



# Estructuras deformacionales del sector norte del bloque de piso de la Faja de Cizalla Guacha Corral, Sierras de Córdoba

**Stefania RADICE<sup>1</sup>, Fernando J. D'ERAMO<sup>1</sup>, Emiliano V. MARANI<sup>2</sup>, Lucio P. PINOTTI<sup>1</sup>, M. Natalia MAFFINI<sup>1</sup>, M. Alejandra BOFFADOSSI<sup>1</sup>, M. Eugenia MURATORI<sup>1</sup>, Manuel DEMARTIS<sup>1</sup> y Jorge E. CONIGLIO<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>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, Río Cuarto, Córdoba, Argentina.

<sup>2</sup>Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas Físico-Químicas y Naturales, Universidad Nacional de Río Cuarto (UNRC), Río Cuarto, Córdoba, Argentina.

Emails: stefiradice@gmail.com; fjderamo@exa.unrc.edu.ar; emiliano00@live.com.ar; lpinotti@exa.unrc.edu.ar; nmaffini@exa.unrc.edu.ar; mboffadossi@exa.unrc.edu.ar; mmuratori@exa.unrc.edu.ar; mdemartis@exa.unrc.edu.ar; jconiglio@exa.unrc.edu.ar

**Editor:** Diego A. Kietzmann

Recibido: 12 de septiembre de 2022

Aceptado: 13 de febrero de 2023

## RESUMEN

La porción norte del bloque de piso de la faja de cizalla Guacha Corral en la Sierra de Comechingones se encuentra dominada por una secuencia migmatítica clasificada como metatexitas metasedimentarias y metatexitas máficas, cuyos contactos generalmente son transicionales y se caracterizan por presentar distintas morfologías en función del contenido de fundido presente. Los resultados obtenidos del análisis estructural de las fábricas migmatíticas permitieron dilucidar una sucesión progresiva de eventos deformacionales compresivos de carácter no coaxial, donde el principal evento deformacional estaría vinculado con los procesos de fusión parcial que generaron migmatización en el bloque de piso en condiciones de 650-700 °C y 0.5 a 0.6 GPa. La anatexis habría ocurrido en simultáneo con un evento de milonitización en facies de anfíbolita a lo largo de la faja de cizalla Guacha Corral en el bloque de techo durante la Orogenia Famatiniana. En el bloque de piso, el accionar de esta faja de cizalla generó milonitización localizada en estrechas fajas de carácter compresivo y cinemática inversa, con cambios microestructurales y mineralógicos de las rocas migmatíticas. El metamorfismo dinámico en este bloque ocurrió en condiciones de facies de esquistos verdes a 400-450 °C y 0.2-0.4 GPa. El enfriamiento de las rocas del piso, desde ~700 °C a los 475 Ma hasta ~500 °C a los 400 Ma, integrado con el detallado estudio petroestructural, permitieron documentar una larga historia deformacional vinculada al desarrollo de la faja de cizalla Guacha Corral en este sector de las Sierras Pampeanas.

**Palabras clave:** Migmatitas, faja de cizalla, deformación, evolución estructural, Sierras Pampeanas.

## ABSTRACT

*Deformational structures of the northern portion of the footwall of the Guacha Corral shear zone, Sierras de Córdoba.*

The northern part of the footwall of the Guacha Corral shear zone in Sierra de Comechingones is dominated by a migmatitic sequence classified as metasedimentary and mafic metatexites. The contacts between both lithologies are generally transitional and are characterized by different morphologies depending on the percent of melt. The results obtained from the structural analysis of migmatites allow us to determine a progressive succession of non-coaxial and compressive deformational events in the study area. The main deformational event would be linked to the occurrence of partial melting processes that generated migmatization in the footwall at conditions of 650-700 °C and 0.5 a 0.6 GPa. Anatexis would have occurred simultaneously with ductile mylonitization at amphibolite facies

along the Guacha Corral shear zone in the hanging wall during the Famatinian Orogeny. In the footwall, this shear zone generated a microstructural and mineralogical reworking of the migmatitic rocks, expressed as narrow shear belts with compressive and inverse kinematics. Dynamic metamorphism within this zone occurred under greenschist facies conditions (400–450 °C and 0.2–0.4 GPa). The progressive cooling of footwall rocks from ~700 °C at 475 Ma to ~500 °C at 400 Ma, integrated with petro-structural study allowed us to document a long history of deformation activity related to the Guacha Corral shear zone in this portion of Sierras Pampeanas.

**Keywords:** Migmatites, shear zone, deformation, structural evolution, Sierras Pampeanas

## INTRODUCCIÓN

Las zonas de cizalla son estructuras fundamentales para comprender el rol que desempeñan los eventos de deformación ocurridos en la corteza en diferentes contextos tectónicos. Estas estructuras se caracterizan por: i) canalizar deformación durante la formación de los orógenos, ii) permitir la migración de fluidos, iii) favorecer el emplazamiento de cuerpos ígneos y, iv) en ocasiones, actuar como límites tectónicos separando dominios corticales con diferente evolución (Ramsay 1980, Sibson 1990, van der Pluijm et al. 1994, Brown y Solar 1998, Searle et al. 1998, Whitmeyer y Simpson 2003, Basei et al. 2005, Passarelli et al. 2011, Finch et al. 2015, Oriolo et al. 2015, Fossen y Cavalcante 2017, Dragone et al. 2017, Oriolo et al. 2018, Druguet et al. 2021; Boffadossi et al. 2021). Estudios recientes han demostrado que, para acotar la edad de la deformación ocurrida en estas zonas de cizalla, es necesario un análisis estructural y geocronológico complementario que aborde las rocas metamórficas de los bloques adyacentes (Oriolo et al. 2016, 2018, van der Pluijm et al. 1994).

La faja de cizalla Guacha Corral (FCGC) es una de las estructuras dúctiles más importantes a escala cortical de las Sierras Pampeanas Orientales (Fig. 1). En los últimos 25 años ha sido documentada en numerosos trabajos con el fin de comprender su evolución y su vínculo con el margen proto-Andino de Gondwana (Martino et al. 1995, Fagiano et al. 2002, Pinotti et al. 2002, Fagiano y Martino 2004, Otamendi et al. 2004, Semenov y Weinberg 2017, Radice et al. 2018, Semenov et al. 2019, Radice et al. 2021, entre otros). Hasta el momento, los estudios que abordan la FCGC se focalizan principalmente en el entendimiento tectono-metamórfico del bloque de techo (Rapela et al. 1998, Pinotti et al. 2002, Martino 2003, Otamendi et al. 2004, Radice et al. 2015, Radice et al. 2018, Semenov y Weinberg 2017, Semenov et al. 2019, y referencias allí citadas). Algunos de estos trabajos (Whitmeyer y Simpson 2003, Semenov y Weinberg 2017, Semenov et al. 2019, y citas allí referenciadas) sugieren la posibilidad de

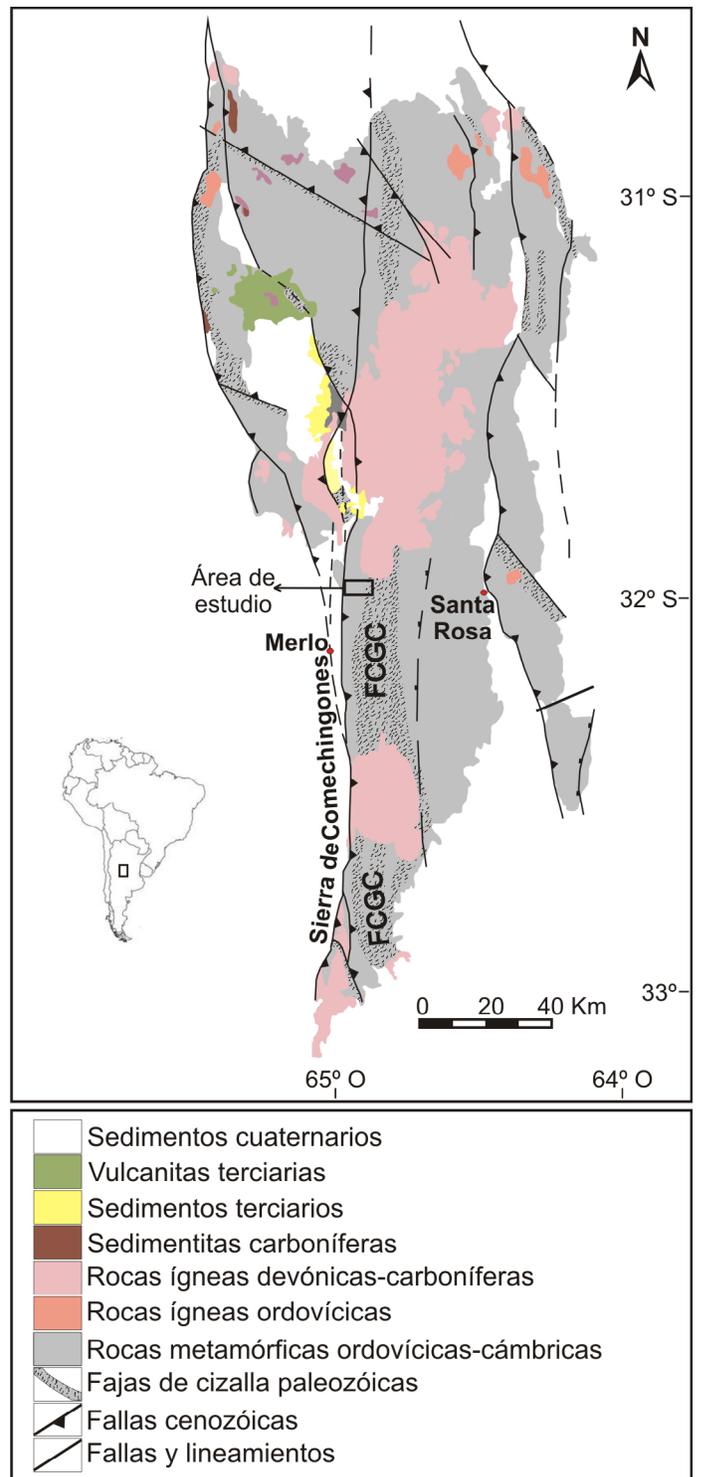
que la FCGC podría ser una estructura de primer orden que yuxtapone dos bloques con historias metamórficas diferentes: el bloque de techo, constituido por las rocas metamórficas pampeanas de las Sierras de Córdoba y el bloque de piso, formado por rocas metamórficas famatinianas de la sierra de San Luis (según comunicaciones verbales de Gromet en Whitmeyer y Simpson 2003). Recientemente, Radice et al. (2021) publicaron una primera edad para el metamorfismo regional del bloque de piso, constatando edades famatinianas. Estos autores restringen la evolución termo-cronológica de la porción norte del bloque de piso de la FCGC a partir del uso de múltiples geocronómetros. Por un lado, determinaron un primer evento de migmatización en facies de anfibolita alta a los ~475 Ma, según edades U/Pb en circón y monacita, seguido de un periodo de enfriamiento prolongado con una intensa retrogradación de las rocas a facies de esquistos verdes a los ~398 Ma de acuerdo con edades U/Pb en apatita. A partir de estos datos, se interpretó que la temperatura en el bloque de piso disminuyó lentamente desde ~700 °C a los 475 Ma hasta ~500 °C a los 398 Ma, definiendo así una tasa de enfriamiento de ~3–4 °C/Ma para este sector cortical (Radice et al. 2021). Los mismos autores sugirieron que la fusión parcial del bloque de piso habría ocurrido contemporáneamente con el evento principal de milonitización de la FCGC, como así también con el clímax térmico del arco magmático Famatiniano en las Sierras Pampeanas Occidentales.

Considerando esta nueva información, y la carencia de estudios petro-estructurales en el bloque de piso de la FCGC, se realiza en este trabajo un estudio detallado de las litologías presentes en un sector del mismo, sus características petrológicas y estructurales, con el fin de establecer la evolución metamórfica, deformacional y la correlación con el bloque de techo. Se pondrá énfasis en establecer el vínculo entre las estructuras desarrolladas durante la migmatización famatiniana en el bloque de piso y las estructuras desarrolladas coetáneamente en el bloque de techo durante la milonitización de la FCGC.

## MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y LOCAL

Las Sierras de Córdoba son la unidad orográfica más oriental de las Sierras Pampeanas (Gordillo y Lencinas 1979, Caminos 1979, Ramos 1988, 1999) y están formadas por cordones montañosos con orientación N-S, limitados por fallas inversas Neógenas (Jordan y Allmendinger 1986) que fueron reactivadas como consecuencia de la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamérica durante la orogenia Andina (Ramos 2004, Ramos y Folguera 2009; Fig. 1). Estas serranías presentan un basamento plutónico-metamórfico de edad neoproterozoica-paleozoica temprano cuyo protolito corresponde a sedimentos pelíticos-grauváquicos de la Formación Puncoviscana (Baldo et al. 1996, Rapela et al. 1998b, Schwartz y Gromet, 2004, Rapela et al. 2007). La evolución metamórfica y estructural de las Sierras de Córdoba refleja la sobreimpresión de sucesivos ciclos orogénicos ocurridos durante el Paleozoico en el margen protoandino de Gondwana (González Bonorino 1950, Gordillo y Lencinas 1979, Ortiz Suárez et al. 1992, Rapela et al. 1998a, Ramos et al. 2014, Weinberg et al. 2018). El primero de ellos corresponde a la orogenia Pampeana, desarrollada durante el Precámbrico tardío a Cámbrico (555-515 Ma; Escayola et al. 2007, Schwartz et al. 2008, Adams et al. 2011) y se caracterizó por un metamorfismo de alto grado y fusión parcial de la Formación Puncoviscana (Baldo et al. 1996, Rapela et al. 1998a, Schwartz y Gromet 2004, Rapela et al. 2007), que da como resultado paragneises, esquistos, anfibolitas, migmatitas, además de un magmatismo tipo S (Rapela et al. 1998a) y el emplazamiento de cuerpos máficos (Tibaldi et al. 2008). Este pico térmico alcanzó condiciones de altas temperaturas entre los 800-850 °C y baja a media presión entre los 0.5-0.8 GPa (Rapela et al. 1998a, Otamendi et al. 2004, Gureschi y Martino 2008, Tibaldi et al. 2016, Barzola et al. 2021, Oriolo et al. 2021, entre otros). Le sigue la Orogenia Famatiniana, durante el Cámbrico tardío-Silúrico tardío (500-420 Ma, Sims et al. 1998, Whitmeyer y Simpson 2003, Steenken et al. 2010, Weinberg et al. 2018, Rapela et al. 2018, Casquet et al. 2018, 2021, Verdecchia et al. 2022) asociada a varios eventos magmáticos, metamórficos y deformacionales (Sims et al. 1998, Whitmeyer y Simpson 2003, Steenken et al. 2010, Rapela et al. 2018, Weinberg et al. 2018, Wolfram et al. 2019, Larrovere et al. 2020). En las Sierras de Córdoba, el magmatismo se caracteriza por la intrusión de pequeños plutones y cuerpos tabulares de composiciones graníticas y tonalítica-trondhjemíticas, así como el emplazamiento de numerosas pegmatitas (Rapela et al. 1998a, Pankhurst et al. 2000, Demartis et al.

2011, 2017, D'Eramo et al. 2013, 2014, Boffadossi et al. 2021, Pinotti et al. 2021). La deformación durante este período está representada por eventos dúctiles y frágil-dúctiles que milonitizaron las fábricas metamórficas previas. En las Sierras de Córdoba, este metamorfismo dinámico desarrolló una de las



**Figura 1.** Mapa simplificado de las Sierras de Córdoba (modificado de Martino et al. 2014 y Radice et al. 2018), donde se indica el área de estudio (recuadro negro).

más extensas y complejas zonas de cizalla: la faja de cizalla de Guacha Corral (Fig. 1; Martino et al. 1995, Fagiano et al. 2002, 2006, Martino 2003, Simpson et al. 2003, Whitmeyer y Simpson 2003, Fagiano y Martino 2004, Demartis et al. 2017, 2021, Semenov y Weinberg 2017, Semenov et al. 2019, Radice et al. 2015, 2018, 2021).

La FCGC se caracteriza por presentar una orientación submeridiana, patrón anastomosado a escala regional y una cinemática inversa con vergencia hacia el oeste. Esta disposición estructural yuxtapone el Complejo metamórfico Comechingones de las Sierras de Córdoba (Martino et al. 1995), sobre el Complejo metamórfico Conlara de las Sierras de San Luis (Whitmeyer y Simpson 2003). Finalmente, le continuó la orogenia Chanica o Achaliana durante el Devónico-Carbonífero (~400-350 Ma; Stuart-Smith et al. 1999, Dahlquist et al. 2018, Ortiz Suárez et al. 1992, Ramos 1988, Ramos et al. 1986, Siegesmund et al. 2004, Sims et al. 1998, Steenken et al. 2010, Willner et al. 2011). Este período se caracterizó por el emplazamiento de grandes batolitos y cuerpos graníticos como el batolito de Achala y Cerro Áspero en las Sierras de Córdoba (Rapela et al. 1998b, Sims et al. 1998, Stuart-Smith et al. 1999, Pinotti et al. 2002, 2006, Dahlquist et al. 2013, Morales Cámara et al. 2018, entre otros).

El complejo Comechingones, coincidente parcialmente con el Complejo Calamuchita (Otamendi et al. 2004), comprende gran parte del bloque de techo de la FCGC. Se encuentra constituido por una secuencia metasedimentaria formada principalmente por migmatitas estromatíticas y diatexiticas, granulitas, leucogranitos peraluminosos, gneises, anfibolitas, mármoles y rocas calco-silicáticas (Gordillo y Lencinas 1979; Martino et al. 1995, Rapela et al. 1998b, Stuart-Smith et al. 1999, Otamendi et al. 1999, 2004, Fagiano et al. 2002, Radice et al. 2015, Semenov y Weinberg 2017, Barzola et al. 2019a-b, 2021). Las condiciones del pico metamórfico fueron estimadas entre los 650 °C a 950 °C de temperatura y presiones medias a bajas de 0.75 a 0.5 GPa, alcanzando asociaciones paragenéticas estables en condiciones de facie de anfibolita alta a granulita (Otamendi et al. 1999, 2004, 2019, Fagiano 2007, Radice et al. 2015, Guerreschi y Martino 2008, Barzola et al. 2021; entre otros). Este clímax metamórfico ocurrió entre los 550 y 520 Ma, durante la orogenia Pampeana (Guerreschi y Martino 2014, Siegesmund et al. 2010, Sims et al. 1998, Steenken et al. 2010, Weinberg et al. 2018). Producto del accionar de la FCGC durante el Famatiniano, estas secuencias metasedimentarias fueron sometidas a cambios microestructurales y estructurales en condiciones dúctiles y dúctil-frágiles generando típicas estructuras miloníticas (Martino 2003, Fagiano y Martino 2004, Otamendi et al. 2004).

El bloque de piso de la FCGC ha sido interpretado como

parte del Complejo metamórfico Conlara aflorante en las Sierras de San Luis (Whitmeyer y Simpson 2003, Semenov y Weinberg 2017, Weinberg et al. 2018). Está compuesto por una secuencia metasedimentaria formada por esquistos biotítico-muscovíticos, gneises biotíticos, mármoles, rocas calco-silicáticas, anfibolitas, migmatitas metasedimentarias y subordinados cuerpos de pegmatitas graníticas (Ortiz Suárez 1988, von Gosen y Prozzi 1998, Sato et al. 2003, Ortiz Suárez et al. 2009). Los protolitos sedimentarios del Complejo Metamórfico Conlara han sido asignados al período Precámbrico (~590 Ma; Sims et al. 1998, Steenken et al. 2006), siendo temporalmente equivalente a los protolitos de la sierra de Comechingones (Sims 1998, Otamendi et al. 2004, Steenken et al. 2010, Demartis et al. 2017) y a la Formación Puncoviscana (Steenken et al. 2004, Zimmermann 2005). En las inmediaciones de la FCGC, las unidades aflorantes son principalmente migmatitas estromatíticas, las cuales, por sectores, se encuentran milonitizadas con asociaciones paragenéticas estables en condiciones que van desde facies de anfibolita alta a esquistos verdes (Whitmeyer y Simpson 2003, Radice et al. 2018, Radice et al. 2021).

## CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA DE LAS UNIDADES METAMÓRFICAS

En el sector norte del bloque de piso de la faja de cizalla Guacha Corral (Fig. 2), fueron reconocidas dos unidades litológicas que pueden clasificarse en: i) metatexitas metasedimentarias y ii) metatexitas máficas. La primera se caracteriza por ser la unidad más abundante del área, con aproximadamente 10 km<sup>2</sup> de superficie aflorante (Fig. 2a), mientras que la segunda se dispone como cuerpos tabulares y lenticulares dentro de la unidad principal (Figs. 2a y b). A continuación, se describen las relaciones de campo y características petrográficas de cada una de las litologías aflorantes.

### Metatexitas metasedimentarias

Las metatexitas metasedimentarias forman cuerpos con morfología subredondeada, con potencias métricas variables entre 2 y 20 m y se encuentran rodeando hacia el sector nor-occidental a las metatexitas máficas. En general, poseen una fábrica bandeada tipo estromatítica generada por la alternancia de leucosomas delgados y continuos de composición tonalítica y melanosomas ricos en biotita que definen una foliación migmatítica submeridional (Fig. 3a). Los leucosomas se presentan como bandas irregulares de espesores variables desde escala milimétrica hasta los 5 cm, comúnmente plegados y boudinados (Fig. 3a). Se caracterizan por poseer

una textura granoblástica de grano medio (1 a 7 mm) y una composición mineralógica constituida de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, con biotita, muscovita, circón, monacita y apatita como fases accesorias (Fig. 3b). Los melanosomas se presentan como un conjunto de bandas irregulares, por sectores discontinuas, flexuradas y plegadas al igual que el leucosoma (Fig. 3a). Posee una textura granolepidoblástica de tamaño de grano medio a fino (0.5 a 3 mm) y está compuesto principalmente de biotita, cuarzo, plagioclasa y ocasionalmente granate. Como fases accesorias se reconoce muscovita, circón, monacita, apatita y minerales opacos. Se caracteriza por presentar un metamorfismo retrógrado moderado, evidenciado por el reemplazo de biotita por clorita. Hacia el este, el accionar de la faja de cizalla Guacha Corral deforma las fábricas migmatíticas previas generando típicas estructuras miloníticas.

### Metatexitas máficas

Las metatexitas máficas afloran en la porción noroccidental del área de estudio conformando un cuerpo discontinuo de morfología sub-redondeada en planta y levemente elongado en sentido N-S (Figs. 2a y b). A escala de afloramiento, son cuerpos tabulares a lenticulares de color gris verdoso que se disponen concordantes a subconcordantes con la metatexitas metasedimentarias, mostrando en general contactos netos. Radice et al. (2021) determinaron un protolito grauvaquico para estas rocas. Esta unidad litológica presenta variaciones morfológicas en función del contenido de fundido presente y, siguiendo los criterios de clasificación de Sawyer (2008), ha sido subdividida en: a) metatexitas en parches, y b) metatexitas estromatíticas.

**Metatexitas en parches:** Se caracterizan por presentar una morfología definida por pequeñas porciones o ‘parches’ de fundido (neosoma) dispersos en el paleosoma. Estos par-

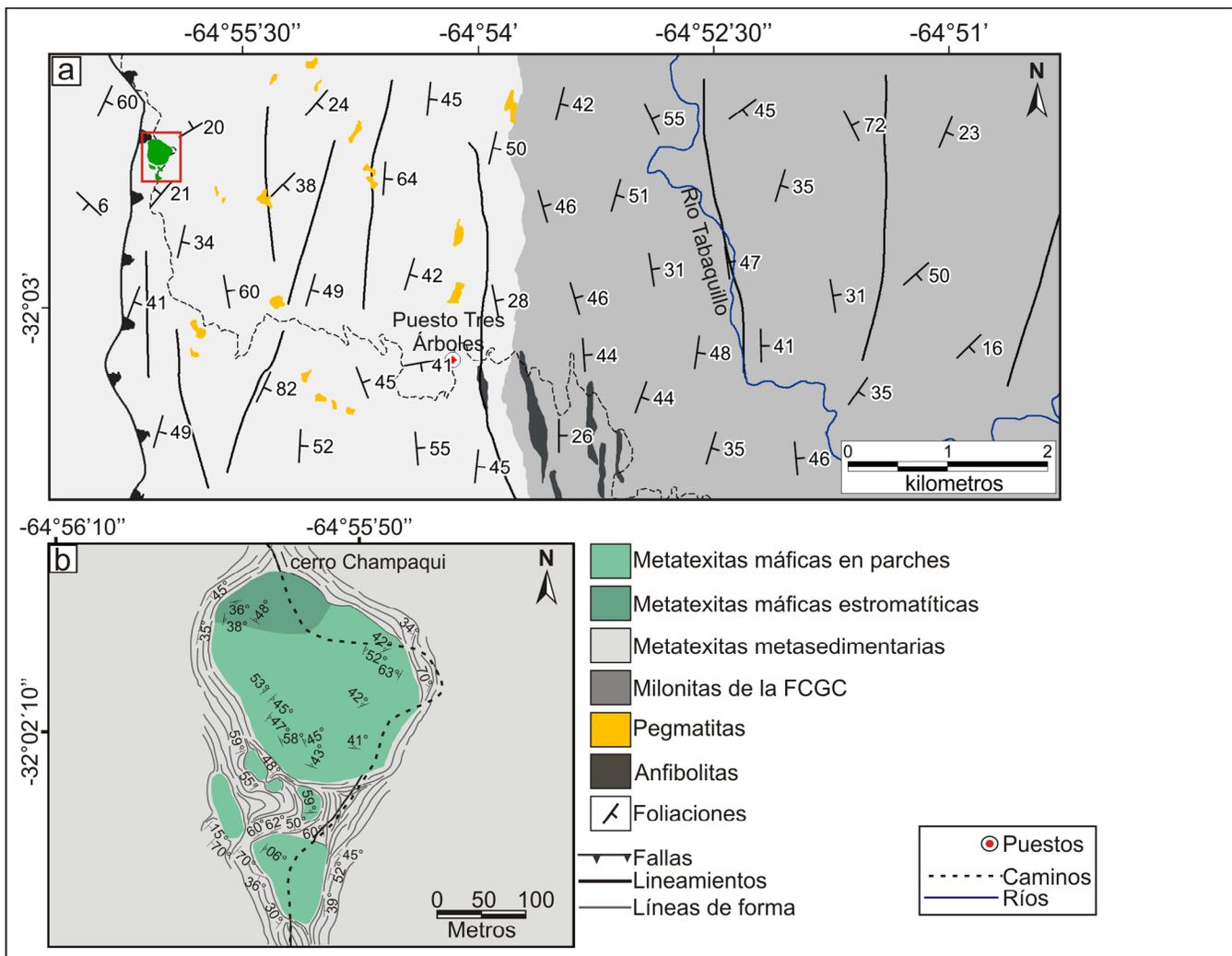


Figura 2. a) Mapa geológico del área de estudio en la Sierra de Comechingones donde se muestran las principales asociaciones litológicas. Modificado de Radice et al. 2021; b) Mapa de detalle (rectángulo rojo en Figura 2a) de la metatexitas máficas y metasedimentarias.

ches poseen tonalidades leucocráticas y formas irregulares, algunas sub-redondeadas a ovaladas, con tamaños variables entre 0.5 y 3 cm de diámetro (Fig. 3c). La morfología en parches predomina en el cuerpo máfico de mayores dimensiones y en todos los cuerpos lenticulares menores (Fig. 2b). El neosoma posee texturas granoblásticas y tamaños de grano medio (1 a 5 mm), no pudiéndose diferenciar en la misma sus partes. Mineralógicamente están compuestos de plagioclasa, cuarzo y, en menor proporción, feldespato alcalino, con circón y apatita como mineralogía accesorias. Algunos cristales de feldespato potásico presentan alteración a minerales de arcilla y sericita. En lo que refiere al paleosoma, exhibe una textura granonematoblástica a granolepidoblástica, con tamaño de grano medio a fino (0.5 a 3 mm) y una marcada foliación mineral. Está compuesto por una asociación de plagioclasa, cuarzo, biotita y, en menor proporción, hornblenda y granate (Figs. 3d y e). Este último mineral, en general se presenta como cristales aislados que desarrollan pseudomorfos de clorita y epidoto. Los minerales accesorios más comunes son circón, monacita, apatita, allanita y epidoto. Por otro lado, el paleosoma presenta un intenso metamorfismo retrógrado de hornblenda a tremolita-actinolita-biotita y de biotita a clorita.

**Metatexitas estromatíticas:** Las fábricas estromatíticas poseen buen desarrollo en la porción norte de la unidad de las metatexitas máficas (Fig. 2b). Un aumento en la proporción de fundido genera la interconexión de los pequeños 'parches' irregulares con la consecuente formación de bandas de leucosoma que definen la estructura estromatítica (Fig. 3f).

Los leucosomas presentan espesores variables entre 0.5 a 5 cm y se muestran deformados y plegados. Están compuestos por la asociación en equilibrio de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y granate, con circón, apatita, monacita y biotita como minerales accesorios. El granate ocurre como grandes blastos subhedrales (> 2 cm de largo), frecuentemente fracturados, sin presencia de inclusiones sólidas y con coronas de plagioclasa y feldespato potásico (Figs. 3g y h).

El melanosoma presenta una textura granolepidoblástica, inequigranular de grano medio (1 a 5 mm). Localmente posee una textura granonematoblástica asociada con la presencia de anfíboles (hornblenda) que, en su mayoría, se encuentran alterados a biotita y clorita. El paleosoma se compone por una asociación mineral de biotita, cuarzo, plagioclasa, esporádicamente granate y hornblenda, con circón, monacita y apatita como accesorios más comunes. Algunas fases minerales exhiben un intenso metamorfismo retrógrado, siendo frecuente el pasaje de biotita y hornblenda a clorita y biotita respectivamente. Al igual que en la metatexita de parches, los granates del paleosoma desarrollan pseudomorfos de clorita y epidoto.

## FAJA DE CIZALLA GUACHA CORRAL (FCGC)

En el sector oriental del área estudiada, se observa el desarrollo de estrechas fajas de deformación que aparecen de manera saltuaria y retrabajan las fábricas migmatíticas previas en condiciones dúctiles. Estas zonas de deformación están vinculadas con el desarrollo de la faja de cizalla Guacha Corral en el sector más oriental del área estudiada (Figs. 2a y 4a). Están compuestas por rocas de la serie milonítica, principalmente protomilonitas-milonitas y sus protolitos corresponden mayormente a las migmatitas metasedimentarias. Se caracterizan por un rumbo N a NO y límites transicionales con las rocas migmatíticas, pudiéndose reconocer la secuencia: metatexitas deformadas-protomilonitas-milonitas, esta última ya en el ámbito de la FCGC.

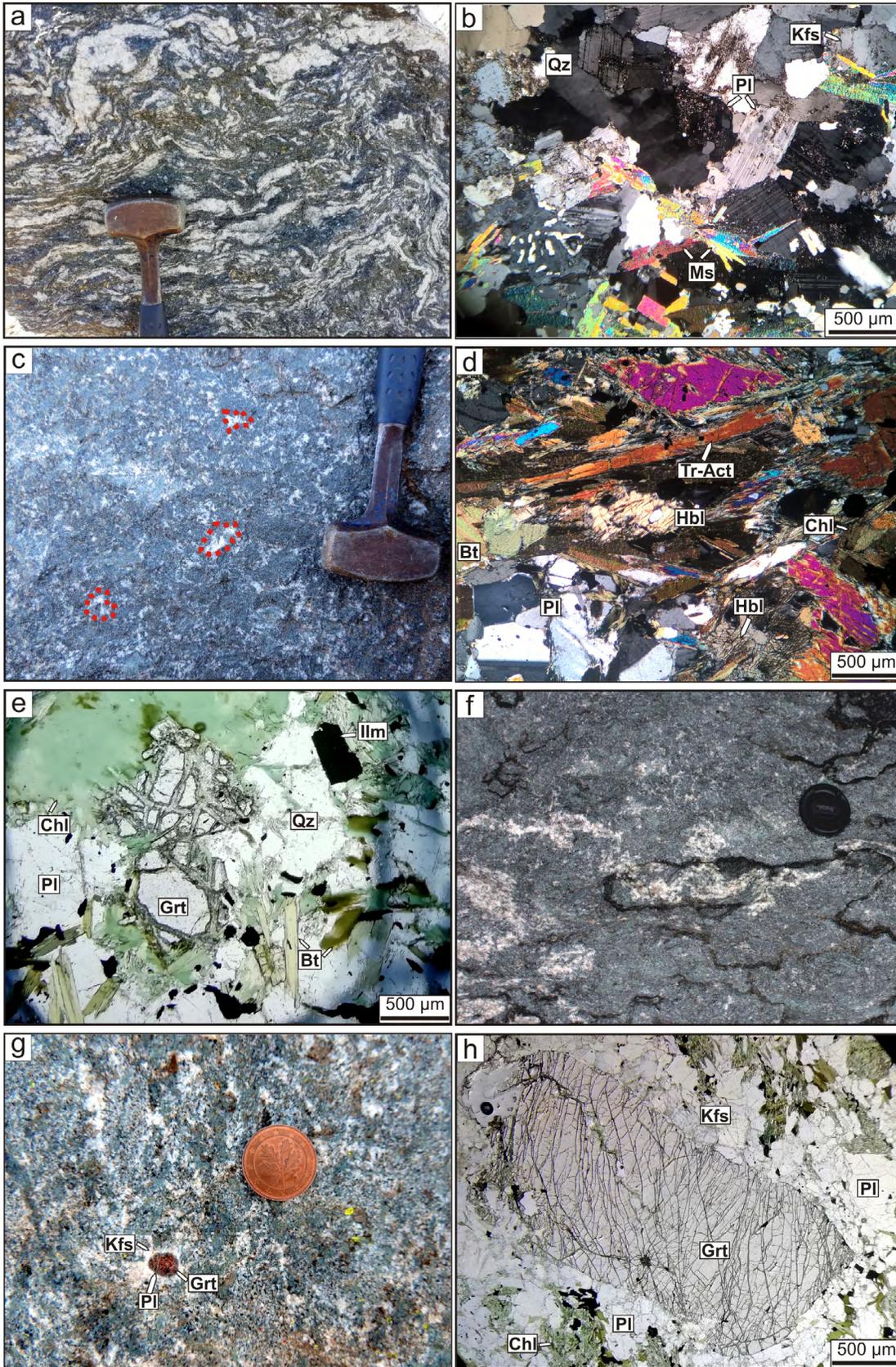
A escala de afloramiento, exhiben una textura porfiroclástica definida por la presencia de porfiroclastos contenidos en una matriz rica en filosilicatos (Fig. 4b). La matriz es de grano fino a medio ( $\leq 2$  mm) y posee una geometría anastomosada que define los planos de foliación milonítica y está compuesta por biotita, clorita, cuarzo, plagioclasa, y muscovita. Los porfiroclastos poseen tamaños variables (~0.5 a 4 cm), morfologías tipo sigma y se componen principalmente de plagioclasa y cuarzo (Fig. 4c). Desarrollan incipientes colas asimétricas por recristalización de la matriz y sombras de presión. Los porfiroclastos fueron utilizados como indicadores de la cinemática inversa (Figs. 4b y c).

## ESTRUCTURAS

### Foliaciones, pliegues y budines

El basamento metamórfico del área en estudio presenta un complejo arreglo estructural debido a la superposición de eventos deformacionales y a los procesos de fusión parcial que obliteraron parte de la historia previa. A escala de afloramiento se han podido reconocer estructuras planares, principalmente foliaciones, que se desarrollaron como producto de esta serie de eventos. Para denominar a estas estructuras se utilizará una nomenclatura de letras, donde:  $S_i$  = superficies de foliación,  $L_i$  = lineaciones minerales y  $F_i$  = pliegues. El subíndice 'i' es un número que establece un orden de superposición de elementos estructurales vinculados a los eventos deformacionales que actuaron en el sector. Las superficies de estratificación sedimentaria ( $S_0$ ) no han sido preservadas en el área de estudio.

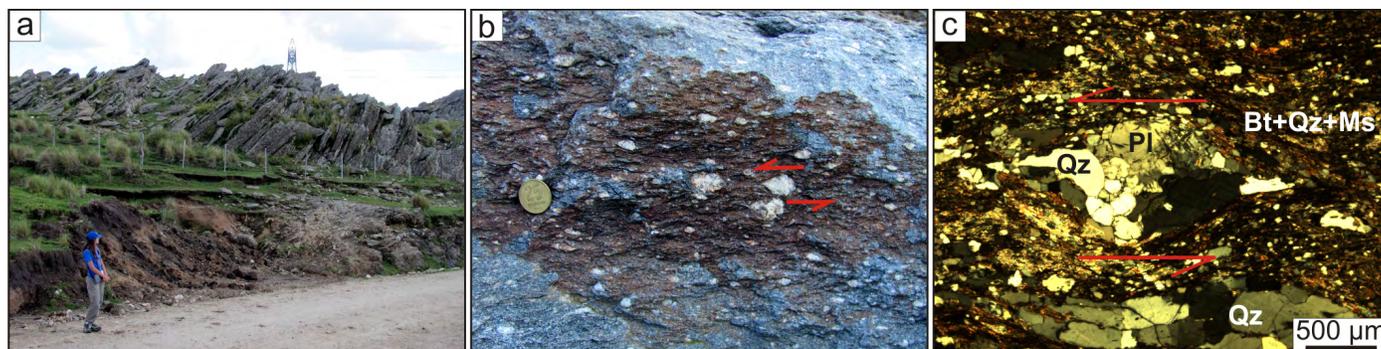
La superficie ( $S_1$ ) corresponde a una foliación migmatítica



**Figura 3.** Fotografías y foto-micrografías de las migmatitas metasedimentarias y máficas. a) Metatexita metasedimentaria donde se observa la fábrica estromatítica generada por la alternancia de bandas de leucosoma y melanosoma; b) Leucosoma de metatexita metasedimentaria compuesto por cuarzo, plagioclasa, feldespato K, con muscovita como fase accesoria; c) Metatexita máfica donde se observa la morfología de parches definida por pequeñas porciones o 'parches' de fundido (círculos rojos) dispersos en el paleosoma. (d) Composición mineralógica del paleosoma de una metatexita máfica con morfología en parches; e) Cristal de granate aislado con desarrollo de pseudo-morfos de clorita y epidoto; f) Metatexita máfica con morfología estromatítica generada por la alternancia de bandas irregulares de leucosoma y melanosoma. Fotografía tomada de Radice et al. 2021; g-h) Blastos de granate con coronas de plagioclasa y feldespato potásico. Nótese en la figura h cómo el cristal de granate se encuentra intensamente fracturado (fotografía tomada de Radice et al. 2021). Las microfotografías (b) y (d) fueron tomadas a nicols cruzados mientras que (e) y (h) a nicols paralelos. Los símbolos utilizados para los minerales corresponden a Whitney y Evans (2010).

( $S_{1a}$  y  $S_{1b}$ ) que constituye la estructura más preservada y representativa del basamento en estudio (Figs. 5a y b). Cabe

aclearar que en esta contribución, se consideran como superficies  $S_1$  a todas aquellas estructuras planares y penetrativas



**Figura 4.** a) Afloramiento de rocas miloníticas; b) Patrón anastomosado de la matriz milonítica y porfiroclastos de PI-Kfs-Qz. Con flechas rojas se indica el sentido del movimiento de cinemática inversa; c) Microfotografía a nicoles cruzados de porfiroclasto de agregado mineral (PI-Qz-Kfs) con morfología tipo sigma en una matriz rica en filosilicatos. Se indica el sentido de movimiento (flecha roja).

a escala de afloramiento que se generaron durante los procesos de fusión parcial en facies de anfibolita. La foliación  $S_{1a}$  es la primera en observarse y está definida por un bandeamiento estromatítico, generalmente bien definido (Figs. 5a y b). En las metatexitas metasedimentarias,  $S_{1a}$  posee orientaciones variables entre  $N300^{\circ}$ - $N60^{\circ}$  con buzamientos de mediano a alto ángulo hacia el SE y NO (Fig. 5c), mientras que en las metatexitas máficas las orientaciones varían entre  $N335^{\circ}$ - $N80^{\circ}$  con buzamientos de mediano ángulo al SE y NO (Fig. 5d). Este amplio rango de orientaciones de foliaciones ( $S_{1a}$ ) responde a los intensos y progresivos estadios de plegamiento que afectaron al bandeamiento estromatítico, y originaron pliegues ( $F_1$ ) con longitudes de onda variables y vergencia general hacia el oeste. Los pliegues intrafoliares ( $F_1$ ) en la mayoría de los casos son disarmónicos con longitudes de onda mayores a 20 centímetros (Fig. 5e) y en ocasiones, con longitudes de onda superiores al metro (Fig. 5f). Se caracterizan por ser de tipo similares o anisópacos, asimétricos, inclinados a recumbentes y apretados. En algunos sectores, se han observado charnelas engrosadas por acumulación de fundidos y flancos con leucosomas adelgazados. Asimismo, los pliegues de mayor longitud de onda presentan morfologías de tipo abiertos a cerrados, inclinados y asimétricos (Fig. 5f). Los ejes de las líneas de charnelas de los pliegues ( $F_1$ ) muestran una inmersión promedio de  $40^{\circ}$  al NE. La actitud de los flancos varía de  $N 330^{\circ}$  a  $N 35^{\circ}$  con buzamientos variables de mediano a bajo ángulo al SE. El análisis cinemático de los mismos indica una fuerte componente de movimiento inverso y transporte tectónico hacia el oeste.

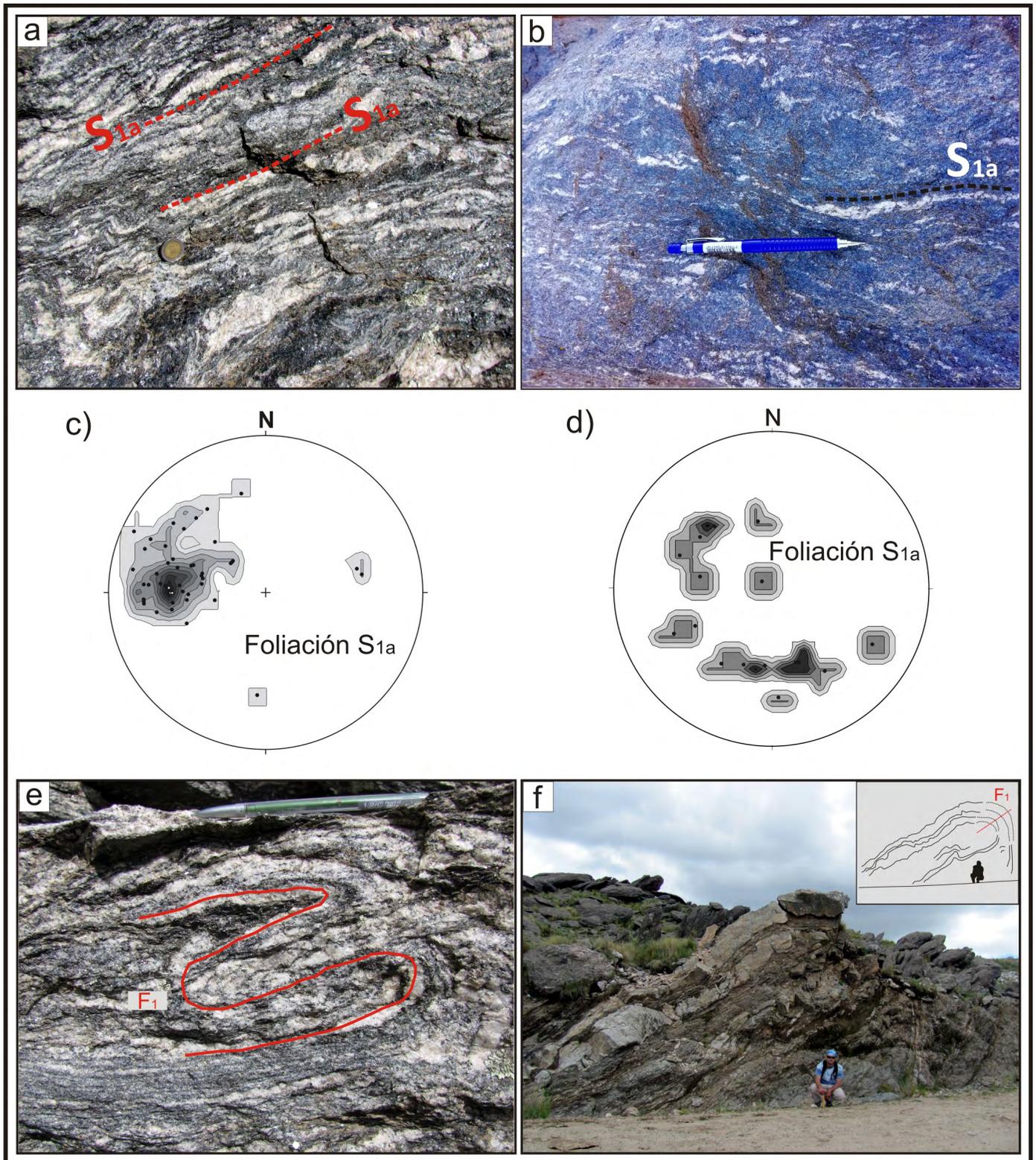
Asociada con el apretamiento de los pliegues  $F_1$ , se genera una foliación de plano axial ( $S_{1b}$ ; Figs. 6a y b). La superficie  $S_{1b}$  constituye una foliación de carácter penetrativa que corta a la foliación estromatítica ( $S_{1a}$ ) y se caracteriza por presentar una orientación variable entre  $N335^{\circ}$ - $N30^{\circ}$  con buzamientos de mediano ángulo hacia el NE y SE (Fig. 6c). El desarrollo de estas fábricas ha favorecido la migración de fundidos acu-

mulados en las charnelas de los pliegues de forma paralela a la dirección de plano axial (Figs. 6a y b).

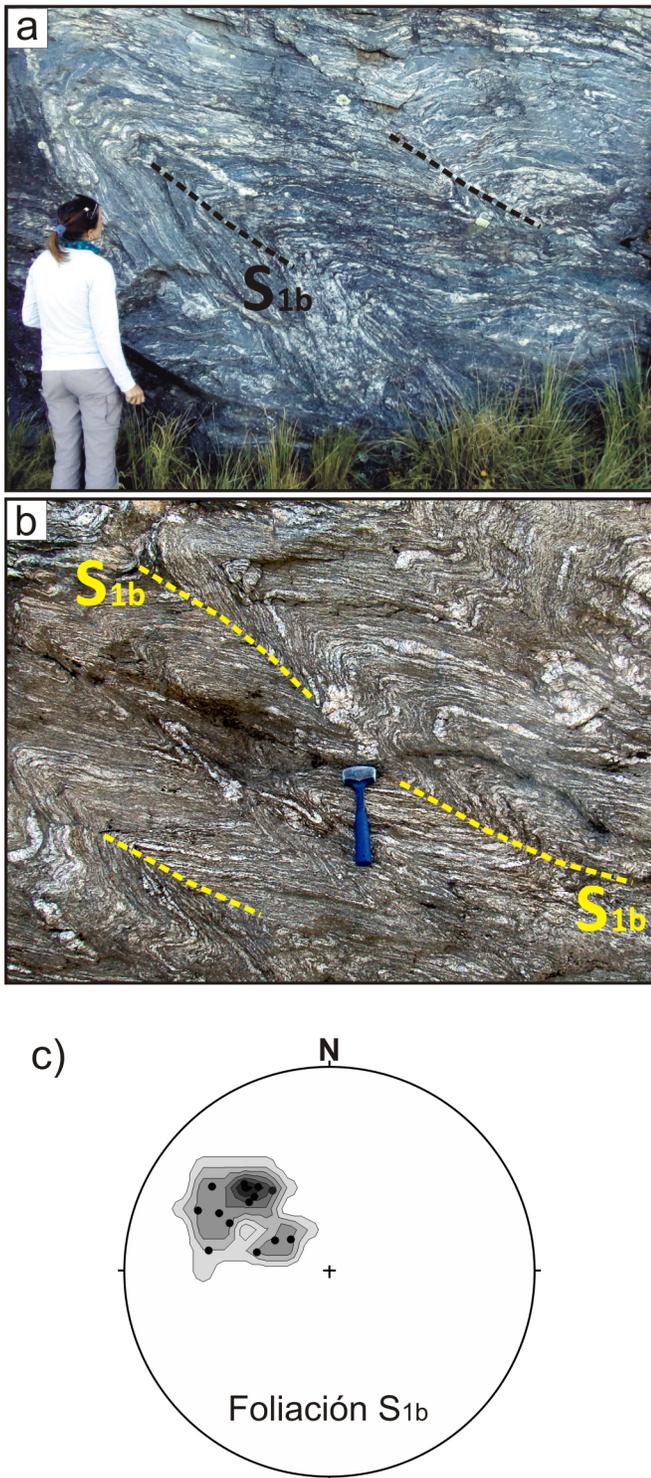
Localmente, el bandeamiento migmatítico presenta estructuras de tipo *boudinage* originadas principalmente por estiramiento de los leucosomas en los flancos de los pliegues ( $F_1$ ) de mayor escala (Fig. 7a). Estas estructuras presentan anchos variables entre 15 cm hasta 1 m, con longitudes entre cuello y cuello desde 5 cm a 50 cm, rumbos entre  $N40^{\circ}$ - $N95^{\circ}$  y buzamientos hacia el SE y SSE.

En el sector oriental del área de estudio, se desarrolla una foliación milonítica penetrativa ( $S_2$ ; Fig. 7b), generada en un nivel estructural dúctil en condiciones de medio a bajo grado metamórfico. La foliación  $S_2$  es una superficie curvilinear anastomosada definida por la disposición de los filosilicatos ( $< 1$  cm) en la matriz milonítica, una marcada reducción del tamaño de grano, el desarrollo de estructuras S-C y la generación de porfiroclastos de agregados minerales (cuarzo-feldespáticos) de tipo sigma (Fig. 7b). Se dispone con una orientación que varía de  $N335^{\circ}$  a  $N35^{\circ}$  y buzamientos de ángulo moderado hacia el ENE (Fig. 7c). Sobre dichos planos, se reconoce una lineación mineral ( $L_2$ ) definida por la orientación de filosilicatos (muscovita, biotita y, en menor medida, clorita) recrystalizados en la matriz de la roca y por la neoforración de pequeños granos de cuarzo dispuestos en finas cintas o *ribbons* elongados de manera subparalela a las micas. En conjunto, estas lineaciones presentan una dirección de inmersión promedio de  $N75^{\circ}$  con una intensidad de bajo a mediano ángulo al E (Fig. 7c). A partir del análisis cinemático de los porfiroclastos tipo sigma y la lineación mineral ( $L_2$ ), se define para la región norte de la FCGC un movimiento principalmente inverso.

Por último, en las metatexitas máficas se registra la formación de una superficie de foliación tardía ( $S_3$ ) que corta a las estructuras previas. Esta foliación ha sido documentada principalmente a microescala por lo que será desarrollado en el apartado siguiente.



**Figura 5.** a-b Foliación migmatítica ( $S_{1a}$ ) en afloramiento de (a) metatexitas metasedimentarias y (b) metatexitas máficas; donde se reconoce el bandeo estromatítico característico; c-d) Proyección estereográfica (hemisferio inferior de la red de Schmidt) donde se representan los diagramas de densidad de polos de: (c) foliación migmatítica ( $S_{1a}$ ) en la metatexitas metasedimentarias y (d) metatexitas máficas; e) Pliegues disarmónicos ( $F_1$ ) en migmatita metasedimentaria; f) Afloramiento de migmatita estromatítica donde se observa un sistema de pliegues ( $F_1$ ) de tipo cerrado, inclinado y asimétrico.



**Figura 6.** a-b) Afloramiento de metatexita estromatítica donde se observa el plegamiento ( $F_1$ ) y el desarrollo de la foliación de plano axial ( $S_{1b}$ ). Nótese la acumulación de fundidos anatóxicos en las zonas de charnelas; c) Proyección estereográfica (hemisferio inferior de la red de Schmidt) donde se representan los diagramas de densidad de polos de la foliación de plano axial ( $S_2$ ) en migmatitas estromatíticas.

### Microestructuras

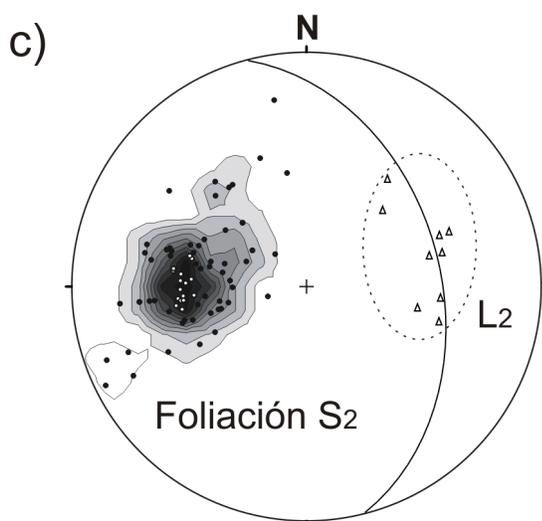
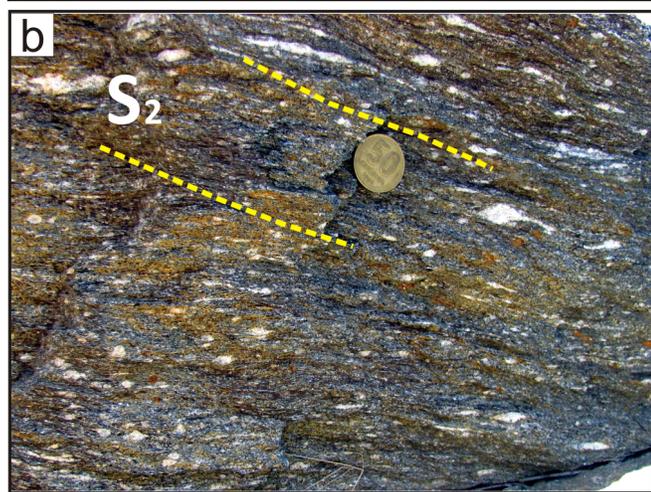
Las estructuras sin- y post-migmáticas fueron también identificadas en la escala microscópica. El bandeado estro-

matítico  $S_{1a}$  desarrolla bandas paralelas de melanosoma (biotita – cuarzo, en la metatexitas metasedimentarias, y biotita - cuarzo – hornblenda, en las metatexitas máficas) y leucosoma (cuarzo - plagioclasa - feldespato potásico; Fig. 8a) que frecuentemente forman microplegues ( $F_1$ ) de tipo apretados e isoclinales asociados con el desarrollo de una foliación de plano axial ( $S_{1b}$ ; Fig. 8b). Asimismo, las metatexitas máficas la foliación tardía ( $S_3$ ) corta a las estructuras previas y podría estar vinculada con la circulación de fluidos en fracturas y microfisuras que posteriormente fueron rellenadas por minerales como cuarzo, clorita y opacos (Fig. 8c).

Las rocas migmatíticas presentan microtexturas de intercrecimiento, donde las más comunes son las simplectíticas de cuarzo vermicular en plagioclasa (mirmequitas; Fig. 8d) y de cuarzo en muscovita. Dentro de las microestructuras de deformación, tanto las metatexitas metasedimentarias como las metatexitas máficas documentan procesos de deformación intracristalina. El *creep* por difusión en estado sólido queda de manifiesto en los leucosomas de las migmatitas a partir del desarrollo de bordes de granos curvos y/o lobulados de cristales de cuarzo (Fig. 8e) y en menor medida, feldespato potásico. El *creep* por dislocación está representado en cristales de cuarzo que desarrollan una extinción ondulosa (Fig. 8f).

Las microestructuras de recuperación (*recovery*) y recristalización dinámica se manifiestan principalmente en el cuarzo de los leucosomas migmatíticos que exhiben bandas de deformación y, en menor medida, patrones de extinción en damero (Fig. 8g) con formación de subgranos. En algunos sectores además, se observan contactos con bordes suturados (*bulging*). La formación de este patrón en damero está restringido a altas temperaturas ( $> 650\text{ }^\circ\text{C}$ , Stipp et al. 2002) y las bandas de deformación pueden ser consideradas como una etapa intermedia entre la extinción ondulosa y los bordes de subgranos. En lo que refiere al maclado mecánico se encuentra representado por la deformación de las maclas polisintéticas de plagioclasas como puede apreciarse en la figura 8h.

Por otro lado, en las rocas miloníticas, la foliación  $S_2$  está representada en la escala microscópica por una disposición planar de los filosilicatos en la matriz, con el frecuente desarrollo de microestructuras S-C (Fig. 8i). Tanto en los planos de foliación como en planos transversales a éstos se encuentran contenidos porfiroclastos de cuarzo, plagioclasa y agregados cuarzo-feldespáticos, los cuales desarrollan colas de recristalización y sombras de presión (Fig. 4c). Al igual que en las rocas migmatíticas, las protomilonitas-milonitas preservan microestructuras de deformación intracristalina de baja temperatura entre las que se destacan: lamelas de deformación



**Figura 7.** a) Estructuras tipo Boudinage asociadas con el estiramiento del leucosoma en metatexita metasedimentaria; b) Foliación milonítica ( $S_2$ ) con patrón anastomosado, originada por deformación dúctil; c) Proyección estereográfica del hemisferio inferior de la red de Schmidt donde se representan los diagramas de densidad de polos de la foliación milonítica ( $S_2$ ). Además, se proyecta la orientación de la lineación mineral ( $L_2$ ).

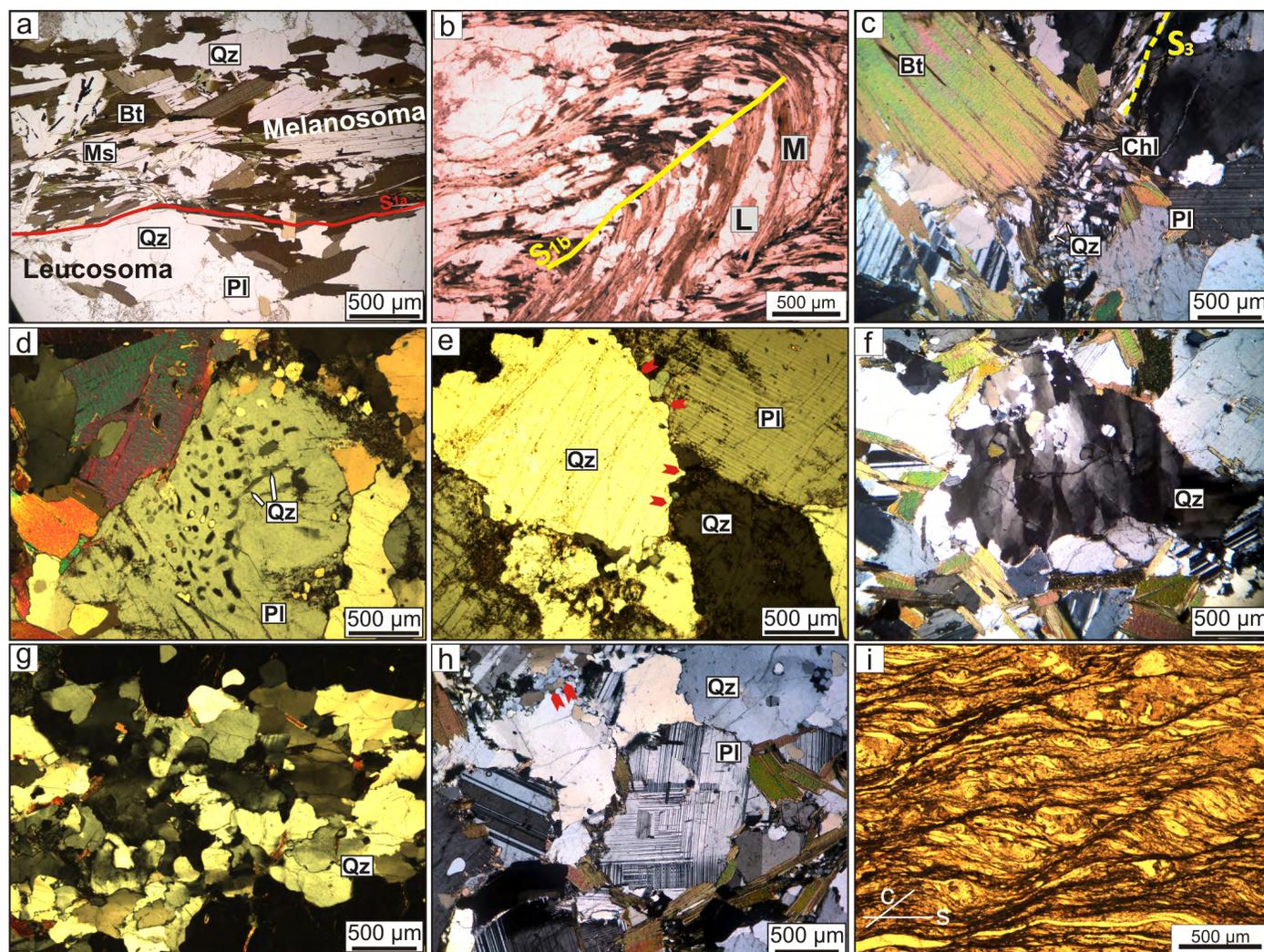
(creep por dislocación), microestructuras de recuperación y maclado mecánico. Asimismo, los filosilicatos tales como

biotita, muscovita y clorita, documentan microestructuras de flexuramiento y microplegamiento (*kinking*) principalmente en biotitas.

## DISCUSIÓN

### Evolución metamórfica y estructural del bloque de piso de la faja de cizalla Guacha Corral

Mediante el análisis integrado de las relaciones de campo, estructuras y microestructuras, se realizaron interpretaciones que permitieron dilucidar una compleja evolución deformacional del bloque de piso, su relación con la FCGC y su comparación con el bloque de techo (Fig. 9). El principal evento tectono-metamórfico documentado en el bloque de piso se denominó aquí como  $M_1$ - $D_1$ , aunque es preciso aclarar que no se descarta la ocurrencia de algún evento anterior, que podría haber sido totalmente obliterado. Este evento  $M_1$ - $D_1$  ocurrió en condiciones de alta temperatura y fue responsable de la principal migmatización (metatexitas máficas y metasedimentarias) y deformación que actuaron de manera progresiva y contemporánea en la primera parte del ciclo Famatiniano (Fig. 9a). Las condiciones del pico metamórfico establecidas a partir de la paragénesis mineral y de acuerdo con el geotermómetro de Ti en circón (Radice et al. 2021) son consistentes con temperaturas de 650-700 °C y presiones de 0.5 a 0.6 GPa en facies de anfibolita alta. Estas condiciones son similares a algunas de las establecidas para el Complejo Metamórfico Conlara, en las Sierra de San Luis, el cual presenta variaciones que van desde el grado alto y facies de anfibolita alta, al grado medio y facies de anfibolita baja (Llambías y Malvicini 1982, López de Luchi et al. 2008, Morosini et al. 2019, Ortiz Suárez et al. 2021, entre otros). La deformación ( $D_1$ ) de tipo no coaxial, compresiva y con transporte tectónico al oeste, plegó la foliación estromatítica ( $S_{1a}$ ). Bajo estas condiciones se habrían desarrollado, en un primer momento, pliegues abiertos que evolucionaron progresivamente a pliegues asimétricos, apretados e isoclinales, a partir de los cuales se desarrolló una nueva foliación de plano axial ( $S_{1b}$ ). Es necesario aclarar que en dicha foliación ( $S_{1b}$ ) se observa una continuidad en las características mineralógicas y texturales entre ambos leucosomas. A través de esta foliación  $S_{1b}$ , se movilizaron y colectaron los fundidos anatécicos que permitieron la acumulación de fundidos en las charnelas de pliegues  $F_1$  (Figs. 6a y b), dando lugar a la intrusión y formación de facolitos. Estas son evidencias de que el evento deformacional  $D_1$  actuó de forma progresiva y contemporánea con los procesos de migmatización y anatexis, controlando la movilización y



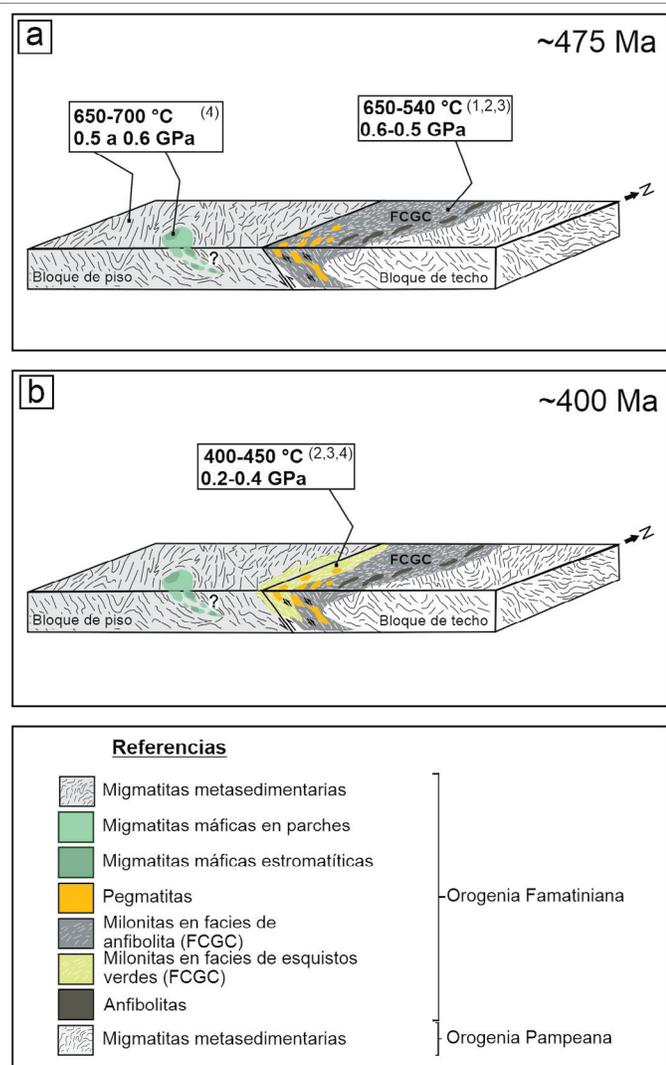
**Figura 8.** Microestructuras en migmatitas metasedimentarias y máficas. a) Bandedo estromático ( $S_{1a}$ ) dado por la alternancia de bandas de melanosoma y leucosoma; b) Bandas de leucosoma (L) y melanosoma (M) formando microplegues ( $F_1$ ) de tipo apretados e isoclinales. Notar el desarrollo de la foliación de plano axial  $S_{1b}$ ; c) Foliación tardía ( $S_3$ ) en metatextita máfica. Figura tomada de Radice et al. 2021; d) Intercrecimiento simplectítico de cuarzo vermicular sobre plagioclasa (mirmequitas); e) *Creep* por difusión en leucosoma de migmatita estromática. Se reconoce el desarrollo de cuarzo y plagioclasa con contactos lobulados y curvos (flechas rojas); f) Extinción ondulosa "de barrido" en cristales de cuarzo (*creep* por dislocación); g) Bandas de deformación y patrón de extinción en damero en cristales de cuarzo del leucosoma; h) Maclado mecánico en plagioclasa. Nótese también, evidencias de recristalización dinámica del cuarzo (flechas rojas); i) Foliación milonítica ( $S_2$ ) con microestructuras S-C producto de deformación dúctil. Las microfotografías (a), (b) e (i) fueron tomadas a nicoles paralelos, y (c), (d), (e), (f), (g) y (h) a nicoles cruzados.

acumulación de los fundidos anatéticos.

El análisis de las paragénesis minerales, junto con las evidencias microestructurales observadas en las metatextitas del área (desarrollo de simplectitas, contactos lobulados entre cristales, extinción en damero, entre otras), permitieron determinar que la deformación actuó en condiciones de media-alta temperatura (~700 a 500 °C; Passchier y Trouw 2005). Dataciones de U-Pb en circones y monacitas realizadas recientemente por Radice et al. (2021) en los leucosomas de metatextitas máficas confirmaron que las mismas se formaron durante el Ordovícico Temprano a los ~475 Ma. Esta edad es coincidente con la de granitos y pegmatitas sin-cinemáticos emplazados dentro de la FCGC (Demartis et al. 2017), indicando que el evento de migmatización ocurrido en el bloque

de piso habría sido sincrónico, o muy cercano en el tiempo, con los procesos de milonitización de alta temperatura ocurridos en la mencionada faja de cizalla (Radice et al. 2021; Fig 9a).

El segundo evento tectono-metamórfico observado ( $M_2$ - $D_2$ ) se trata de un metamorfismo dinámico que afectó parcialmente al bloque de piso, y que está restringido principalmente al sector oriental del mismo, en proximidad con la FCGC (Fig. 9b). Se relaciona con la formación de estrechas fajas que aparecen de manera saltuaria y retrabaja las fábricas migmatíticas previamente plegadas durante  $D_1$ , como así también con el desarrollo de la zona de transición constituida por protomilonitas en contacto con la FCGC. Dentro de esta faja, las rocas ya se encuentran totalmente milonitizadas (Fig. 4). Este evento



**Figura 9.** Modelo esquemático tomado y modificado de Radice et al. (2021) que muestra la evolución del bloque de piso, su relación con la faja de cizalla de Guacha Corral y el bloque de techo. a) Evento  $M_1$ - $D_1$ , responsable de la migmatización del bloque de piso en facies de anfibolita. Sincrónico o muy cercanos en el tiempo, ocurre la milonitización en alta temperatura de la faja de cizalla Guacha Corral; b) Evento  $M_2$ - $D_2$  de carácter dúctil en facies de esquistos verdes que genera estrechas fajas de manera saltuaria en el bloque de piso (ver explicación en el texto). Fuente de datos de las condiciones de temperatura y presión: (1) Fagiano et al. (2002), (2) Semenov y Weinberg (2017), (3) Semenov et al. (2019) y (4) Radice et al. (2021).

$M_2$ - $D_2$  se desarrolló en un ambiente estructural dúctil, en grado medio a bajo y facies de esquistos verdes, bajo condiciones de 400-450 °C de temperatura y 0.2-0.4 GPa de presión según las microestructuras observadas y su correlación con numerosos trabajos realizados en las zonas aledañas (Semenov y Weinberg 2017, Semenov et al. 2019, Radice et al. 2021). Este evento queda evidenciado por el reemplazo de cristales de biotitas por cloritas y la neoformación de lineaciones minerales en muscovita y clorita ( $L_2$ ). A partir del análisis cinemático de porfiroclastos y lineaciones de estiramiento-crecimiento mineral ( $L_2$ ), se pudo establecer una cinemática de tipo inversa compresiva con desplazamiento del bloque de techo hacia el

oeste durante el evento  $D_2$ .

La diferencia de las condiciones de T y P entre los eventos  $D_1$  y  $D_2$  permiten interpretar una separación temporal bastante amplia entre el clímax metamórfico ( $M_1$ ), con fusión parcial, y el metamorfismo dinámico ( $M_2$ ). Radice et al. (2021) determinaron un enfriamiento continuo de las rocas del piso de la FCGC alcanzando los 500 °C a los ~400 Ma, de acuerdo con edades de U/Pb en apatita obtenidas en las migmatitas máficas del bloque de piso. La suma de los resultados de este trabajo, junto con los obtenidos anteriormente por estos autores, permitiría vincular esta edad (~400 Ma) a un periodo de actividad de la FCGC que generó deformación en facies de esquistos verdes en las rocas del bloque de piso. Trabajos recientes han definido un evento tectono-térmico significativo durante el Silúrico (445-410 Ma, Casquet et al. 2021, Verdecchia et al. 2022) que, en las Sierras Pampeanas, generó reactivaciones y/o nuevas de fajas de cizalla. Con lo cual los resultados aquí presentados podrían estar vinculados a esta etapa de reactivación de la FCGC que se extendió hacia el bloque de piso durante el Silúrico.

Por último, el estadio  $D_3$  actuó bajo condiciones frágiles y está caracterizado por la circulación de fluidos, que afectaron principalmente a las rocas metatexíticas máficas y generaron una estructura planar  $S_3$  que corta de manera neta y transversal a todas las estructuras preexistentes (Fig. 8c). Este evento podría asociarse o bien con los procesos hidrotermales vinculados con la intrusión del batolito de Achala durante el Devónico (Lira et al. 1999, Steenken et al. 2004, Maffini et al. 2017, y referencias allí citadas) o a fluidos retrógrados tardíos en el bloque de piso, que favorecieron la formación de minerales como cuarzo, clorita y opacos a través de fracturas y microfrazas de la roca.

### Relación entre los eventos metamórficos y deformacionales reconocidos en el bloque de piso y la evolución de la FCGC

A partir del trabajo de Fagiano et al. (2002), se reconocen dos momentos de actividad de la FCGC en diferentes condiciones metamórficas, una en facies de anfibolita y otra en facies esquistos verdes. Semenov y Weinberg (2017) realizaron una cartografía de la porción centro-norte de la FCGC donde definieron una faja de deformación en facies de anfibolita de >7.5 km de ancho en la parte centro-oriental y otra en facies de esquistos verdes de >2.5 km en la parte occidental. Asimismo, estos autores propusieron la posibilidad de que la actividad de la FCGC habría iniciado dentro del ciclo orogénico Pampeano. Recientemente, Semenov et al. (2019) proponen que la deformación en facies de anfibolita ocurrió durante el Famatiniano, tomando como base el trabajo de Demartis et al.

(2017), quienes presentan edades de cristalización de granitos y pegmatitas emplazados sin-cinemáticamente, y los trabajos de Steenken et al. (2010) y López de Luchi et al. (2010), quienes presentan edades de enfriamiento de pegmatitas cizalladas. De acuerdo con lo mencionado anteriormente, alrededor de los ~475 Ma coinciden temporalmente la actividad en facies de anfibolita de la FCGC con el evento  $M_1$ - $D_1$  reconocido en su bloque de piso (Fig. 9a). Esto queda evidenciado, además, en la coherencia con los datos estructurales que demuestran cómo los fundidos anatéticos canalizados en las charnelas de los pliegues que generan la foliación de plano axial  $S_{1b}$  en el bloque de piso, coinciden con la orientación de la foliación milonítica ( $S_2$ ) en facies de anfibolita observada en la FCGC. Estos datos indican un movimiento inverso con transporte tectónico hacia el oeste del bloque de techo, en coincidencia con los trabajos de Fagiano et al. (2002), Otamendi et al. (2004), Demartis et al. (2017), Semenov y Weinberg (2017), Semenov et al. (2019), Radice et al. (2021), entre otros.

En relación con la actividad de la FCGC en facies de esquistos verdes, Semenov et al. (2019) propusieron, a partir de edades en muscovita y biotitas obtenidas tanto en la FCGC como en su bloque de techo, dos intervalos de rápido enfriamiento, uno a los ~420 Ma y el otro a los ~405 Ma. Estos periodos estarían vinculados a procesos de empuje, rápida exhumación y cizallamiento generado por los movimientos de la FCGC en facies de esquistos verdes. Es por ello que el evento  $M_2$ - $D_2$  reconocido en este trabajo en el bloque de piso se correspondería con un intervalo de actividad de la FCGC a los ~400 Ma (Fig. 9b) y, por lo tanto, podría correlacionarse con la segunda etapa de reactivación en facies de esquistos verdes propuesta por Semenov et al. (2019). Durante este periodo (~400 Ma), se produce un avance de la deformación hacia el bloque de piso, afectándolo en su parte oriental y quedando finalmente las rocas metamórficas pampeanas de Córdoba en contacto y por encima de las rocas metamórficas famatinianas de San Luis, como ya fue propuesto por los mismos autores.

## CONCLUSIONES

El segmento norte del bloque de piso de la sierra de Comchingones se caracteriza por la presencia de un basamento migmatítico constituido principalmente por metatexitas metasedimentarias y máficas. Estas últimas, se subdividen en metatexitas en parches y estromatíticas de acuerdo con el contenido de fundido presente. Este conjunto de migmatitas habría experimentado un metamorfismo regional de alto grado y condiciones del clímax que habrían alcanzado temperaturas de 650-700 °C y presiones de 0.5-0.6 GPa. El evento

deformacional que canalizó parte de los fundidos anatéticos se caracterizó por ser de tipo no coaxial, compresivo y con transporte tectónico al oeste.

Los procesos de anatexis en este bloque fueron sincrónicos o muy cercanos en el tiempo, con la deformación  $D_2$  en facies de anfibolita en la faja de cizalla Guacha Corral en el bloque de techo durante la orogenia Famatiniana en el Ordovícico Temprano (~475 Ma). Las evidencias estructurales tales como el plegamiento asimétrico y el desarrollo de la foliación de plano axial  $S_{1b}$ , por donde se canalizan los fundidos migmatíticos en el bloque de piso, son evidencias de la cercanía en el tiempo entre la fusión parcial del bloque de piso y la deformación en el bloque de techo.

Posteriormente, el basamento metamórfico del bloque de piso fue retrabajado por estrechas fajas de cizalla vinculadas al desarrollo de la FCGC en la región oriental del área estudiada. Este evento generó una foliación milonítica ( $S_2$ ) que obliteró las fábricas migmatíticas en condiciones de facies de esquistos verdes (400-450 °C y 0.2-0.4 GPa) y que se caracterizó por ser fuertemente compresivo, con cinemática inversa y desplazamiento del bloque de techo hacia el oeste. Por lo tanto, el avance de la deformación en el bloque de piso estaría estrechamente vinculado a las reactivaciones de la FCGC demostrando una larga historia deformacional de al menos ~75 Ma.

## AGRADECIMIENTOS

Se agradece a los revisores del trabajo el Dr. Sebastian Oriolo y el Dr. Augusto Morosini por las correcciones y sugerencias aportadas para mejorar sustancialmente la calidad del manuscrito. Esta investigación fue respaldada por los proyectos PICT 1406/18, PICT 1754/16 financiado por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Técnica (ANPCyT), GRTF77-2019 financiado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología de la Provincia de Córdoba y PPI 18/C456 financiado por la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de Río Cuarto (SeCyT-UNRC), que permitieron el desarrollo de las tareas de campo y posterior análisis de los datos.

## REFERENCIAS

- Adams, C.J., Miller, H., Aceñolaza, F.G., Toselli, A.J. y Griffin, W.L. 2011. The Pacific Gondwana margin in the late Neoproterozoic Early Paleozoic: detrital zircon U-Pb ages from metasediments in northwest Argentina reveal their maximum age, provenance and tectonic setting. *Gondwana Research* 19: 71-83.
- Astini, R.A. 1998. Stratigraphic evidence supporting the rifting, drifting

- and collision of the Laurentian Precordillera terrane of western Argentina. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London Special Publication 142: 11-33.
- Baldo, E.G., Demange, M. y Martino, R.D. 1996. Evolution of the Sierras de Córdoba, Argentina. *Tectonophysics* 267(1-4): 121-142.
- Barzola, M., Tibaldi, A., Otamendi, J., Cristofolini, E., Demichelis, A., Armas, P. y Camilletti, G. 2019a. Geología del basamento del sector sur del Embalse Cerro Pelado, Sierra de Comechingones, Córdoba: análisis geotermobarométrico de las rocas anatécicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 76: 84-108.
- Barzola, M.G., Tibaldi, A.M., Cristofolini, E.A., Otamendi, J.E., Demichelis, A.H., Armas, P. y Camilletti, G.C. 2019b. Estructura interna de una sección de corteza media expuesta en el basamento metamórfico del sector centro-norte de Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 76(4): 375-390.
- Barzola, M.G., Tibaldi, A.M., Cristofolini, E.A., Otamendi, J.E., Schwartz, J.J., Benito, M.P. y Armas, P. 2021. P-T-t path reconstruction in a syn-deformational migmatization event along the north-central portion of Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 112: 103534.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F. y Jacob, J. 2005. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariiep (Namibia/South Africa) orogenic belts—evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research* 139: 195-221.
- Blenkinsop, T. 2000. *Deformation Microstructures and Mechanisms in Mineral and Rocks*. Kluwer Academic Publishers, 132 p., London.
- Boffadossi, M.A., Coniglio, J.E., Maffini, M.N., Pinotti, L.P., Radice, S., D'Eramo, F.J. y Coniglio, J. 2021. Synkinematic interplay between felsic dykes and host rock mylonitization: how magmatism assists the formation of ductile narrow shear zones in the Sierra Chica de Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 106: 103063.
- Brown, M. y Solar, G.S. 1998. Shear-zone systems and melts: feedback relations and self organization in orogenic belts. *Journal Structural Geology* 20: 211-227.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales, Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Actas: 1: 224-291, Córdoba.
- Casquet, C., Dahlquist, J.A., Verdecchia, S.O., Baldo, E.G., Galindo, C., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Morales, M.M., Murra, J.A. y Fanning, C.M. 2018. Review of the Cambrian Pampean orogeny of Argentina; a displaced orogen formerly attached to the Saldania Belt of South Africa?. *Earth-Science Reviews* 177: 209-225.
- Casquet, C., Ramacciotti, C., Larrovere, M.A., Verdecchia, S., Murra, J., Baldo, E.G., Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. 2021. The Rinconada phase: A regional tectono-metamorphic event of Silurian age in the pre-Andean basement of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 111: 103432.
- Dahlquist, J.A., Alasino, P.H., Basei, M.A., Cámara, M.M.M., Grande, M.M. y Neto, M.D.C. 2018. Petrological, geochemical, isotopic, and geochronological constraints for the Late Devonian–Early Carboniferous magmatism in SW Gondwana (27–32° LS): an example of geodynamic switching. *International Journal of Earth Sciences* 107(7): 2575-2603.
- Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Gaschnig, R.M., Rapela, C.W., Casquet, C., Alasino, P.H., Galindo, C. y Baldo, E.G. 2013. Hf and Nd isotopes in Early Ordovician to Early Carboniferous granites as monitors of crustal growth in the Proto-Andean margin of Gondwana. *Gondwana Research* 23: 1617-1630.
- Demartis, M., Pinotti, L.P., Coniglio, J.E., D'Eramo, F.J., Tubia, J., Aragón, E., Agulleiro, L. 2011. Ascent and emplacement of pegmatitic melts in a major reverse shear zone (Sierras de Córdoba, Argentina). *Journal of Structural Geology* 33(9): 1334-1346.
- Demartis, M., Jung, S., Berndt, J., Aragón, E., Sato, A.M., Radice, S., Maffini, M.N., Coniglio, J.E., Pinotti, L.P. y D'Eramo, F.J. 2017. Famatinian inner arc: Petrographical observations and geochronological constraints on pegmatites and leucogranites of the Comechingones pegmatitic field (Sierras de Córdoba, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 79: 239-253.
- Demartis, M., Jung, S., Hauff, F., Aragón, E., D'Eramo, F. J., Coniglio, J. E., Pinotti, L.P., Boffadossi, M.A., Muratori, M.E. y Coniglio, J. 2021. Shear-assisted water-fluxed melting and AFC processes in the foreland of the Early Paleozoic Famatinian orogen: petrogenesis of leucogranites and pegmatites from the Sierras de Córdoba, Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 110(7): 2495-2517.
- D'Eramo, F.J., Tubía, J.M., Pinotti, L.P., Vegas, N., Coniglio, J., Demartis, M., Aranguren, A. y Basei, M. 2013. Granite emplacement by crustal boudinage: example of the Calmayo and El Hongo plutons (Córdoba, Argentina). *Terra Nova* 25(5): 423-430.
- D'Eramo, F.J., Pinotti, L.P., Bonalumi, A., Sfragulla, J., Demartis, M., Coniglio, J.E. y Baldo, E.G. 2014. El magmatismo Ordovícico en las Sierras Pampeanas de Córdoba. En: Martino, R.D. y Guereschi, A.B. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Córdoba*. 19° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 233-254, Córdoba.
- Dragone, G.N., Ussami, N., Gimenez, M.E., Klinger, F.G.L. y Chaves, C.A.M. 2017. Western Paraná suture/shear zone and the limits of Rio Apa, Rio Tebicuary and Rio de la Plata cratons from gravity data. *Precambrian Research* 291: 162-177.
- Druguet, E., Czeck, D. M. y Carreras, J. 2021. Fluid-assisted localized embrittlement in an overall ductile fold-and-shear belt: A case study from Cap de Creus. *Journal of Structural Geology* 153: 104460.
- Ducea, M.N., Otamendi, J.E., Bergantz, G., Stair, K.M., Valencia, V.A. y Gehrels, G.E. 2010. Timing constraints on building an intermediate plutonic arc crustal section: U-Pb zircon geochronology of the Sierra Valle Fertil-La Huerta, Famatinian arc, Argentina. *Tectonics* 29(4): 1-22.

- Escayola, M.P., Pimentel, M.M. y Armstrong, R. 2007. Neoproterozoic backarc basin: Sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology* 35: 495-498.
- Fagiano, M. 2007. Geología y petrología del basamento cristalino de Las Albahacas, sur de la Sierra de Comechingones, Universidad Nacional de Río Cuarto; Córdoba, 379, Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 379 p, Río Cuarto.
- Fagiano, M., Pinotti, L., Esparza, A. y Martino, R. 2002. La faja de cizalla de Guacha Corral, sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 259-264, El Calafate.
- Fagiano, M. y Martino, R. 2004. Cinemática y petrología de la faja de cizalla Guacha Corral en el extremo austral de la sierra de Comechingones, Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial* 7: 45-50.
- Fagiano, M., Pinotti, L. y Esparza, A. 2006. Fábricas deformacionales de la faja de cizalla Guacha Corral en su porción centro-oriental, Sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. *Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial* 6: 169-173.
- Finch, M.A., Weinberg, R.F., Fuentes, M.G., Hasalová, P. y Becchio, R. 2015. Reply to comment by SH Büttner on: "One kilometre-thick ultramylonite, Sierra de Quilmes, Sierras Pampeanas, NW Argentina". *Journal of Structural Geology* 76: 84-85.
- Fossen, H. y Cavalcante, G.C.G. 2017. Shear zones—A review. *Earth-Science Reviews* 171: 434-455.
- González Bonorino, F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 5(3): 81-110.
- Gordillo, C.E. y Lencinas, A.N. 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Actas 1: 577-650, Córdoba.
- Guereschi, A. y Martino, R. 2008. Field and textural evidence of two migmatization events in the Sierras de Córdoba, Argentina. *Gondwana Research* 13 (2): 176-188.
- Guereschi, A. y Martino, R. 2014. Las migmatitas de las Sierras de Córdoba. En: Martino, R.D. y Guerreschi, A.B. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Córdoba, Parte I: Geología de Superficie*. Asociación Geológica Argentina. 19° Congreso Geológico Argentino Relatorio: 67-94, Córdoba.
- Jordan, T.E. y Allmendinger, R.W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science* 286(10): 737-764.
- Lira, R., Gomez, G.M., Ripley, E.M y Johnson, T.W. 1999. Regional occurrence of meteoric water alteration-mineralization systems in Devonian-Carboniferous granitoids of Eastern Sierras Pampeanas of Central Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology, *Anales* 34, Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Actas: 474-480. Carlos Paz, Argentina.
- Larovere, M.A., de los Hoyos, C.R., Willner, A.P., Verdecchia, S.O., Baldo, E.G., Casquet, C., Basei, M.A., Hollanda, M.H., Rocher, S., Alasino, P.H. y Moreno, G.G. 2020. Mid-crustal deformation in a continental margin orogen: structural evolution and timing of the Famatinian Orogeny, NW Argentina. *Journal of the Geological Society* 177(2): 233-257.
- Llambías, E. y Malvicini, L. 1982. Geología y génesis de los yacimientos de tungsteno de las sierras del Morro, Los Morrillo y Yulto, Provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 37(1): 100-143.
- López de Luchi, M.G., Cerrado, M.E., Steenken, A., Siegesmund, S., Wemmer, K. y Martino, R.D. 2008. The Conlara Metamorphic Complex: A pampean metamorphic event in the sierra de San Luis, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino Actas 1: 28, San Salvador de Jujuy.
- Maffini, M.N., Wemmer, K., Radice, S., Oriolo, S., D'Eramo, F., Coniglio, J., Demartis, M., y Pinotti, L. 2017. Polymetallic (Pb-Zn-Cu-Ag±Au) vein-type deposits in brittle-ductile transtensional shear zones, Eastern Sierras Pampeanas (Argentina): Age constraints and significance for the Late Paleozoic tectonic evolution and metallogenesis. *Ore Geology Reviews* 89: 668-682.
- 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(4): 549-571.
- Martino, R.D., Kraemer P., Escayola M., Giambastiani M. y Arnosio, M. 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50: 60-77.
- Martino R.D. y Guerreschi A.B. 2014. La estructura Neoproterozoica – paleozoica Inferior del complejo metamórfico de las Sierras Pampeanas de Córdoba. En: Martino, R.D. y Guerreschi, A.B. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Córdoba, Parte I: Geología de Superficie*. Asociación Geológica Argentina. 19° Congreso Geológico Argentino Relatorio: 95-128, Córdoba.
- Morales Cámara, M.M., Dahlquist, J.A., Ramacciotti, C.D., Galindo, C., Basei, M.A., Zandomeni, P.S. y Macchioli Grande, M. 2018. The strongly peraluminous A-type granites of the Characato suite (Achala batholith), Sierras Pampeanas, Argentina: evidence of Devonian-Carboniferous crustal reworking. *Journal of South American Earth Sciences* 88: 551-567.
- Morosini, A., Enriquez, E., Pagano D., Orozco, B., Ulacco, J., Tibaldi, A., Cristofolini, E., Muñoz, B., Ortiz Suárez, A., Montenegro, V., Sánchez, E., Icazatti, F, Gil, R., Crespo, E. y Ramos, G. 2019. Las Cañas plutonic complex: Geodynamic implications during the Famatinian magmatism in northeast of sierra de San Luis, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 93: 313-347.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Heidelberg, F., Wemmer, K. y Siegesmund, S. 2015. Structural evolution of the Sarandí del Yí Shear Zone: kinematics, deformation conditions and tectonic significance. *International Journal of Earth Science* 104: 1759-1777.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Basei, M.A.S., Benowitz, J.,

- Pfänder, J., Hannich, F. y Siegesmund, S., 2016. Timing of deformation in the Sarandí del Yí Shear Zone, Uruguay: implications for the amalgamation of Western Gondwana during the Neoproterozoic Brazilian–Pan-African Orogeny. *Tectonics* 35: 754–771.
- Oriolo, S., Wemmer, K., Oyhantçabal, P., Fossen, H., Schulz, B. y Siegesmund, S. 2018. Geochronology of shear zones—A review. *Earth-Science Reviews* 185: 665-683.
- Oriolo, S., Schulz, B., Geuna, S., González, P. D., Otamendi, J. E., Sláma, J., Druguet, E., y Siegesmund, S. 2021. Early Paleozoic accretionary orogens along the Western Gondwana margin. *Geoscience Frontiers* 12(1): 109-130.
- Ortiz Suárez, A. 1988. El basamento de Las Aguadas, provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 19(1-4): 13-24.
- Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E. 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. *Estudios Geológicos* 48: 269-277.
- Ortiz Suárez, A., Grosso Cepparo, P., Gómez Figueroa, J., Erroz, M. y Montenegro, T. 2009. Geología del basamento en el extremo noroeste de la sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64(3): 481-492.
- Ortiz Suárez, A., Enriquez, E., Morosini, A. y Durán, A. 2021. Estructura y metamorfismo del Grupo Las Aguadas (Complejo metamórfico Conlara), provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 78(2): 311-332.
- Otamendi, J.E., Barzola, M., Tibaldi, A.M., Cristofolini, E.A., Alvarez Valero, A. y Demichelis, A.H. 2019. Petrological and geochemical variations of a turbidite-like metasedimentary sequence over the metatexite to diatexite transition within the Pampean Orogen, Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 108: 1361-1385.
- Otamendi, J.E., Castellarini, P., Fagiano, M., Demichelis, A.H. y Tibaldi, M.A. 2004. Cambrian to Devonian geologic evolution of the Sierra the Comechingones, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: evidence for the development and exhumation of continental crust on the proto-Pacific margin of Gondwana. *Gondwana Research* 7(4): 1143-1155.
- Otamendi, J.E., Patiño Douce, A.E. y Demichelis, A.H. 1999. Amphibolite to granulite transition in aluminous greywackes from the Sierra de Comechingones, Argentina. *Journal Metamorphic Geology* 17: 415–434.
- Pankhurst, R., Rapela, C. y Fanning, C. 2000. Age and origin of coeval TTG, I-and Stype granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Geological Society of America Special Publications* 350: 151-168.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I. y Fanning, C.M. 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. *Geological Society of London, Special Publications* 142(1): 343-367.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Wemmer, K., Siga, O. y Oyhantçabal, P. 2011. Major shear zones of southern Brazil and Uruguay: escape tectonics in the eastern border of Rio de La plata and Paranapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation. *International Journal of Earth Sciences* 100(2-3): 391-414.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Springer-Verlag, 366 p., Heidelberg.
- Pinotti, L.P., Coniglio, J.E., Esparza, A., D'Eramo, F.J. y Llambías, E. 2002. Nearly circular plutons emplaced by stopping at high crust level. Cerro Áspero Batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Science* 15(2), 251-265.
- Pinotti, L.P., Tubía, J.M., D'Eramo, F.J., Vegas, N., Sato, A.M., Coniglio, J.E. y Aranguren, A. 2006. Structural interplay between plutons during the construction of a batholith (Cerro Aspero batholith, Sierras de Córdoba, Argentina). *Journal of Structural Geology* 28 (5): 834-849.
- Pinotti, L., D'eraimo, F.J., Geuna, S., Radice, S., Gómez-Ortiz, D., Vegas, N., Coniglio, J., Boffadossi, M.A., Muratori, M.E., Demartis, M. y Kostadinoff, J. 2021. Geological and geophysical methods relevant to decipher the structure and emplacement of granites: Insights from the Calmayo pluton (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 106: 103021.
- Pyrer, L. 1993. Microstructures in feldspars from major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario Canada. *Journal of Structural Geology* 15(1): 21-36.
- Radice, S., Sola, A., Maffini, N., D'Eramo, F., Weinberg, R., Pinotti, L., Demartis, M., Coniglio, J., Boffadossi, A. y Muratori, M.E. 2021. Constraining the timing and evolution of a long-lived tectonic boundary: an example from the Early Paleozoic, Argentina. *Journal of South American Earth Science* 107: 102892.
- Radice, S., Lince Klinger, F., Maffini, M.N., Pinotti, L.P., Demartis, M., D'Eramo, F.J., Giménez, M. y Coniglio, J.E. 2018. Crustal structure in high deformation zones: insights from gravimetric and magnetometric studies in the Guacha Corral shear zone (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of South American Earth Science* 82: 261-273.
- Radice, S., Arangue, J., Fagiano, M.R., Cristofolini, E.A. y Pinotti, L.P. 2015. Microfábricas de deformación del basamento metamórfico sector centro-oriental de la Sierra de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72(2): 157-166.
- Ramos, V.A., Martino, R.D., Otamendi, J.E. y Escayola, M. 2014. Evolución Geotectónica de las Sierras Pampeanas Orientales. En: Martino, R.D. y Guerreschi, A.B. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Córdoba, Parte I: Geología de Superficie*. Asociación Geológica Argentina. 19° Congreso Geológico Argentino Relatorio: 965-977, Córdoba.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2009. Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society of London, Special Publications* 327: 31-54.
- Ramos, V.A. 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: review of a historical success and the present problems. *Gondwana Research* 7(4): 1009-1026.
- Ramos, V.A. 1988. The tectonics of the Central Andes; 30° to 33° S latitude. *Geological Society of America, Special Paper* 218: 31-54.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M.,

- Cortés, J.M. y Palma, M. 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics* 5(6): 855-880.
- Ramsay, J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology* 2(1-2): 83-99.
- 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.S. 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.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González-Casado, J.M., Galindo, C. y Dahlquist, J. 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Reviews* 83(1-2): 49-82.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C.M. 1998a. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. *Geological Society, Special Publications* 142: 181-217.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., y Galindo, C. 1998b. Early evolution of the proto-Andean margin of South America. *Geology* 26: 707-710.
- Sato, A.M., González, P.D. y Llambías, E.J. 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 487-504.
- Sawyer, E.W. 2008. Atlas of migmatites. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9. NRC Research Press, 371 p., Canada.
- Searle, M.P., Weinberg, R.F. y Dunlap, W.J. 1998. Transpressional tectonics along the Karakoram Fault Zone, Northern Ladakh. *Geological Society of London, Special Publication* 135: 307-326.
- Schwartz, J.J., Gromet, L.P. y Miró, R. 2008. Timing and duration of the calc-alkaline arc of the Pampean Orogeny: implications for the late neoproterozoic to Cambrian evolution of western Gondwana. *Journal of Geology* 116: 39-61.
- Schwartz, J.J. y Gromet, L.P. 2004. Provenance of a late Proterozoic-early Cambrian basin, Sierras de Córdoba, Argentina. *Precambrian Research* 129(1-2): 1-21.
- Sibson, R.H. 1990. Conditions for fault-valve behavior, En: Knipe, R.J. y Rutter, E.H. (eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Geological Society of London Special Publications 54: 15-28.
- Siegesmund S., Steenken A., López de Luchi M.G., Wemmer K., Hoffmann A. y Mosch S. 2004. The Las Chacras-Potrillo Batholith: structural evidences on its emplacement and timing of the intrusion. *International Journal of Earth Science* 93: 23-43.
- Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G. y Miró, R. 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas: implication for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: Pankhurst R.J. y Rapela C.W. (eds.), *The Proto-andean Margin of Gondwana*, Geological Society, Special Publications 142: 259-281
- 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.
- Semenov, I., Weinberg, R.F., Taylor, R.J.M. y Jourdan, F. 2019. Prolonged movement on a >10km-wide thrust during early Paleozoic orogens in the Gondwana margin of NW Argentina. *Tectonics* 38(8): 3210-3236
- 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.
- Steenken, A., López de Luchi, M., 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 Earth Science* 100(2-3): 465-488.
- Steenken, A., Siegesmund, S., Lopez de Luchi, M.G., Frei, R. y Wemmer, K. 2006. Neoproterozoic to Early Palaeozoic events in the Sierra de San Luis: implications for the Famatinian geodynamics in the Eastern Sierras Pampeanas (Argentina). *Journal of the Geological Society* 163: 965-982.
- Steenken, A., Wemmer, K., Lopez de Luchi, M.G., Siegesmund, S. y Pawlig, S. 2004. Crustal provenance and cooling of the basement complexes of the Sierra de San Luis: An insight into tectonic history of the proto-Andean margin of Gondwana. *Gondwana Research* 7: 1171-1195.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. y Schmid, 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.
- Stuart-Smith, P.G., Camacho, A., Sims, J.P., Skirrow, R.G., Lyons, P., Pieters, P.E., Black, L.P. Miró, R. 1999. Uranium-lead dating of felsic magmatic cycles in the southern Sierras Pampeanas, Argentina: Implications for the tectonic development of the proto-Andean Gondwana margin. *Geological Society of America Special Papers* 336: 87-114.
- Tibaldi, A.M., Otamendi, J.E., Gromet, L.P. y Demichelis, A.H., 2008. Suya Taco and Sol de Mayo mafic complexes from eastern Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence for the emplacement of primitive OIB-like magmas into deep crustal levels at a late stage of the Pampean orogeny. *Journal of South American Earth Sciences* 26 (2): 172-187.
- Tibaldi, A.M., Cristofolini, E., Otamendi, J., Barzola, M., Armas, P., 2016. Petrología, termobarometría y geoquímica de las rocas anatécicas del norte de Valle Fértil: implicancias en la determinación de variaciones laterales en la construcción del arco magmático. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73 (2): 195-210.
- van der Pluijm, V. A., Mezger, K., Cosca, M.A. y Essene, E.J. 1994. Determining the significance of high-grade shear zones by using tempe-

- perature-time paths, with examples from the Grenville orogen. *Geology* 22: 743-746.
- Verdecchia, S.O., Ramacciotti, C.D., Casquet, C., Baldo, E.G., Murra, J.A. y Pankhurst, R.J. 2022. Late Famatinian (440–410 Ma) overprint of Grenvillian metamorphism in Grt-St schists from the Sierra de Maz (Argentina): Phase equilibrium modelling, geochronology, and tectonic significance. *Journal of Metamorphic Geology* 40(8): 1347-1381
- von Gosen, W. 1998. The Phyllite and Micaschist Group with associated intrusions in the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas/ Argentina) – structural and metamorphic relations. *Journal of South American Earth Sciences* 11(1): 79-109.
- Weinberg, R.F., Becchio, R., Farias, P. Suzaño, N. y Sola, A. 2018. Early Paleozoic accretionary orogenies in NW Argentina: Growth of West Gondwana. *Earth Science Reviews* 187: 219-247.
- Willner, A.P., Gerdes, A., Massonne, H.J., Schmidt, A., Sudo, M., Thomson, S.N. y Vujovich, G. 2011. The geodynamics of collision of a microplate (Chilenia) in Devonian times deduced by the pressure-temperature time evolution within part of a collisional belt (Guarguaraz Complex, W-Argentina). *Contribution to Mineralogy and Petrology* 162: 303-327
- Whitmeyer, S. 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.
- Whitney, D. y Evans, B. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95(1): 185-187.
- Wolfram, L.C., Weinberg, R.F., Nebel, O., Hamza, K., Hasalová, P., Míková, J y Becchio, R. 2019. A 60-Myr record of continental back-arc differentiation through cyclic melting. *Nature Geoscience* 12 (3): 215-219.
- Zimmermann, U. 2005. Provenance studies of very low- to low-grade metasedimentary rocks of the Puncoviscana complex, northwest Argentina. *Geological Society, Special Publications* 246: 381-416.