

Estructura, cinemática y condiciones de la deformación de la faja de cizalla Pinchas: evidencias de la fase tectónica Oclóyica en la sierra de Velasco

Marianela VILA TELLO¹, Mariano A. LARROVERE^{1,2}, Gabriel G. MORENO^{1,3}, Sebastián ROCHER¹, Pablo H. ALASINO^{1,2} y R. Hernán ACIAR^{1,2}.

¹ Instituto de Geología y Recursos Naturales, Centro de investigación e Innovación Tecnológica, Universidad Nacional de La Rioja (INGeReN-CE-NIT-UNLaR), La Rioja.

² Centro Regional de Investigaciones Científicas y de Transferencia Tecnológica de La Rioja (CRILAR), Anillaco.

³ Geoconsult, Ciudad Autónoma de Buenos Aires.

E-mail: mvt03@hotmail.com

Editores invitados: Mariano Larrovere, Pablo Alasino y Sebastián Rocher

RESUMEN

Los estudios petro-estructurales desarrollados sobre el basamento metamórfico-ígneo del noreste de la sierra de Velasco permitieron definir y caracterizar una nueva faja de deformación dúctil denominada faja de cizalla Pinchas. La faja está compuesta por milonitas, protomilonitas y ultramilonitas desarrolladas en condiciones térmicas de 500 a 650 °C. La misma representa el sector centro-oriental de una estructura en abanico, con rumbo NO de los planos de cizalla C y buzamientos al O que rotan desde ángulos medios hasta la verticalidad. La faja muestra cinemática inversa, con movimientos del techo hacia el ENE, y se correlacionaría con los sistemas de fajas de cizalla dúctil conjugadas reconocidas a nivel regional. La deformación registrada (plegamiento y cizallamiento dúctil) en el basamento metamórfico-ígneo del noreste de la Sierra de Velasco evidencia sucesivas fases de acortamiento orogénico en niveles medios a medios-altos de la corteza. Esta contracción se vincularía a la fase de deformación Oclóyica de la orogenia Famatiniana.

Palabras clave: *deformación dúctil, contracción, Orogenia Famatiniana, Sierras Pampeanas*

ABSTRACT

Structure, kinematic and deformation conditions of the Pinchas shear zone: evidences of the Oclóyic tectonic phase in the Sierra de Velasco.

Petro-structural studies from the metamorphic-igneous basement of northeastern Sierra de Velasco allowed to define and characterize a new ductile shear zone called Pinchas shear zone. The shear zone is composed of mylonites, protomylonites and ultramylonites developed in thermal conditions of 500-650 °C. It exhibits a half fan structure with C planes of NW strike and dips towards W that shows a switch from medium to high angles. Kinematic indicators indicate thrusting, with motion of the top to the ENE. The Pinchas shear zone would correlate with the conjugate ductile shear zone systems recognized in the region. Deformation (folding and ductile shearing) in the metamorphic-igneous basement of northeastern Sierra de Velasco reveals several phases of orogenic shortening at mid- to mid-high-crustal levels. This contractional episode records the Oclóyic tectonic phase of the Famatinian Orogeny.

Keywords: *ductile deformation, contraction, Famatinian Orogeny, Sierras Pampeanas*

INTRODUCCIÓN

Un rasgo estructural notable reconocido en el basamento de la sierra de Velasco es el desarrollo de extensas fajas de cizalla dúctil que afectan a las unidades ígneas y metamórficas de edad ordovíci-

ca vinculadas a la orogenia Famatiniana (López *et al.* 1992, 2007, Rossi *et al.* 1999, 2005, López 2005, Toselli *et al.* 2005, Larrovere *et al.* 2016). Estas mega-fajas de cizalla dúctil no son comunes en otros sistemas orogénicos (Semenov y Weinberg 2017) y su estudio resulta relevante para

entender su origen y significado geotectónico. Tales fajas de cizalla miloníticas también han sido reconocidas en diversos sectores de las Sierras Pampeanas, Cordillera Oriental y Puna (López 1992, 1998, López *et al.* 1992, Hongn 1994, Le Corre y Rossello 1994, Hongn y Becchio

1999, Höckenreiner *et al.* 2003, Martino 2003, Martino *et al.* 2003, Simpson *et al.* 2003, Whitmeyer y Simpson 2003, Delpinoet *et al.* 2007, Castro de Machuca *et al.* 2008, 2012, Larrovere *et al.* 2008, 2017, Steenkenet *et al.* 2008, 2010, Wegmannet *et al.* 2008, Mulcahy *et al.* 2011, Meira *et al.* 2012, Cristofolini *et al.* 2014, 2017, Suzaño *et al.* 2014, Finch *et al.* 2015, 2017, Semenov y Weinberg 2017, Christiansen *et al.* 2019) y su origen está asociado a la fases de deformación durante el acortamiento cortical experimentado durante las orogénias Pampeana y Famatiniana.

En esta contribución centramos nuestro estudio en la geología de basamento del sector nororiental de la sierra de Velasco (28°55' a 28°58' latitud sur, 66°48' a 66°53' longitud oeste; Fig. 1) dónde se reconoce y define una nueva faja de deformación dúctil denominada faja de cizalla Pinchas. En forma detallada caracterizamos su estructura, y analizamos su cinemática y las condiciones de la deformación, para finalmente establecer su rol en la evolución tectónica de la región durante la orogénia Famatiniana. Adicionalmente, se reconocen fases de deformación previas a la deformación por cizalla dúctil que son integradas a la evolución estructural de la región.

MARCO GEOLÓGICO

La sierra de Velasco constituye uno de los principales bloques de basamento ígneo-metamórfico basculados durante la tectónica Andina (Stevens Goddard *et al.* 2018) que forma parte de las Sierras Pampeanas del Noroeste Argentino. La sierra está constituida principalmente de granitoides de edad ordovícica (~482-470 Ma), de composición metaluminosa a peraluminosa (Fig. 1), emplazados durante la orogénia Famatiniana (Pankhurst *et al.* 2000, Grosse *et al.* 2011, Bellos *et al.* 2015, Rapela *et al.* 2018). Las rocas de caja de los granitoides están representadas por unidades metasedimentarias del Complejo metamórfico La Cébila compuestas por filitas, esquistos, gneises y migmatitas, de edad ordovícica (Verdecchia *et al.* 2007, 2011, de los Hoyos *et al.* 2011) y localizadas en el sector oriental de la sierra de Velasco (Fig. 1). Tanto las unidades ígneas como las unidades metamórficas

de la sierra de Velasco fueron afectadas por fajas de cizalla dúctil (Fig. 1) de rumbo NNO-SSE y buzamientos variables hacia el ENE y O (López *et al.* 1992, 2007, Rossi *et al.* 1999, López 2005, Toselli *et al.* 2005, Larrovere *et al.* 2016), posteriormente intruidas por cuerpos graníticos no deformados de edad carbonífera (e.g., plutones Huaco, Sanagasta, La Chinchilla, La Costa, San Blas y Asha; Báez y Basei 2005, Alasino *et al.* 2006, 2017, Dahlquist *et al.* 2006, Grosse *et al.* 2009, Macchioli Grande *et al.* 2015, 2019). El magmatismo carbonífero (~360-340 Ma) formó parte de un nuevo evento tectono-magmático en la región desvinculado de la orogénia Famatiniana.

UNIDADES LITOLÓGICAS Y RELACIONES DE CAMPO

La zona de estudio comprende el sector nororiental de la sierra de Velasco (Figs. 1 y 2). El basamento aquí aflorante está compuesto por tres unidades litológicas principales: (1) unidad metasedimentaria, (2) unidad milonítica, y (3) unidad ígnea Piedra Pintada. La unidad metasedimentaria se encuentra en el sector oriental del área de estudio y está compuesta de filitas (clorita + muscovita + cuarzo ± turmalina ± opacos) intercaladas con metacuarcitas (clorita + muscovita + cuarzo ± plagioclasa) que gradan a esquistos bandeados (biotita + muscovita + cuarzo + plagioclasa ± clorita ± turmalina ± opacos) (Figs. 3a-c), evidenciando un progrado metamórfico hacia el oeste desde zona de clorita hasta la zona de biotita (Vila Tello 2018). La estructura de la unidad metasedimentaria se caracteriza por presentar una foliación metamórfica regional S_1 con fuerte carácter penetrativo desarrollada de forma paralela a sub-paralela a S_0 (Figs. 3a-c) con rumbos generales NO-SE y NE-SO y buzamientos predominantes de alto ángulo hacia el O que tienden a verticalizarse hacia el E (Figs. 2 y 4). A escala kilométrica se reconoce un pliegue inclinado F_2 con inmersión de su eje hacia el norte que pliega a la foliación S_1 y causa el cambio de dirección de buzamiento de esta foliación (Fig. 2). Localmente, se reconocieron tam-

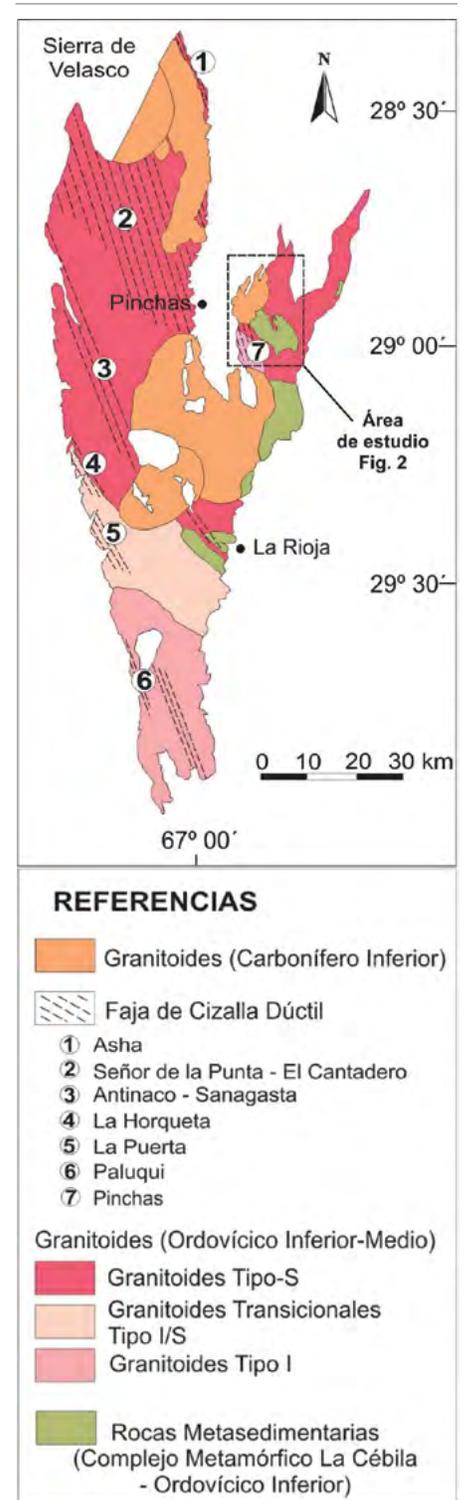


Figura 1. Mapa geológico simplificado del basamento metamórfico-ígneo de la sierra de Velasco (modificado a partir de López *et al.* (2007), Grosse *et al.* (2009) y Larrovere *et al.* (2016) y ubicación del área de estudio.

bién pliegues menores y micropliegues F_2 con orientación de sus ejes $335^\circ/11^\circ$. Esta unidad se correlaciona con el Complejo metamórfico La Cébila aflorante hacia el sur en el sector oriental de la sierra de

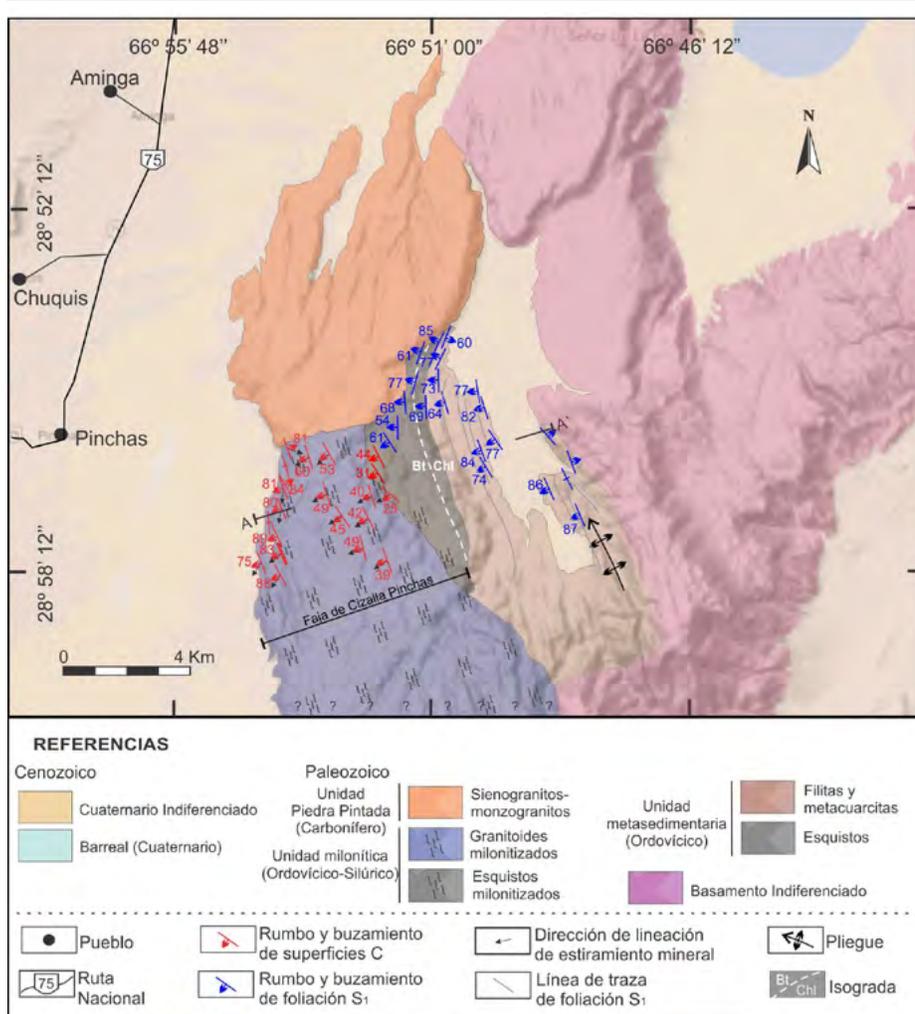


Figura 2. Mapa geológico del sector nororiental de la sierra de Velasco, donde se muestran los principales rasgos litológicos y estructurales de la zona de estudio.

LA FAJA DE CIZALLA PINCHAS

Macro y mesoestructura

La estructura de la faja de cizalla Pinchas está definida por una marcada fábrica S-C. La orientación de los planos C presentan rumbo predominantemente NO (rumbo medio 339°) con buzamientos variables que muestran un incremento de E a O desde valores de ~ 30-45° en el sector oriental, buzamientos de ~ 45-70° en el sector central, hasta valores de ~ 70-90° en el sector occidental de la faja (Fig. 4). En los sectores oriental y central de la faja los planos C tienen buzamientos hacia el O, mientras que en el sector occidental adquieren altos ángulos de inclinación hacia el O, tendiendo a verticalizarse, y buzarse con alto ángulo hacia el E (Figs. 4 y 6). En las rocas miloníticas se observan lineaciones minerales definidas por biotita y agregados cuarzo-feldespáticos (Fig. 5a). Las lineaciones también muestran variaciones en sus inmersiones, siendo de ángulo medio (~ 25-45°) y hacia el SO en el sector oriental de la faja, y que en el sector occidental pasan a inmersiones de mayor ángulo (~ 55-75°) hacia el SO y hacia el SE (Figs. 2, 4 y 6). A escala de afloramiento distintos indicadores cinemáticos fueron reconocidos, tales como fábricas S-C, y porfiroclastos tipo sigma y tipo delta desarrollados a partir de fenocristales de feldespato (Figs. 5b-e). En las milonitas de protolitos metasedimentarios se observan pliegues asimétricos tumbados y apretados F₃ (~ 10 cm de longitud de onda y 30 cm de amplitud) con planos axiales (299°/46°SO) subparalelos a los planos C (Fig. 5f).

Microestructura

La serie de las milonitas derivadas de protolitos ígneos presentan una foliación anastomosada definida por cristales laminares de biotita y muscovita y bandas cuarzo-feldespáticas que rodean a los porfiroclastos de microclino y plagioclasa (Fig. 7a, b) y que en conjunto definen la fábrica S-C. Dos generaciones de microclino y plagioclasa pueden diferenciarse. La generación-1 se caracteriza por ser de mayor tamaño, con forma subhedral a levemente sigmoidal, los cuales se observa conformando sistemas de porfiroclas-

Velasco (El Cantadero y quebrada de La Rioja) y hacia el norte en la quebrada de La Cébila (Espisúa y Caminos 1979, Verdecchia *et al.* 2007, 2011, de los Hoyos *et al.* 2011, Larrovere *et al.* 2012).

En el área de estudio, el sector occidental de la unidad metasedimentaria se encuentra deformada por una faja milonítica denominada en este trabajo faja de cizalla Pinchas. La faja, que se extiende ~ 9 km en dirección norte-sur y ~ 6 km en dirección oeste-este (Fig. 2), también afecta a cuerpos ígneos plutónicos (granitoides biotíticos y granitoides félsicos) en su parte central y occidental (Fig. 3d) y por lo tanto, estos últimos representan los principales protolitos de la faja (> 90%). Esto cuerpos ígneos plutónicos podrían correlacionarse con los granitoides ordovícicos peraluminosos del noroeste de la sierra de Velasco (*e.g.* Grosse *et al.* 2011). La unidad milonítica está constituida por protomiloni-

tas, milonitas y ultramilonitas (Fig. 5a-f). Si bien las milonitas son predominantes, hacia el oeste se observan transiciones a protomilonitas. Por otro lado, las ultramilonitas son escasas, llegando a alcanzar anchos máximos de ~ 20 m.

En su límite norte, tanto la faja de cizalla Pinchas como la unidad metasedimentaria son intruidas discordantemente por la unidad ígnea Piedra Pintada (Fig. 3e). El plutón de composición sienoa monzogranítica posee forma semicircular en superficie y un radio aproximado de 6 kilómetros, con una apófisis semicircular de 1,5 km de diámetro en su parte sur (Fig. 2). La unidad ígnea Piedra Pintada se correlacionaría con los cuerpos graníticos no deformados de edad carbonífera que afloran en la sierra de Velasco (*e.g.* Báez y Basei 2005, Alasino *et al.* 2006, 2017, Dahlquist *et al.* 2006, Grosse *et al.* 2009, Macchioli Grande *et al.* 2015, 2019).

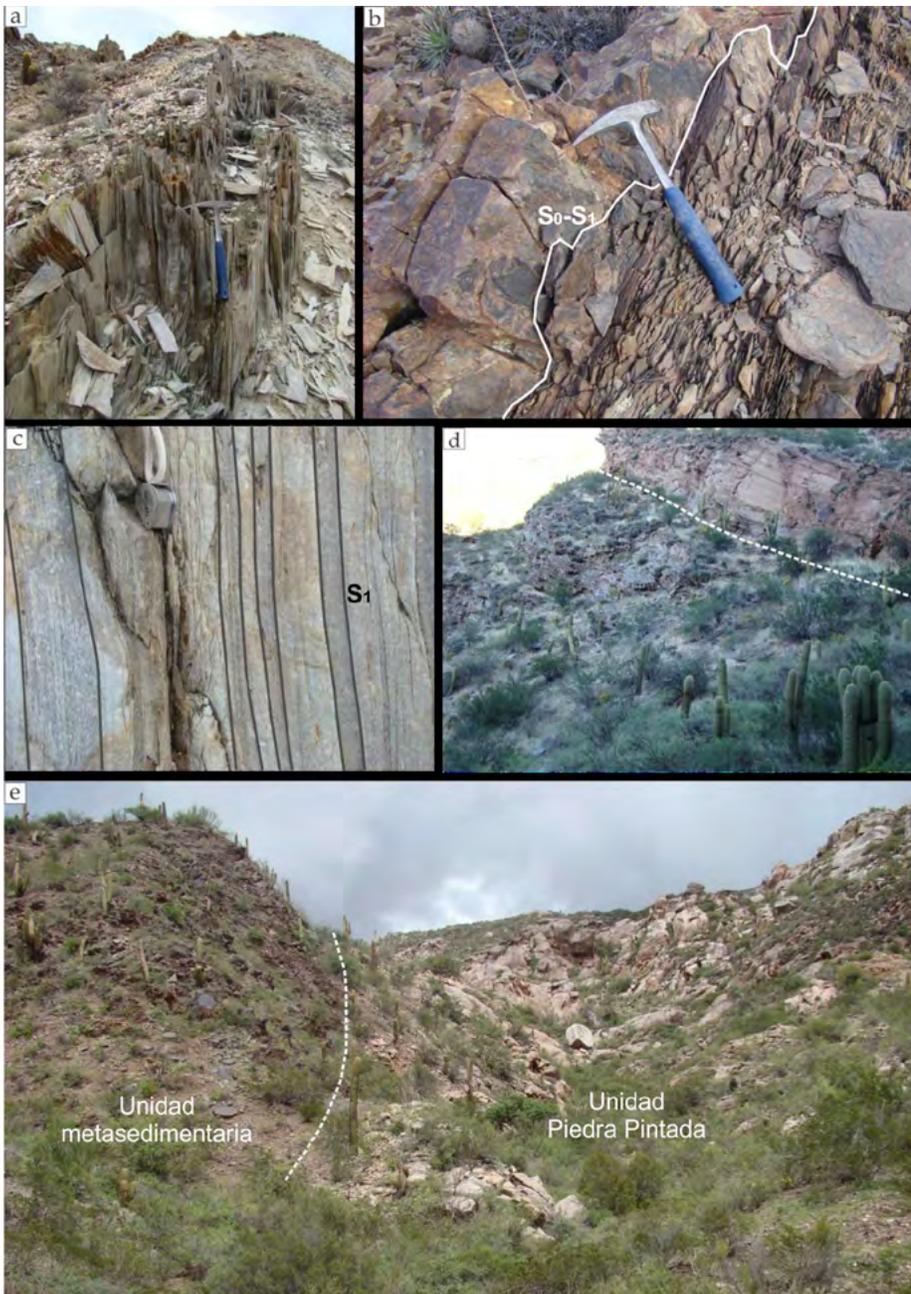


Figura 3. a-c) Complejo metamórfico La Cébila: a) Fotografía a escala de afloramiento de filitas mostrando alto ángulo de buzamiento de la foliación metamórfica S_1 ; b) Afloramiento de metacuarcitas intercaladas con filitas (superficie de contacto remarcada en blanco). Se observa la foliación S_1 paralela a S_0 ; c) Detalle del afloramiento de los esquistos bandeados psamo-pelíticos mostrando la estructura de la roca (líneas negras resaltan el bandado y la foliación S_1); d) Contacto entre la milonita de protolito metasedimentario (parte inferior de la imagen) y milonita de protolito ígneo (parte superior de la imagen) cuyo ángulo de inclinación es $\sim 21^\circ$ (vista hacia el sur); e) Fotografía donde se muestra el contacto neto (línea de guiones blanca) entre los esquistos de la Unidad metasedimentaria (Complejo metamórfico La Cébila, izquierda) y los granitos de la Unidad Piedra Pintada (derecha, vista hacia el OSO).

tos (Figs. 7a, b). La generación-2 es de menor tamaño, con formas poligonales y límites irregulares asociados a procesos de recrystalización, y observados en los bordes de los porfiroclastos (Fig. 7c). En las ultramilonitas pueden observarse estos feldespatos en los bordes y en colas de los porfiroclastos (estructuras de nú-

cleo y manto), y como cintas o agregados (Fig. 7b). La biotita y muscovita son laminares, de generación-2, y se observan en los bordes del microclino₁ o conformando parte de la matriz (Fig. 7a). Las micas suelen rodear a los porfiroclastos y marcan la fábrica S-C de la roca. El cuarzo se observa recrystalizado conformando par-

te de la matriz, distribuido en agregados inequigranulares y formando cintas que bordean a los porfiroclastos (Fig. 7c).

Las milonitas derivadas de protolitos metasedimentarios están constituidas por cuarzo, muscovita, biotita, plagioclasa, turmalina, y opacos. El cuarzo y las micas son abundantes y marcan una fábrica sigmoidal en la roca (Fig. 7d). El cuarzo se encuentra recrystalizado en agregados, con formas poligonales y bordes ligeramente irregulares (Fig. 7e). También se observa al cuarzo con formas elongadas constituyendo cintas discontinuas policristalinas. Se reconocen dos generaciones de biotitas: escasa biotita₁, caracterizada por tener mayor tamaño y forma laminar, y biotita₂ de tamaño más reducido con forma laminar, que se encuentra junto a la muscovita, ambas producto de la recrystalización, y orientadas preferentemente siguiendo el plano principal de la roca. La plagioclasa es escasa y no muestra rasgos de recrystalización evidentes. Microfracturas locales cortan en ángulo la fábrica S-C generando un desplazamiento lateral y posterior relleno, donde han recrystalizado cuarzoes poligonales y algunos cristales de feldespatos anhedrales (Fig. 7e). También se observan relictos de una foliación metamórfica previa (S_1), orientada con alto ángulo con respecto al plano C de la roca milonítica (Fig. 7f).

Por último, a microescala también se reconocieron indicadores cinemáticos. En las milonitas de protolito ígneo se observan algunos sistemas de porfiroclastos tipo- σ conformados por microclino₁, con estructuras de núcleo y manto formadas por granos menores recrystalizados de microclino₂ (Fig. 7b). Algunos sistemas de porfiroclastos muestran colas compuestas con biotita, muscovita y cuarzo recrystalizados (generación-2). La fábrica S-C descrita previamente también denota la cinemática experimentada por la roca. En las milonitas de protolito metamórfico los indicadores cinemáticos están representados por la fábrica sigmoidal de la roca (Fig. 7d) y una incipiente fábrica S-C.

Microtexturas de recrystalización

La deformación por cizalla dúctil indujo

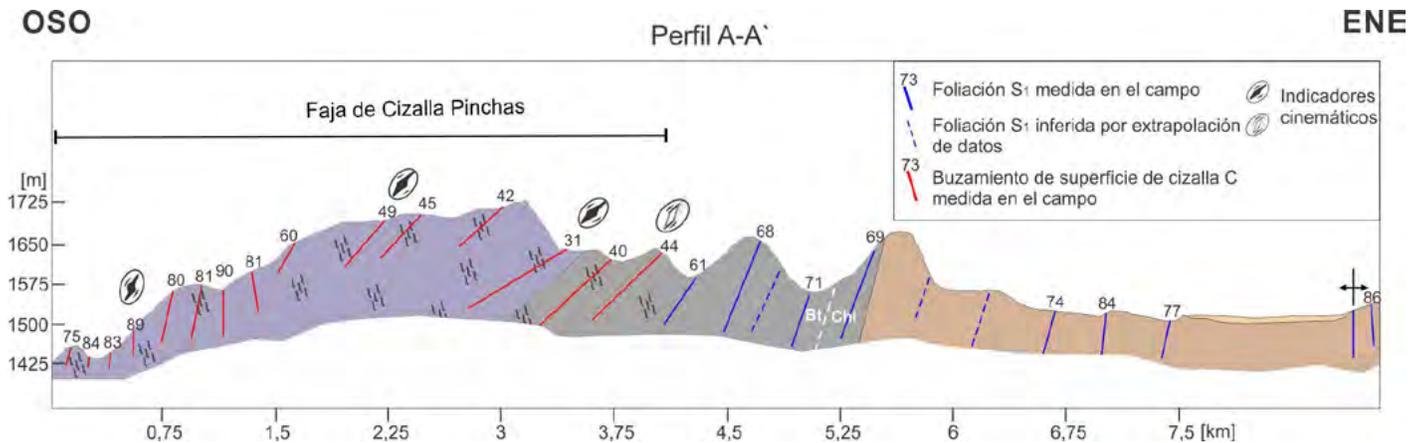


Figura 4. Perfil estructural en direcciónOSO-ENE de la faja de cizalla Pinchas mostrando su estructura y cinemática. Los indicadores cinemáticos esquematizados son los observados en la figura 5. Las rastras de las unidades litológicas son las mismas que en la figura 2.

procesos de recristalización dinámica observados claramente en los feldespatos y en el cuarzo de la unidad milonítica, principalmente evidenciados en las rocas miloníticas de protolitos ígneos. En los feldespatos se observa una distribución bimodal del tamaño de grano donde a partir de los granos mayores más viejos (generación 1) se desarrollaron nuevos granos minerales de menor tamaño (generación 2), denotando recristalización dinámica parcial de los feldespatos (Figs. 7a-c). El microclino₂ aparece con formas poligonales y tamaños entre 500 y 1000 μm en zonas intragranulares (en el interior del microclino₁) y sobre los bordes del microclino₁. El microclino₂ también es abundante en la matriz de la roca en forma de agregados poligonales. La plagioclasa₁ presenta en sus bordes granos poligonales recristalizados de plagioclasa₂ con tamaños entre 600 a 1500 μm . En la matriz la plagioclasa₂ se encuentra en granos poligonales con tamaños de 100 a 300 μm .

Por otro lado, el cuarzo aparece totalmente recristalizado, formando agregados y cintas monominerales, con tamaños entre los 200 y 2000 μm . Los límites de los granos son irregulares evidenciando recristalización dinámica por migración de límites de granos de alta temperatura (GBM-recrystallization) (Fig. 7c). En las cintas de cuarzo algunos granos tienden a formas rectangulares y bordes de contacto rectos, mientras que otros tienen contactos irregulares, alcanzando los granos recristalizados tamaños de 500 a 1300 μm .

DISCUSIÓN

Estructura, cinemática y condiciones de la deformación de la faja de cizalla Pinchas

Del análisis de la estructura principal de la faja de cizalla Pinchas surge que la misma muestra variaciones internas en cuanto a la inclinación de los planos C. La faja presenta mayormente buzamientos de estos planos hacia el O, que en un perfil ENE-OSO rotan desde ángulos medios (sector oriental) hasta ángulos altos que llegan a verticalizarse en el sector occidental, describiendo la geometría de una estructura en flor o abanico (Fig. 4). Por el contrario, la estructura descrita para las fajas de cizalla dúctil reconocidas en la sierra de Velasco (Asha, Señor de La Punta-El Cantadero, Antinaco-Sanagasta, La Puerta, Paluqui y La Horqueta; Toselli *et al.* 2005, López *et al.* 2007) exhibe rumbos NNO-SSE pero con inclinaciones hacia el E de los planos C, con excepción de la faja Señor de La Punta-El Cantadero. Esta última posee una doble vergencia con buzamientos al E y O (Larovere *et al.* 2016) que la diferencian de la vergencia unidireccional mostrada en las demás fajas de cizalla dúctil. A nivel regional la arquitectura de la faja Señor de La Punta-El Cantadero fue interpretada como una zona "raíz" de la corteza media desde la cual divergen hacia niveles superiores las fajas de cizalla discretas con vergencia opuesta que definen un sistema conjugado de fajas de cizallamiento (ver figura 9 de Larovere *et al.* 2016). En este sentido, la faja de cizalla Pinchas se asemeja al diseño estructural

de la faja Señor de la Punta-El Cantadero caracterizado por una estructura interna en abanico y representaría otra zona "raíz" de divergencia dentro del sistema regional de fajas de cizalla dúctil. Estructuras regionales de cizalla dúctil doble-vergentes fueron recientemente reconocidas en la sierra de San Luis (Christiansen *et al.* 2019). Por otro lado, el análisis de las lineaciones de estiramiento mineral e indicadores cinemáticos (porfiroclastos tipo sigma y delta, fábrica S-C) en la faja de cizalla Pinchas permite interpretar movimientos generales de carácter inverso con desplazamientos del techo hacia el ENE vinculados a un régimen de esfuerzos compresivos con dirección general de acortamientoOSO/ENE.

Dos aspectos principales nos permiten estimar las condiciones térmicas durante la deformación dúctil en la faja de cizalla Pinchas: (1) el grado y tipo de recristalización que experimentaron el cuarzo y los feldespatos (microclino y plagioclasa), y (2) el tamaño de los granos recristalizados. Las observaciones microestructurales y texturales muestran recristalización total del cuarzo y recristalización parcial de los feldespatos, lo que indicaría condiciones de deformación en un rango térmico de 500-650°C (Trouw *et al.* 2010). La recristalización dinámica observada en cuarzo del tipo "migración de límite de granos (GBM-recrystallization)" indica temperaturas >500°C (Stipp *et al.* 2002). En los feldespatos, los granos recristalizados (microclino₂ y plagioclasa₂) que forman parte de estructuras de núcleo y manto o se encuentran en zonas intragranulares de

los cristales de generación-1 también sugieren recristalización dinámica a temperaturas cercanas a los 600°C (Rosenberg y Stünitz 2003, Passchier y Trouw 2005). Por otro lado, el tamaño de los granos recristalizados de cuarzo y feldespato que superan los 200 μm son consistentes con condiciones de medio a alto grado metamórfico (Rosenberg y Stünitz 2003, Trouw *et al.* 2010).

Síntesis estructural, correlación e implicancias regionales

Previo a la deformación por cizalla dúctil representada por la faja de cizalla Pinchas, dos fases de deformación fueron reconocidas en la unidad metasedimentaria. En conjunto, el orden de superposición de las estructuras reconocidas en ambas unidades permiten discriminar tres fases de deformación (Fig. 8). La primera fase de deformación (D_1) se asocia al desarrollo de la foliación S_1 en la unidad metasedimentaria relacionada al metamorfismo regional de una secuencia sedimentaria pre-existente, con S_1 sub-paralela a paralela a la estratificación primaria S_0 . Una segunda fase de deformación (D_2) compresiva es reconocida a partir de un pliegue de escala regional (F_2) que afecta a S_1 y que genera un cambio en la dirección de buzamiento de esta foliación en la unidad metasedimentaria. A la fase de deformación D_2 también se vinculan los pliegues de mayor orden (i.e. menor tamaño) reconocidos localmente en los metasedimentos. La tercera fase de deformación (D_3) es producto de una deformación por cizalla simple o sub-simple en condiciones dúctiles (faja de cizalla Pinchas) donde se genera la fábrica S-C que se superpone a las estructuras reconocidas en la unidad metasedimentaria y que también afecta a los granitoides ordovícicos. Durante D_3 también se habrían desarrollado los pliegues asimétricos F_3 reconocidos en los metasedimentos milonitizados. Una interpretación alternativa podría considerar a estos como pliegues F_2 (reconocidos en los metasedimentos ni milonitizados y asociados a D_2) y que los mismos posteriormente adquirieron la asimetría producto del cizallamiento simple, ya que como se ha observado los planos C cortan a dichos pliegues (Fig. 5f). Las fases de deformación reconocidas y la orientación de las estructuras desarrolladas sugie-

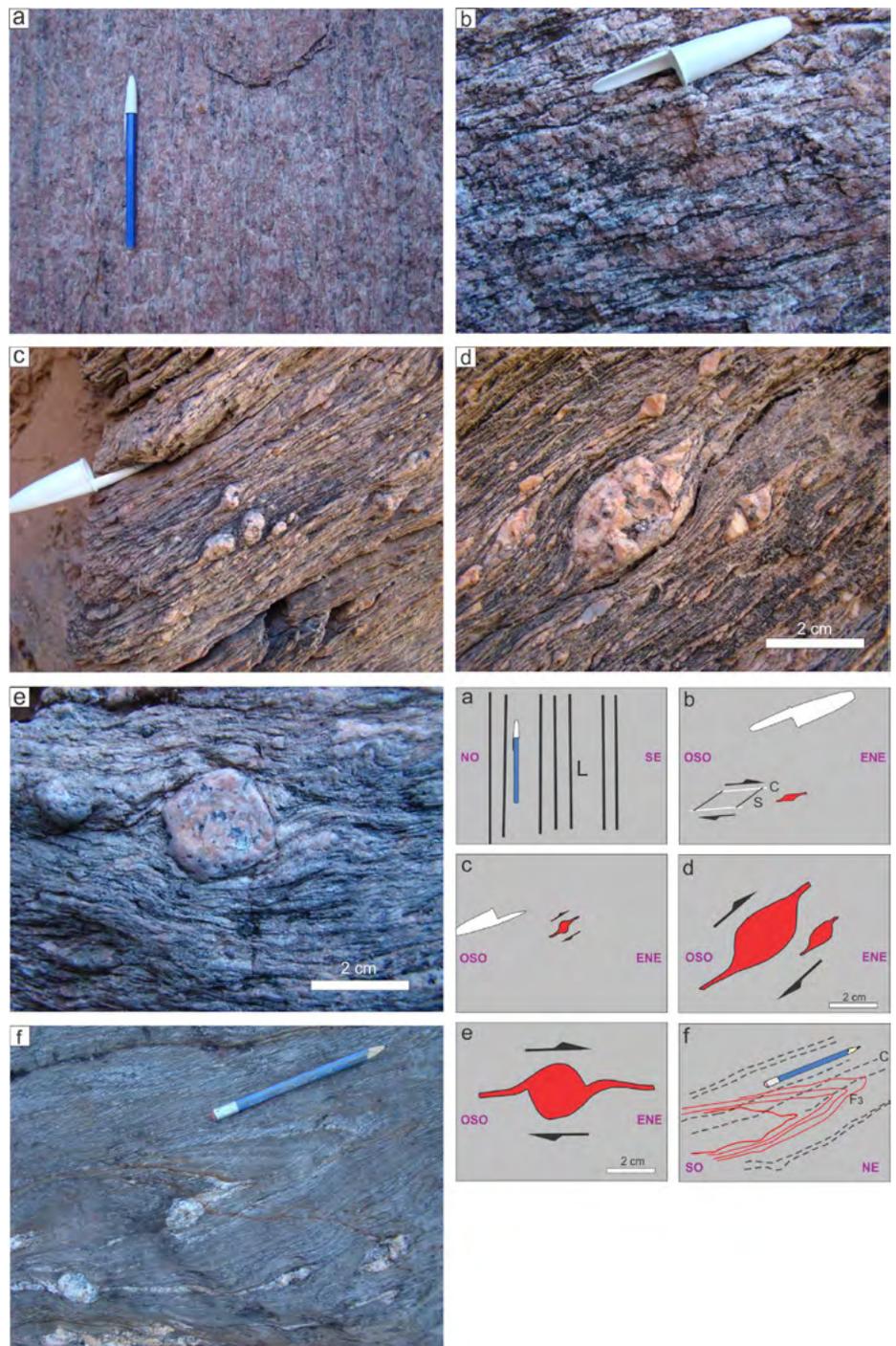


Figura 5. a) Fotografía del afloramiento de una milonita de protolito ígneo de composición félsica donde se observa la lineación de estiramiento mineral representada por agregados minerales cuarzo-feldespáticos y biotita. La orientación de la lapicera marca la dirección de la lineación; b) Fotografía de afloramiento de una milonita mostrando el detalle de la fábrica S-C; c-d) Fotografía de indicadores cinemáticos tipo sigma desarrollados a partir de fenocristales de feldespato potásico, describiendo estructuras de núcleo y manto. Los porfiroclastos indican cinemática inversa con desplazamientos del techo hacia el ENE; e) Fotografía de porfiroclasto tipo delta con cinemática inversa indicando desplazamientos del techo hacia el ENE; f) Fotografía de un pliegue asimétrico F_3 con plano axial subparalelo a planos C. Esquemas ilustrativos de las fotografías acompañan las imágenes.

ren una deformación progresiva de niveles corticales medios a medios-altos asociada a contracción durante un mismo evento orogénico. Finalmente, las estructuras reconocidas en la unidad metasedimentaria

y en la faja de cizalla Pinchas son cortadas en forma discordante por el plutón Piedra Pintada posiblemente durante el Carbonífero temprano. La existencia de plutones carboníferos con similar yacencia empla-

zados en niveles corticales superiores en la Sierra de Velasco (Macchiolli Grande *et al.* 2015, 2019, Alasino *et al.* 2018), sin deformación interna y discordantes a las fajas de cizalla dúctil, indican que la deformación registrada en la región fue previa al emplazamiento de este cuerpo. La orientación de la faja de cizalla Pinchas, su cinemática inversa, las condiciones de

deformación y las relaciones de campo con las unidades de la región permiten correlacionarla con las fajas de cizalla dúctil sin a post-ordovícicas ampliamente reconocidas en las Sierras Pampeanas, Cordillera Oriental y Puna (e.g. López *et al.* 1992, Le Corre y Rossello 1994, Hongn y Becchio 1999, Wegmann *et al.* 2008, Castro de Machuca *et al.* 2012, Mulcahy

et al. 2011, Finch *et al.* 2015, Larrovere *et al.* 2017). La deformación registrada en el sector oriental de la sierra de Velasco evidencia sucesivas fases de acortamiento orogénico durante la evolución tectónica de la orogenia Famatiniana, caracterizadas por el desarrollo de pliegues y fajas de cizalla dúctil sobre las unidades metamórficas e ígneas que componen los niveles medios a medios-altos de la corteza. Esta contracción se vincularía a la fase de deformación Oclóyica (Turner 1960, Astini y Dávila 2004, Hongn *et al.* 2014, Finch *et al.* 2017), último episodio de deformación que daría origen a la culminación de la orogenia Famatiniana.

CONCLUSIONES

En el segmento noreste de la sierra de Velasco se reconoció una nueva faja de deformación dúctil denominada faja de cizalla Pinchas. La faja tiene una extensión

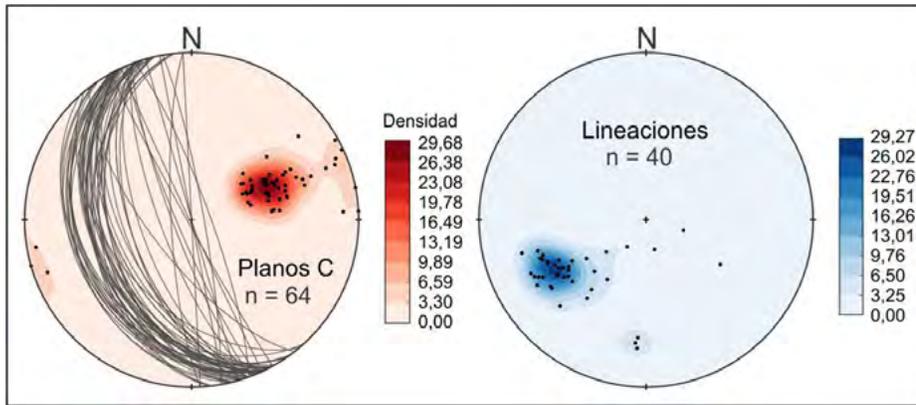


Figura 6. Proyecciones equiareales sobre el hemisferio inferior de polos de planos C y de lineaciones minerales de la Faja de Cizalla Pinchas. También son exhibidos los diagramas de densidad de polos.

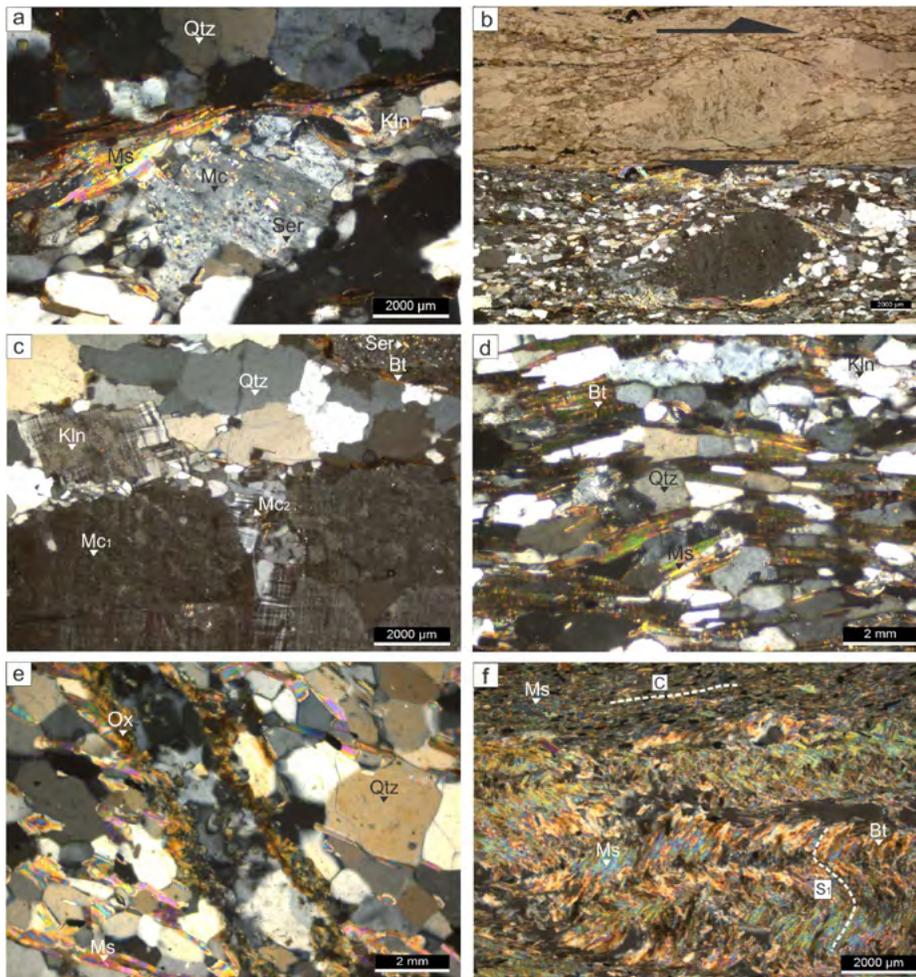


Figura 7. a) Microfotografía a nicoles cruzados de una ultramilonita de protolito ígneo donde se observa un sistema de porfiroclastos conformado por un cristal de microclino, rodeado por cristales de muscovita y feldespatos recristalizados, alterados parcialmente a sericita y caolinita. También se observan granos poligonales con bordes irregulares de cuarzo recristalizados en la matriz de la roca (arriba) rodeando al porfiroclasto; b) Microfotografía de una ultramilonita de protolito ígneo en nicoles paralelos (arriba) y a nicoles cruzados (abajo). Se observa un indicador cinemático tipo sigma en grano de microclino indicando movimiento inverso del techo hacia el este. El porfiroclasto de microclino, muestra colas de microclino₂ recristalizados conformando estructuras de núcleo y manto; c) Microfotografía a nicoles cruzados de una protomilonita de protolito ígneo. Se observan granos recristalizados de microclino₂ en el interior (zonas intragranulares) y en los bordes de microclino₁. En la parte superior de la imagen se observan cuarzos recristalizados por migración de límite de granos de alta temperatura (GBM-recrystallization); d) Microfotografía a nicoles cruzados de una milonita de protolito metasedimentario donde se observa una fábrica sigmoidal definida por agregados de cuarzo y micas y feldespatos elongados; e) Microfotografía a nicoles cruzados de una milonita de protolito metasedimentario donde se observan cuarzos recristalizados con formas poligonales y sus bordes ligeramente irregulares. En el centro de la imagen se observa una microfRACTURA rellena de cuarzo recristalizado y algunos feldespatos; f) Microfotografía a nicoles cruzados de un esquistos milonitizado donde se observa a los planos C sobrepuestos a la foliación metamórfica S₁. La muscovita inmersa en una matriz de grano muy fino define la foliación milonítica (arriba). Por su parte, biotitas y muscovitas orientadas de forma oblicua al plano C definen la foliación S₁ relicta, que se encuentra crenulada (abajo).

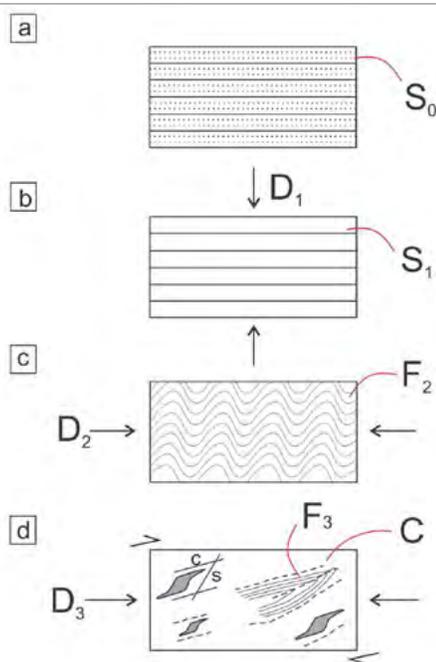


Figura 8. Esquema simplificado de la evolución estructural del área de estudio donde se sintetizan las fases de deformación interpretadas (D_1 , D_2 y D_3) a partir de las estructuras reconocidas en el área de estudio.

de $\sim 9 \times 6$ km (longitud \times ancho) y está compuesta por milonitas, protomilonitas y ultramilonitas derivadas de protolitos ígneos plutónicos y rocas metasedimentarias. La faja de cizalla Pinchas muestra la parte centro-oriental de una estructura en flor o abanico definida por planos de cizalla C de rumbo NO cuyos buzamientos se incrementan de E a O hasta verticalizarse. La cinemática de la faja es de carácter inverso con desplazamientos del techo hacia el ENE, denotando una dirección general de acortamiento OSO/ENE. La deformación se desarrolló en un rango térmico de 500-650 °C. Los rasgos estructurales y condiciones de deformación de la faja de cizalla Pinchas y el plegamiento en las unidades metamórficas asociadas en el NE de la sierra de Velasco sugieren una etapa de deformación progresiva de la corteza media a media-alta, vinculada a contracción durante un mismo evento orogénico.

A nivel regional la faja de cizalla Pinchas formaría parte de los sistemas de fajas de cizalla dúctil con cinemática inversa reconocidas en el basamento metamórfico-ígneo de Sierras Pampeanas, Cordillera Oriental y Puna y cuyo origen ha sido relacionado a la fase de deformación

Oclóyica de la orogenia Famatiniana, donde se habría generado un considerable acortamiento orogénico.

Por último, el diseño estructural en abanico de la faja de cizalla Pinchas se asemeja al reconocido en la faja Señor de la Punta-El Cantadero, y por lo tanto podría representar otra zona "raíz" de divergencia dentro del sistema regional de fajas de cizalla dúctil conjugadas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por SECyT-UN-LaR (CICYT N° 052/2016) y CONICET (PUE 0125 y PIP 11220150100178CO). Agradecemos a Antonio Bustamante (CRILAR) por los servicios técnicos prestados. También agradecemos a los revisores J.P. López y E. Cristofolini por sus detallados comentarios y sugerencias, que mejoraron sustancialmente el trabajo.

REFERENCIAS

- Alasino, P.H., Dahlquist, J.A., Galindo, C. y Casquet, C. 2006. Plutón La Costa, una expresión de magmatismo tipo-S en el sector noreste de la sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61: 161-170.
- Alasino, P.H., Larrovere, M.A., Rocher, S., Dahlquist, J.A., Basei, M., Memeti, V., Paterson, S., Galindo, C., Macchioli Grande, M. y Costa Campos Neto, M. 2017. Incremental growth of an upper crustal, A-type pluton, Argentina: evidence of a re-used magma pathway. *Lithos* 284-285: 347-366.
- Astini, R.A. y Dávila, F.M. 2004. Ordovician back arc foreland and Oclóyic thrust belt development on the western Gondwana margin as a response to Precordillera terrane accretion. *Tectonics* 23 (TC4008): 1-19.
- Báez, M.A. y Basei, M.A. 2005. El plutón San Blas, magmatismo posdeformacional Carbonífero en la Sierra de Velasco. En: Aceñolaza, F.G., Aceñolaza, G.F., Hünicken, M., Rossi, J.N. y Toselli, A.J. (eds.), Simposio: Bodenbender. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 19: 239-246, San Miguel de Tucumán.
- Bellos, L.J., Castro, A., Díaz-Alvarado, J. y Toselli, A. 2015. Multi-pulse cotectic evolution and in-situ fractionation of calc-alkaline tonalite-granodiorite rocks, Sierra de Velasco batholith, Famatinian belt, Argentina. *Gondwana Research* 27: 258-280.
- Castro de Machuca, B., Arancibia, G., Morata, D., Belmar, M., Previley, L. y Pontoriero, S. 2008. P-T-t evolution of an Early Silurian medium-grade shear zone on the west side of the Famatinian magmatic arc, Argentina: Implications for the assembly of the Western Gondwana margin. *Gondwana Research* 13: 216-226.
- Castro de Machuca, B., Delpino, S., Previley, L., Mogessie, A. y Bjerg, E. 2012. Tectono-metamorphic evolution of a high- to medium-grade ductile deformed metagabbro/metadiorite from the Arenosa Creek Shear Zone, Western Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of Structural Geology* 42: 261-278.
- Christiansen, R., Morosini, A., Enriquez, E., Muñoz, B., Lince Klinger, F., Martínez, M.P., Ortiz Suárez, A. y Kostadinoff, J. 2019. 3D litho-constrained inversion model of southern Sierra Grande de San Luis: New insights into the Famatinian tectonic setting. *Tectonophysics* 756: 1-24.
- Cristofolini, E.A., Otamendi, J.E., Walker, B.A., Tibaldi, A.M., Armas, P., Bergantz, G.W. y Martino, R.D. 2014. A Middle Paleozoic shear zone in the Sierra de Valle Fértil, Argentina: Records of a continent-arc collision in the Famatinian margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 56: 170-185.
- Cristofolini, E., Otamendi, J., Martino, R., Tibaldi, A., Armas, P. y Barzola, M. 2017. Faja de cizalla Las Lajas: petrografía, estructura interna e implicancias tectónicas, extremo sur de la Sierra de Comechingones, provincias de Córdoba y San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74: 295-314.
- Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Casquet, C., Fanning, C.M., Alasino, P. y Baez, M. 2006. The San Blas Pluton: An example of Carboniferous plutonism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 20: 341-350.
- de los Hoyos, C.R., Willner, A.P., Larrovere, M.A., Rossi, J.N., Toselli, A. J. y Basei, M.A.S. 2011. Tectonothermal evolution and exhumation history of the Paleozoic Proto-Andean Gondwana margin crust: The Famatinian Belt in NW Argentina. *Gondwana Research* 20: 309-324.
- Delpino, S.H., Bjerg, E.A., Ferracutti, G.R. y Mogessie, A. 2007. Counterclockwise tec-

- tonometamorphic evolution of the Pringles Metamorphic Complex, Sierras Pampeanas of San Luis (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 23: 147-175.
- Espisúa, S.M. y Caminos, R. 1979. Las rocas metamórficas de la Formación La Cébila, Sierra de Ambato, Provincias de Catamarca y La Rioja. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 53: 125-142.
- Finch, M.A., Weinberg, R.F., Fuentes, M.G., Hasalová, P. y Becchio, R. 2015. One kilometer-thick ultramylonite, Sierra de Quilmes, Sierras Pampeanas, NW Argentina. *Journal of Structural Geology* 72: 33-54.
- Finch, M.A., Weinberg, R.F., Hasalová, P., Becchio, R., Fuentes, M.G. y Kennedy, A. 2017. Tectono-metamorphic evolution of a convergent back-arc: the Famatinian orogen, Sierra de Quilmes, Sierras Pampeanas, NW Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 129: 1602-1621.
- Grosse, P., Söllner, F., Báez, M.A., Toselli, A.J., Rossi, J.N. y de la Rosa, J.D. 2009. Lower Carboniferous post-orogenic granites in central-eastern Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina: U–Pb monazite geochronology, geochemistry and Sr–Nd isotopes. *International Journal of Earth Sciences* 98: 1001-1025.
- Grosse, P., Bellos, L.I., de los Hoyos, C.R., Larrovere, M.A., Rossi, J.N. y Toselli, A.J. 2011. Across-arc variation of the Famatinian magmatic arc (NW Argentina) exemplified by I-, S- and transitional I/S-type Early Ordovician granitoids of the Sierra de Velasco. *Journal of South American Earth Sciences* 32: 110-126.
- Höckenreiner, M., Söllner, F. y Miller, H. 2003. Dating the TIPA shear zone: an Early Devonian terrane boundary between the Famatinian and Pampean systems (NW Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 16: 45-66.
- Hongn, F.D. 1994. Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento de la Puna oriental; su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49: 256-268.
- Hongn, F.D. y Becchio, R.A. 1999. Las fajas miloníticas de Brealito, Valles Calchaquíes, Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 74-87.
- Hongn, F.D., Tubía, J.M., Esteban, J.J., Aranguren, A., Vegas, N., Sergeev, S., Larionov, A. y Basei, M.A. 2014. The Sierra de Cachi (Salta, NW Argentina): geological evidence about a Famatinian retro-arc at mid crustal levels. *Journal of Iberian Geology* 40: 225-240.
- Larrovere, M.A., Toselli, A.J. y Rossi de Toselli, J.N. 2008. Petrología y estructura de la faja de deformación La Chilca, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 254–263.
- Larrovere, M.A., de los Hoyos, C.R. y Grosse, P. 2012. Los complejos metamórficos del retro-arco Famatiniano (noroeste de Argentina): caracterización geoquímica e isotópica de sus protolitos, e implicancias geotectónicas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 29: 676-695.
- Larrovere, M.A., Alasino, P.H., y Baldo, E.G. 2016. La faja de cizalla dúctil doble-vergente del noroeste de la Sierra de Velasco, Argentina: Deformación de la corteza media durante la Orogenia Famatiniana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73:117-133.
- Larrovere, M.A., Suzaño, N., Ratschbacher, B.C., Sola, A., Alasino, P.H., Fuentes, M.G., Weinberg, R.F., Paterson, S.R., Becchio, R. y Finch, M.A. 2017. Las fajas de cizalla dúctil del basamento ígneo-metamórfico del NOA. En: Muruaga C. y Grosse P. (eds.), *Ciencias de La Tierra y recursos naturales del NOA. Relatorio del 20° Congreso Geológico Argentino: S.M. de Tucumán: 579-601.*
- Le Corre, C.A. y Rossello, E.A. 1994. Kinematics of early Paleozoic ductile deformation in the basement of NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 7: 301-308.
- López, J.P. 1992. Petrología y análisis geométrico y tectónico de las milonitas de la Sierra de Copacabana, provincia de Catamarca, República Argentina. *Estudios Geológicos* 48: 335-340.
- López, J.P. 2005. Evidencias de dos eventos deformacionales en el flanco noroeste de la sierra de Velasco, La Rioja. En: Dahlquist, J.A., Baldo, E.G. y Alasino, P.H. (eds.), *Geología de la Provincia de La Rioja. Precámbrico-Paleozoico Inferior. Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial 8: 149-154, Buenos Aires.*
- López, J.P., Lisiak, H. y Indri, D.A. 1992. La faja cataclástica del borde oriental del Sistema de Famatina, Argentina. *Estudios Geológicos* 48: 329-334.
- López, J.P., Grosse, P. y Toselli, A.J. 2007. Faja de Deformación La Horqueta, Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, NO de Argentina: petrografía, geoquímica, estructuras y significado tectónico. *Estudios Geológicos* 63: 5-18.
- Macchioli Grande, M., Alasino, P.H., Rocher, S., Larrovere, M.A. y Dahlquist, J.A., 2015. Asymmetric textural and structural patterns of a granitic body emplaced at shallow levels: the La Chinchilla pluton, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 58-68.
- Macchioli Grande, M., Alasino, P.H., Rocher, S., Larrovere, M.A., Uran, G.M., Reinoso Carbonell, V. y Moreno, G. 2019. Thermal evolution of upper crustal magmatic systems from the Sierra de Velasco, NW Argentina. *Journal of Structural Geology* 118: 1-20.
- Martino, R.D. 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 549-571.
- Martino, R.D., Guerreschi, A.B. y Sfragulla, J.A. 2003. Petrografía, estructura y significado tectónico de la Faja de Deformación Los Túneles en las Sierras de Pocho y Guasapampa, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 233-247.
- Meira, V.T., Campos Neto, M.D.C., González, P.D., Stipp Basei, M.Á. y Varela, R. 2012. Ordovician klippen structures of the Sierra de Umango: New insights on tectonic evolution of the Western Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 37: 154-174.
- Mulcahy, S.R., Roeske, S.M., McClelland, W.C., Jourdan, F., Iriondo, A., Renne, P.R., Vervoort, J.D. y Vujovich, G.I. 2011. Structural evolution of a composite middle to lower crustal section: The Sierra de Pie de Palo, northwest Argentina. *Tectonics* 30: 1-24.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. y Fanning, C.M. 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 Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*, second edition, Springer, 366 p., Berlín.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Dahlquist, J.A., Fanning, C.M., Baldo, E.G., Galindo, C., Alasino, P.H., Ramacciotti, C.D., Verdecchia, S.O., Murra, J.A. y Basei, M.A. 2018. A review of the Famatinian Ordovician magmatism in southern South America: evidence of lithosphere reworking and continental subduction in the early proto-Andean margin of Gondwana. *Earth-Science Reviews* 187: 259-285.
- Rosenberg, C.L. y Stünitz, H. 2003. Defor-

- mation and recrystallization of plagioclase along a temperature gradient: an example from the Bergell tonalite. *Journal of Structural Geology* 25: 389-408.
- Rossi, J.N., Toselli, A.J. y López, J.P. 1999. Deformación y metamorfismo en el NW de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* 1: 839-850.
- Rossi, J.N., Toselli, A.J. y Báez, M.A. 2005. Evolución termobárica del ortogneis peraluminoso del noroeste de la sierra de Velasco, La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 278-289.
- Semenov, I. y Weinberg R.F. 2017. A major mid-crustal decollement of the Paleozoic convergent margin of western Gondwana: The Guacha Corral shear zone, Argentina. *Journal of Structural Geology* 103: 75-99.
- Simpson, C., Law, R.D., Gromet, L.P., Miro, R. y Northrup, C.J. 2003. Paleozoic deformation in the Sierras de Cordoba and Sierra de Las Minas, eastern Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 749-764.
- Steenken, A., Siegesmund, S., Wemmer, K. y López de Luchi, M.G. 2008. Time constraints on the Famatinian and Achaian structural evolution of the basement of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 25: 336-358.
- Steenken, A., López de Luchi, M.G., Martínez Dopico, C., Drobe, M., Wemmer, K. y Siegesmund, S. 2010. The Neoproterozoic-early Paleozoic metamorphic and magmatic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas: an overview. *International Journal of Earth Sciences* 100: 465-488.
- Stevens Goddard, A.L., Larrovere, M.A., Carraipa, B., Reiners, P.W., Aciar, R.H. y Alvarado, P. 2018. Reconstructing the thermal and exhumation history of the Sierras Pampeanas through low-temperature thermochronology: A case study from the Sierra de Velasco. *Geological Society of America Bulletin* 130: 1842-1858.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. y Schmid, S.M. 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.
- Suzaño, N., Sola, A., Fuentes, G., Becchio, R. y Ortiz, A. 2014. Zona de cizalla El Peñon: caracterización e implicancias en la evolución del basamento del borde oriental de la Puna Austral. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas: S21-56, Córdoba.
- Toselli, A.J., Rossi, J.N., Miller, H., Báez, M.A., Grosse, P., López, J.P. y Bellos, L.I. 2005. Las rocas graníticas y metamórficas de la Sierra de Velasco. En: Aceñolaza, F.G., Aceñolaza, G.F., Hünicken, M., Rossi, J.N. y Toselli, A.J. (eds.), Simposio Bodenbender. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 19: 211-220, San Miguel de Tucumán.
- Trouw, R.A.J., Passchier, C.W. y Wiersma, D.J. 2010. Atlas of Mylonites- and related microstructures, Springer, 322 p., Heidelberg.
- Turner, J. 1960. Estratigrafía de la sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 41: 163-196, Córdoba.
- Verdecchia, S.O., Baldo, E.G., Benedetto, J.L. y Borghi, P.A. 2007. The first shelly fauna from metamorphic rocks of the Sierras Pampeanas (La Cébila Formation, Sierra de Ambato, Argentina): age and paleogeographic implications. *Ameghiniana* 44: 493-498.
- Verdecchia, S.O., Casquet, C., Baldo, E.G., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Galindo, C. 2011. Mid- to Late Cambrian docking of the Río de la Plata craton to southwestern Gondwana: age constraints from U – Pb SHRIMP detrital zircon ages from Sierras de Ambato and Velasco (Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of the Geological Society, London* 168: 1061-1071.
- Vila Tello, M. 2018. Petrología y estructura de las unidades metamórficas del sector nororiental de la Sierra de Velasco (28°55' LS), provincia de La Rioja. Tesis de grado, Universidad Nacional de La Rioja (inédita), 97 p., La Rioja.
- Wegmann, M.I., Riller, U., Hongn, F.D., Glodny, J. y Oncken, O. 2008. Age and kinematics of ductile deformation in the Cerro Durazno area, NW Argentina: Significance for orogenic processes operating at the western margin of Gondwana during Ordovician – Silurian times. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 78-90.
- Whitmeyer, S.J. y Simpson, C. 2003. High strain-rate deformation fabrics characterize a kilometers-thick Paleozoic fault zone in the Eastern Sierras Pampeanas, central Argentina. *Journal of Structural Geology* 25: 909-922.