

Caracterización petrológica y estructural de la faja de cizalla El Alto, NE de la Sierra de Ancasti, Sierras Pampeanas Orientales de Argentina

Ana Eugenia ACOSTA-NAGLE¹, Alejandro TOSELLI¹, José Pablo LÓPEZ¹, Fernando D'ERAMO², Lucio PINOTTI², Laura Judith BELLOS¹, Juan DÍAZ-ALVARADO³

Abstract: *PETROLOGICAL AND STRUCTURAL CHARACTERIZATION OF THE EL ALTO SHEAR BELT, NE OF THE SIERRA DE ANCASTI, EASTERN PAMPEAN MOUNTAINS OF ARGENTINA.* Petrological and structural characterization of the El Alto shear zone, NE of the Sierra de Ancasti, Eastern Sierras Pampeanas of Argentina. In the NE sector of the Sierra de Ancasti, in the contact between Sierra Brava Complex and Ancasti Formation, a shear zone NNW to NW is present. It is constituted by protomilonites, milonites and ultramilonites, whose distribution and characteristics show domains of intensity of variable internal deformation. The field relationships and the microstructure study show dextral simple shear like deformation mechanisms, associated with compressive movement of the W block (Ancasti Formation) toward NE. According to its petro-structural characteristics, two periods of activity are evident, one of ductile-brittle characteristics developed in a temperature range between 300°C and 400°C and another of lower temperature, linked to the formation of brittle structures and the retro gradation of mineral paragenesis. associated with the exhumation of cortical levels. The age of the ductile-brittle deformation would be post-Famatinian, possibly middle Silurian, and would have continued until the Permian, with brittle characteristics.

Resumen: En el sector NE de la Sierra de Ancasti, en el contacto entre el Complejo Sierra Brava y la Formación Ancasti, se encuentra ubicada una faja de deformación dúctil con orientación NNO-SSE a NO-SE, constituida por protomilonitas, milonitas y ultramilonitas, cuya distribución y características evidencian dominios de intensidad de deformación interna variable. Las relaciones de campo y el estudio microestructural muestran mecanismos de deformación por cizalla simple dextral, asociada a movimiento compresivo del bloque O (Formación Ancasti) hacia el NE. Según sus características petro-estructurales, se evidencian dos periodos de actividad, uno de condiciones dúctil-frágil desarrollado en un rango de temperaturas de entre 300°C y 400°C y otro de menor temperatura, vinculado a la formación de estructuras frágiles y a la retrogradación de la paragénesis mineral, asociado con la exhumación de los niveles corticales. La edad de la deformación dúctil-frágil sería post-famatiniana, posiblemente silúrica media y habría continuado hasta el Pérmico, con características frágiles.

Key words: El Alto shear zone. Sierra de Ancasti. Eastern Sierras Pampeanas

Palabras clave: Faja de cizalla El Alto. Sierra de Ancasti. Sierras Pampeanas Orientales.

¹ INSUGEO-CONICET, Facultad de Ciencias Naturales e IML, UNT, Miguel Lillo 205, CP 4000, San Miguel de Tucumán, Argentina. E-mail: acostanagle@gmail.com

² Instituto de Ciencias de la Tierra, Biodiversidad y Ambiente (ICBIA) (UNRC-CONICET), Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas Físico-Químicas y Naturales, Universidad Nacional de Río Cuarto, Ruta Nacional 36 Km 601, (X5804BYA) Río Cuarto, Córdoba, Argentina.

³ Departamento de Biología y Geología, Física y Química Inorgánica, ESCET, Universidad Rey Juan Carlos, 28933 Móstoles, España.

Introducción

La Sierra de Ancasti (Figura 1a) forma parte del sector septentrional de las Sierras Pampeanas Orientales (Caminos, 1979), por lo que constituye uno de los bloques de basamento ígneo-metamórfico formado durante una serie de eventos tectono-metamórficos y magmáticos ocurridos entre el Precámbrico Superior y el Paleozoico (Aceñolaza y Toselli, 1976; Rapela *et al.*, 1998, 2007; Von Gosen *et al.*, 2014; Pankhurst y Rapela, 1998; Dahlquist *et al.*, 2008; Ducea *et al.*, 2010; Casquet *et al.*, 2012; Sims *et al.*, 1998; Larrovere *et al.*, 2011; Alasino *et al.*, 2012; Dahlquist *et al.*, 2021; Acosta Nagle *et al.*, 2022). Durante este periodo, los depósitos clásticos, volcánicos y calcáreos, equivalentes a la Formación Puncoviscana, fueron deformados, metamorfizados e intruidos por cuerpos ígneos de variadas composiciones (Turner, 1960; Willner *et al.*, 1983; Aceñolaza *et al.*, 1988; Jêzek, 1990; Omarini *et al.*, 1999; Aceñolaza y Aceñolaza, 2007).

Entre los tipos litológicos que componen el basamento ígneo-metamórfico de la sierra, se describen una serie de rocas miloníticas y cataclásticas asociadas con eventos de deformación dúctil y dúctil-frágil vinculados a una paulatina exhumación de la sierra, posterior al pico de metamorfismo Famatiniano datado entre los 470 y 450 Ma (Willner, 1983; Rapela *et al.*, 2007; Larrovere *et al.*, 2011; Verdecchia *et al.*, 2012; Murra *et al.*, 2011). Con el objetivo de caracterizar y contextualizar geológicamente a estos eventos de deformación, se aportan nuevos datos petro-estructurales de un conjunto de rocas miloníticas que integran una faja de deformación a la que denominamos en este trabajo: faja de cizalla El Alto. Esta estructura constituye el límite tectónico entre el Complejo Sierra Brava y la Formación Ancasti en el sector NE de la sierra homónima, por lo que su análisis aportaría importante información sobre la evolución tectono-metamórfica de las unidades, que componen esta zona septentrional de las Sierras Pampeanas Orientales, durante la conformación del margen SO de Gondwana.

Faja de cizalla El Alto

Ubicación y metodología de trabajo

El área de estudio se encuentra ubicada en el sector NE de la Sierra de Ancasti, en las cercanías a los pueblos Villa El Alto y Guayamba, en el contacto entre el Complejo Sierra Brava y la Formación Ancasti (Figura 1b).

La metodología de trabajo consistió en la descripción y caracterización de las relaciones de campo entre las distintas unidades litológicas observadas, la toma de datos estructurales mesoscópicos de foliaciones, lineaciones, pliegues y *boudinages*, además de muestras de rocas orientadas para su estudio meso y microscópico. Para la clasificación de las rocas miloníticas se siguieron los criterios de Sibson (1977) y White *et al.* (1980), para el estudio de la estructura interna y la cinemática se adoptaron los criterios propuestos por Sibson (1977) y Passchier y Trouw (2005) y, para la nomenclatura de los minerales, se utilizó la referencia de Whitney y Evans (2010).

Relaciones de campo y petrografía

Las rocas miloníticas analizadas constituyen una faja de deformación elongada que se extiende por unos 45 km de largo y presenta un espesor medio de 400 m. Presenta un rumbo sub-meridional variable entre NNO-SSE y NO-SE e inclinación de 50° hacia el O (Figura 1b). Limita de manera transicional hacia E con el plutón El Alto, emplazado en el Complejo Sierra Brava, y hacia el O con los esquistos de la Formación Ancasti (Figura 1b). Las rocas que constituyen esta faja corresponden a protomilonitas, milonitas y ultramilonitas cuyos protolitos provienen de las rocas graníticas del plutón El Alto y de los esquistos anfibólicos del Miembro La Calera, ambos integrantes del Complejo Sierra Brava (bloque de muro de la faja de cizalla).

Las rocas miloníticas se disponen en forma de fajas elongadas discontinuas respecto a la dirección principal de la estructura (Figura 1b). Las protomilonitas y milonitas se desarrollan preferentemente sobre el protolito granítico, con

las protomilonitas en el borde oriental y las milonitas en el borde occidental de la faja (Figura 1b). Las rocas ultramiloníticas se desarrollan a partir de los esquistos anfibólicos, en el sector occidental de la estructura (Figura 1b).

Las protomilonitas son rocas que presentan un tamaño de grano medio a grueso y una estructura milonítica incipiente (Figura 2). Están conformadas por cuarzo, microclino, plagioclasa, mus-

covita y escasa biotita, además de opacos, titanita, zoicita, clinozoicita, pistacita y granate. El cuarzo se presenta en granos de mayor tamaño elongados con extinción ondulosa y fragmentosa, que pasan transicionalmente a subgranos, con bordes lobulados, que en algunos casos pasan a mostrar textura poligonal (Figuras 2b y d). El microclino se presenta como porfiroclastos xenoblásticos, con maclas Periclino-Albita deformadas y esfumadas y

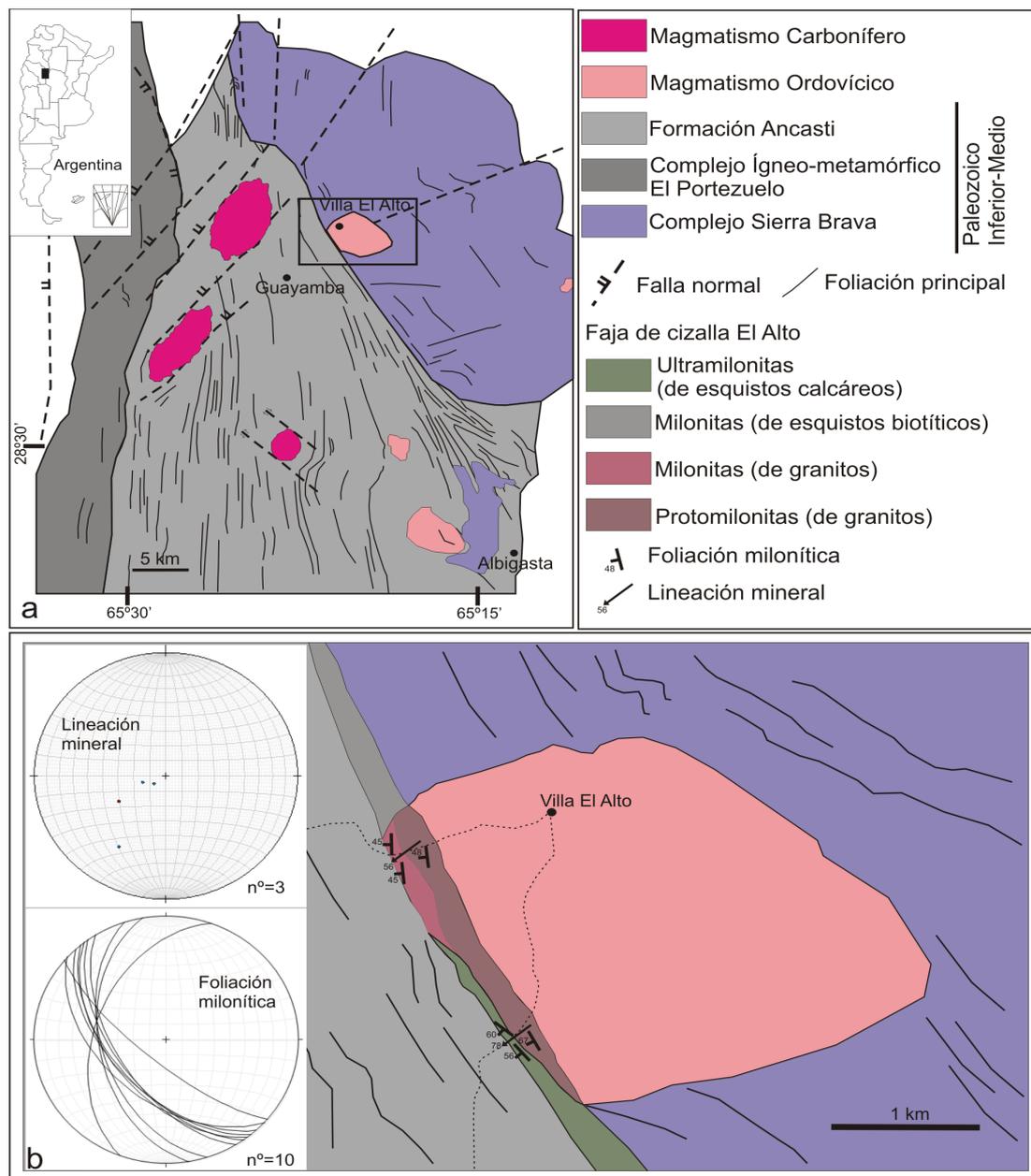


Figura 1. Contexto geológico de la zona de estudio. **a-** Mapa geológico del sector centro-norte de la Sierra de Ancasti. **b-** Mapa geológico del área de estudio, con datos de diagramas de lineación y foliación milonítica. / **Figure 1.** Geological context of the study area. **a-** Geological map of the central-northern sector of the Sierra de Ancasti. **b-** Geological map of the study area, with lineation diagrams and mylonitic foliation data.

en algunos casos también extinción ondulosa (Figuras 2b, c y d). Posee textura pertítica en forma de venillas y presenta inclusiones de muscovita y leve alteración a sericita y caolinita. La plagioclasa se presenta como porfiroclastos xeno a subidioblásticos, maclados según ley Albita y Albita-Carlsbad y en algunos casos fracturados siguiendo planos de clivaje o mostrando tracción y desgarro (Figuras 2c y f). Presenta textura simplectítica en el contacto con cuarzo. Entre las micas, la muscovita es la más abundante, siendo tanto primaria como producto de alteración, mostrando textura *fish* en algunos casos (Figuras 2b, d, f). La biotita es escasa, se encuentra alterada a muscovita y se encuentra mostrando micro-plegamientos con sectores de micro-cizallamiento en algunos casos (Figura 2f). Los filosilicatos se encuentran asociados a zoicita, clinozoicita, pistacita y titanita. El granate se presenta con texturas xenoblástica a idioblástica, algunos rotados y otros sin mostrar deformación. La paragénesis observada es Qtz-Pl-Kfs-Ms-Bt-Grt.

Las milonitas son rocas con tamaño de grano medio a fino, con textura porfiroclástica y estructura bandeada, anastomosada, de tipo penetrativa, caracterizada por una foliación milonítica, formada por bandas leucocráticas de 1 cm de espesor y bandas melanocráticas de 1 mm de espesor (Figura 3a). Microscópicamente, se observa una matriz con textura granolepidoblástica, fábrica S-C y formada por cuarzo, plagioclasa y muscovita. El cuarzo se presenta formando *ribbons* con extinción normal, como porfiroblastos de tipo sigma con extinción ondulosa y formado parte de la matriz como subgranos con formas lobuladas y en algunos casos con textura poligonal (Figura 3b). La plagioclasa se presenta como porfiroclastos asimétricos de tipo sigma, con macla polisintética flexurada (Figura 3b), mientras que el feldespato alcalino se presenta en porfiroclastos asimétricos alterados a caolinita (Figura 3b). La muscovita se encuentra formando bandas anastomosadas con espesores variables (Figura 3b). La paragénesis observada es Qtz-Pl-Kfs-Ms.

Las ultramilonitas son rocas que presentan un tamaño de grano fino a muy fino, estructura

porfiroblástica, bandeada, de tipo penetrativa, con foliación milonítica plana, formada por una alternancia de bandas leucocráticas y melanocráticas de espesores variables (centimétricos a milimétricos) (Figura 3c) y que en algunos casos presenta pliegues cerrados (Figura 3d). Las bandas leucocráticas están compuestas una alternancia de bandas cuarzo-feldespáticas, cuaríticas y de calcita (Figura 3e). En las bandas melanocráticas se observan porfiroblastos de piroxenos fracturados y tremolita xenomórfica a idiomórfica, además de titanita y minerales del grupo del epidoto (Figura 3f). En el contacto entre las capas leucocráticas y melanocráticas se observa Mn con hábito dendriforme desarrollado sobre las capas cuarzo-feldespáticas (Figura 4a). Microscópicamente, el cuarzo se presenta en subgranos recristalizados dinámicamente, con bordes lobulados y en ocasiones con textura poligonal (Figura 3f). En algunos casos se observan granos de mayor tamaño, de forma elongada y con extinción ondulosa y lamelar (Figura 3g). La plagioclasa se presenta como porfiroclastos, con maclas ley Albita incompleta. La tremolita constituye porfiroblastos idioblásticos, mientras que la calcita se presenta en bandas con espesores variables, con macla polisintética con individuos rectos y delgados dispuestos perpendicularmente a la dirección del bandeamiento (Figura 3e). Se observa minerales del grupo del epidoto, titanita y sericita asociados a las bandas descritas (Figura 3h). En algunas ultramilonitas la calcita se encuentra como matriz, con estructura maciza, rodeando litoclastos cuarzo-feldespáticos y de piroxeno-anfibol.

Estructura interna

En las rocas que integran la faja de cizalla El Alto, la foliación milonítica es uno de los rasgos estructurales mejor desarrollado y se presenta de manera penetrativa. Está caracterizada por una alternancia de capas con geometría anastomosada tipo S-C (Figura 3a) y planas (Figura 3c), que en algunos casos desarrolla pliegues a escala meso y microscópica (Figura 3d). Esta estructura presenta un rumbo que varía

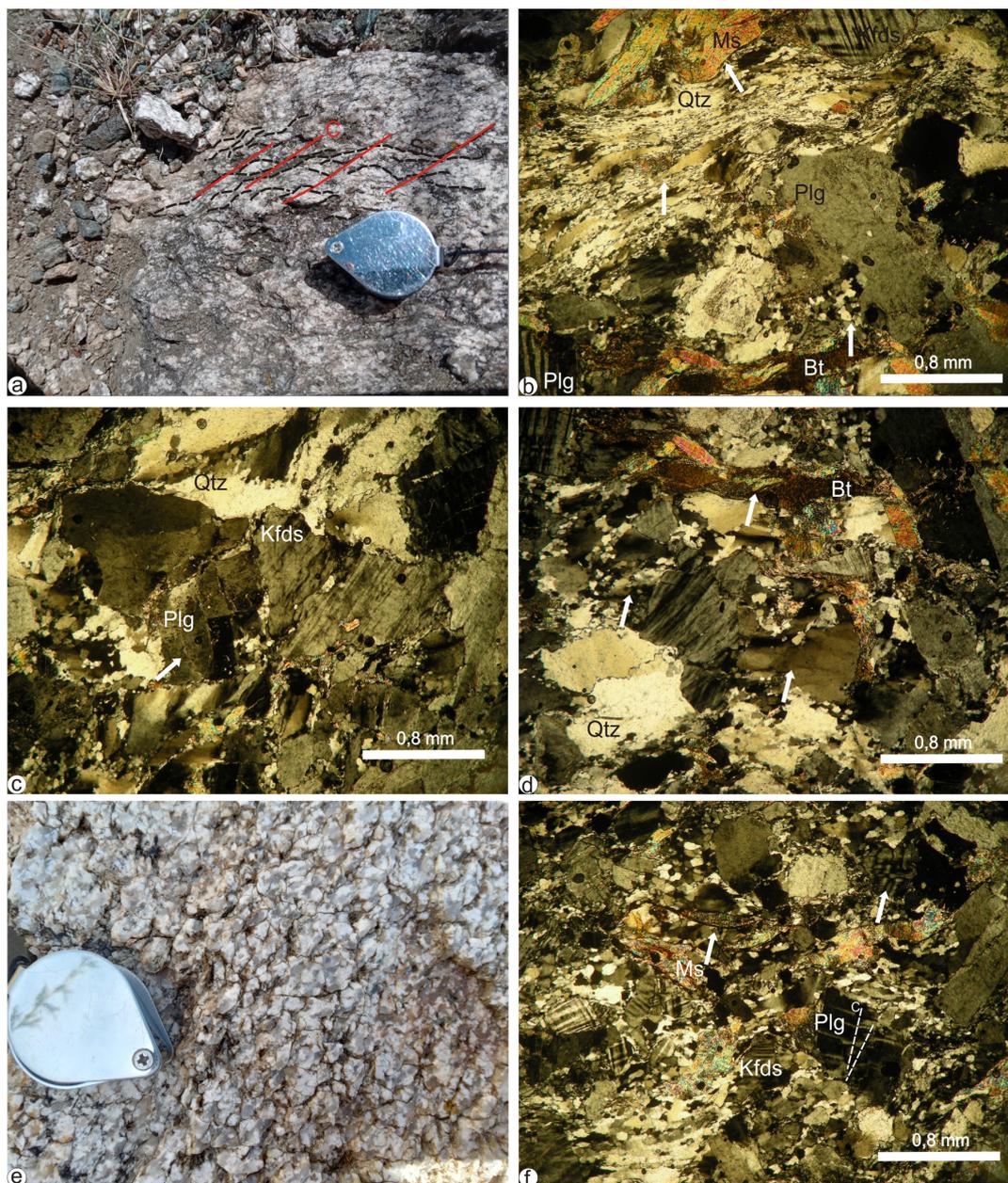


Figura 2. Protomilonitas de la faja de cizalla El Alto. **a-** Foliación milonítica incipiente en protomilonita (protolito granítico del plutón El Alto) con detalle de estructura S (líneas negras) y C (líneas rojas). **b-** Microfotografía de roca protomilonítica donde se distingue foliación milonítica incipiente, la mineralogía y la micro-estructura en granos de cuarzo y micas flexuradas. **c-** Microfotografía de roca protomilonítica donde se distingue macla deformada en microclino y plagioclasa fracturada. **d-** Microfotografía de roca protomilonítica donde se distinguen micro-estructuras en granos de cuarzo. **e-** Protomilonita de protolito granítico del plutón El Alto con foliación milonítica menos desarrollada. **f-** Microfotografía de roca protomilonítica donde se distinguen plagioclasas macladas y fracturadas con formación de microcizallamientos (C = línea blanca entrecortada) y micas fish. / **Figure 2.** Protomylonites from the El Alto shear belt. **a-** Incipient mylonitic foliation in protomylonite (granitic protolith of the El Alto pluton) with detail of structure S (black lines) and C (red lines). **b-** Photomicrograph of protomylonitic rock where incipient mylonitic foliation, mineralogy and microstructure in quartz grains and flexured micas can be distinguished. **c-** Photomicrograph of protomylonite rock where a deformed twin in a microcline and fractured plagioclase can be distinguished. **d-** Photomicrograph of protomylonite rock where micro-structures can be distinguished in quartz grains. **e-** Protomylonite from granitic protolith of the El Alto pluton with less developed mylonitic foliation. **f-** Photomicrograph of protomylonite rock where twinned and fractured plagioclases with formation of microshears (C = broken white line) and fish micas are distinguished.

entre N 354° y N 320° y un buzamiento medio estadístico de 50° hacia el O (Figura 1b).

A su vez, una fábrica lineal se desarrolla en

las milonitas y ultramilonitas. Se encuentra definida sobre los planos de la foliación milonítica y corresponde a una lineación mineral de estiramiento con

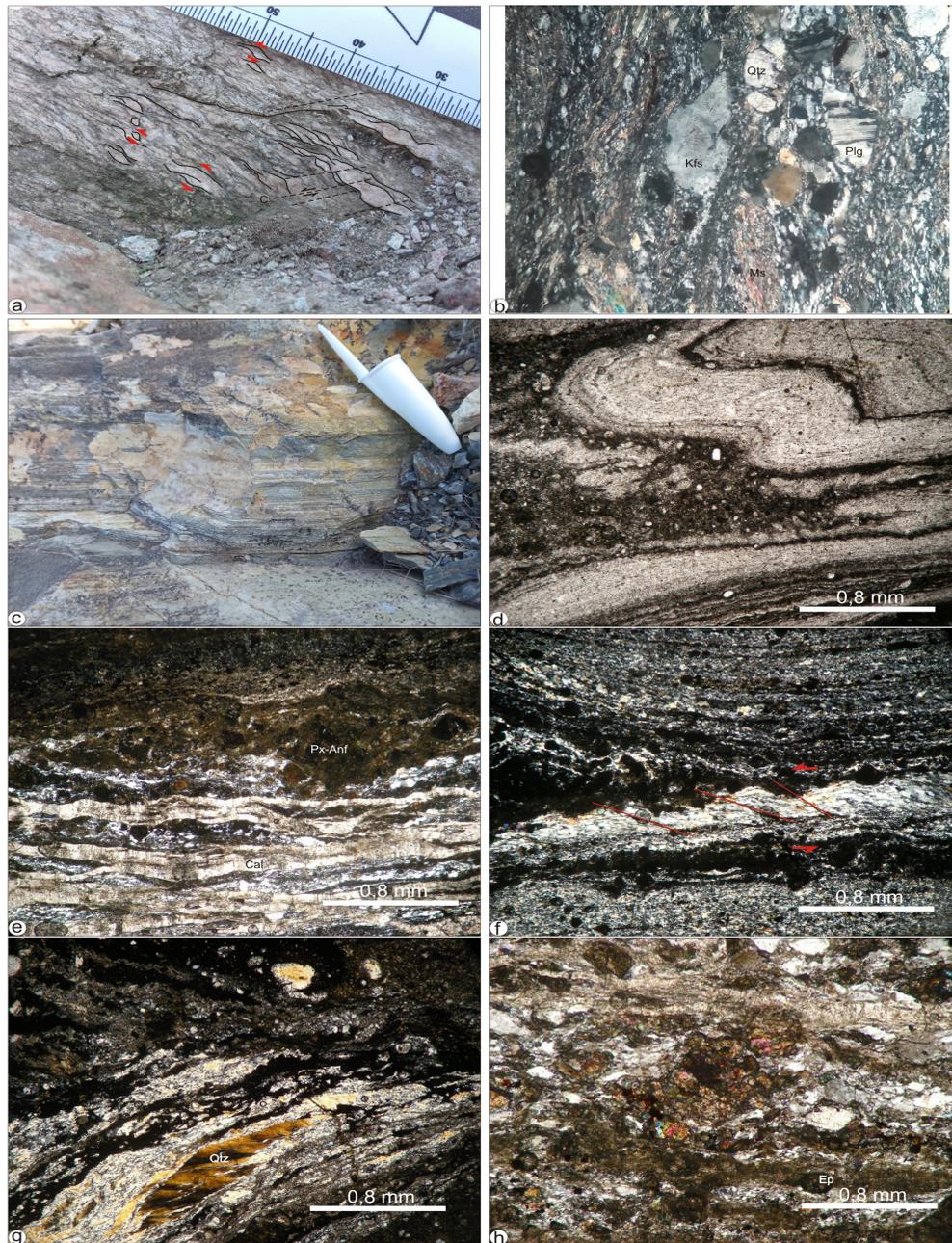


Figura 3. Rocas miloníticas y ultramiloníticas. **a-** Milonita con indicación de foliación milonítica y estructura S-C en afloramiento mostrando el componente de cizalla pura de cinemática inversa. **b-** Microfotografía de roca milonítica donde se distingue porfiroblastos de cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino en matriz de grano fino compuesta por muscovita y cuarzo. **c-** Ultramilonita donde se distingue su bandeo composicional y foliación plana. **d-** Ultramilonita con desarrollo de micropliegues de bandas cuarzo-feldespáticas en matriz carbonática. **e-** Bandeo composicional en ultramilonita, con bandas de calcita con macla polisintética fina, bandas cuarzo-feldespáticas, cuarcíticas rodeando a lentes de piroxeno-anfibol. **f-** Bandas cuarzo-feldespáticas y cuarcíticas rodeando a lentes de piroxeno-anfibol en ultramilonitas, donde se indica la dirección y sentido de la componente de cizalla simple de la estructura que genera la roca. **g-** Bandas cuarzo-feldespáticas y cuarcíticas rodeando a lentes de piroxeno-anfibol en ultramilonitas, donde se destaca micro-textura en grano de cuarzo. **h-** Lentes de piroxeno-anfibol con formación de minerales del grupo del epidoto en ultramilonitas. / **Figure 3.** PMylonitic and ultramylonitic rocks. **a-** Mylonite with indication of mylonitic foliation and S-C structure in outcrop showing the pure shear component of inverse kinematics. **b-** Microphotography of mylonitic rock where porphyroblasts of quartz, plagioclase and alkali feldspar can be distinguished in a fine-grained matrix composed of muscovite and quartz. **c-** Ultramylonite where its compositional banding and flat foliation are distinguished. **d-** Ultramylonite with development of microfolds of quartz-feldspathic bands in carbonate matrix. **e-** Compositional banding in ultramylonite, with calcite bands with fine polysynthetic twinning, quartz-feldspathic, quartzite bands surrounding pyroxene-amphibole lenses. **f-** Quartz-feldspathic and quartzite bands surrounding pyroxene-amphibole lenses in ultramylonites, where the direction and sense of the simple shear component of the structure that generates the rock is indicated. **g-** Quartz-feldspathic and quartzite bands surrounding pyroxene-amphibole lenses in ultramylonites, where quartz grain micro-texture stands out. **h-** Pyroxene-amphibole lenses with formation of epidote group minerals in ultramylonites.

rumbo variable entre N 212° y N 254° con un buzamiento variable entre 56° y 74° al O (Figura 1b).

Sobre el plano perpendicular a la foliación, y asociadas con el movimiento de la estructura principal, se desarrollan superficies de cizallamiento por las que se fracturan y desplazan los constituyentes de la roca (Figura 4a) y venillas cuarzosas como relleno de las estructuras extensionales (Figura 4b).

Estructuras de tipo *boudinages* y *pinch and swell* se presentan en la meso escala y corresponden a venas y venillas cuarzo-feldespáticas (Figura 4c) que en algunos casos presentan bordes de cuarzo (Figura 4d). En las ultramilonitas son comunes los plegamientos a escala de afloramiento, con fragmentos aislados de las bandas melanocráticas eng-

lobados en bandas leucocráticas (Figura 4e), algo que también se observa en la micro-escala.

Discusión

A lo largo de la Sierra de Ancasti se describen rocas miloníticas y cataclásticas, asociadas con eventos de deformación dúctil y dúctil-frágil vinculados a una paulatina exhumación de la sierra, posterior al pico de metamorfismo Famatiniano datado entre los 470 y 450 Ma (Willner, *et al.*, 1983; Rapela *et al.*, 2007; Larrovere *et al.*, 2011; Verdecchia *et al.*, 2012; Murra *et al.*, 2011). En el sector NE de la sierra, en el contacto entre el Complejo Sierra Brava y la Formación Ancasti, se encuentra ubicada una faja de ciza-



Figura 4. Estructura en milonitas. **a-** Indicaciones de estructuras asociadas a la componente de cizalla simple dextral en afloramiento. Planos de cizalla secundarios (flechas rojas) por los que se desplazan los componentes de la roca. **b-** Venillas de cuarzo relleno de fracturas extensionales asociadas a la componente de cizalla simple dextral en afloramiento. **c-** Bandedo composicional plegado en ultramilonitas. **d-** Dique cuarzo-feldespático con estructura pinch and swell con borde cuarzoso, mostrando el componente de cizalla pura de cinemática inversa. **e-** Banda cuarzo-feldespática deformada con indicaciones de la componente de cizalla simple dextral en afloramiento. / **Figure 4.** Structure in mylonites. **a-** Indications of structures associated with the dextral simple shear component in outcrop. Secondary shear planes (red arrows) through which rock components move. **b-** Quartz veins filling extensional fractures associated with the dextral simple shear component in outcrop. **c-** Compositional banding folded in ultramylonites. **d-** Quartz-feldspathic dyke with pinch and swell structure with quartz edge, showing the pure shear component of inverse kinematics. **e-** Deformed quartz-feldspathic band with indications of the dextral simple shear component in outcrop.

lla que denominamos El Alto. Esta estructura desarrolla una serie de rocas miloníticas sobre el bloque de muro (Complejo Sierra Brava), un protolito composicionalmente complejo y que en la zona de estudio está constituido por rocas graníticas del plutón El Alto y por rocas esquistosas del Miembro La Calera, constituidas por esquistos anfibólicos y cuarzo-calcáreos. Los datos presentados en este trabajo permiten dar información respecto a las condiciones físicas de la deformación, a los mecanismos mediante los cuales tuvo lugar y respecto al rango temporal en el que se habría desarrollado.

Condiciones físicas de la deformación

A partir del análisis de las características micro-estructurales de la secuencia que está asociada al comportamiento reológico de las diferentes fases minerales durante la deformación, se pueden inferir las condiciones físicas del proceso deformativo. Las milonitas analizadas en este trabajo presentan una micro-fábrica caracterizada por *ribbons* de cuarzo y como porfiroclastos asimétricos tipo sigma con extinción ondulosa, además de subgranos con bordes lobulados y con textura poligonal, en algunos casos. Estas características indican deformación plástica y procesos de recuperación *Bulging (BLG)* y *Subgrain Rotation (SGR)* en un rango de temperaturas de aproximadamente 350°C-400°C (Vernon 1976; Passchier y Trouw 1996; Passchier y Trouw, 2005). La presencia de maclas deformadas en microclino y la formación de pertitas son también típicas micro-estructuras formadas en el rango de temperaturas mencionado, como así también la formación de bandas de extinción en muscovitas (Passchier y Trouw 1996; Passchier y Trouw, 2005). A su vez, si bien las fracturas en feldespatos se presentan hasta los 400°C, es posible que esta micro-estructura se forme en condiciones frágiles a menores temperaturas (Pryer 1993). La macla delgada, recta y de alta densidad en las bandas de calcita, a su vez, se forma en condiciones de baja temperatura, de hasta 170°C (Burkhard, 1993; Ferril *et al.*, 2004).

A partir del análisis petrográfico y de la

micro-fábrica, las rocas que integran la faja de cizalla El Alto evidencian al menos dos estadios de formación, uno en condiciones de deformación dúctil-frágil, en un rango de temperatura de entre 300°C y 400°C, y otro en condiciones frágiles, de baja temperatura, de hasta 170°C. A su vez, la formación de tremolita a partir de piroxeno, la sericitización y caolinitización en feldespatos y la formación de minerales del grupo del epidoto, muestran la retrogradación de las secuencias paragenéticas durante el proceso deformativo. Estos datos concuerdan, a su vez, con el análisis de milonitas de la Formación Ancasti, ubicadas al N de la sierra y fuera del área de estudio, formadas a partir de esquistos biotíticos, las cuales presentan micro-fábrica *kicking* en biotitas y formación de clorita a partir de biotita y granate, lo que sugiere deformación a bajas temperaturas, menores a 250°C (Acosta Nagle *et al.*, 2017). Por lo tanto, si bien las condiciones mencionadas son propias de la zona de transición dúctil-frágil de la corteza, entre los 10 y 15 km de profundidad, la presencia de micro-fábricas y minerales de baja temperatura, muestran que el evento deformativo habría persistido durante la exhumación de estos niveles corticales a niveles superiores de la corteza.

Mecanismos de deformación y cinemática

La distribución de los tipos litológicos y sus características texturales evidencian dominios de intensidad de deformación interna variable, asociados a mecanismos de deformación por cizalla simple y pura. Las ultramilonitas se desarrollan en el sector intermedio entre protomilonitas y milonitas, a partir de rocas esquistosas con una importante componente carbonática entre sus constituyentes minerales, además de una granulometría menor. Probablemente estas características hayan sido fundamentales para el desarrollo de la textura ultramilonítica, dado el comportamiento reológico de los carbonatos ante la deformación dinámica en las condiciones estimadas y favorecido, a su vez, por el menor tamaño de grano.

A su vez, las estructuras y micro-estruc-

turas presentes, tales como foliación milonítica, lineamiento mineral y estructuras tipo sigma en porfiroclastos permitieron establecer la cinemática de la deformación. Los datos muestran que la cinemática de la faja de cizalla El Alto corresponde a una cizalla con una componente de cizalla simple dextral de rumbo NNO-SSE a NO-SE asociada a una componente de cizalla pura, con movimiento de bloque de techo (Formación Ancasti) al NE, es decir, una cinemática transpresiva (Figura 5).

Edad de la deformación

Datos radimétricos K-Ar y Rb-Sr del último paso por la isoterma 300°C indican una posible edad mínima silúrica media para la deformación dúctil-frágil (Knüver, 1982; Willner *et al.*, 1983). Además, las relaciones de campo entre la faja de deformación y el plutón El Alto, datado en 472 ± 9 Ma (Rb-Sr en roca total, Knüver, 1982), indicarían una famatiniana a post-famatiniana para la deformación, coincidente con lo anteriormente mencionado. Este evento de deformación dinámica, con características frágiles y de menor tempera-

tura producto de una paulatina exhumación de los niveles corticales, podría haber persistido, como máximo, hasta el Pérmico, edad de la cobertura sedimentaria, (Willner *et al.*, 1983).

A su vez, estudios petrológicos e isotópicos en las rocas que integran al Complejo Sierra Brava y a la Formación Ancasti determinaron diferencias en sus edades depositacionales. Las calizas, dolomías, rocas básicas y sedimentos clásticos que originaron las rocas del Complejo Sierra Brava presentan edades depositacionales entre 570 y 590 Ma (Murra *et al.*, 2011), mientras que los protolitos de la Formación Ancasti correspondientes a sedimentos clásticos con intercalaciones menores de carbonatos, presentan edades entre 550 y 570 Ma (Rapela *et al.*, 2007; Murra *et al.*, 2011). Por lo tanto, la ubicación de la faja de cizalla El Alto en el contacto entre ambos complejos metamórficos, evidencia un límite tectónico que podría responder a una discontinuidad estructural anterior, inclusive, al Ciclo Famatiniano y que habría sido reactivada durante eventos posteriores.

Datos actualmente en proceso de análisis

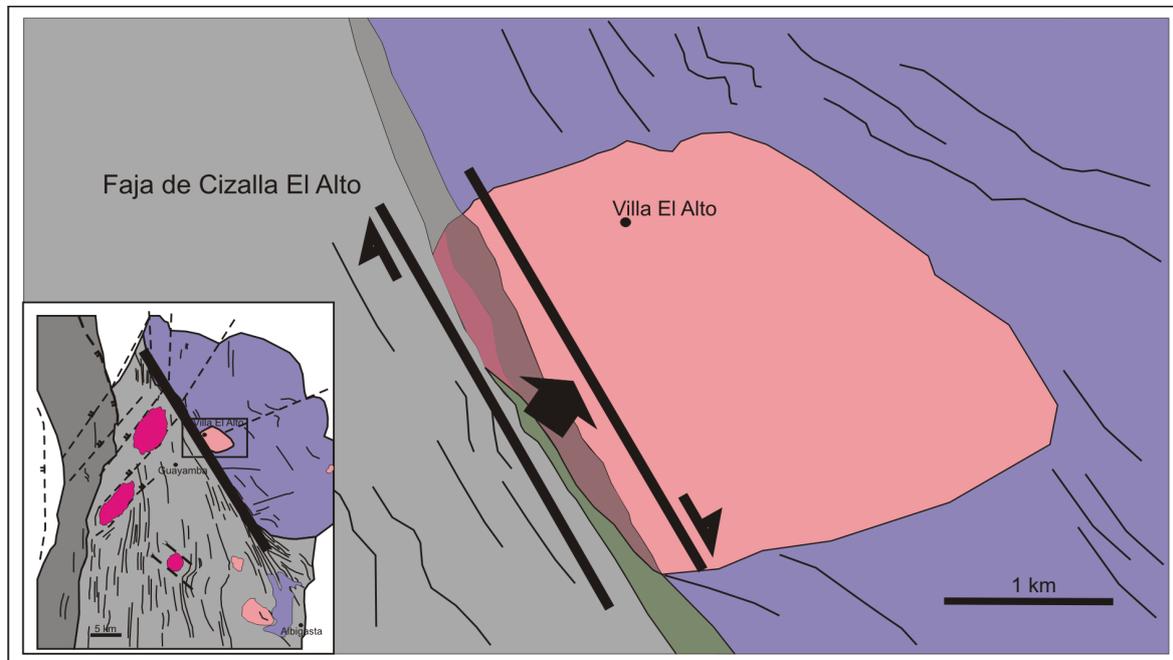


Figura 5. Cinemática transpresiva de la faja de cizalla El Alto en la zona de estudio producto de la combinación entre una componente de cizalla simple dextral de rumbo NNO-SSE a NO-SE y una componente de cizalla pura, con movimiento de bloque de techo (Formación Ancasti) al NE (flechas). / **Figure 5.** Transpressive kinematics of the El Alto shear belt in the study area, product of the combination between a simple dextral shear component trending NNW-SSE to NW-SE and a pure shear component, with roof block movement (Ancasti Formation) to the NE (arrows).

e interpretación permitirán dar mayor información respecto a la vinculación existente entre esta estructura y la evolución tectono-metamórfica de la Sierra de Ancasti durante la conformación del margen SO de Gondwana.

Conclusiones

La faja de cizalla El Alto constituye el límite estructural entre el Complejo Sierra Brava y la Formación Ancasti, en el sector NE de la Sierra de Ancasti. El análisis petrográfico y estructural evidencia, al menos, dos estadios de actividad, uno de deformación dúctil-frágil, asociado a un régimen compresivo, durante el cual se generaron las protomilonitas, milonitas y ultramilonitas, en un rango de temperatura entre 300°C y 400°C. La actividad de la faja habría persistido en el tiempo, asociada a una paulatina exhumación de la corteza, periodo en el cual se habrían formado micro-estructuras estables a temperaturas de hasta 170°C, en conjunto con la retrogradación de las secuencias paragenéticas de las rocas observadas.

La faja de deformación presenta una cinemática transpresiva en la zona de estudio, como resultado de una combinación entre una componente de cizalla simple dextral de rumbo NNO-SSE a NO-SE con una componente de cizalla pura, con movimiento de bloque de techo (Formación Ancasti) al NE.

La edad que presentaría la deformación dúctil-frágil sería famatiniana, posiblemente silúrica media y habría persistido con características frágiles, como consecuencia de la exhumación de la corteza, como máximo hasta el Pérmico, edad de los primeros sedimentos depositados sobre el basamento ígneo-metamórfico de la sierra.

La faja de deformación se ubica en el contacto entre rocas con diferencias no tan sólo en sus características composicionales, sino también en las edades depositacionales de sus protolitos, por lo que la mencionada estructura correspondería a un límite tectónico formado con anterioridad al Famatiniano y posteriormente reactivado.

Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado con los proyectos CIUNT 26/G518, PICT 2013 – 2015, PICT 1754-2016, PICT 2707–2018 y PIUNT G709.

Bibliografía

- Aceñolaza, G., Aceñolaza, F., 2007. Insights in the Neoproterozoic–Early Cambrian transition of NW Argentina: facies, environments and fossils in the proto-margin of western Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications* 286, 1–13.
- Aceñolaza, F.G., Miller, H., Toselli, A.J., 1988. The Puncoviscana Formation (late Precambrian-early Cambrian). Sedimentology, Tectonometamorphic, history and age of the oldest rocks of NW Argentina. In: Bahlburg, H. (Ed.), *The Southern Central Andes. Lecture and Notes in Earth Sciences*, pp. 25–37. Heidelberg.
- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J., 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. *Memoria del 2do Congreso Latinoamericano de Geología*, 2, 755-764. Caracas.
- Acosta Nagle, A. E., Díaz Alvarado, J., D'Eramo, F. J., López, J.P., Bellos, L.I., Pinotti, L.P., Gaeta Tassinari, C.C., Oliveros, V., Hanchar, J. 2022. Late Carboniferous intracontinental magmatism in the northernmost Sierras Pampeanas, Argentina: The case study of the Tres Cerritos pluton. *Journal of South American Earth Sciences* 117, 103884.
- Acosta Nagle, A.E., López, J.P., Pinotti, L., D'Eramo, F. 2017. Nuevas evidencias del metamorfismo estático M2 en la Formación Ancasti, Sierras Pampeanas Noroccidentales, Argentina. *Actas del XX Congreso Geológico Argentino. Tucumán*.
- Alasino, P.H., Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Casquet, C., Rapela, C.W., Larrovere, M., Fanning, C.M., 2012. Early Carboniferous sub- to mid-alkaline magmatism in the Eastern Sierras Pampeanas, NW Argentina: a record of crustal growth by the incorporation of mantle-derived material in an extensional setting. *Gondwana Res.* 22, 992–1008.
- Burkhard, M. 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journal of Structural Geology*, 15, 351-368.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En: Turner, J.C.M. (ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia

- Nacional de Ciencias: 41-80, Córdoba.
- Casquet, C., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G., Galindo, C., Fanning, C.M., Dahlquist, J., 2012. Fast sediment underplating and essentially coeval juvenile arc magmatism in the Ordovician continental margin of Gondwana, Western Sierras Pampeanas, Argentina. *Gondwana Research*, 22, 664–673.
- Dahlquist, J.A., Morales Cámara, M.M., Alasino, P.H., Pankhurst, R.J., Basei, M.A.S., Rapela, C.W., Moreno, J.A., Baldo, E.G., Galindo, C., 2021. A review of the Devonian–Carboniferous magmatism in the central region of Argentina, pre-Andean margin of SW Gondwana. *Earth Sci. Rev.* 221, 103781.
- Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Alasino, P., Fanning, C.M., Saavedra, J., Baldo, E., 2008. New SHRIMP U–Pb data from the Famatina complex: constraining early–mid Ordovician Famatinian magmatism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Geologica Acta* 6, 319–333.
- Ducea, M.N., Otamendi, J.E., Bergantz, G., Stair, K.M., Valencia, V.A., Gehrels, G.E., 2010. Timing constraints on building an intermediate plutonic arc crustal section: U–Pb zircon geochronology of the Sierra Valle Fértil–La Huerta, Tectonics. Famatinian arc, Argentina. *Tectonics* 29, TC4002.
- Ferrill, D.A., Morris, A.P., Evans, M.A., Burkhard, M., Groshong Jr, R.H. y Onasch, C.M. 2004. Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer. *Journal of Structural Geology* 26(8): 1521–1529.
- Jézek, P. 1990. Análisis sedimentológico de la Formación Puncoviscana entre Tucumán y Salta. In: Aceñolaza, F., Miller, H., Toselli, A.J. (Eds.), *El Ciclo Pampeano en el noroeste argentino. Serie Correlación Geológica, Tucumán*, vol. 4, pp. 9–36.
- Knüver, M., 1982. Geochronologische und granittektonische Untersuchungen in der Sierra de Ancasti (Provinz Catamarca, Argentinien). Universidad de Münster, *Tesis Doctoral*. 169 p. (Inédito).
- Larrovere, M.A., de los Hoyos, C.R., Toselli, A.J., Rossi, J.N., Basei, M.A.S., Belmar, M.E., 2011. High T/P evolution and metamorphic ages of the migmatitic basement of northern Sierras Pampeanas, Argentina: characterization of a mid-crustal segment of the Famatinian belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(2-3), 279–297.
- Murra, J.A., Baldo, E.G., Galindo, C. et al., 2011. Sr, C and O isotope composition of marbles from the Sierra de Ancasti, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: age and constraints for the Neoproterozoic–Lower Paleozoic evolution of the proto-Gondwana margin. *Geologica Acta*, 9, 79–92.
- Omarini, R.H., Sureda, R.J., Götze, H.-J., Seilacher, A., Pflüger, F., 1999. Puncoviscana folded belt in northwestern Argentina: testimony of Late Proterozoic Rodinia fragmentation and pre-Gondwana collisional episodes. *Int. J. Earth Sci.* 88, 76–97.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., 1998. The proto-andean margin of Gondwana: an introduction. In: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, vol. 142. Geological Society of London, Special Publication, pp. 1–9.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Passchier, C and Trouw, R., 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, 289 p. Heidelberg.
- Pryer, L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canadá. *Journal of Structural Geology*, 15, 21–36.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Fanning, C., Baldo, E., González-Casado, J., Galindo, C., Dahlquist, J., 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Reviews*, 83, 49–82.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C., 1998. Early evolution of the proto-andean margin of south America. *Geology* 26, 707–710.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society* 133, 191–213.
- Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G., Miró, R., 1998. U–Pb, Th–Pb and Ar–Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonics evolution of the western Gondwana margin. In: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, vol. 142. Geological Society of London, Special Publications, pp. 259–281.
- Turner, J.C.M., 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Bolet. Acad. Nac. Cien.* 41, 163–196.
- Verdecchia, S. O, Reche, J., Baldo, E. G., Segovia Diaz, E., Martinez, F. J. 2012. Staurolite porphyroblast controls on local bulk compositional and microstructural changes during decompression of a St–Bt–Grt–Crd–And schist (Ancasti metamorphic complex, Sierras Pampeanas, W Argentina). *Journal of metamorphic geology*.
- Vernon, R.H., 1976. *Metamorphic Processes. Reactions and Microstructure Development*. George Allen & Unwin, 247 p. Londres.
- Von Gosen, W., McClelland, W.C., Loske, W., Martínez, J.C., Prozzi, C., 2014. Geochronology of igneous rocks in the Sierra Norte de Córdoba (Argentina): implications for the Pampean evolution at

- the western. Gondwana margin. *Lithosphere* 6, 277–300.
- White, S.H., Burrows, S.E., Carreras, J., Shaw, N.D. y Humphreys, F.J., 1980. On mylonites in ductile shear zones. *Journal Structural Geology*, 2, 175-187.
- Whitney, D.L. y Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95, 185-187.
- Willner, A.P., Toselli, A.J., Basán, C., Vides de Bazán, M.E., 1983. Rocas metamórficas. In: Aceñolaza, F.G., Miller, H., Toselli, A.J. (Eds.), *La Geología de la Sierra de Ancasti. Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, vol. 59, pp. 31-78. Münster.

Received : 07 de setiembre, 2023

Accepted : 19 de agosto, 2024