S ₁ .	D3: Generación de la foliación milonítica C, lineaciones minerales, bandas de cuarzo, porfiroclastos, formas fish y sombras de presión asimétricas.	D4: Fracturamiento en feldepatos y en la roca. La cataclasis comenzaría en las etapas póstumas del "Evento 2" continuando en el "Evento 3".	
Metamorfismo	Kfs- Sil- Sil- Ms- St- Grt- Bt- Chl-				
		M1: Gneisses generados durante M1 o un estadio temprano de M2 posteriormente incluidos en migmatitas como resisters durante M2. M2: Metamorfismo principal. Generación de migmatitas y gneisses regionales en Zona de Sil-Ms.	M3: Milonitización. Generación de protomilonitas, milonitas, blastomilonitas en Zona de Granate y Zona de Biotita.	M4: Crecimiento retrógrado de clorita a partir de granate y biotita. Alteración a sericita y caolinita de los feldepatos. Crecimiento de clorita en fracturas.	
Magmatismo					
Edad relativa		Cámbrico Inferior ¿?	← ----- ??? ----- →		Ordovícico Inferior (469 Ma. Edad de cristalización).

transicional entre la facies de esquistos verdes y facies de anfibolita de que se determinó a partir de las asociaciones minerales.

Dirección y sentido del movimiento

La lineación definida por la orientación preferente del eje de mayor longitud de los granos minerales como la muscovita permite deducir la dirección de movimiento, sumado a la presencia de indicadores cinemáticos que nos indican el sentido del desplazamiento como son porfiroclastos σ y δ , porfiroclastos de granate con sombras de presión asimétricas, for-

mas *fish* en feldepatos, y agregados cuarzo-feldespáticos asimétricos. Sobre esta base la faja de cizalla La Chilca presenta movimientos generales de carácter inverso, con desplazamientos del techo hacia el suroeste (N248°). Por otra parte la existencia local de porfiroclastos σ y agregados minerales asimétricos indican que también existieron movimientos internos de carácter normal. Éstas inconsistencias cinemáticas podrían deberse a diferencias en las velocidades de un flujo heterogéneo con tasas de deformación diferente que generen indicadores cinemáticos en direcciones opuestas. Las direcciones de transporte tectónico hacia el

oeste determinadas por Le Corre y Rosello (1993) para esta área concuerdan con la aquí expuesta.

Esquema evolutivo

El análisis mineral y textural nos permiten determinar una secuencia evolutiva de la historia deformacional y del metamorfismo (cuadro 1) de las rocas en estudio:

Evento 1: Metamorfismo regional M2. El desarrollo de gneisses y migmatitas regionales (M2) alcanzó por lo menos facies de anfibolita (zona de sillimanita-muscovita) evidenciado por la presencia de silli-

manita relicta. El paso transicional entre rocas deformadas y no deformadas confirma que los gneises y migmatitas fueron los protolitos, como también lo confirma los rasgos estructurales principales de las migmatitas que se han conservado a pesar de la deformación. Un previo evento metamórfico-deformativo M1-D1(?) o un primer estadio de deformación (D1) del metamorfismo M2 está representado por la foliación S1 presente en resistes de gneises incluidos en migmatitas nebulíticas. La foliación de las migmatitas (S2) correspondería al segundo estadio de deformación del metamorfismo M2 y definido como D2. La foliación S1 es oblicua a S2. Estos rasgos son reconocidos en las migmatitas aflorantes al este de esta faja de cizalla.

Evento 2: Deformación dúctil (metamorfismo M3). Se genera el evento metamórfico-deformativo M3-D3 caracterizado por una deformación por cizalla dúctil desarrollada desde facies de Esquistos Verdes a Facies de Anfibolita donde se desarrollan los distintos elementos estructurales que definen la foliación milonítica C. Posteriormente se habría superpuesto una deformación D4 tardía de carácter frágil-dúctil sugerido esto a partir del microfracturamiento en feldespatos.

Evento 3: Retrogradación. El metamorfismo M3 evoluciona posteriormente de forma retrograda a condiciones de menor grado metamórfico (M4?) donde se generan clorita a partir de granate y biotita y sericita. La generación de clorita presente en algunas fracturas podría corresponder a ésta etapa de menor grado metamórfico y mayor fragilidad.

Edad relativa

La ubicación en el tiempo de esta faja de cizalla puede acotarse en un rango de edad estimada sobre la base de las relaciones de campo y los antecedentes expuestos. Esta faja de cizalla se desarrolló sobre las metamorfitas de medio-alto grado que conforman el basamento cristalino, o sea posteriormente al metamorfismo regional (M2) que dio origen a las

migmatitas y gneises del área de estudio. Las edades herencia más jóvenes en circones detríticos de la Formación Ancasti y de la Formación Puncoviscana metamorfizada, equivalentes de menor grado metamórfico de las migmatitas y gneises regionales, oscilan entre 545-685 Ma (Rapela *et al.* 2005) y 580-760 Ma (Adams *et al.* 2005) respectivamente, por lo que el evento metamórfico sería más joven que estas edades. Adams *et al.* (2005) determinaron una edad para el metamorfismo regional de 541 ± 23 Ma (isocrona Rb-Sr sobre roca total) sobre metasedimentos de la Formación Puncoviscana aflorantes en el río Choromoro en Tucumán, por lo que el evento de deformación dúctil sería posterior a ésta edad. Edades de 524 ± 28 Ma (isocrona Rb-Sr sobre roca total, Knüver 1983) habían sido atribuidas a un evento metamórfico regional representado en esquistos y gneises de las sierras de Graciana y Ancasti.

A su vez sería anterior con respecto a los cuerpos plutónicos que conforman el batolito de Capillitas ya que éstos se habrían intruido cortando la estructura de esta faja de cizalla, si se consideran los antecedentes expuestos por González Bonorino (1951). La edad de cristalización del batolito de Capillitas mediante análisis U-Pb SHRIMP fue determinada en 469 ± 3 Ma (Pankhurst *et al.* 2000). Por lo tanto la edad de la actividad de deformación podría acotarse tentativamente entre el Cámbrico inferior - 541 Ma, edad de Adams *et al.* (2005) para el metamorfismo regional - y el Ordovícico inferior (469 Ma, edad de Pankhurst *et al.* 2000) correspondiente al magmatismo famatiniano. Sin embargo, la existencia de zonas de milonitización descriptas por González Bonorino (1950b) sobre el batolito de Capillitas fuera del área de estudio, como por ej. sobre la quebrada de Amanao-Visvís, estaría indicando edades más jóvenes para los eventos de deformación dúctil que afectaron la región, aunque por el momento no hay evidencias que permitan establecer una relación entre estas zonas de milonitización y la faja de cizalla La Chilca.

CONCLUSIONES

La faja de cizalla La Chilca está conformada por rocas miloníticas producto de la deformación dúctil (D3) que afectó al basamento metamórfico compuesto originalmente por migmatitas y gneises, y que se extiende en dirección nornoroeste-sursureste por unos 24 kilómetros de largo aproximadamente y con un ancho variable de 1 a 4 kilómetros.

Las condiciones metamórficas durante la deformación se correspondieron a la facies de esquistos verdes y de anfibolita de Miyashiro (1994), con temperaturas de entre 350 a 500°C como lo evidencian distintos indicadores térmicos.

La foliación milonítica predominante posee una orientación general N330°/42° ENE, plano sobre el cual se desarrollaron las lineaciones de estiramiento mineral con una orientación media de N 68°/42°. Esto permite asumir la dirección de transporte tectónico junto a la presencia de indicadores cinemáticos, que muestran movimientos generales de carácter inverso, con desplazamientos del techo hacia el suroeste (N248°). Rasgos locales internos de carácter normal sugieren una mayor complejidad en la cinemática de deformación.

Las características petrológicas y estructurales permiten identificar a las rocas de la faja de cizalla La Chilca con zonas de alta deformación típicas de dominios dúctiles en niveles inferiores de la corteza, específicamente desde la zona de transición frágil-dúctil ($T > 300^\circ\text{C}$ donde empieza a fluir el cuarzo) a la zona dúctil ($T > 450^\circ\text{C}$ donde empieza a fluir el feldespato) donde el flujo plástico es el mecanismo predominante.

La edad relativa de la actividad de deformación para la faja de deformación La Chilca podría acotarse tentativamente entre el Cámbrico inferior y el Ordovícico inferior.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido financiado por los proyectos: PICT 0159 (CONI-

CET), PROYECTO CIUNT 26-G222, PICT 07-09686, de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica. Asimismo agradecemos a la Universidad Nacional de Tucumán y al INSUGEO, por el apoyo institucional prestado. Se agradece especialmente a Juan Palavecino por su colaboración prestada en las tareas de campaña. Las sugerencias y correcciones de los árbitros ayudaron a mejorar notablemente este trabajo. Parte de este trabajo fue expuesto en la 13° Reunión de Tectónica (Larrovere *et al.* 2006).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Adams, C., Miller, H. y Toselli, A. 2005. Rb-Sr age of metasediments of the Puncoviscana Formation, northwest Argentina, and U-Pb detrital zircon age evidence for their provenance. En Pankhursts, R. y Veiga, G. (eds.) Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana, Academia Nacional de Ciencias, Abstracts: 35, Córdoba.
- Ahumada, A. 1979. Geología de la cuesta de La Chilca, provincia de Catamarca. Seminario Facultad de Ciencias Naturales., Universidad Nacional de Tucumán, (inédito), 50 p., Tucumán.
- González Bonorino, F. 1950a. Descripción geológica de la Hoja 13e, Villa Alberdi (Catamarca-Tucumán). Dirección Nacional de Minería. Boletín 74, 78 p, Buenos Aires.
- González Bonorino, F. 1950b. Descripción geológica de las Hojas 12d (Capillitas) y 13d (Andalgalá). Dirección General de Industria Minera. Boletín 70, 100 p., Buenos Aires.
- González Bonorino, F. 1951. Descripción geológica de la Hoja 12e, Aconquija (Catamarca-Tucumán). Dirección Nacional de Minería. Boletín 75, 50 p., Buenos Aires.
- Kittl, E. 1938. Estudios sobre rocas metamórficas e intrusivas de las provincias del norte argentino. Revista Minera 9(2-3): 43-96, Buenos Aires.
- Knüver, M. 1983. Dataciones radimétricas de rocas plutónicas y metamórficas. En Aceñolaza, F.G., Miller, H., y Toselli, A.J. (eds) La Geología de la Sierra de Ancasti, Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, Heft 59: 201-218, Münster.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist 68: 277-279.
- Larrovere, M., Toselli, A., y Rossi de Toselli, J. 2006. Estudios geológicos preliminares de la Faja de Deformación La Chilca, Catamarca, Argentina. 13° Reunión de Tectónica, Resúmenes: 34, San Luis.
- Le Corre, C. y Rossello, E. 1994. Kinematics of early Paleozoic ductile deformation in the basement of NW Argentina. Journal of South American Earth Sciences 7: 301-308.
- López, J., Durand, F. y Toselli, A. 1996. Zonas de cizalla en el flanco noroccidental de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 39-42.
- Martino, R. 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58(4): 549-571.
- Miyashiro, A. 1994. Metamorphic Petrology. UCL Press, 404 p., London.
- Pankhurst, R., Rapela, C. y Fanning, C. 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 91: 151-168.
- Passchier, C.W. y Simpson, C. 1986. Porphyroclast systems as kinematics indicators. Journal of Structural Geology 8: 831-843.
- Passchier, C.W. y Trouw, R. A. J. 1996. Microtectonics. Springer, 289 p., Berlin.
- Pryer, L.L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. Journal of Structural Geology 15(1): 21-36.
- Rapela, C., Fanning, C., Baldo, E., Dahlquist, J., Pankhurst, y Murra, J. 2005. Coeval S- and I-type granites in the Sierra de Ancasti, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. En Pankhurst, R. y Veiga, G. (eds.) Gondwana 12, Geological and Biological Heritage of Gondwana, Academia Nacional de Ciencias, Abstracts: 307, Córdoba.
- Rassmuss, J. 1916. La Sierra del Aconquija. 1° Reunión Nacional de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales, Actas: 47-69, Tucumán.
- Seggiario, R. y Becchio, R. 2006. Estructura paleozoica de la Cuesta de La Chilca, extremo sur de la Sierra de Aconquija. Catamarca. 13° Reunión de Tectónica, Resúmenes: 55, San Luis.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. Journal of the Geological Society 133: 191-213, London.
- ten Grotenhuis, S.M., Trouw, R.A.J. y Passchier, C.W. 2003. Evolution of mica fish in mylonitic rocks. Tectonophysics 372(1-2): 1-21.
- Tullis, J. 1983. Deformation on feldspars. En Ribbe, P.H. (ed.) Feldspar Mineralogy (2nd edn) Mineralogical Society of America, Review Mineralogy 2: 297-323.
- Tullis, J. y Yund, R. 1980. Hydrolytic weakening of experimentally deformed Westerly granite and Hale albite rock. Journal Structural Geology 2: 439-451.
- Vernon, R.H. 1976. Metamorphic processes. Reactions and Microstructure Development. George Allen & Unwin, 247 p., Londres.

Recibido: 17 de noviembre, 2007

Aceptado: 25 de abril, 2008