



Universidad de la República
Facultad de Ciencias
Instituto de Ciencias Geológicas

Trabajo Final de Grado de la Licenciatura en Geología

Evolución tectonotérmica del sector central de
la Zona de Cizalla Sarandí del Yí: aspectos
estructurales, petrográficos y microtectónicos
(Gaetán, Lavalleja, Uruguay)

Autor: Bach. Bruno Osta Nessi

Tutor: Prof. Agdo. Dr. Pedro Bernardo Oyhantçabal Cironi

Montevideo, Uruguay
Diciembre de 2022

Agradecimientos

A la Facultad de Ciencias, por recibirme y permitirme realizar esta formación, con todo lo que conlleva. Gracias por ser.

Al Dr. Pedro Oyhantçabal, por sus enseñanzas, motivación y dedicación al orientarme en la realización de este trabajo.

A los docentes integrantes del tribunal, la Dra. Leda Sánchez Bettucci, el Dr. Enrique Masquelin y el Ing. Agr. Jorge Spoturno, por sus correcciones y sugerencias. Por comprometerse en fechas complicadas y con plazos cortos. Enormemente agradecido

A Daniel Picchi y Camila Frevenza por su dedicación en la realización de las láminas delgadas.

A todos los docentes que han contribuido en mi formación, por sus enseñanzas, cercanía y compromiso.

A mis compañeros de generación y a los que fui conociendo en el camino, por su amistad y cada momento compartido.

A mis padres, por apoyarme siempre.

A Vero, por su cariño y compañía. Por motivarme y darme confianza, en especial en esta última etapa.

CONTENIDO

<i>Resumen</i>	iv
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. OBJETIVOS.....	2
1.1.1. Objetivo general.....	2
1.1.2. Objetivos específicos.....	2
1.2. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	3
1.3. METODOLOGÍA.....	4
2. MARCO GEOLÓGICO.....	9
2.1. GEOLOGÍA REGIONAL Y DEL URUGUAY.....	9
2.1.1. Escudo Uruguayo.....	9
2.1.2. Cratón Río de la Plata.....	10
2.1.3. Terreno Tectonoestratigráfico Piedra Alta.....	13
2.1.4. Terreno Tectonoestratigráfico Nico Pérez.....	18
2.2. ZONA DE CIZALLA SARANDÍ DEL YÍ.....	22
3. RESULTADOS.....	26
3.1. Dominio Occidental.....	27
3.2. Dominio Oriental.....	33
3.2.1. Unidad I: Faja Milonítica Occidental.....	34
3.2.2. Unidad II: Granito Protomilonítico Central.....	46
3.2.3. Unidad III: Faja Milonítica Oriental.....	53
4. DISCUSIÓN.....	60
4.1. Sobre los dominios estructurales y la partición de la deformación.....	60
4.1.1. Dominio Occidental.....	60
4.1.2. Dominio Oriental.....	61
4.2. Sobre las fases deformacionales y sus condiciones tectonotérmicas.....	64
4.2.1. Dominio Occidental.....	64
4.2.2. Dominio Oriental.....	65
5. CONCLUSIONES.....	75
6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	77
7. ANEXO I: TABLA DE ABREVIATURAS.....	87
8. ANEXO II: MAPA GEOLÓGICO.....	88

Resumen

El objetivo del presente trabajo es el relevamiento geológico-estructural en un sector central de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí y la caracterización petrográfica y microestructural de las litologías que la componen, con el fin de profundizar en el conocimiento de su evolución tectonotérmica.

El área donde se realizó el trabajo se encuentra a pocos kilómetros de la localidad de Gaetán, en el departamento de Lavalleja. Su elección estuvo basada en la presencia de un intrusivo granítico Neoproterozoico recientemente definido como Granito Casupá Chico, y en la existencia de una buena exposición de la zona de cizalla a lo largo de la ex-ruta 40, que aún no ha sido estudiada en detalle.

La metodología consistió en el relevamiento de datos petrográficos y estructurales de mesoescala y el posterior análisis petrográfico y microtectónico de las diversas litologías reconocidas.

Se distinguieron dos dominios con tendencias estructurales y litologías distintas. El Dominio Occidental, correspondiente al margen oriental del Terreno tectonoestratigráfico Piedra Alta y constituido principalmente por la Granodiorita-Tonalita de Arroyo Chamamé y en menor medida por una secuencia meta-volcanosedimentaria de facies anfibolita, ambos con foliaciones de tendencia general NO-SE. Mientras que el Dominio Oriental está conformado por el Granito Casupá Chico en el centro y por las fajas miloníticas Arroyo Solís Grande y Aguas Blancas en los márgenes. Las fajas miloníticas están constituidas por milonitas y ultramilonitas graníticas con foliaciones de tendencia general entre NE-SO y N-S.

La conjunción de los resultados del análisis estructural, petrográfico y microtectónico permitió diferenciar tres fases de cizallamiento registradas en la Zona de Cizalla Sarandí del Yí. El primer cizallamiento es dextral en condiciones de facies anfibolita, quedando registrado en la Granodiorita-Tonalita de Arroyo Chamamé y la secuencia meta-volcanosedimentaria. La segunda fase de cizallamiento es de sentido sinistral y está asociada a la intrusión del Granito Casupá Chico de carácter sincinemático y de 615.7 ± 3.4 Ma de edad, en condiciones de alta temperatura (600 - 700 °C) y baja tasa de *strain* en el núcleo granítico y a temperatura media (400 – 500 °C) en las fajas miloníticas, donde se localiza progresivamente la deformación. Por último, se registra un retrabajamiento de sentido dextral y baja/media temperatura (< 400 °C) asociado al desarrollo de una angosta faja de filonitas en la Faja milonítica Aguas Blancas.

1. INTRODUCCIÓN

Esta investigación corresponde al Trabajo Final de la Licenciatura en Geología (plan de estudios 2008) de la Facultad de Ciencias - Universidad de la República (UdelaR), realizado por el Bach. Bruno Osta bajo la tutoría del Prof. Dr. Pedro Oyhantçabal. La misma se desarrolla en la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, una gran zona de cizalla transcurrente de escala regional que constituye el límite entre los terrenos tectonoestratigráficos Piedra Alta y Nico Pérez (Preciozzi *et al.*, 1979; Bossi y Campal, 1992; fig. 1). La Zona de Cizalla Sarandí del Yí presenta evidencias de un primer cizallamiento de sentido dextral debido al plegamiento del margen oriental del Terreno Tectonoestratigráfico Piedra Alta y una reactivación sinistral con magmatismo asociado en el Neoproterozoico que es contemporánea a la deformación en otras zonas de cizallas del Terreno Tectonoestratigráfico Nico Pérez debido al desarrollo del Cinturón Dom Feliciano durante la Orogenia Brasiliana. (Oyhantçabal *et al.*, 1993a, 1993b, 2001, 2011; Sánchez Bettucci *et al.*, 2010; Caro Segundo, 2015; Oriolo *et al.*, 2015; 2016a; 2016b). Además, se han planteado reactivaciones localizadas de carácter frágil posteriores, tanto para la Zona de Cizalla Sarandí del Yí como para otras zonas de cizalla relacionadas (Oriolo *et al.*, 2015; 2016a; Núñez Demarco *et al.* 2020). Sin embargo, la comprensión integral de su estructura, su evolución tectónica y el rol que tuvo en la tectónica Neoproterozoica de Gondwana Oriental no ha sido alcanzada aún y existen diferentes interpretaciones entre los investigadores (Oyhantçabal *et al.*, 2011, 2018a; Teixeira *et al.*, 1999; Rapela *et al.*, 2007, 2011; Bossi y Cingolani, 2009; Gaucher *et al.*, 2009; Oriolo *et al.*, 2015, 2016a, 2016b; Girelli *et al.*, 2018; Santos *et al.*, 2019; Hueck *et al.*, 2022; entre otros).

La falta de trabajos de detalle en el tramo central y una reciente datación U-Pb en circón de un granito que no ha sido interpretada en relación a su emplazamiento, motivan la realización de este estudio geológico-estructural a través de una transecta en una zona específica de esta zona de cizalla. En este trabajo se presenta información litológica, datos estructurales y la interpretación de microestructuras en láminas delgadas de muestras orientadas, con el fin de contribuir a un mayor entendimiento de la evolución tectónica de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí.

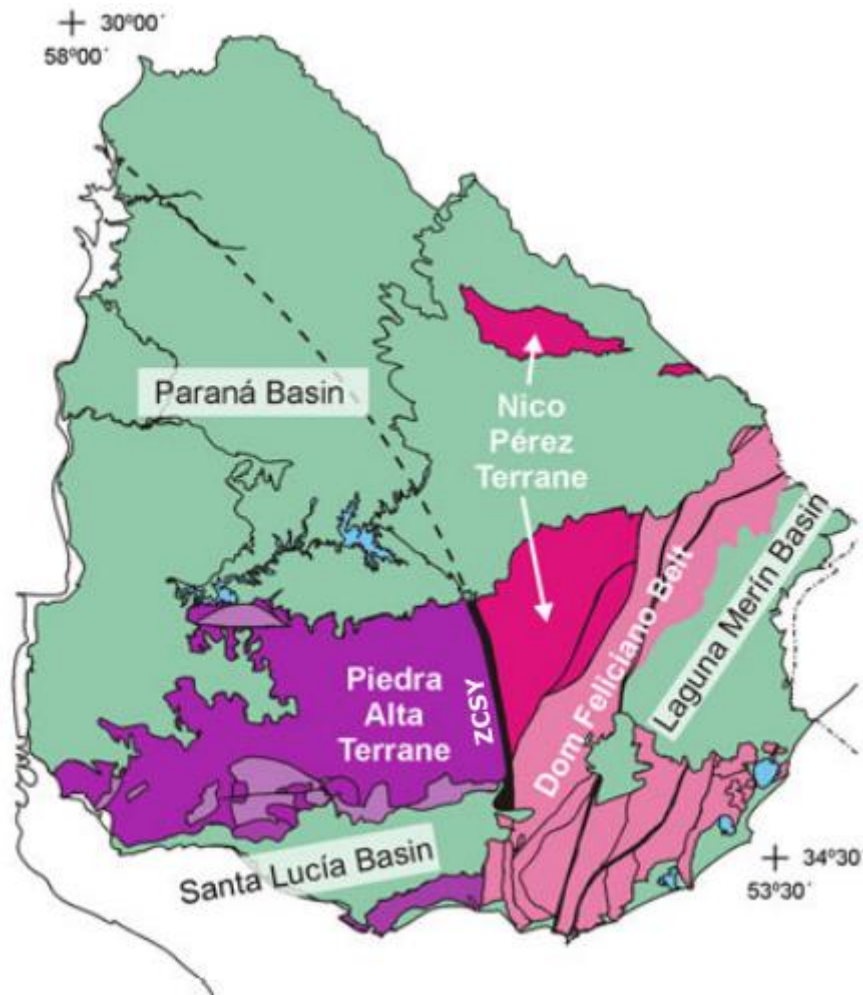


Fig. 1 – Modelo tectónico simplificado del Escudo Uruguayo (tomado de Oyhantçabal *et al.*, 2011).

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Objetivo general

Determinar la evolución tectonotérmica y la partición de la deformación en un tramo del sector central de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, para confirmar o ajustar hipótesis existentes sobre su origen y evolución.

1.1.2. Objetivos específicos

- Determinar las litologías presentes, sus relaciones de contacto y su variación espacial para conocer la heterogeneidad interna de la estructura y la distribución de su deformación.

- Interpretar indicadores cinemáticos de diversas escalas para determinar el sentido cinemático de las posibles fases de cizallamiento que hayan operado.
- Establecer las condiciones térmicas que habrían alcanzado las litologías en las posibles fases de deformación para determinar su evolución tectonotérmica.
- Realizar un mapa geológico de detalle para representar gráficamente los resultados obtenidos.

1.2. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El presente trabajo se realizó en una zona que se encuentra a pocos kilómetros al noreste de Gaetán, una localidad menor en el oeste del departamento de Lavalleja (fig. 2).

El área seleccionada para el estudio abarca aproximadamente 105 km² y está comprendida en las hojas topográficas G25 y H25 del Plan Cartográfico Nacional de escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Militar.

El acceso al área de estudio puede ser desde Casupá por el oeste, a través del camino departamental Cañada Quemada, correspondiente a un tramo de la antigua ruta 40; desde Minas por el sureste, transitando la ruta departamental 108; y desde Polanco de Iburgoyen por el noreste, a través de la misma ruta 108, por un tramo que pertenecía a la antigua ruta 40 (fig. 2). La ruta 108, ahora de jurisdicción departamental al norte del cruce con la ruta 12, es un eje vial central y fundamental en lo que respecta a la dinámica social y productiva del departamento (Presidencia de la República - Oficina de Planeamiento y Presupuesto, 2018).

La elección de un sector central de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY) para realizar este trabajo se debió fundamentalmente a la falta de conocimiento sobre esta estructura regional, la cuál ha sido estudiada mayormente en zonas más meridionales. En lo que respecta a la ubicación específica, se eligió por la presencia de buenos afloramientos, la relativa cercanía a Montevideo, la buena accesibilidad y la dirección NE-SO del Camino Cañada Quemada que permitió realizar fácilmente una transecta a lo ancho de la ZCSY. Sumado a todo esto, también motivó la elección de la zona la disponibilidad de una datación reciente que aún no ha sido interpretada en contexto con la evolución tectónica de la ZCSY.

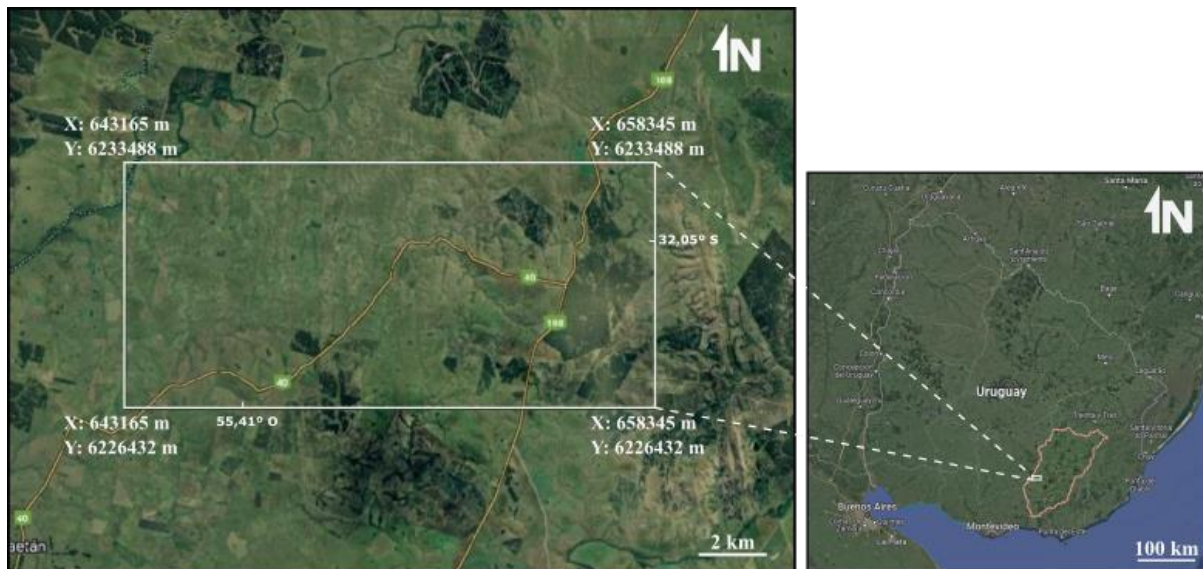


Fig. 2 – Ubicación del área de estudio y sus coordenadas.

1.3. METODOLOGÍA

La realización de este trabajo se basó en metodologías generales para trabajos geológico-estructurales de rocas metamórficas y en metodologías específicas para zonas de cizalla. La metodología se conforma en una serie de etapas, las cuales fueron ocurriendo de manera sucesiva, pero se siguieron desarrollando en el transcurso de toda la investigación.

i. Recopilación bibliográfica

Se realizó una revisión bibliográfica tanto de investigaciones realizadas en la Zona de Cizalla Sarandí del Yí como conceptuales y metodológicas. Con esto se buscó reseñar el estado de conocimiento de la zona de cizalla, como qué litologías y estructuras se pueden encontrar y las hipótesis sobre su formación y evolución. Además, permitió pautar un programa metodológico de trabajo con el fin de realizar una investigación concisa, concreta y específica, para poder contextualizar y contrastar el conocimiento generado.

ii. Análisis de imágenes

Se realizó un trabajo de gabinete que involucró la fotolectura y fotointerpretación de fotografías aéreas de escala 1:20.000 del Instituto Geográfico Militar, el análisis

de imágenes satelitales y la interpretación de mapas geofísicos de DINAMIGE, para poder identificar rasgos estructurales y geológicos en macro-escala de la zona de cizalla y poder elaborar una cartografía preliminar del área de estudio.

Se analizaron seis fotografías aéreas que corresponden a las misiones ROU de los años 1966-67. Tres corresponden al rollo 20, con números 114, 115 y 116, y las otras tres al rollo 38, con números 195, 196 y 197.

En etapas más avanzadas, se realizaron nuevas etapas de análisis conjugando datos obtenidos en salidas de campo y mejorando la interpretación.

iii. Trabajo de campo

Se realizaron salidas de campo por un total de 8 días y se tomaron muestras y datos estructurales de cincuenta y un sitios diferentes, anotando su localización en coordenadas planas respecto al sistema de referencia WGS 84 UTM Zona 21S y fotografiando elementos de interés.

La mayoría de las muestras recolectadas fueron orientadas según el método sugerido por Passchier y Trouw (2005) para no perder información sobre la disposición de la muestra respecto al afloramiento y de la lámina delgada confeccionada respecto de la muestra al momento de realizarse la confección de las mismas (fig. 3).

El relevamiento litológico se basó en la caracterización mineralógica, textural y estructural de las litologías observadas, su clasificación y la identificación de sus contactos.

Para caracterizar las diferencias litológicas observadas en las distintas unidades se utilizaron las clasificaciones recomendadas para rocas ígneas y metamórficas, que son tradicionalmente utilizadas (Le Maitre *et al.*, 2002; Fettes *et al.* (2007). Además, se utilizó la clasificación de rocas metamórficas de falla, la cual propone una primera distinción en términos de cohesividad y grado de esquistosidad, y una segunda de acuerdo a la proporción modal relativa de matriz de grano fino, sumándose términos especiales para ciertos tipos de roca (Fettes *et al.*, 2007)

En el relevamiento estructural se realizó la medición de elementos estructurales como foliaciones, lineaciones, elementos de pliegues e indicadores cinemáticos. Los datos azimutales fueron tomados respecto al norte magnético con una brújula tipo Brunton de escala azimutal, utilizándose la notación de la “regla de la mano

derecha”, en la que al rumbo se le asigna un sentido 90° antihorario al de la dirección de buzamiento.

Tanto para la descripción de muestra de mano como de lámina delgada se utilizó la siguiente escala de tamaños de cristal: ultrafino: < 0,01 mm, muy fino: 0,01 - 0,1 mm, fino 0,1 - 1,0 mm, medio: 1,0 - 4,0 mm, grueso: 4,0 - 16,0 mm; muy grueso: > 16,0 mm (Fettes *et al.*, 2007).

Los últimos días de salida se realizaron en etapas avanzadas de la investigación para corroborar datos y ampliar la zona de estudio en sitios de interés.

iv. Análisis petrográfico y microtectónico

Se confeccionaron veinticuatro láminas delgadas en secciones paralelas a la lineación y perpendiculares a la foliación de muestras orientadas, en el Laboratorio de Corte y Molienda del Instituto de Ciencias Geológicas de Facultad de Ciencias - UdelaR.

El análisis petrográfico se realizó con un microscopio petrográfico Nikon Eclipse 50i POL.

Se determinaron las asociaciones minerales y las microestructuras presentes en las láminas confeccionadas.

Los tamaños aproximados de cristal que se incluyen en las descripciones petrográficas no fueron obtenidos por métodos cuantitativos, sino que buscan ser tamaños aproximados para poder realizar interpretaciones cualitativas.

Se realizó la toma de fotografías por medio de una cámara Nikon DS-Fi1 montada en el microscopio Nikon y su tratamiento con el software NIS-Elements.

v. Análisis estructural

Se corrigieron los datos azimutales según la declinación magnética para poder ser cuantificada la tendencia de las medidas de los elementos estructurales obtenidos en el trabajo de campo.

Para la corrección se utilizó la declinación que aportan los Centros Nacionales para la Información Ambiental de la Administración Oceánica y Atmosférica Nacional de los Estados Unidos en su página web (<https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/calculators/magcalc.shtml?#declination>).

Se graficaron los polos de foliaciones, las lineaciones y el plano axial y eje de charnela de pliegues en una falsilla de Wulff con el software Stereonet v. 11. (Allmendinger et al., 2012; Cardozo y Allmendinger, 2013).

Se realizaron interpretaciones geométricas y cinemáticas por medio de las gráficas realizadas.

vi. Cartografía de detalle

Se realizó un documento cartográfico a lo largo de toda la investigación que consta de un mapa geológico a escala 1:40.000. En él se documenta las unidades geológicas identificadas, su geometría y la medida de sus elementos estructurales. También se representan las trazas de foliación interpretadas en el análisis de imágenes satelitales y fotografías aéreas y datos geocronológicos del área.

vii. Determinación de la evolución tectonotérmica

Se interpretaron los resultados obtenidos en la revisión bibliográfica, el análisis de imágenes, el trabajo de campo, el análisis petrográfico y microtectónico, y en el estructural, desde la escala microscópica a la macroscópica, para identificar distintas fases deformacionales y su naturaleza y poder plantear una posible evolución tectonotérmica para el sector de la ZCSY estudiado.

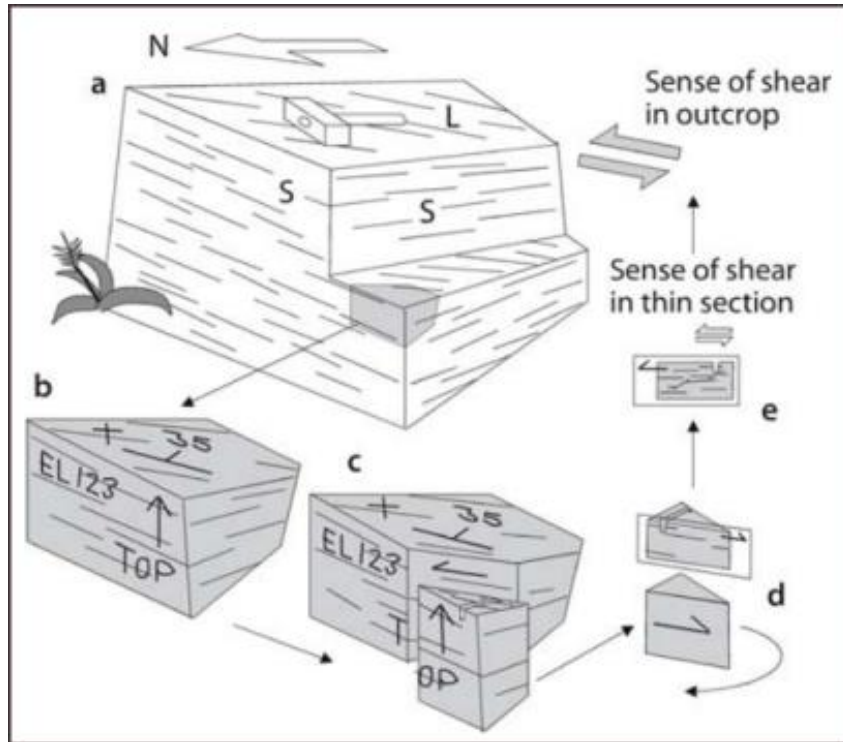


Fig. 3 – Procedimiento de muestreo orientado para conservar referencias del afloramiento en la muestra y de la muestra en la lámina delgada (tomado de Passchier y Trouw, 2005).

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. GEOLOGÍA REGIONAL Y DEL URUGUAY

La geología de Uruguay puede ser descrita a grandes rasgos como extensas áreas de basamento cristalino de edad Precámbrica que son cubiertas por cuencas sedimentarias Fanerozoicas (fig. 1). Sudamérica está conformado por cinco cratones Paleoproterozoicos que sufrieron distintos ciclos de amalgamación y rupturas supercontinentales: Cratón del Río de la Plata, Amazónico, de San Francisco, de San Luis y de Luis Alves (Sánchez Bettucci *et al.*, 2010). Existen hipótesis de procesos de acreción de estos cratones con cratones africanos a los 2.1-2.0 Ga que necesitan más evidencias paleomagnéticas (Rapalini *et al.*, 2021); seguido de una posterior ruptura a los 1.8 Ga, durante el Paleoproterozoico; luego conformando el supercontinente Rodinia, probablemente formado a *ca.* 1.1 Ga en el Mesoproterozoico y separado entre los 0.8-0.6 Ga, para posteriormente conformar Gondwana Oriental en el Neoproterozoico y finalmente Pangea en el Carbonífero (Sánchez Bettucci *et al.*, 2010 y referencias).

En el basamento cristalino uruguayo se registran dos ciclos orogénicos, al SO el ciclo Transamazónico, mientras que al SE el ciclo Brasileño-Pan Africano representando la formación de Gondwana. Las cuencas sedimentarias Fanerozoicas incluyen a la cuenca de antepaís Paraná relacionada al supercontinente Gondwana, ubicada al NE y un extenso magmatismo posterior relacionado a *rifting* asociado a la ruptura del mismo supercontinente hacia el NO (Sánchez Bettucci *et al.*, 2010, y referencias).

2.1.1. Escudo Uruguayo

El conjunto de unidades antiguas que representan los dos ciclos orogénicos es conocido como Escudo Uruguayo (Masquelín, 2006). Este está expuesto en 44% del área del país, principalmente al sur del Río Negro; mientras que al norte de este lo hace en menor proporción, en las llamadas “islas cristalinas” (en el 66% restante el Escudo Uruguayo está cubierto por Fanerozoico). Integran el Escudo Uruguayo un conjunto de unidades caracterizadas por estar compuestas de rocas ígneas y metamórficas, y por encontrarse relativamente estables desde el punto de vista tectónico desde el final del Ciclo Brasileño-Pan Africano a los *ca.* 580 Ma

(Oyhantçabal *et al.*, 2018b y referencias), aunque ha sido afectado por diversos procesos geológicos tanto endógenos como exógenos (Masquelín, 2006).

El Escudo Uruguayo se subdivide en tres grandes dominios: Dominio Occidental, Dominio Central y Dominio Oriental. El Dominio Occidental del Escudo está constituido por el Terreno Tectonoestratigráfico Piedra Alta (TTPA) (Bossi *et al.*, 1993), asociado al ciclo Transamazónico; el Dominio Central está conformado por el Terreno Tectonoestratigráfico Nico Pérez (TTNP) (Bossi y Campal, 1992), con rocas de edad Arqueana a Neoproterozoica y una larga historia tectónica y metamórfica, el cual es afectado por último por el ciclo Brasiliano-Pan Africano; y el Dominio Oriental conformado por el Cinturón Dom Feliciano (CDF) (Fragoso César, 1980), un cinturón orogénico formado por transpresión durante el ciclo Brasiliano-Pan Africano, con el Terreno Tectonoestratigráfico Punta del Este como basamento en la zona más oriental (Preciozzi *et al.*, 1999) (fig. 1).

2.1.2. Cratón Río de la Plata

El Cratón Río de la Plata (CRP) fue propuesto para incluir las “áreas cratónicas antiguas” del sur de la Plataforma Sudamericana, “ya consolidadas en el Precámbrico superior” (Almeida *et al.*, 1973). Posteriormente fue definido por criterios tectonoestratigráficos como dos terrenos diferentes separados por la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, el Terreno Tectonoestratigráfico Piedra Alta y el Terreno Tectonoestratigráfico Nico Pérez (Bossi y Campal, 1992, Bossi *et al.*, 1993), con correlaciones en unidades de Argentina y Brasil. Dicho cratón es el más antiguo y meridional de América del Sur, y una pieza clave en el ensamblaje cratónico de Gondwana Suroccidental durante el Neoproterozoico (Oyhantçabal *et al.*, 2011, 2018a; Rapela *et al.*, 2011).

El núcleo cratónico asociado al ciclo Transamazónico, representado por el TTPA en Uruguay y el Complejo Buenos Aires (CBA) del Sistema Tandilia, en Argentina, tuvo un crecimiento cortical con edades modelos de Nd y Hf entre 2.6 y 2.1 Ga y un primer evento de convergencia a los ca. 2.2 Ga entre bloques para-autóctonos continentales Neoarqueanos juveniles, representado por la presencia de ortogneises calcoalcalinos de ca. 2.2 - 2.1 Ga esparcidos por todo el cratón que podrían ser el resultado de magmatismo asociado a subducción, y zonas de sutura; posteriormente durante el Rhiaciano Tardío (ca. 2.1 Ga) habría ocurrido una colisión continental que desarrolló

fajas miloníticas potentes, rocas que podrían corresponder con corteza oceánica, además de procesos de anatexis; y por último, un evento de extensión cortical dio lugar a la generación de granitoides post-orogénicos de edades ca. 2.1-2.0. El CRP habría alcanzado su cratonización durante el Orosiriano (~1800 Ma), en el Paleoproterozoico, y sufrido extensión y el emplazamiento de enjambres de diques tholeiíticos anorogénicos, primero a los 1.8 Ga en Uruguay y posteriormente a los 1.6 Ga en Argentina (Oyhantçabal *et al.*, 2018a). Actualmente no hay consenso entre los investigadores sobre qué unidades componen al CRP, sus límites y el rol que cumplió durante la conformación de Gondwana en el Neoproterozoico.

Una primera interpretación se basa en la primera definición del CRP, en la cual este se conforma por el TTPA y TTNP en Uruguay separados por la ZCSY y conformando un mismo bloque litosférico antes del ciclo Brasiliano-Pan Africano, cuando el CRP colisiona con el Cratón Kalahari durante la formación de Gondwana. (Teixeira *et al.*, 1999; Rapela *et al.*, 2007; Bossi y Cingolani, 2009; Gaucher *et al.*, 2009; Sánchez Bettucci *et al.*, 2010; Santos *et al.*, 2019; entre otros; fig. 4b). Mientras que el TTPA no muestra actividad posterior a su cratonización en el Riácico, el TTNP muestra un importante retrabajamiento térmico y mecánico desarrollado durante la orogenia Brasiliana-Pan Africana, que esta representado con el emplazamiento de granitoides, el desarrollo de zonas de cizalla y la formación del Cinturom Dom Feliciano. Esta diferencia observada entre los terrenos es explicada con el concepto de metacratón (en el sentido de Liégeois *et al.*, 2012). Según este concepto, cuando eventos como zonas de subducción afectan a un cratón, hacen que este se caliente y pierda su rigidez, transformando su margen en cinturones orogénicos donde se mezclan rocas antiguas y juveniles.

Por lo tanto, los bloques TTPA y CBA conforman el núcleo cratónico del CRP al este de la ZCSY, y el TTNP en Uruguay y los “microcratones” Curitiba, Luis Alves, Camboriú, Encantadas, Taquarembó en Brasil, conforman una misma unidad, el margen metacratonizado del CRP (Girelli *et al.*, 2018; Santos *et al.*, 2019). En el mismo sentido, Sánchez Bettucci *et al.* (2021) plantea conclusiones recientes, tanto propias como de otros autores, basadas en datos geológicos, geofísicos y geocronológicos, que respaldan la afinidad del TNP con el CRP previo a la orogénesis Brasiliana-Pan Africana y concuerdan con la propuesta del margen metacratónico.

En general, esta interpretación de la evolución del CRP esta de acuerdo con un origen para-autóctono del TTNP respecto al TTPA, pero el momento de su acreción sigue en discusión, en general aceptándose que tuvo lugar en el Mesoproterozoico, atribuyendo significado geológico a los primeros *steps* en determinaciones ^{40}Ar - ^{39}Ar (Teixeira *et al.*, 1999), a dataciones K-Ar en muscovita de cabalgamientos del TTNP fuera de la ZCSY (Bossi y Navarro, 2001) y una edad de intercepto inferior de 1252 ± 900 Ma (U-Pb en circón, Gaucher *et al.*, 2011).

Otra interpretación (Rapela *et al.*, 2011; Oyhantçabal *et al.*, 2011, 2018a; Oriolo *et al.*, 2015, 2016a, 2016b; Hueck *et al.*, 2022, y referencias allí) es basada en datos litológicos, estructurales, geocronológicos e isotópicos, en la que el CRP está representado únicamente por el TTPA en Uruguay y por el CBA en Argentina (fig. 4a). La evolución tras la cratonización conllevó un largo periodo de enfriamiento, exhumación, meteorización y peneplanización, comenzando de nuevo su registro geológico durante el Neoproterozoico con depósitos de plataforma estable (Oyhantçabal *et al.*, 2018a). La gran diferencia en el comportamiento del TTPA y TTNP respecto a la Orogénesis Brasiliana- Pan Africana plantea que el primero alcanzó la cratonización durante el Paleoproterozoico, mientras que el otro fue ampliamente retrabajado, con intrusiones graníticas, zonas de cizallas y depósitos de antepaís (Oyhantçabal *et al.*, 2011). Esta interpretación plantea una aloctonía del TNP con una afinidad geoquímica africana asociada con el Cratón del Congo (Oriolo *et al.* 2016b, 2019; Hueck *et al.*, 2022) y que se acreciona al CRP durante el Neoproterozoico (Oyhantçabal *et al.*, 2011; Rapela *et al.*, 2011), lo que es apoyado por una determinación U-Pb en circón concordante de 623.0 ± 5.1 Ma en milonitas afectadas por un cizallamiento dextral (Oriolo *et al.*, 2016a). Santos *et al.* (2019) plantean que los datos U-Pb en circón obtenidos por Oriolo *et al.* (2016a, 2016b) de edad Neoproterozoica son de cristalización y los consideran poco robustos, una consideración errónea ya que la edad de cristalización representa una edad máxima para la deformación (Oriolo *et al.*, 2018).

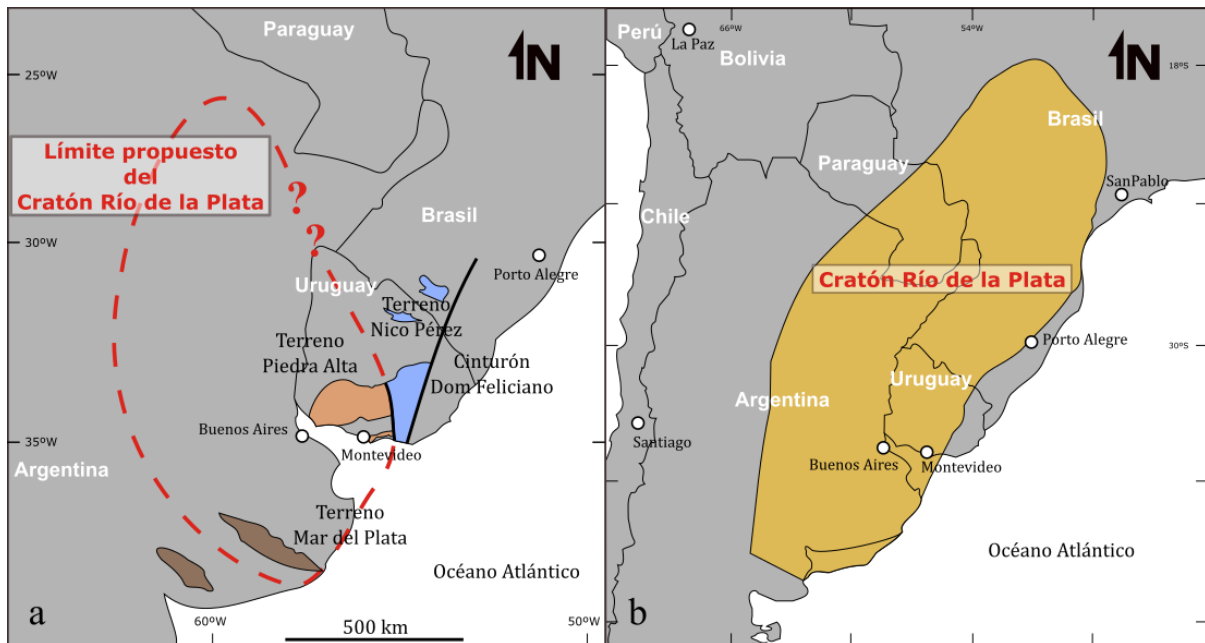


Fig. 4 – Ejemplos de distintas propuestas para la extensión y unidades constituyentes del CRP. (Modificado de (a) Oyhantçabal *et al.*, 2018a y (b) Santos *et al.*, 2019)

2.1.3. Terreno Tectonoestratigráfico Piedra Alta

El Terreno Tectonoestratigráfico Piedra Alta (TTPA) fue definido por Bossi *et al.* (1993) luego de haber definido anteriormente al Terreno Tectonoestratigráfico Nico Pérez hacia el oeste, separado por medio de la discontinuidad estructural conocida como Zona de Cizalla Sarandí del Yí.

Este terreno está constituido por amplias áreas de granito-gneises y migmatitas que son separadas por cinturones metamórficos supracorticales y afectadas por magmatismo extensional (Oyhantçabal *et al.*, 2011). Estas unidades son de edades exclusivamente Paleoproterozoicas, con edades de cristalización de 2.2-2.1 Ga para los protolitos metamórficos y 2.1-2.0 Ga para el magmatismo post-orogénico (Oyhantçabal *et al.*, 2011, 2018a); estando asociadas al ciclo orogénico Transamazónico (Almeida *et al.*, 1973). Las grandes áreas granito-gneíscas y migmatíticas son agrupadas en la Faja Florida, mientras que los cinturones metamórficos supracorticales en dos cinturones principales, el Cinturón San José (Bossi *et al.* 1993) ubicado al sur de Uruguay, y el Cinturón Arroyo Grande, que aflora en el borde superior del terreno. Estas unidades esta afectadas conformadas por intrusiones tardi- a post-orogénicas y un haz de diques máficos posterior que presenta diversas orientaciones de diques (Oyhantçabal *et al.*, 2011; Oyhantçabal *et al.*, 2018;

Núñez Demarco *et al.*, 2020; fig. 5). Oyhantçabal *et al.* (2018a) plantea que las áreas granito-gneisicas son coetáneas con las secuencias supracorticales en base a dataciones (Basei *et al.*, 2016). Hacia el Norte el TTPA deja de aflorar, constituyendo el basamento de la Cuenca Norte, mientras que al oeste se correlaciona con el Sistema Tandilia en Argentina. Este está conformado por el Complejo Buenos Aires (CBA), un basamento de gneises graníticos a tonalíticos, migmatitas y anfibolitas, de edad U-Pb SHRIMP en circón entre ~2.2 - 2.1 Ga, rocas metamórficas supracorticales asociadas, que incluyen micaesquistos y mármoles dolomíticos, e intrusiones graníticas a tonalíticas de edades entre 2.05 y 2.04 Ga; además de importantes zonas de cizalla E-O de hasta 4 km de ancho. (Oyhantçabal *et al.*, 2011, 2018a, y referencias).

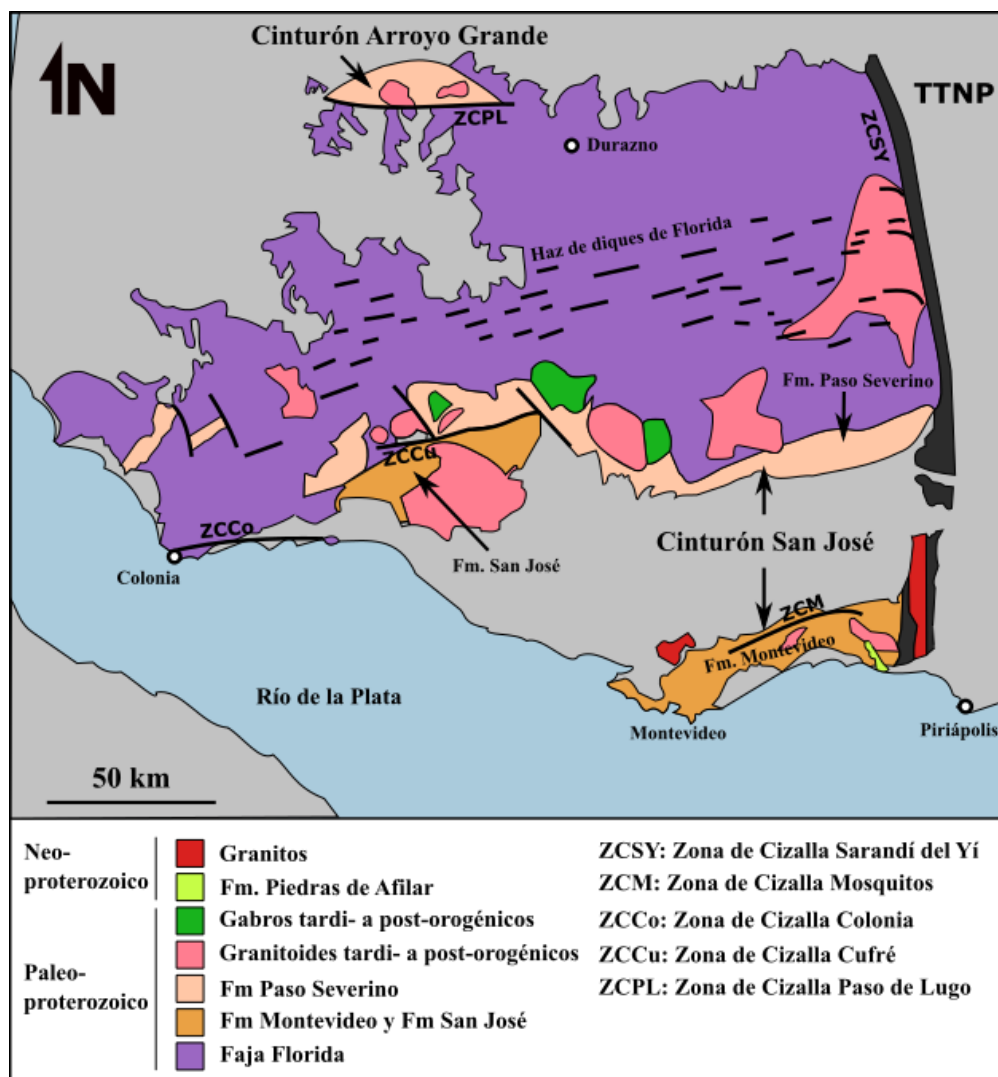


Fig. 5 – Esquema geológico del Terreno Tectonoestratigráfico Piedra Alta (modificado de Oyhantçabal *et al.*, 2018a)

Faja Florida

La Faja Florida es la unidad más extensa del TTPA, representando el 50% del área aflorante (Maldonado *et al.*, 2003; fig. 5). Está representada por la ocurrencia de granitos, gneises y migmatitas en relaciones y transiciones complejas, con la presencia de xenolitos de tamaños decamétricos a kilométricos de micaesquistos, paragneises y anfibolitas, que son el basamento de los cinturones metamórficos supracorticales. Esta unidad se correlaciona con los términos gneísicos y migmatíticos del CBA en Argentina (Oyhantçabal *et al.*, 2011). El término Faja Florida es utilizado por primera vez por Bossi y Navarro (1991) para designar a un complejo de rocas graníticas y gnéisicas desarrollado entre los cinturones posteriormente definidos Arroyo Grande y San José, pero fue definida como un complejo granito-gnéisico con migmatitas relacionadas por Bossi *et al.*, (1993) (según Maldonado *et al.*, 2003).

La edad de 2170 ± 10 Ma (U-Pb LA-ICPMS en circón) de los ortogneises se correlaciona con la edad de 2170 ± 24 Ma (U-Pb LA-ICPMS en circón) en el mesosoma de migmatitas (Basei *et al.* 2016).

Cinturón San José

El Cinturón San José comprende rocas que conforman una secuencia meta-volcanosedimentaria de grado bajo a medio y con tendencia general E-O, que se encuentran aflorando en los bordes del segmento suroccidental del Lineamiento Santa Lucía-Aigua-Merín (SaLAM) (fig. 5). Originalmente fue definido como dos cinturones metamórficos diferentes: Cinturón Montevideo y Cinturón San José (Bossi *et al.*, 1993), que fueron separados geográficamente por la deformación cortical de carácter extensional que generó el SaLAM y sus cuencas *pull-apart* Santa Lucía y Laguna Merín, durante la fragmentación del Gondwana Occidental desde el Jurásico hasta el Cretácico Temprano (Veroslavsky *et al.*, 2004). Posteriormente el Cinturón Montevideo es denominado como Cinturón Pando (Bossi y Ferrando, 2001) para ser excluido del TTPA tras la propuesta de un nuevo y controversial terreno tectonoestratigráfico: el Terreno Tandilia (Bossi *et al.*, 2005). Sin embargo, Oyhantçabal *et al.* (2011) proponen en base la proximidad geográfica de ambas exposiciones, la similitud de su tendencia estructural y edades U-Pb en circón, que el Cinturón Montevideo y San José, pertenecen a un único cinturón, prefiriendo el

nombre de Cinturón San José debido a la mejor exposición en los alrededores de San José de Mayo.

Según esta propuesta, el Cinturón San José está conformado por tres grandes unidades litoestratigráficas: Formación Montevideo, Formación San José y Formación Paso Severino.

Formación Montevideo

La Formación Montevideo (Bossi *et al.*, 1965; Oyhantçabal *et al.*, 2003) comprende rocas metamórficas de facies anfibolita, representadas por anfibolitas, paragneises, micaesquistos y ortogneises, que afloran al sur de la Cuenca de Santa Lucía. Ortogneises de composición calcoalcalina, peraluminosa de medio-K instruyen a los términos metasedimentarios (Pascale y Oyhantçabal, 2016) y fueron datados en 2170 ± 10 Ma (U-Pb LA-ICPMS en circón) (Basei *et al.* 2016) que plantea la coetaneidad con la Faja Florida.

Formación San José

La Formación San José comprende rocas metamórficas de facies anfibolita, casi exclusivamente paragneises y micaesquistos en facies anfibolita, que son correlacionables a los términos metasedimentarios de la Formación Montevideo, pero aflorando en el borde norte de la Cuenca de Santa Lucía, por lo que probablemente se trate de una única unidad separada tras el *rifting* (Oyhantcabal *et al.*, 2003, 2011).

Formación Paso Severino

La Formación Paso Severino comprende rocas metamórficas en facies esquistos verdes con tendencias generales de foliación NE y NO debido a la actividad de zonas de cizallas. Está representada por los términos paraderivados: metapelitas, marmoles y formaciones de hierro bandeadas (BIFs) y los ortoderivados: metabasaltos, metandesitas, metadacitas y metatobas (Oyhantçabal *et al.*, 2011).

La edad de 2145 ± 21 Ma (U-Pb SHRIMP en circón) de metariolitas de Paso Severino representan la depositación de la secuencia (Maldonado *et al.*, 2003, y referencias).

Cinturón Arroyo Grande

El Cinturón Arroyo Grande fue definido por Bossi *et al.* (1993) y corresponde a una sucesión meta-volcanosedimentaria que posee unos 15 km de ancho, 50 km de largo y un rumbo general E-O que se encuentra en el borde norte del área expuesta del TTPA (fig. 5). Está conformado por la unidad metamórfica supracortical e intrusiones asociadas.

Formación Arroyo Grande

La Formación Arroyo Grande está compuesta por rocas metamórficas de una secuencia meta-volcanosedimentaria de facies esquistos verdes con tendencias estructurales E-O y basculada hacia el norte; mientras que las litologías presentes son de naturaleza siliciclástica y volcánica básica y ácida (Maldonado *et al.*, 2003). Entre los litotipos que la integran hay meta-arenitas, cuarcitas, meta-arcosas, metapelitas, metaconglomerados, metabasaltos y meta-andesitas (Oyhantçabal *et al.*, 2011, y referencias). Una datación de 2113 ± 8 Ma (U-Pb en circón) realizada en una roca metavolcánica es asignada para la depositación de la unidad (Maldonado *et al.*, 2003, y referencias)

Complejo Marincho

El Complejo Marincho agrupa las intrusiones graníticas asociadas a la Formación Arroyo Grande en el Cinturón homónimo. Está compuesto por siete cuerpos plutónicos e hipoabisales de composición granodiorítica y afinidad calcoalcalina.

Las edades de 2139 ± 20 Ma y 2098 ± 22 Ma (U-Pb en circón) de los plutones de cañada Valenzuela y Granodiorita Andresito, respectivamente (Maldonado *et al.*, 2003, y referencias), son coherentes con las edades obtenidas en la Formación Arroyo Grande y le asignan una edad de 2.1-2.2.

Granitoides tardi- a post-orogénicos

Cuerpos graníticos tardi- a post-orogénicos de diversas composiciones se encuentran intruyendo a la Faja Florida y los Cinturones San José y Arroyo Grande. Los granitoides son mayormente calco-alcalinos con un contenido de medio- a alto-K,

algunos de carácter alcalino y un único plutón conocido con afinidad rapakivi. Estos cuerpos intrusivos están representados principalmente por granitos y gabros de edades de 2050 - 2080 Ma (Oyhantçabal *et al.*, 2011, 2018a, y referencias).

Haz de diques de Florida

El Haz de diques de Florida es una unidad que está presente a lo ancho del TTPA y comprende diques de dolerita subparalelos de tendencia general N70° E que se encuentran en posiciones subverticales, con paredes planas y paralelas, una potencia media entre 10 y 50 m, y una longitud que alcanza los 20 km (Maldonado *et al.*, 2003; Oyhantçabal *et al.*, 2011; Núñez Demarco *et al.*, 2020). Químicamente se distinguen entre diques tholeiíticos de alto TiO₂ y composición andesita basáltica, y diques de bajo TiO₂ y composición basáltica; mientras que la mejor estimación de su edad de cristalización es de 1790 ± 5 Ma, dada por U-Pb en baddeleyita de uno de los diques de alto TiO₂, considerados más jóvenes que los otros (Oyhantçabal *et al.*, 2011, y referencias allí). Núñez Demarco *et al.* (2020) identifican dos haces menores de diques máficos de tendencia general N78° E y N54° E asociados al Haz de diques de Florida por medio de datos aeromagnéticos de alta resolución.

2.1.4. Terreno Tectonoestratigráfico Nico Pérez

El Terreno Tectonoestratigráfico Nico Pérez (TTNP) fue definido por Bossi y Campal (1992) para agrupar las rocas del Escudo Uruguayo que se encuentran al este de la ZCSY. El TTNP se encuentra aflorando en el centro de Uruguay y más al norte en lo conocido como Isla Cristalina de Rivera. Este terreno se encuentra limitado en su borde occidental por la ZCSY y hacia el este aflora en forma de ventanas tectónicas dentro del Cinturón Dom Feliciano hasta la Zona de Cizalla Sierra Ballena, que es su límite oriental (fig. 6). El TTNP comprende rocas metamórficas de grado medio a alto de edad Paleoproterozoica o más vieja, que pueden ser divididas estructuralmente en dos grandes bloques: Bloque Pavas y Bloque Cerro Chato, los cuáles son separados por la Zona de Cizalla Sierra de Sosa (ZCSS) (Oyhantçabal *et al.* 2018b; Sánchez Betucci *et al.*, 2021).

Bloque Cerro Chato

El Bloque Cerro Chato es un bloque cortical limitado en su borde SE-E por la ZCSS en dirección NE-SO y en su borde O por la Zona de Cizalla Sarandí del Yí. Incluye los previamente definidos Bloque Valentines y Bloque Rivera (Preciozzi *et al.*, 1979; fig. 6), sugiriendo que este último es un alto de basamento aflorante, o *horst*, en la Cuenca Norte. Este *horst* es conocido como Isla Cristalina de Rivera. La similitud litológica, metamórfica y estructural indica que los bloques Valentines y Rivera pertenecen una misma unidad cortical. El Bloque Cerro Chato está conformado por el Complejo Granulítico Valentines-Rivera, las Formaciones Valentines y Vichadero, y el Granito Illescas (Oyhantçabal *et al.*, 2018b).

Complejo Granulítico Valentines-Rivera

Es una extensa e importante unidad litoestratigráfica del Bloque Cerro Chato, originalmente definida como Formación Valentines (Bossi y Umpierre, 1969). Está compuesto principalmente por ortogneises granulíticos félsicos subordinados con máficos a intermedios de afinidad calco-alcalina y anomalías negativas de Nb, Ta y Ti, lo que sugiere protolitos de un arco magmático continental, datado en 2.18-2.10 Ga, seguido del metamorfismo en facies granulita a los 2.10-2.08 Ga (Oyhantçabal *et al.*, 2018b, y referencias).

Formación Valentines y Formación Vichadero

La Formación Vichadero (Preciozzi *et al.*, 1985) ocurre en la ventana tectónica Isla Cristalina de Rivera en cuerpos aislados y dispersos dentro del Complejo Granulítico Valentines-Rivera. Comprende rocas de metamorfismo de grado alto representadas por BIFs, cuarcitas, mármoles a forsterita, granofels a piroxeno, y metavolcánicas máficas.

La Formación Valentines comprende litologías similares a las de Fm. Vichadero como BIFs, gneises leucocráticos a mesocráticos, granofels a piroxeno y mármoles a forsterita.

Ambas Formaciones presentan la misma asociación litológica y paragénesis mineral, sugiriendo que son parte de la misma sucesión de plataforma de edad Neoarqueana a Sideriana (Oyhantçabal *et al.*, 2018b).

Batolito de Illescas

El Batolito de Illescas es descrito como un granito rapakivi tipo-A (Campal y Schipilov, 1995), de textura media a gruesa, compuesto por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, anfíbol y biotita. Gaucher y Blanco (2014) sugieren un ambiente de intraplaca mientras que un estudio geoquímico reciente sugiere un ambiente post-colisional/post-orogénico (Oriolo *et al.*, 2019). La edad Estatériana de la intrusión está sustentada en: una datación de 1760 ± 32 Ma (Rb-Sr en roca total, Bossi y Campal, 1992), la cual concuerda con la edad de 1.75 Ga ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en circón, Campal y Schipilov, 1995) y una más reciente de 1768 ± 11 Ma (U-Pb en circón, Oriolo *et al.*, 2019). Debido a que el interior del plutón presenta escasa deformación y preserva las texturas magmáticas, representa una importante restricción para la evolución tectonotérmica del Bloque Cerro Chato (Oyhantçabal *et al.*, 2018).

Bloque Pavas

El Bloque Pavas (Preciozzi *et al.*, 1985; Hartmann *et al.*, 2001) se encuentra al SE del Bloque Cerro Chato, separado de éste por la ZCSS (fig. 6). Está compuesto por el Complejo La China y el compleja Las Tetas, cuyo límite es tectónico. Según Hartmann *et al.*, (2001) este límite es un cabalgamiento que imbrica al Complejo La China sobre el Complejo Las Tetas, mientras que Oriolo *et al.*, (2016b) sugieren que, a pesar de encontrarse cabalgamientos, el principal límite entre las unidades es la Zona de Cizalla María Albina, de cinemática transcurrente.

Complejo La China

El Complejo La China está compuesto por ortogneises, migmatitas, anfíbolitas, actinolitas, esquistos con talco y serpentinitas de protolitos máficos y ultramáficos que sufrieron deformación y metamorfismo en facies esquistos verdes (Oyhantçabal *et al.*, 2018b; Sánchez Bettucci, 2021). A pesar de la falta de datos geoquímicos, se asume que los ortogneises tienen una composición general de tonalita-trondhjemita-granodiorita (TTG) (Hartmann *et al.*, 2001) El magmatismo de los protolitos está establecido en 3404 ± 8 Ma por una datación U-Pb SHRIMP en circón de una metatonalita y el metamorfismo en facies

anfibolita está datado en 3.1 Ga por sobrecrecimientos en circón (Hartmann *et al.*, 2001), lo que hace de esta unidad la más antigua documentada no sólo en el Terreno Nico Pérez, sino en todo el Escudo Uruguayo.

Complejo Las Tetas

El Complejo Las Tetas (Hartmann *et al.*, 2001) es una sucesión de rocas metasedimentarias correspondientes a una plataforma marina estable carbonato-siliciclástica que fue afectada por un metamorfismo en facies anfibolita (Oyhantçabal *et al.*, 2018b, y referencias). Oyhantçabal *et al.* (2019) plantean una continuidad regional entre la unidad originalmente reconocida como Complejo Las Tetas y la Formación Manguera Azul, proponiendo el nombre de Complejo Cebollatí. Está representado por cuarcitas con fucsita, metaconglomerados, micaesquistos con estaurolita y granate, gneises, BIFs y mármoles dolomíticos (Sánchez Betucci *et al.*, 2021, y referencias). La edad máxima de depositación dada por circones detríticos es de 2.8-2.7 Ga (Hartmann *et al.*, 2001) y la mínima de 621.4 ± 1.0 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar en flogopita), interpretada como un evento metamórfico y deformacional en el Ediacárico (Oriolo *et al.*, 2016b).

Unidad Campanero

La Unidad Campanero se ubica entre el cinturón de esquistos del Cinturón Dom Feliciano y la Zona de Cizalla Sierra Ballena (fig. 6). Esta unidad comprende ortogneises félsicos con escamas dispersas de rocas supracorticales como anfibolitas, micaesquistos, BIFs y migmatitas, que son interpretadas como relictos del Complejo Las Tetas (Oyhantçabal *et al.*, 2018b, y referencias). El protolito de los ortogneises fue datado en 1735 ± 32 Ma (U-Pb convencional en circón) (Sánchez Bettucci *et al.* 2004) y posteriormente confirmado por edades de 1754 ± 7 Ma (U-Pb SHRIMP en circón) (Mallmann *et al.* 2007); mientras que una edad de 564.0 ± 4.1 Ma (Ar-Ar en hornblenda) de una anfibolita da una edad mínima para la foliación de alta-T e indica un enfriamiento durante el Ediacárico (Oyhantçabal *et al.* 2009).

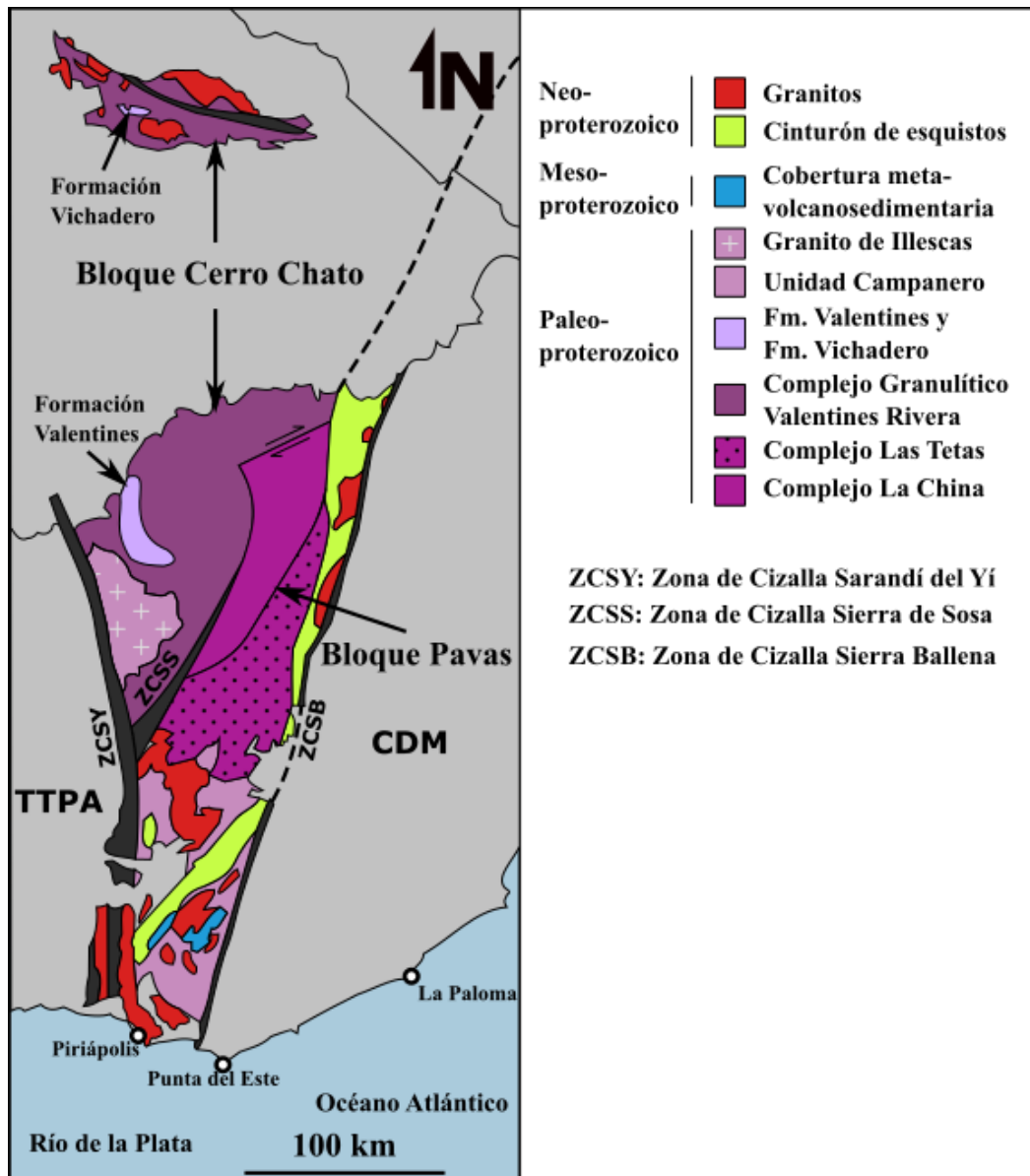


Fig. 6 – Esquema geológico del Terreno Tectonoestratigráfico Nico Pérez (modificado de Oyhançabal *et al.*, 2018b).

2.2. ZONA DE CIZALLA SARANDÍ DEL YÍ

La Zona de Cizalla Sarandí del Yí fue definida inicialmente como “falla de Sarandí del Yí” por Preciozzi *et al.* (1979) al ser identificada como una “línea estructural cataclástica N10° O, y tras varias redefiniciones devino en su definición actual (Núñez Demarco *et al.*, 2018). Se trata de una estructura tabular que presenta alta deformación cortical localizada, se dispone verticalmente y se extiende a lo largo de 200 km (Oriolo *et al.*, 2015). Esta zona de cizalla es una pieza clave no sólo en la

evolución Neoproterozoica del Escudo Uruguayo, sino en la definición del Cratón Río de la Plata y en las reconstrucciones paleogeográficas Meso- y/o Neoproterozoicas. Bossi y Campal (1992) reconocieron la naturaleza dúctil de la ZCSY y un cizallamiento de sentido dextral registrado en el plegamiento del Haz de diques máficos de Florida, que actúa como un indicador cinemático de escala regional (fig. 5); el evento es registrado también en una faja milonítica desarrollada en granitos y gneises del TTPA que va disminuyendo su deformación hacia el oeste (Oriolo *et al.*, 2015).

El cizallamiento dextral es la fase deformacional más antigua registrada por la ZCSY, la cual correspondería a la acreción del TTNP y el TTPA; según Oriolo *et al.* (2015) habría ocurrido en facies anfibolita media a superior (~600-650 °C) y su edad es un tema de debate, además de ser clave para la definición del CRP y la tectónica de Gondwana Oriental durante el Neoproterozoico (Oyhantçabal *et al.*, 2011, 2018a; Oriolo *et al.*, 2016a, 2016b; Santos *et al.*, 2019). Una de las edades asignadas para el cizallamiento dextral es de 1253 ± 32 Ma (K-Ar en muscovitas) que fue realizada en pegmatitas del cabalgamiento de Zapicán (Bossi y Cingolani, 2009, y referencias) sin conocerse con exactitud su ubicación ni los datos analíticos. En el mismo sentido, se propone una edad entre 1370 y 1170 Ma en diques máficos deformados (Teixeira *et al.*, 1999) mediante la asignación de significado geológico a los primeros *steps* del espectro ^{40}Ar - ^{39}Ar . Este procedimiento no es confiable ya que solo puede alcanzarse una edad con significado geológico cuando un número razonable de *steps* consecutivos muestran edades similares (Baksi, 2006). Por otro lado, Oriolo *et al.* (2016a) propone edades de 596 ± 3.3 Ma (U-Pb en circón) y 600.1 ± 3.4 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar *plateau* en hornblenda) de una misma milonita afectada por cizallamiento dextral que sitúa el cizallamiento hasta ese momento y una edad máxima para el magmatismo relacionado a la acreción de 623.0 ± 5.1 Ma (U-Pb en circón).

La ZCSY se ve afectada por una reactivación de sentido sinistral hacia fines del Ciclo Brasileño-Pan Africano, la cual está registrada en las Fajas miloníticas Arroyo Solís Grande y Aguas Blancas, con protolitos graníticos y metasedimentarios (Oyhantçabal *et al.*, 1993a, 1993b, 2001; Caro Segundo, 2015; Faraone Pimienta, 2018) separadas por el Complejo Granítico Solís de Mataojo (CGSM) al sur y por la Unidad Campanero al centro y norte (Spoturno *et al.*, 2019). Estas fajas miloníticas están constituidas por proto- a ultramilonitas con una foliación principalmente subvertical de rumbo NNE-SSO, predominando estas últimas hacia el este. El CGSM es un cuerpo elongado en dirección N-S que es afectado gradualmente desde su centro hacia sus bordes por

una deformación dominada por cizallamiento puro con una componente transcurrente sinistral, que comenzó en el estado magmático y continuó durante el estado sólido de alta temperatura (Oyhantçabal *et al.*, 1993a, 2001; Oriolo *et al.*, 2015). Este intrusivo es sincinemático con el evento sinistral, por lo que su edad de 584 ± 13 Ma (Pb-Pb en titanita) (Oriolo *et al.*, 2015, y referencias) indica el momento de la fase deformacional. Oriolo *et al.* (2015) proponen que el cizallamiento sinistral ocurrió aproximadamente a los 595-590 Ma en condiciones de facies anfibolita inferior y esquistos verdes superior (~ 450 - 550 °C) en base a microestructuras de deformación plástica y edades de 589.1 ± 1.5 Ma (U-Pb SHRIMP en circón), 590.2 ± 2.6 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar *plateau* en hornblenda), 594.41 ± 0.98 Ma y 587.6 ± 1.5 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar *plateau* en muscovita), acotando aún más el momento de la reactivación sinistral.

Por último, un retrabajamiento cataclástico es observado en el borde más oriental de la zona de cizalla y planteado como una última reactivación posterior a los 570 Ma, debido a eventos metamórficos y deformacionales en unidades que se encuentran al en la porción occidental del TTNP (Oriolo *et al.*, 2015). Esta fase deformacional de baja temperatura habría ocurrido en condiciones de facies esquistos verdes a sub-esquistos verdes y con circulación de fluidos, estando representado por venas de pseudotaquillita en milonitas y filonitas, además de cataclasitas con fragmentos miloníticos (Oriolo *et al.*, 2015).

A pesar de la complejidad de los procesos y eventos ocurridos durante la actividad de la ZCSY, puede identificarse una evolución polifásica de trayectoria retrógrada asociada a una localización de la deformación progresiva hacia el este y a una disminución de su espesor con el tiempo (Oriolo *et al.*, 2015).

En la zona de este trabajo final (alrededores de Gaetán) no se han realizado investigaciones geológicas y/o estructurales sobre la ZCSY, más allá de trabajos cartográficos regionales. Sin embargo, se realizó la datación de un granito asociado con gneises graníticos y migmatitas asignado al basamento del Terreno Nico Pérez, en el marco de una tesis de maestría (Gilberg, 2020). Esta datación dio una edad concordante de 615.7 ± 3.4 Ma que se interpreta como edad magmática de la roca y otra discordante de intercepto inferior de 614.8 ± 3.3 Ma (U-Pb en circón) con algunas edades de circones heredados que alcanzan los 3.3 Ga, lo que permitió definir recientemente a este granito como Granito Casupá Chico (Spoturno *et al.*, 2022).

Inmediatamente al norte de la zona de estudio se realizó un relevamiento geológico y análisis microtectónicos y cinemáticos sobre la ZCSY (Caro Segundo, 2015).

En este trabajo se reconoce al TTPA por la presencia de una unidad de granodioritas, con indicadores sinestrales de sentido NO, que son recortadas por diques doleríticos. Esta unidad está en contacto con una faja milonítica compuesta de proto- a ultramilonitas que registran un cizallamiento sinistral de temperatura media. Al este de la faja milonítica documenta la presencia de granito-gneises con microestructuras de temperatura alta y media temperatura, asignadas al TTNP.

3. RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados del relevamiento geológico-estructural del área, incluyendo la interpretación de fotografías aéreas, imágenes satelitales y el relevamiento de campo, así como el estudio petrográfico y la interpretación de microestructuras presentes en cada litología.

La interpretación de fotografías aéreas, imágenes satelitales y de radiometría aeroportada, junto al relevamiento de campo del área de estudio permitió diferenciar dos dominios estructurales: Dominio Oriental y Dominio Occidental. Esta diferenciación fue establecida debido a las siguientes características principales: (i) el Dominio Occidental presenta una secuencia meta-volcanosedimentaria y gneises tonalíticos con foliaciones de tendencia general NO-SE y (ii) el Dominio Oriental por estar constituido por dos fajas de milonitas graníticas separadas por un granito protomilonítico con foliaciones de tendencia general N-S y NE-SO (figs. 7 y 8).

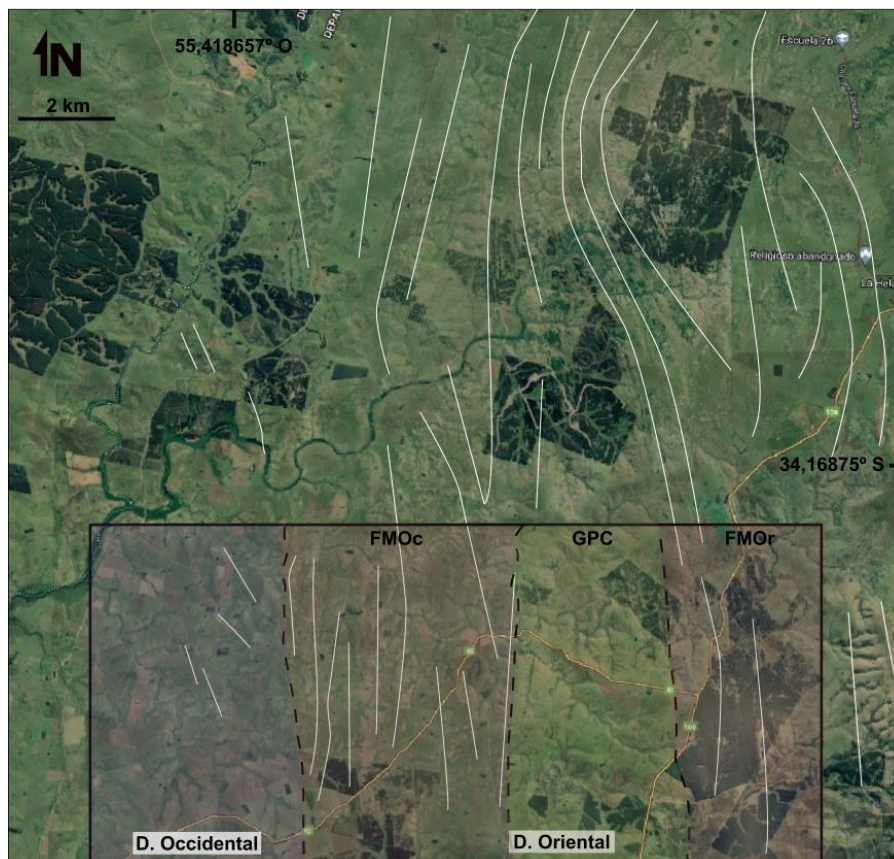


Fig. 7 – Imagen satelital con fotolineamientos de los alrededores de la zona de estudio y los principales límites de unidades.

FMOc: Faja Milonítica Occidental; GPC: Granito Protomilonítico Central; FMOr: Faja Milonítica Oriental.

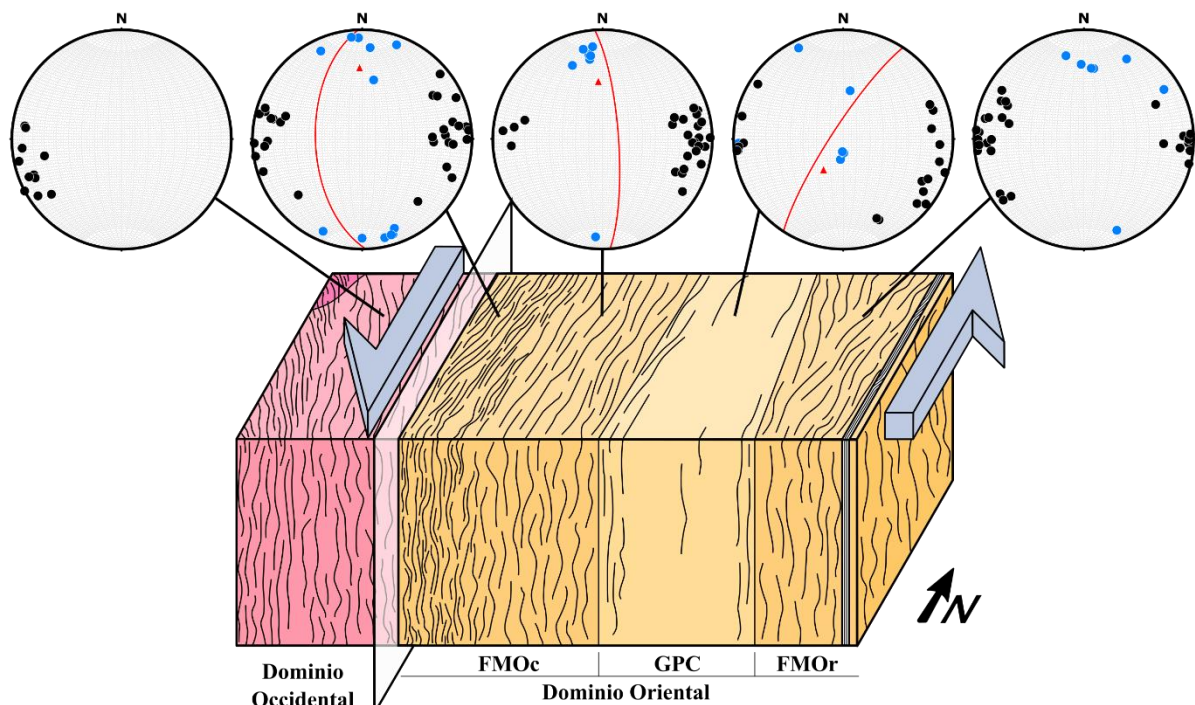


Fig. 8 – Esquema de los dominios estructurales y sus unidades. Los estereogramas muestran polos de foliaciones (puntos negros), lineaciones de estiramiento (puntos azules), planos axiales (curvas rojas) y ejes de pliegue (triángulos rojos). *FMOc: Faja Milonítica Occidental; GPC: Granito Protomilonítico Central; FMOc: Faja Milonítica Oriental.*

3.1. Dominio Occidental

El Dominio Occidental se identificó en el margen occidental de la zona de estudio, debido a las trazas de foliación que muestra en fotografías aéreas e imágenes satelitales (fig. 7). Además, se distingue del Dominio Oriental en mapas geofísicos, en especial en los relativos a conteo radiométrico (fig. 9).

El Dominio Occidental está representado por dos unidades, un gneis tonalítico y una secuencia meta-volcanosedimentaria de extensión muy reducida.

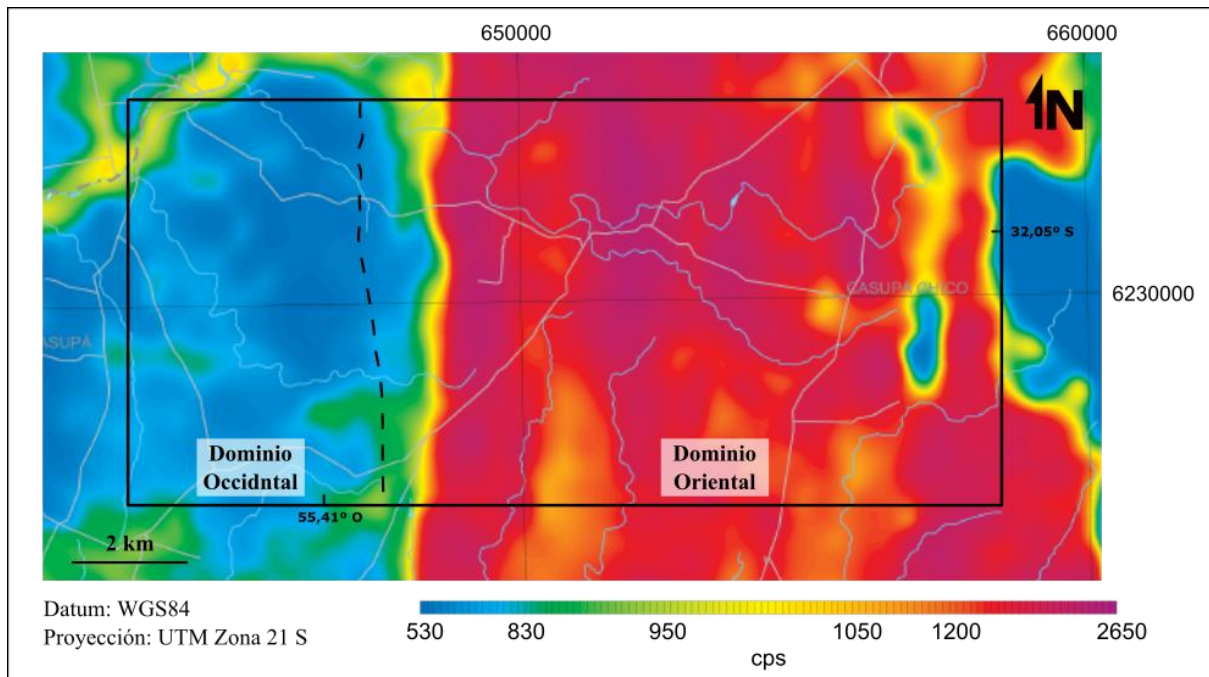


Fig. 9 – Mapa de conteo total y principales límites de unidades en el área de estudio. (elaborado en base al mapa HOJA 80 – MINAS – CONTEO TOTAL RADIOMÉTRICO (cps) elaborado en base al Relevamiento Aerogeofísico de Magnetometría y Espectrometría de Rayos Gamma, realizado por Sander Geophysics para el Ministerio de Industria, Energía y Minería)

i. *Ortogneis tonalítico*

a) Aspectos petrográficos y estructurales de macro- y mesoescala

El ortogneis tonalítico es la litología que representa casi la totalidad del Dominio Occidental. En macroescala presenta baja densidad de afloramientos y fotolineamientos de tendencia general NO-SE, que lo distingue claramente de la tendencia N-S o NNE-SSO del Dominio Oriental (fig. 7).

En muestra de mano son rocas mesocráticas de color grisáceo que presenta textura fanerítica, tamaño de cristal medio y foliación levemente desarrollada. Tienen una composición mineral integrada principalmente por cuarzo, feldespato, biotita y muscovita. El cuarzo se presenta achatado, conformando pequeños *ribbons* y por lo tanto deformado de manera plástica, mientras que el feldespato presenta fracturación y agregados redondeados y algo alargados, desarrollados por cataclasis (fig 10).

La foliación es subvertical y tiene un rumbo general NO-SE (fig. 8). Se observan posibles indicadores cinemáticos como estructuras S-C y *ribbons* asimétricos de

cuarzo con formas tipo-sigma que indicarían cizallamientos de sentido sinestral y dextral (fig. 10).

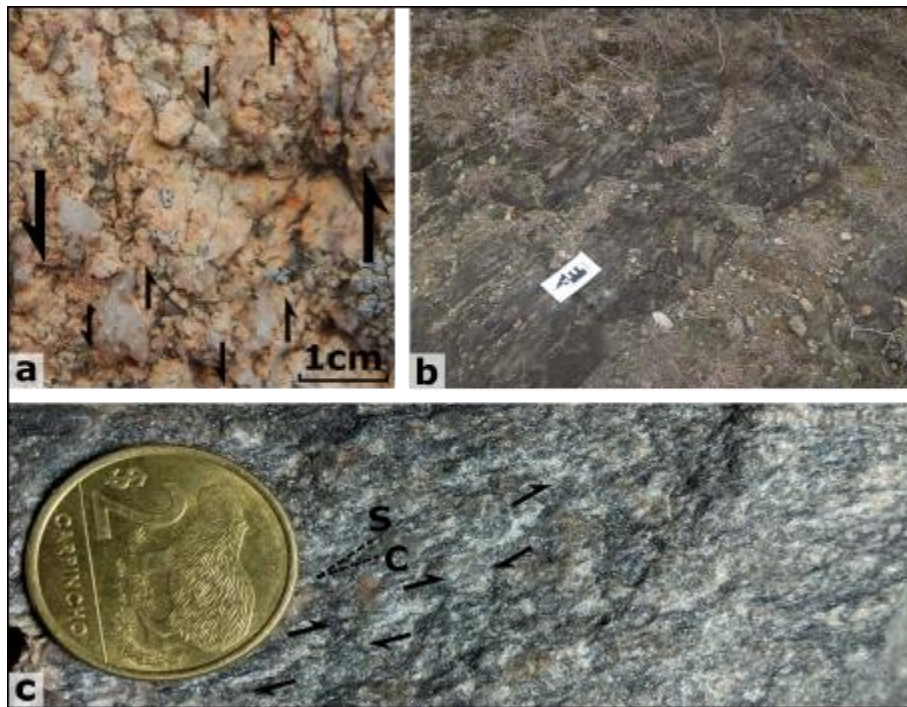


Fig. 10 – Dominio Occidental en mesoescala. (a) Ortogneis tonalítico con posibles *ribbons* sigmoidales de cuarzo que indican sentido de cizallamiento sinestral. (b) Afloramiento de secuencia meta-volcanosedimentaria. (c) Ortogneis tonalítico con posibles estructuras S-C y *ribbons* sigmoidales de cuarzo que indican sentido de cizallamiento dextral. Moneda: 2,5 cm. Escala gráfica en flecha: 10 cm.

b) Petrografía y microtectónica

Roca de textura granoblástica a granolepidoblástica, con débil foliación. Está constituida por cuarzo, plagioclasa, biotita, muscovita, epidoto, clorita, carbonato, esfeno y circón. El cuarzo conforma agregados de cristales anedrales que suelen formar *ribbons* policristalinos de tamaños variables que alcanzan los 5 mm de largo. Estos *ribbons* presentan formas asimétricas similares a las observadas en mesoescala que podrían haberse desarrollado durante un cizallamiento de sentido dextral (fig. 11a y 11b). Los cristales de cuarzo presentan extinción ondulosa, bordes de subgranos, *bulging*, bordes suturados y recristalización estática por reducción de área de borde de grano (GBAR, por sus siglas en inglés). El feldespato que se observa es exclusivamente plagioclasa, formando cristales anedrales a subedrales de aproximadamente 1 - 2 mm, comúnmente zonados y con fracturación intracristalina. Además, presenta evidencia de saussuritización, con transformación a sericita,

epidoto y muscovita (fig. 11e), la última alcanzando tamaños de 200 - 300 μm . La biotita se presenta formando agregados de cristales subparalelos según (001) y nidos de 1 - 2 mm, con algo de transformación a clorita y generalmente con epidoto asociado (fig. 11c y 11d). Estos nidos se pueden presentar alargados paralelos al eje mayor de los *ribbons* de cuarzo.

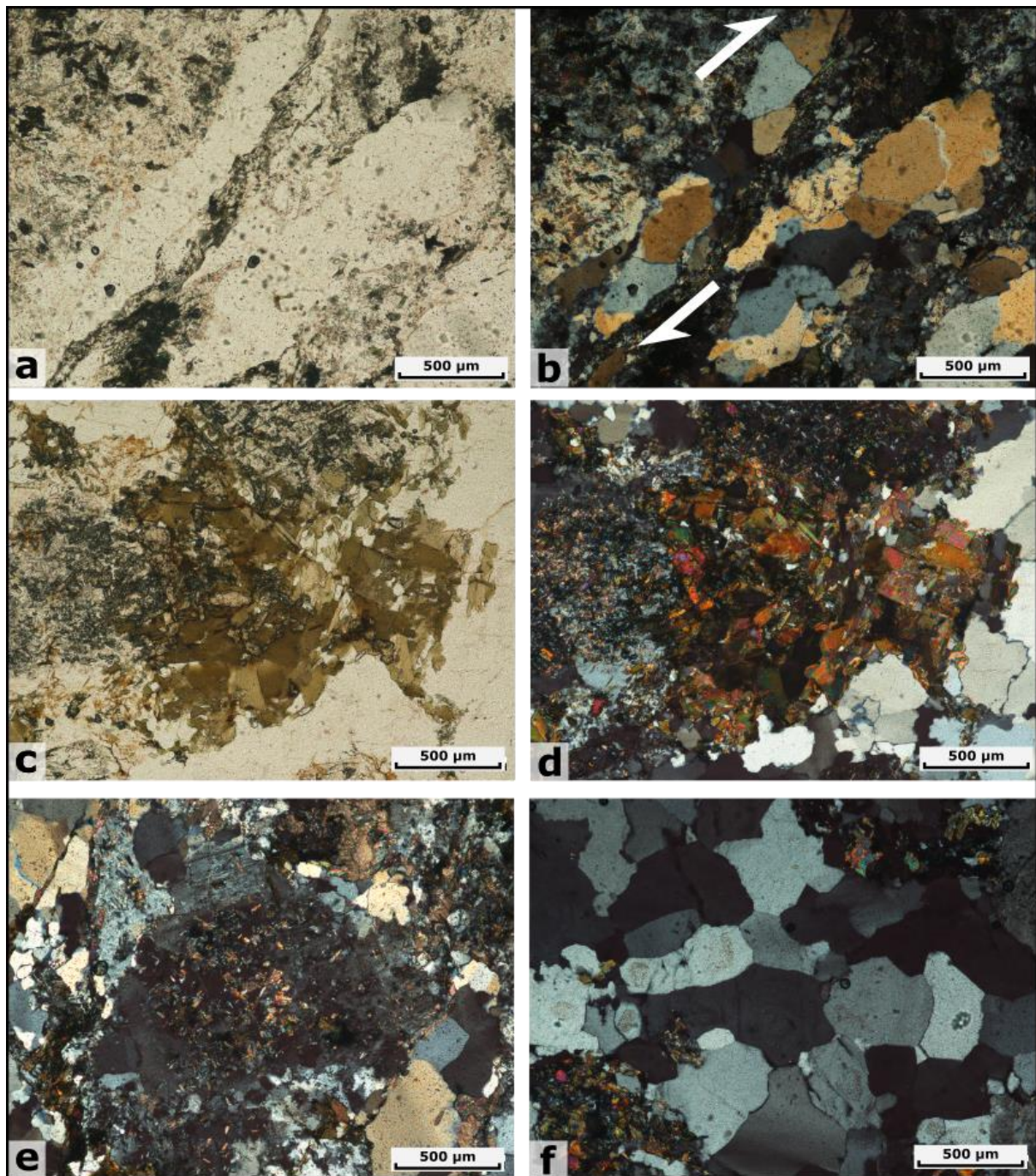


Fig. 11 – Aspectos petrográficos y microestructurales de los gnéis tonalíticos del Dominio Occidental. (a,b) *Ribbon* de cuarzo policristalino y posiblemente sigmoidal de sentido de cizallamiento dextral. (c,d) Nidos de biotita con muscovita y epidoto

asociado y cuarzo con bordes suturados. (c,d,e) Plagioclasa con transformación a minerales arcillosos y muscovita y bordes fracturados. f) Uniones triples en cuarzo evidenciando recristalización estática. *a,c: PPL; b,d,e,f: XPL.*

ii. Secuencia meta-volcanosedimentaria

a) Aspectos petrográficos y estructurales de macro- y mesoescala

Esta secuencia presenta una extensión muy reducida en la zona de estudio y está representada por rocas foliadas tanto de composición máfica como félsica, que se suceden verticalmente con un rumbo general N340/60° NE. Entre las máficas y más foliadas se reconocen dos litologías espacialmente relacionadas, que en base a su fábrica y sus composiciones mineralógicas modales son clasificadas como micaesquistos y anfibolitas. Se observaron en un único afloramiento en el noroeste de la zona de estudio, encontrándose intensamente alterado a minerales arcillosos (fig. 10b).

El micaesquisto es una roca intensamente foliada de color gris verdoso/amarillento, de grano fino, compuesta por filosilicatos y cuarzo. La anfibolita es una roca verde oscura, de grano fino, que presenta una buena foliación y compuesta predominantemente por anfíbol; esta se encuentra asociada al micaesquisto. Conjuntamente con estas litologías se encuentra una roca leucócrata, de color blanco a blanco rosáceo, de textura subfanerítica y débilmente foliada. Está constituida por cuarzo y feldespato, con algo de biotita, muscovita y pequeños granates oxidados. Debido a su tenacidad y escaso desarrollo de foliación es clasificada como un gneis

b) Petrografía y microtectónica

Micaesquisto

Roca de textura granolepidoblástica y con marcada foliación. Está conformada por dos dominios alternantes, uno de cuarzo, biotita y granate y otro de muscovita (fig. 12d).

El cuarzo se presenta como agregado policristalino de cristales anedrales de diversos tamaños, no superando los 200 μm , con una proporción similar de biotitas diseminadas o en agregados de tamaño que no superan los 100 μm . Los porfiroblastos de granate son anedrales y tienen tamaños similares a los cristales de

cuarzo y biotita (fig. 12f). Los dominios muscovíticos están conformados por agregados monominerales de cristales subedrales y tamaños relativamente mayores, entre aproximadamente 200 y 400 μm .

Se observa un plegamiento en las micas que desarrolla una segunda foliación de tipo clivaje de crenulación (fig. 12e).

Anfibolita

Roca de textura granonematoblástica y con fuerte foliación. Se encuentra constituida por cristales de tamaño fino, predominantemente de hornblenda, cuarzo y plagioclasa; siendo epidoto el accesorio más abundante (fig. 12a). La hornblenda representa aproximadamente el 50% de la moda y se presenta como cristales subedrales de tamaño que no supera los 200 μm y cuya orientación preferencial conforma la foliación. El cuarzo y la plagioclasa se presentan como agregados de cristales anedrales de tamaños un poco menores que la hornblenda. Estos se encuentran asociados y conforman los dominios granoblásticos.

Gneis

Roca de textura granolepidoblástica y con débil foliación. Está constituida por una matriz de tamaño fino a muy fino, compuesta por cuarzo, feldespato plagioclasa y alcalino, biotita, muscovita; con granate y epidoto como accesorios. El cuarzo y los feldespatos presentan formas anedrales con tamaños variables entre 50 a 500 μm ; sin embargo, pueden encontrarse megacrystales de feldespato alcalino mayores a 1 mm (fig. 12c). Mientras que el cuarzo presenta deformación plástica incipiente, con el desarrollo de extinción ondulante y bordes de subgranos, los feldespatos muestran fracturación intracrystalina. Los feldespatos alcalinos desarrollan pertitas y tienen inclusiones de muscovita. La biotita y la moscovita se encuentran como cristales subedrales diseminados que tienen cierta orientación preferencial y conforman la foliación. El granate se presenta como cristales anedrales asociados a biotita y muscovita desarrollando nidos (fig. 12b)., mientras que el epidoto tiene formas anedrales

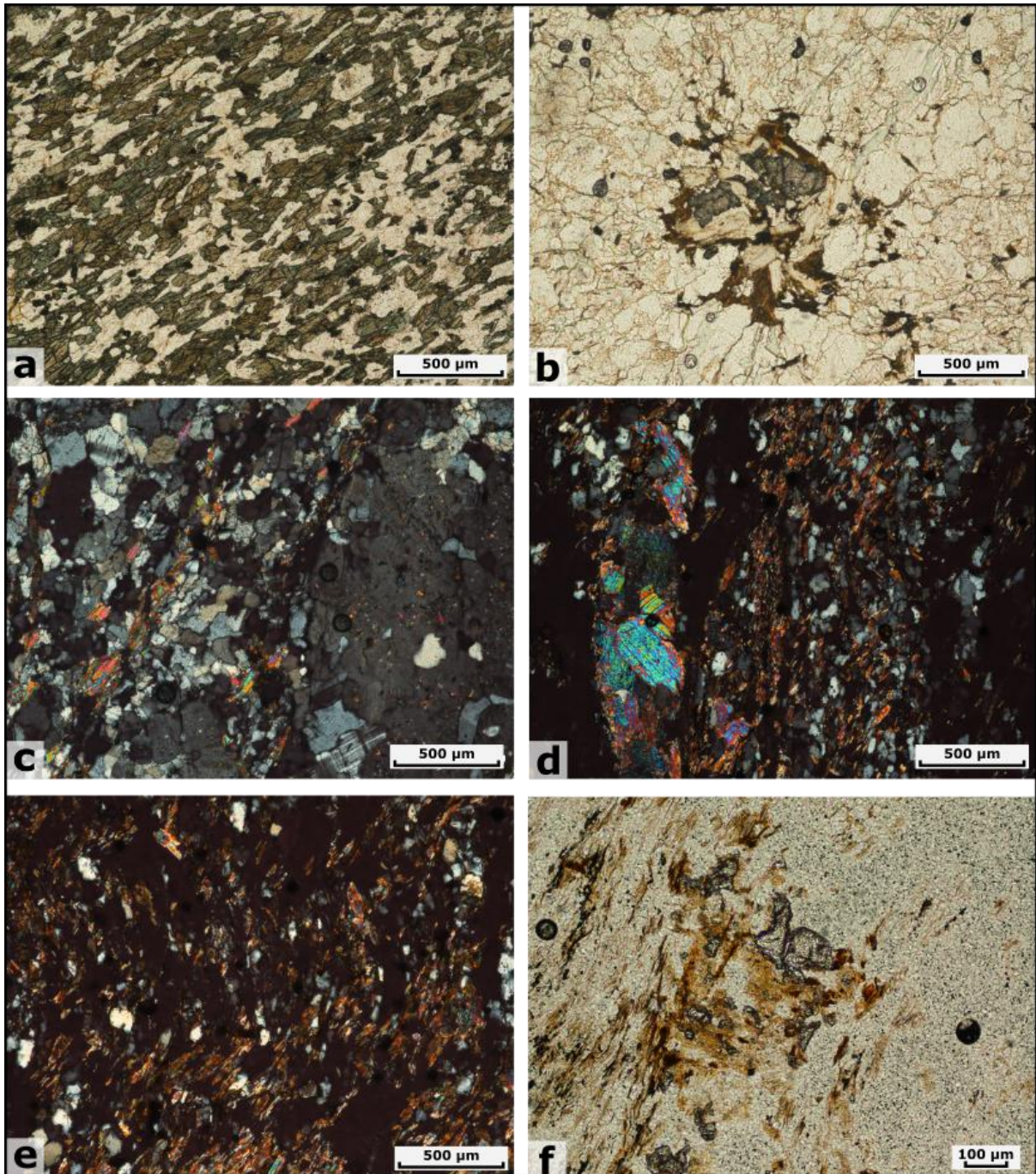


Fig. 12 – Petrografía y microestructuras de la secuencia meta-volcanosedimentaria del Dominio Oriental. (a) Anfibolita. (b) Nido de biotita, muscovita y granate y (c) megacristal de feldespato alcalino en matriz cuarzo-feldespática y biotitas orientadas en ortogneis granítico. (d) Dominio muscovítico, (e) clivaje de crenulación y (f) granate en micaesquisto.

3.2. Dominio Oriental

El Dominio Oriental constituye casi la totalidad de la zona de estudio y es el de mayor importancia en este trabajo. En rasgos generales está conformado esencialmente por granitos y rocas metamórficas formadas como resultado de su cizallamiento en

condiciones dúctiles. Se pudieron reconocer y caracterizar granitos protomiloníticos, milonitas, ultramilonitas, cataclasitas y filonitas; su distribución y abundancia relativa se presenta en la descripción de las unidades que conforman al dominio.

3.2.1. Unidad I: Faja Milonítica Occidental

La Faja Milonítica Occidental (FMOc) presenta una ancha estructura tabular y subvertical de tendencia general N-S que ocupa gran parte del Dominio Occidental. Su exposición más occidental se encuentra casi en el kilómetro 40 de la ex-Ruta 40 sobre la naciente de la Cañada Fortela y se extiende unos 5,0 km hacia el este (fig. 7). A pesar que en la zona de estudio no se observa el contacto con el gneis tonalítico adyacente, se puede distinguir por medio de imágenes satelitales y fotografías aéreas debido a la diferencia en los fotolineamientos y una mayor densidad de afloramientos, como ya fue mencionado.

Esta unidad se compone de rocas milonitizadas de protolito granítico, que presentan una variabilidad textural en todas las escalas. Sin embargo, pudo identificarse un aumento gradual de la foliación junto con una disminución del tamaño de grano hacia el margen occidental del dominio, resultando en una faja de ultramilonitas que muestran una sobreimposición cataclástica con desarrollo local de cataclasitas. Esta unidad también incluye un granito levemente deformado de escasa exposición y que no pudo ser separable cartográficamente en este trabajo.

A continuación, detallamos la descripción petrográfica de las distintas litologías que conforman esta faja milonítica, que son: (i) milonitas, (ii) ultramilonitas, (iii) protocataclasitas y (iv) granito deformado.

I. Milonitas

a. Aspectos petrográficos y estructurales de macro- y mesoescala

Las milonitas constituyen la unidad mas extendida, conformando una faja de 3 km de potencia y presentando cierta heterogeneidad en su textura.

A escala macroscópica, presentan buena densidad de afloramiento en la porción oriental mientras que en la porción occidental son escasos. Los fotolineamientos tienen un desarrollo variable, con un buen desarrollo donde los afloramientos son más abundantes. En mesoescala se presentan como rocas leucocráticas de colores

rosados, de textura fanerítica y moderado a fuerte desarrollo de foliación. Tienen una composición granítica y presentan una matriz de tamaño de grano medio conformada por cuarzo, feldespato, biotita y algo de muscovita; mientras que los porfiroclastos se conforman de feldespato, algunos presentando tamaños centimétricos (figs 13d). Los cristales de cuarzo se encuentran deformados plásticamente desarrollando una clara lineación mineral, el aplastamiento del cuarzo junto a los mantos de recristalización de los feldespatos y las micas dispuestas subparalelas determinan una fuerte foliación en la roca. Los feldespatos pueden ocurrir en la matriz o como megacrystalos milimétricos a centimétricos, con geometrías tipo- σ y fracturados (figs. 13b y 13c). La foliación milonítica es subvertical y tiene un rumbo general NE-SO, mientras que la lineación tiene una tendencia general de inmersión subhorizontal en sentido N (fig. 8); en algunos afloramientos se observan pliegues de la foliación, aunque uno solo fue medido, mostrando un plano axial vertical de rumbo NNO-SSE y eje de pliegue con actitud $46^\circ/N356$ (figs. 8 y 13a). Pueden observarse indicadores cinemáticos como estructuras S-C en la matriz, sistemas porfiroclásticos tipo- σ y bandas de cizalla sintética en los feldespatos, que indican un sentido sinistral para el cizallamiento (figs 13b y 13c).

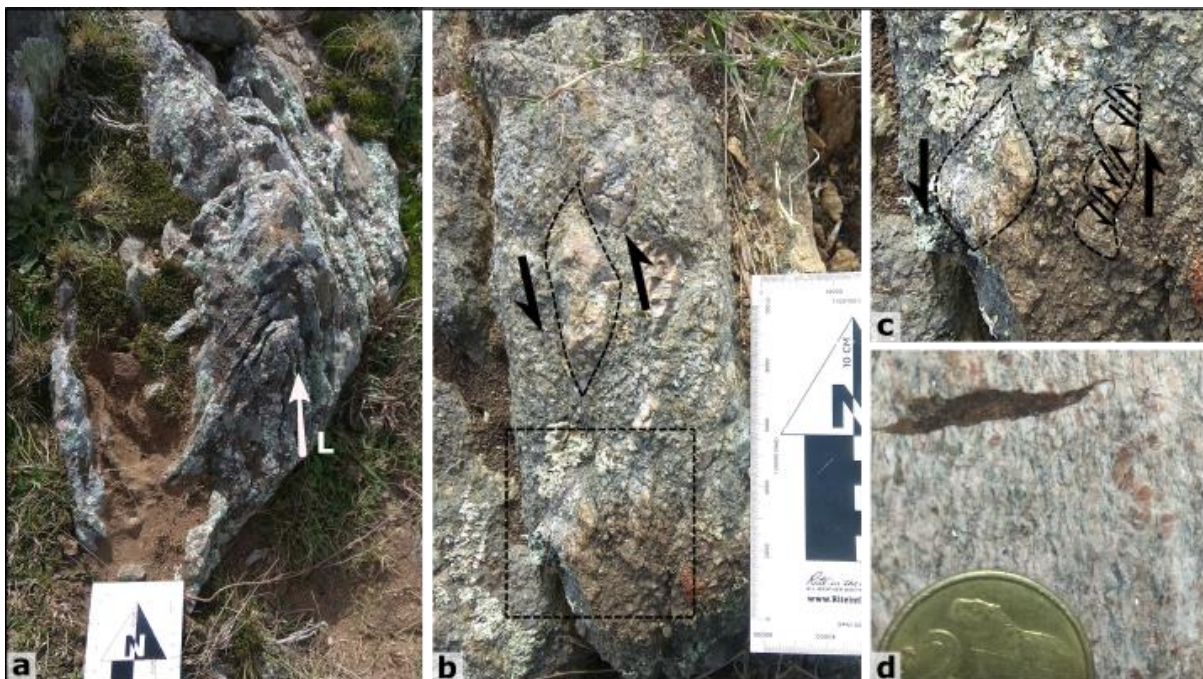


Fig. 13 – Milonitas de la FMOc en mesoescala. (a) Pliegue asimétrico de plano axial subvertical y eje de charnela de actitud $46^\circ/N356$. (b, c) Porfiroclastos tipo- σ y con bandas de cizalla sintéticas indicando un cizallamiento de sentido sinistral. d) Petrografía en mesoescala. Moneda: 2,5 cm; escala gráfica en flecha 10 cm.

b. Petrografía y microtectónica

Las milonitas presentan una textura granolepidoblástica, con una fuerte foliación y lineación. Están constituidas por una matriz recrystalizada y con fases neoformadas de tamaño medio, compuesta por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, biotita, clorita, epidoto, muscovita, sericita y carbonato. Aparte de la matriz, las milonitas presentan porfiroclastos de feldespato alcalino, plagioclasa, esfero, apatito, circón y opacos. Los porfiroclastos de feldespato alcalino presentan pertitas y mirmequitas, inclusiones de plagioclasa y biotita; mientras que la plagioclasa muestra intensa alteración a sericita que alcanza a desarrollar cristales de muscovita de tamaño apreciable. El cuarzo se presenta en *ribbons* policristalinos de tamaños milimétricos a centimétricos, que presentan una orientación preferencial de forma de agregado (ASPO, por sus siglas en inglés; Passchier y Trouw, 2005), a veces con formas sigmoidales (fig. 14d). Están conformados por cristales anedrales de 100 a 500 μm de formas interlobulares que evidencian una recrystalización dinámica por migración de borde de grano de alta temperatura (GBM; Passchier y Trouw, 2005) y que a su vez muestran extinción ondulosa, bordes de subgranos, *bulging*, granos de aprox. 10 a 20 μm recrystalizados por migración de borde de grano de baja temperatura (BLG; Passchier y Trouw, 2005) e incluso granos de aproximadamente 50 μm recrystalizados por rotación de subgranos (SGR; Passchier y Trouw, 2005) que conforman una orientación preferencial de forma de grano (GSPO, por sus siglas en inglés; Passchier y Trouw, 2005) (figs. 14d y 14e). Los feldespatos ocurren como sistemas porfiroclásticos tanto de tipo *naked clast* con mantos cataclásticos o recrystalizados, que conforman una ASPO (figs 14b y 14f). Los núcleos son cristales anedrales, tienen diámetros aproximados de 1,5 mm y presentan extinción ondulosa y bordes de subgranos. Los mantos cataclásticos son agregados de cristales anedrales de 10 a 50 μm producto de fracturación intracristalina y deslizamiento friccional, mientras que la presencia de mantos de recrystalización-BLG es reducida. En algunos dominios el feldespato se presenta en bandas cataclásticas con una reducción de tamaño por fracturación que desarrolla cristales de aproximadamente 200 μm de diámetro. La biotita ocurre como cristales subedrales individuales de varios tamaños, que no superan los 400 μm ; y como largos agregados finos de cristales subedrales de tamaño más fino, con una disposición subparalela según (001) y que a veces se asocian a bandas de cizalla.

La ASPO del cuarzo y del feldespato, junto a la orientación preferencial de los agregados de biotita constituyen fábricas planares que conforman la foliación milonítica continua. A su vez, la ASPO del cuarzo es responsable de la lineación mineral que se observa en mesoescala.

Las milonitas muestran un sentido de cizallamiento sinistral en escala microscópica, que es evidenciado por diversos indicadores cinemáticos, algunos de los cuales no están presentes en todas las rocas de la unidad. Los indicadores cinemáticos que fueron observados son: sistemas porfiroclásticos manteados con arreglos tipo- σ , tanto de los mantos de recristalización como de sombras de presión (figs 14f), cristales de esfeno euedrales con colas conformando un *mineral fish* (fig. 14a), bandas de cizalla S-C (fig. 14a), foliación oblicua definida por la foliación milonítica y la recristalización-SGR en cuarzo (fig. 14d), y mirmequitas que en ocasiones se observan asimétricas (fig. 14c).

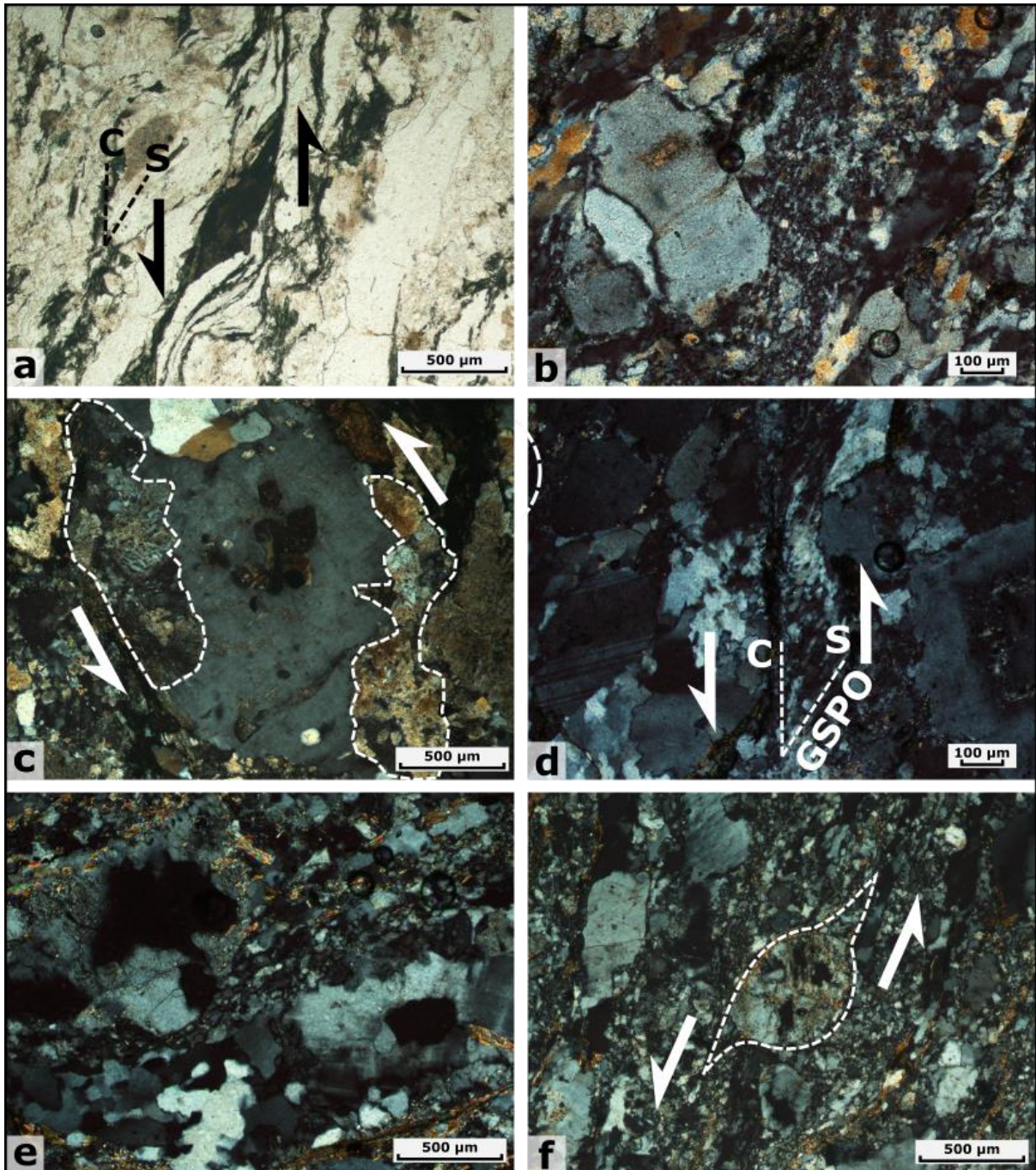


Fig. 14 – Petrografía y microestructuras de las milonitas de la FMOc. (a) Mineral fish de esfeno y estructura S-C indicando cizallamiento de sentido sinistral. (b) Sistema porfiroclástico manteado con núcleo fracturado (izq.), manto de recristalización-BLG (cen.) y feldespato fracturado (der.). (c) Mirmequitas asimétricas en feldespato alcalino indicando cizallamiento de sentido sinistral. (d) *Ribbons* de cuarzo con recristalización-GBM y sobreimpresión de recristalización-SGR y extinción ondulosa, desarrollando foliación oblicua. (e) Cuarzo interlobular recristalizado por GBM desarrollando subgranos. (f) Sistema porfiroclástico tipo- σ con manto cataclástico indicando cizallamiento de sentido sinistral. a: PPL; b-f: XPL.

II. Ultramilonitas

a) Aspectos petrográficos y estructurales de macro- y mesoescala

Las ultramilonitas se encuentran en el margen occidental del dominio, conformando una faja de 2,0 km asociadas con milonitas de muy alta proporción de matriz, siendo inseparables de estas.

Se caracterizan en macroescala por ser parte de una estructura de dirección N-S y bordes bien notorios. Esta estructura presenta una densidad de afloramiento muy buena, y aunque es similar a la de las milonitas, desarrolla mejores fotolineamientos. Constituyen una faja angosta y heterogénea, donde se asocian espacialmente con milonitas, siendo difícil su delimitación. Su asociación espacial con las milonitas graníticas y la presencia de términos intermedios entre ambas, indican que comparten un protolito granítico. En mesoescala se presentan como rocas de color gris oscuro a negras, de textura afanítica y de fuerte anisotropía, lo que hace difícil conocer su composición mineralógica. La matriz es cuarzo-feldespática y puede presentar pequeños porfiroclastos redondeados de feldespato (fig. 15c). Su intensa foliación milonítica es subvertical y de tendencia general NNE-SSO (fig. 8). Se observan pliegues apretados en venas de cuarzo asociados a la transpresión durante el cizallamiento (fig. 15b).

Se observa fracturación en escala de afloramiento que corresponde a fenómenos cataclásticos (fig. 15d).



Fig. 15 – Ultramilonitas de la FMOc en mesoescala. (a) Ultramilonita microplegada. (b) Pliegues apretados en venas de cuarzo. (c) Aspecto petrográfico. (d) Desarrollo de cataclasita en ultramilonita. *Brújula: 7 cm; escala gráfica en flecha: 10 cm.*

b) Petrografía y microtectónica

Las ultramilonitas son rocas de textura granolepidoblástica, con una fuerte anisotropía planar y lineal. Están constituidas por matriz recrystalizada de tamaño de grano muy fino a fino, compuesta por cuarzo, feldespato, epidoto, clorita, muscovita y sericita. Los porfiroclastos son escasos y si presenta son de feldespato alcalino, plagioclasa y esfeno. El cuarzo se presenta en *ribbons* policristalinos muy angostos y de longitudes mayores a 2,0 cm que representan una ASPO. Están conformados por cristales anedrales extremadamente estirados en la misma dirección que el *ribbon*, que muestran extinción ondulosa y gradualmente adquieren bordes de subgranos y de granos de aproximadamente 10 μm de diámetro por recrystalización-SGR (fig. 16a y 16b). La recrystalización alcanza a ser total en algunos *ribbons* e incluso a veces conforma una GSPO. Los feldespatos ocurren como sistemas porfiroclásticos de tipo

manteado, con núcleos de 50 a 100 μm de diámetro, que alcanzan los 300 μm en sitios de menor deformación. Los núcleos porfiroclásticos presentan extinción ondulosa, *bending* en maclas, bandas de cizalla recristalizadas (fig. 16e), intensa fracturación intracrystalina y deslizamiento friccional (figs. 16a, 16c y 16d). La fracturación y los deslizamientos generan dominios cataclásticos alargados con cristales de tamaño aproximado de 30 μm de diámetro que conforman una ASPO (figs. 16b y 16c). Algunos están rodeados por finos mantos de recristalización con cristales de diámetros muy pequeños (~ 5 μm) probablemente producidos por recristalización-BLG que conforman una ASPO. La biotita ocurre como cristales subedrales individuales y como largos agregados de cristales subedrales de tamaño fino, con una disposición subparalela según (001) y comúnmente conformando bandas de cizalla.

La ASPO del cuarzo y del feldespato, y la orientación preferencial de los agregados de biotita conforman la foliación milonítica continua.

Las ultramilonitas no presentan gran cantidad de indicadores cinemáticos, pero los que se pudieron reconocer muestran un sentido de cizallamiento sinistral. Los indicadores reconocidos son sigmoides en feldespato (fig. 16b), bandas de cizalla tipo C que forman estructuras S-C, porfiroclastos fragmentados en mosaico y por bandas de cizalla sintéticas y antitéticas (figs. 16b, 16c y 16d), y foliación oblicua definida por la ASPO y la GSPO del cuarzo.

Las ultramilonitas muestran un retrabajamiento por cizallamiento de carácter frágil posterior a su formación (fig. 16f), y posterior a este, un microdiaclasado que sobreimprime a todas las microestructuras y presenta precipitación de carbonatos.

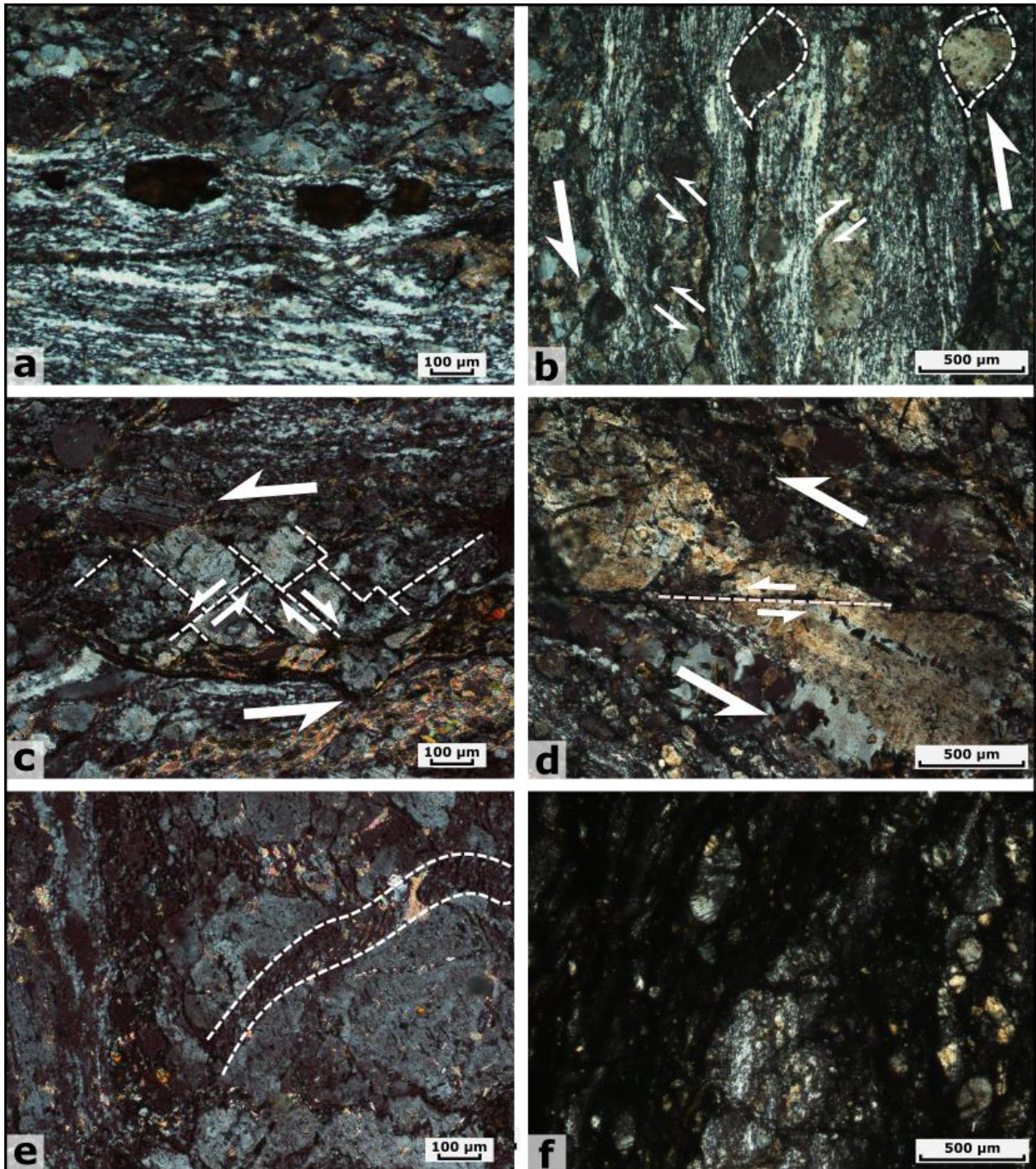


Fig. 16- Petrografía y microestructuras de las ultramilonitas en la FMOc. (a) *Ribbons* de cuarzo con recristalización-SGR (abajo), matriz cataclástica de feldespato (arriba) y *boudinage* en esfeno. (b) Sigmoides y bandas de cizalla sintéticas y antitéticas en porfiroclastos de feldespato y *ribbons* de cuarzo con recristalización-SGR. (c) Porfiroclasto fragmentado en mosaico y (d) de tipo banda de cizalla sintética indicando cizallamiento de sentido sinistral. (e) Micro-zona de cizalla en núcleo porfiroclástico de feldespato con recristalización-BLG. (f) Cataclasita desarrollada en ultramilonita. a-f: XPL.

III. *Protocataclasita cohesiva*

a) Aspectos petrográficos y estructurales de macro- y mesoescala

Esta litología representa el fenómeno deformacional de carácter frágil y local que afecta a las ultramilonitas. Posee cierta relevancia en lo que respecta a la deformación presente en la ZCSY. La cataclasis se registra en algunas ultramilonitas de manera muy acotada, representada como una estructura irregular de algunos decímetros de espesor, por lo que no es observable en macroescala y con dificultad en mesoescala. Esta cataclasita presenta una importante abundancia de fragmentos angulares de tamaño grueso a muy grueso de ultramilonita, litología donde se desarrolla. Sin embargo, el desarrollo de una matriz fina es bastante escaso (no superando el 50%), permitiendo su clasificación en protocataclasita.

Desde el punto de vista estructural, este litotipo corresponde a una zona de daño de falla subvertical y con una orientación NE-SO. que se encuentra recortando oblicuamente la foliación de las ultramilonitas (fig. 15d).

No se observaron elementos estructurales ni indicadores cinemáticos.

b) Petrografía y microtectónica

Las protocataclasitas están conformadas por fragmentos angulosos de ultramilonita desarrollados por una fracturación intercrystalina distribuida en dominios interconectados que definen una zona de cataclasis. Los fragmentos son de tamaños extremadamente distintos y varían entre los 40 y 800 μm , encontrándose soportados por una matriz de tamaño de grano submicroscópica de escasa abundancia (fig. 16f). Se observa que la zona de cataclasis ocurre oblicuamente a la foliación milonítica de la roca hospedadora con cierta sinuosidad y una tendencia general NE-SO.

Por otro lado, se reconocen microdiacclasas desarrolladas perpendicularmente a la cataclasis y que se encuentran rellenas por clorita y carbonatos.

IV. *Granito deformado*

a) Aspectos petrográficos y estructurales de macro- y mesoescala

Este granitoide fue reconocido en el relevamiento de campo, presentándose de manera localizada sin mostrar rasgos distintivos en imágenes satelitales y fotografías

aéreas. Aflora escasamente entre milonitas, cerca del margen oriental de la faja milonítica, donde la ex Ruta 40 se aproxima al Arroyo Casupá Chico.

El granito es leucocrata y presenta textura fanerítica e inequigranular porfirítica, con una leve foliación. Está constituido por una matriz de tamaño de grano medio, compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y biotita; mientras que los megacrístales son cristales subedrales de feldespato alcalino que alcanzan varios centímetros de longitud y presentan bordes redondeados, formas sigmoidales y fracturas intracrystalinas selladas por cuarzo (fig. 17).

La composición del granito está dominada por feldespato alcalino que alcanza el 50% de la moda debido a la abundancia relativa de los megacrístales respecto a la matriz, seguida por el cuarzo y por último la plagioclasa, por lo que se considera un granito con posible tendencia a ser un sienogranito.

El cuarzo se presenta deformado plásticamente asociado a bandas de cizalla y formando estructuras S-C que indican un cizallamiento sinistral y como relleno de fracturas intracrystalinas en los megacrístales. Los megacrístales de feldespato alcalino están orientados de manera subparalela sugiriendo una foliación al menos sub-magmática sobreimpresa por una leve foliación milonítica y presentan formas sigmoidales tipo- σ de cizallamiento sinistral.

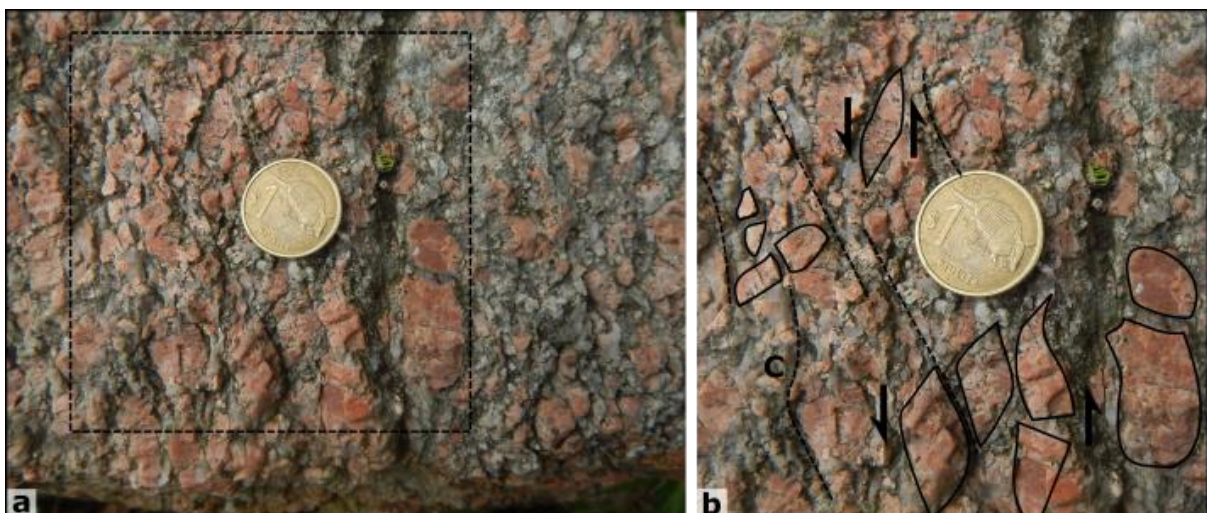


Fig. 17 – Granito deformado de la FMOc en mesoescala. (a, b) Porfiroclastos de feldespato alcalino subparalelos con formas sigmoidales y microfracturas perpendiculares a la foliación y estructura S-C, sugiriendo cizallamiento de sentido sinistral. *Moneda: 2 cm.*

b) Petrografía y microtectónica

El granito presenta una textura inequigranular porfirítica, con una leve foliación. Está constituido por una matriz de tamaño grueso compuesta por cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino, biotita, epidoto, apatito y opacos; mientras que los megacristales son de feldespato alcalino y de tamaño muy grueso. El cuarzo se encuentra formando agregados que rodean a las demás fases minerales, a veces conformando una ASPO. Los agregados están conformados por cristales anedrales de bordes lobulados, de tamaños entre 0,40 y 1,0 mm, que evidencian el desarrollo de recristalización-GBM (fig. 18c). A su vez, estos presentan sobreimpresión de microestructuras de menor temperatura como extinción ondulosa, *bulging*, laminillas de deformación, algo de recristalización-BLG y un incipiente desarrollo de subgranos y recristalización-SGR que forma cristales de 40 a 80 μm de tamaño (fig. 18c y 18d). Además, se pueden observar algunos cristales pequeños formados por *cracking* y algunas uniones triples entre cristales de algunos agregados que sugieren procesos de recristalización estática GBAR (fig. 18f). El feldespato de la matriz está conformado mayoritariamente por cristales subedrales de plagioclasa que se encuentran subparalelos a los megacristales, tienen tamaños entre 2,0 y 4,0 mm de largo y se encuentran deformados frágilmente con el desarrollo de fracturas intracristalinas, presentando también alteración a sericita y minerales arcillosos. Las biotitas son subedrales, tienen un arreglo aleatorio y presentan inclusiones de apatito y epidoto. Los megacristales de feldespato alcalino son cristales subedrales de tamaño centimétrico y se presentan subparalelos conformando una orientación preferencial. Tienen una textura perítica e inclusiones de plagioclasa de menor tamaño. Estos megacristales están afectados por mecanismos de deformación frágil, presentando fracturas intracristalinas que son selladas por cuarzo de la matriz (figs. 18a, 18c y 18e); sin embargo, muestran una recristalización-SGR incipiente que desarrolla cristales de 10 a 15 μm (fig. 18d). Tanto la matriz como los megacristales están afectados por fracturación intercristalina con relleno de muscovita y clorita. La orientación preferencial de los cristales subedrales de feldespato de la matriz y de los megacristales conforman una foliación primaria probablemente sobreimpresa por una milonítica secundaria.

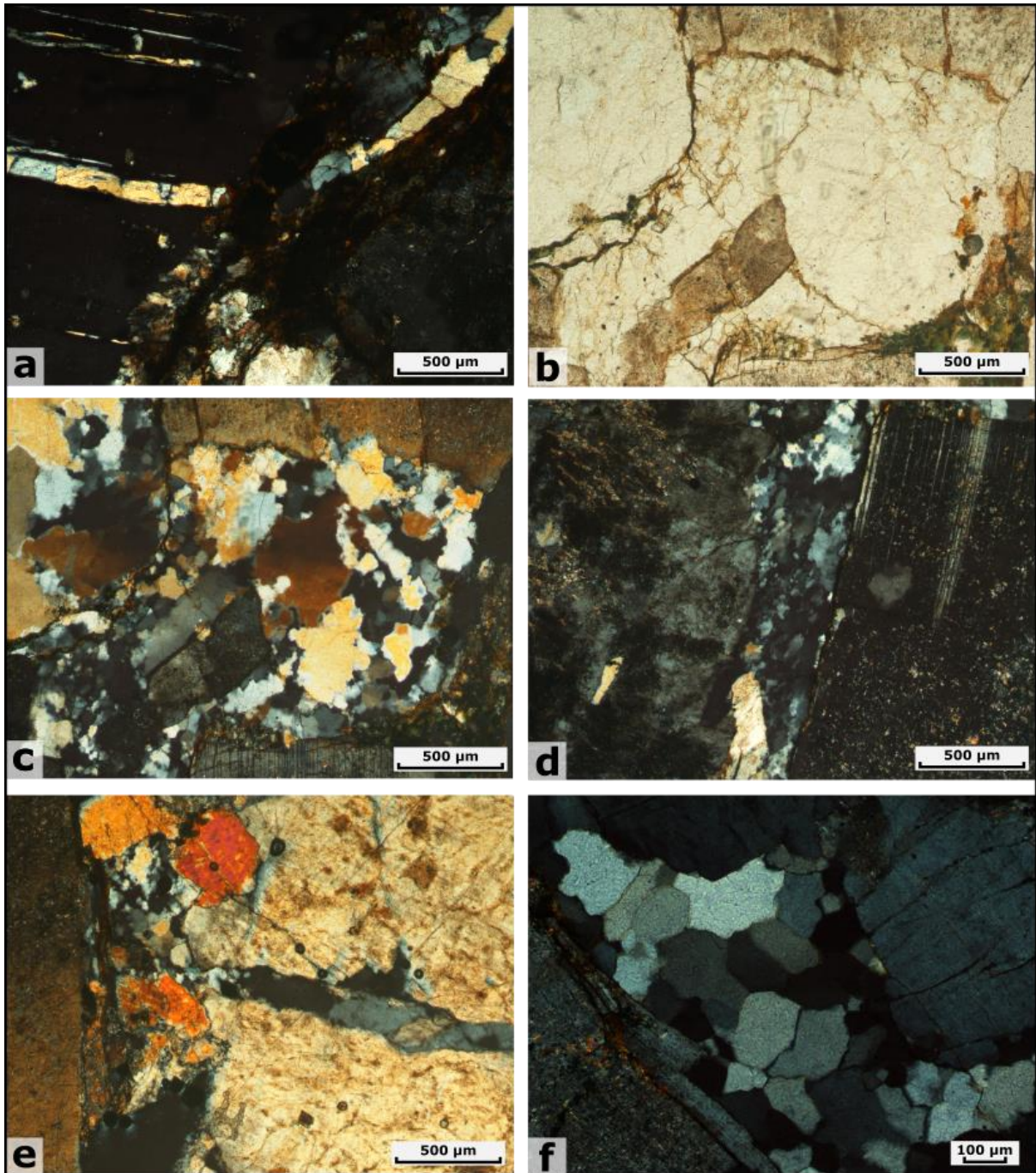


Fig. 18 – Petrografía y microestructuras del granito deformado de la FMOc. (a,e) Microfractura en feldespato alcalino sellada por cuarzo. (b,c) Amplia fractura en feldespato alcalino rellena por cuarzo con recristalización-GBM y un cristal de feldespato. (d) Cuarzo con recristalización-SGR. (f) Uniones triples en cuarzo por recristalización estática.

3.2.2 Unidad II: Granito Protomilonítico Central

El Granito Protomilonítico Central (GPC) se encuentra al este de la Faja milonítica Occidental y está representado por un cuerpo intrusivo de 3,5 km de potencia, que en

macroescala muestra una geometría alargada en dirección N-S y que se va acuñando hacia el norte mientras que convergen las fajas miloníticas que lo limitan (fig. 7). Es de composición granítica y términos granodioríticos. Esta unidad se encuentra afectada por una débil deformación milonítica y que alcanza a desarrollar fajas miloníticas locales que van siendo más relevantes hacia el margen occidental de la unidad (fig. 19c). Su margen oriental se caracteriza por un aumento gradual de la anisotropía que da lugar a otra faja milonítica de escala regional, la Faja Milonítica Oriental. Esta unidad se subdivide en dos litologías: (I) granito protomilonítico y (II) milonitas

I. Granito protomilonítico

a) Aspectos petrográficos y estructurales de macro- y mesoescala

Esta litología compone casi totalmente la unidad. Presenta una heterogeneidad textural que se observa en mesoescala, por el desarrollo variable de foliación de dirección NE-SO y lineación al norte o vertical en dominios poco foliados (fig. 8), que pueden ocurrir formando estructuras *pinch and swell* entre fajas miloníticas angostas (fig. 19d).

Se trata de una roca leucócrata, equigranular a inequigranular seriada, con una leve anisotropía, siendo difícil definir la orientación de la foliación (fig. 19a). La matriz es de tamaño de grano medio y está compuesta por cuarzo, feldespato y biotita; pudiéndose observar algunos megacrystales de feldespato de tamaño grueso. El cuarzo y el feldespato tienen proporciones modales similares. El cuarzo se presenta deformado frágilmente y con leve deformación plástica, mientras que los feldespatos no presentan deformación plástica, solo fracturación. La foliación y lineación desarrollada son el resultado de la disposición subparalela de la biotita y el estiramiento del cuarzo, respectivamente.



Fig. 19 – GPC en mesoescala. (a) Milonita. (b) Granito. (c, d) Relaciones de contacto entre términos protomiloníticos y miloníticos. *Moneda: 2,5 cm; piqueta: 33 cm; lapicera: 15 cm.*

b) Petrografía y microtectónica

Esta litología presenta una variación gradual en sus texturas, donde pasa de casi no estar afectado por la deformación milonítica a presentar una foliación y lineación mineral bien desarrollada. Como la diferencia es sutil y no puede ser separable a la escala de trabajo, se los considera como una única litología.

El granito protomilonítico tiene una textura granolepidoblástica, con una débil foliación y lineación. Está conformado por una matriz de tamaño fino a medio compuesta por cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa, biotita, clorita, epidoto, esfeno y opacos.

La composición modal de mayor abundancia observada muestra una proporción similar de cuarzo y feldespato, estando este último representado por plagioclasa y feldespato alcalino en proporciones similares. Sin embargo, en un afloramiento se observa una asociación mineral con menor proporción relativa de feldespato alcalino respecto a plagioclasa y la presencia de hornblenda, lo que indicaría términos de composición granodiorítica (fig. 20f). El cuarzo se presenta como *ribbons* policristalinos de 1,0 a 2,5 mm de longitud que conforman una ASPO levemente desarrollada de tipo planar y lineal. Los agregados están conformados por cristales anedrales de formas lobulares y un tamaño promedio de 400 μm , recristalizados por GBM, que a su vez presentan extinción ondulosa, bordes de subgranos y bandas de deformación (fig. 20c), pudiéndose identificar el desarrollo de extinción *chessboard*

en algunos cristales (fig. 20a). Los porfiroclastos de feldespato son de tipo *naked clast* y miden aproximadamente entre 0,5 y 3,5 mm de tamaño, tienen forma anedral a subedral, desarrollando a veces cierta orientación preferencial longitudinalmente paralela a la ASPO del cuarzo. Los feldespatos están afectados por deformación frágil y una incipiente deformación plástica; entre las microestructuras que presentan se encuentran fracturas intracristalinas que en ocasiones están selladas por cuarzo (fig. 20b), extinción ondulosa, *bulging* y una incipiente recristalización-SGR (fig. 20d); mientras que los feldespatos alcalinos muestran textura perítica y presencia de mirmequitas. Tanto los feldespatos alcalinos como las plagioclasas presentan alteración a minerales arcillosos y sericita. La biotita se presenta como cristales subedrales de aproximadamente 400 μm y raramente como agregados de cristales subedrales dispuestos subparalelos según (001), teniendo en ambos casos una cierta orientación preferencial (fig. 20c y 20e). Se observa una transformación parcial a total de la biotita a clorita. El epidoto se presenta como cristales anedrales y los opacos y el esfeno como cristales subedrales a anedrales, algunos deformados plásticamente. La hornblenda, en el término granodiorítico, se encuentra como cristales subhedrales deformados frágilmente y asociados a epidoto y biotita, con cierta orientación preferencial paralela a la foliación.

La leve foliación está determinada por la ASPO del cuarzo y las orientaciones preferenciales de los cristales subedrales de feldespato y biotita (y hornblenda, en la granodiorita), que conforman una foliación milonítica continua. A su vez, la ASPO del cuarzo es responsable de la lineación mineral que se observa en mesoescala. No presenta casi indicadores cinemáticos en microescala, pudiéndose observar únicamente algunos sigmoides de minerales opacos (fig. 20e).

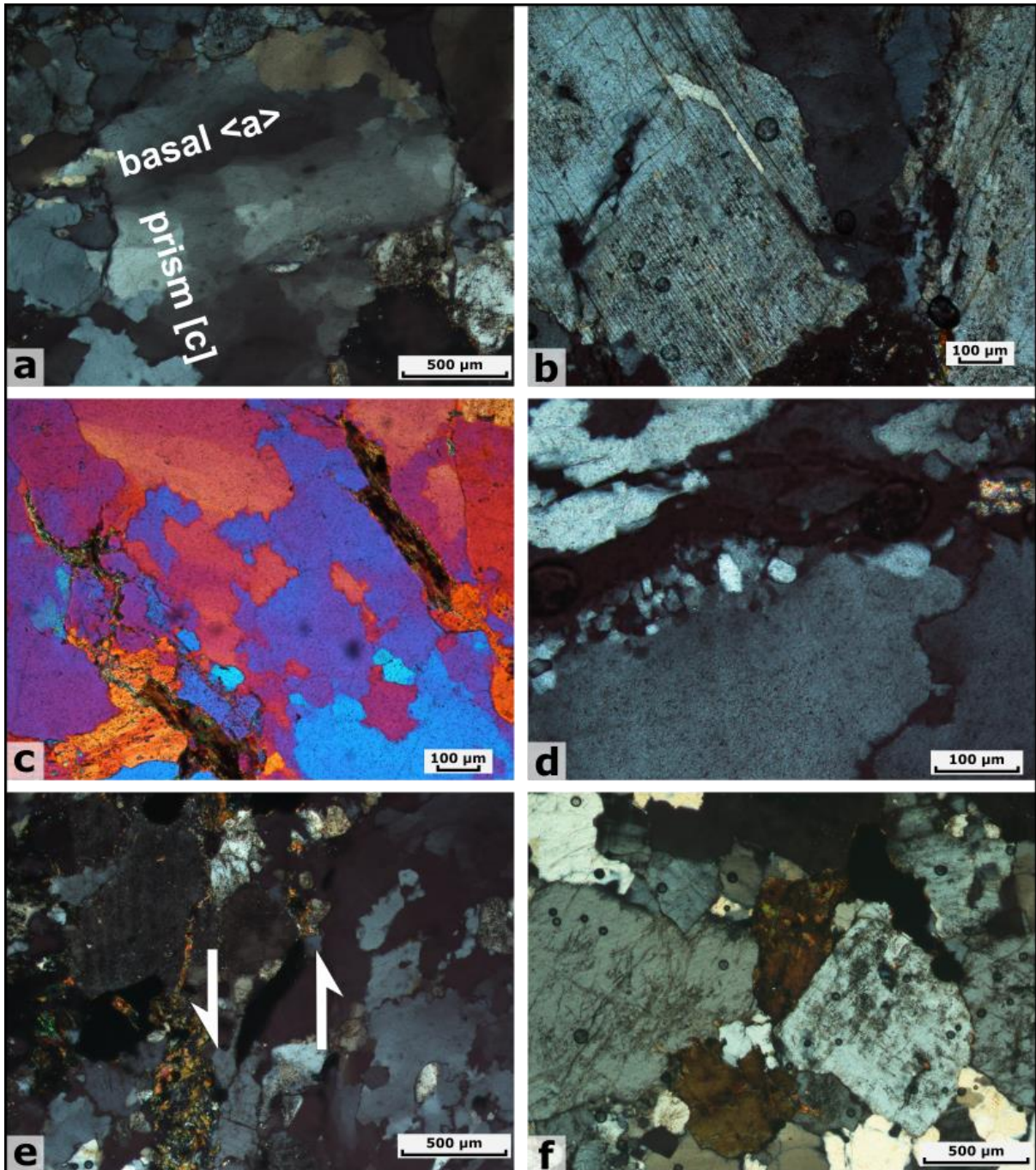


Fig. 20 – Petrografía y microestructuras del granito protomilonítico del GPC. (a) Subgranos en patrón *chessboard*. (b) Microfractura en plagioclasa sellada por cuarzo. (c, d) Cuarzo con recristalización GBM, bordes suturados, *bulging*, bordes de subgranos y extinción ondulosa. (d) Feldespato con desarrollo de recristalización-SGR y *bulging*. (e) Sigmoide de mineral opaco indicando posible sentido de cizallamiento sinistral. (f) Hbl y predominio de plagioclasa en término granodiorítico. a, b, d-f: XPL; c: XPL + λ .

II. Milonitas

a) Aspectos petrográficos y estructurales de macro- y mesoescala

Estas milonitas ocurren como estructuras subverticales de tendencia general N-S en el granito protomilonítico; suelen ser sinuosas e incluso presentar plegamiento. No presentan rasgos distintivos en macroescala, ya que son de carácter local; sin embargo, durante el relevamiento de campo se pudo observar un aumento de su abundancia y potencia desde el centro hacia el margen occidental de la unidad. En mesoescala son rocas leucócratas, faneríticas y anisótropas, estando compuestas por cuarzo, feldespato y biotita. Su foliación es subvertical y paralela a los bordes de sus márgenes. Las fajas de milonitas se presentan conformando pliegues abiertos con planos axiales de tendencia general NNE. Debido a su carácter local e intercalado no es posible considerarlas como una unidad cartografiable en el presente trabajo.

b) Petrografía y microtectónica

Las milonitas presentan una textura granolepidoblástica, con fuerte foliación y lineación. Están constituidas por una matriz recristalizada de tamaño medio aproximadamente, compuesta por cuarzo, biotita y epidoto; y por porfiroclastos de feldespato alcalino y plagioclasa, y opacos.

El cuarzo se presenta en *ribbons* policristalinos que alcanzan los 2,0 cm de largo y tienen entre 0,5 y 1,5 mm de potencia, que representan una ASPO mejor desarrollada que en el ortogneis. Están conformados por cristales anedrales con formas interlobulares y de 400 μm de tamaño aproximado, formados por recristalización-GBM; a su vez, presentan sobreimpresión de microestructuras de baja temperatura como extinción ondulosa, laminillas de deformación; además de fracturación intracrystalina. Los feldespatos ocurren como sistemas porfiroclásticos de tipo *naked clast*, los cuales presentan formas anedrales y tienen un tamaño aproximado de 500 μm . Sin embargo, se observan cristales subedrales de feldespato alcalino de tamaño grueso, con una orientación preferencial paralela a la de la ASPO del cuarzo. Los feldespatos alcalinos presentan pertitas y son deformados por mecanismos de deformación frágil y muestran fracturación intracrystalina. La biotita se encuentra como cristales subedrales, tanto individualmente o conformando pequeños agregados, de manera diseminada y con una orientación preferencial.

La ASPO del cuarzo junto a las orientaciones preferenciales del feldespato y la biotita conforman una foliación milonítica continua.

3.2.3. Unidad III: Faja Milonítica Oriental

La Faja Milonítica Oriental (FMO_r) corresponde a una faja milonítica que se ubica al este del GPC descrito anteriormente, cerca de la intersección de la ex ruta 40 y la ruta 108. Es un cuerpo tabular que presenta una extensión de tres kilómetros de potencia en el área de estudio; sin ser alcanzado su margen oriental. A partir de imágenes aéreas esta unidad muestra fotolineamientos con una tendencia general NNE que presentan un arqueamiento en dirección NNO sobre el margen occidental, observándose al norte de la zona de estudio la convergencia con la FMO_c y el acuñamiento del GPC (fig. 7).

Esta unidad está representada esencialmente por milonitas y una faja de filonitas en el extremo oriental del área de estudio, no siendo posible su mapeo debido a su escasa potencia.

I. Milonitas

a) Aspectos petrográficos y estructurales de macro- y mesoescala

A escala macroscópica presentan buena densidad de afloramientos y desarrollan marcados fotolineamientos. En muestra de mano son rocas leucocráticas con foliación que varía de moderada, cerca del margen occidental de la faja milonítica, a fuerte hacia el interior; lo que indica un incremento gradual del *strain* desde la unidad gnéisica hacia el este. Presentan una textura fanerítica, con una matriz compuesta por cuarzo, feldespato y biotita y porfiroclastos de grano algo mayor de feldespato.

El cuarzo presenta deformación plástica desarrollando una lineación mineral bien marcada, mientras que el feldespato se presenta en la matriz con una deformación plástica parcial (fig. 21b y 21c). El cuarzo y feldespato en bandas deformadas junto a la disposición subparalela de las biotitas, conforman una marcada foliación milonítica que forma estructuras S-C. Núcleos feldespáticos no deformados representan sistemas porfiroclásticos manto-núcleo tipo-sigma, que junto a las estructuras S-C, indican un sentido de cizallamiento sinistral (fig. 21a).

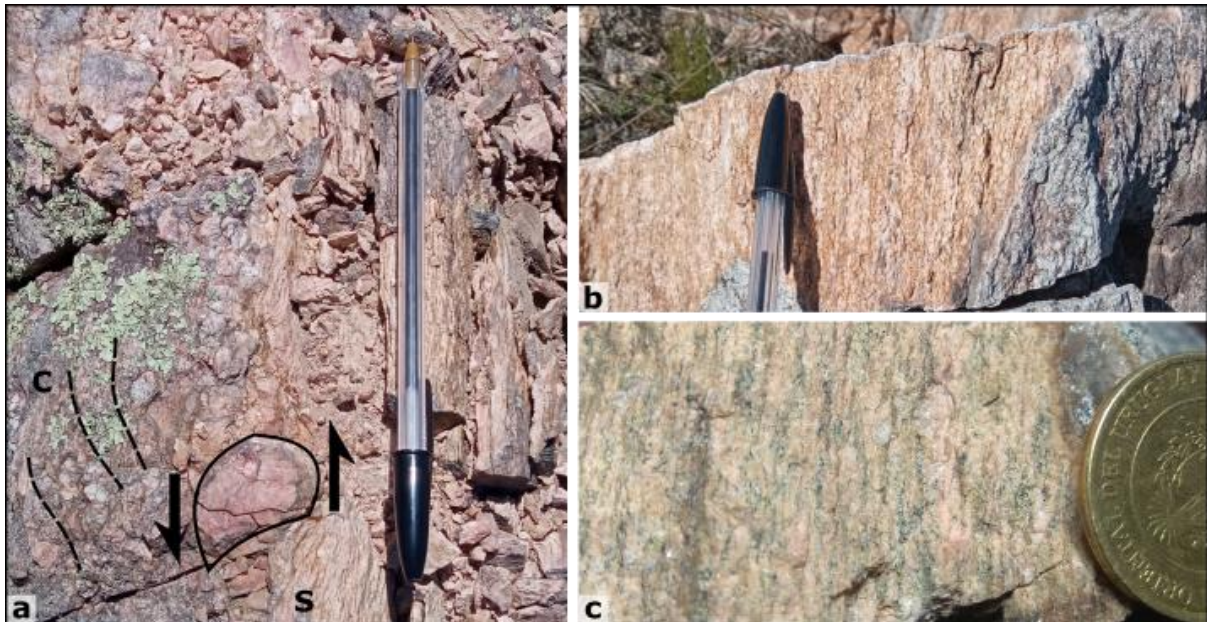


Fig. 21 – Milonitas de la FMO en mesoescala. (a) Estructura S-C y porfiroclasto centimétrico tipo- σ indicando un sentido de cizallamiento sinistral. (b, c) Aspecto petrográfico. *Lapicera*: 15 cm; *moneda*: 2 cm.

b) Petrografía y microtectónica

Las milonitas de esta unidad tienen una textura granolepidoblástica con una moderada a fuerte anisotropía. Están constituidas por una matriz recrystalizada de tamaño medio, compuesta por cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino, biotita, clorita, epidoto, muscovita y sericita; y por fases porfiroclásticas como plagioclasa, feldespato alcalino, apatito, circón y opacos. Los feldespatos alcalinos presentan inclusiones de plagioclasa y cuarzo, además de pertitas y mirmequitas. El cuarzo se presenta en *ribbons* policristalinos de 5,0 a 10,0 mm de longitud y 0,2 a 1,0 mm de potencia que representan una ASPO. Los *ribbons* están constituidos por cristales anedrales de entre 200 y 600 μm de formas interlobulares sugiriendo recrystalización dinámica por GBM; y que a su vez muestran extinción ondulosa, bordes de subgranos, *bulging*, recrystalización-BLG que desarrolla cristales de $\sim 10 \mu\text{m}$ asociados a bordes aserrados y recrystalización-SGR incipiente con subgranos y granos de $\sim 20 \mu\text{m}$ (fig. 22b). Los *ribbons* forman estructuras *pinch and swell* y formas sigmoidales (fig. 22a). Los feldespatos ocurren como sistemas porfiroclásticos manteados; los núcleos porfiroclásticos son cristales anedrales de 0,8 mm de tamaño promedio, presentan fracturación intracristalina, deslizamiento friccional y extinción ondulosa, mientras que los mantos son producto de cataclasis, tienen un desarrollo variable y están conformados por cristales de 20 μm . También se puede observar un desarrollo

incipiente de recristalización-BLG y probable –SGR (fig. 22e y 22f). En algunos dominios el feldespato se encuentra totalmente fracturado con fragmentos que alcanzan tamaños entre 50 y 100 μm (fig. 22b). La biotita ocurre como agregados de cristales subedrales y tamaño fino, que se presentan paralelos según (001) y se encuentran a su vez subparalelos a los ribbons de cuarzo y los mantos fracturados de los feldespatos (fig. 22a y 22b). Tanto la orientación preferencial de la biotita, junto a las ASPO conformadas por el cuarzo y el feldespato representan en conjunto una foliación milonítica continua.

Las milonitas muestran algunas microestructuras que evidencian un sentido sinistral durante el cizallamiento que las formó. Entre las microestructuras presentes se encuentran bandas de cizalla tipo C, que conforman estructuras S-C, sistemas porfiroclásticos manteados tipo- σ (fig. 22d), *ribbons* sigmoides de cuarzo (fig. 22a) y porfiroclastos fragmentados en mosaico (fig. 22e).

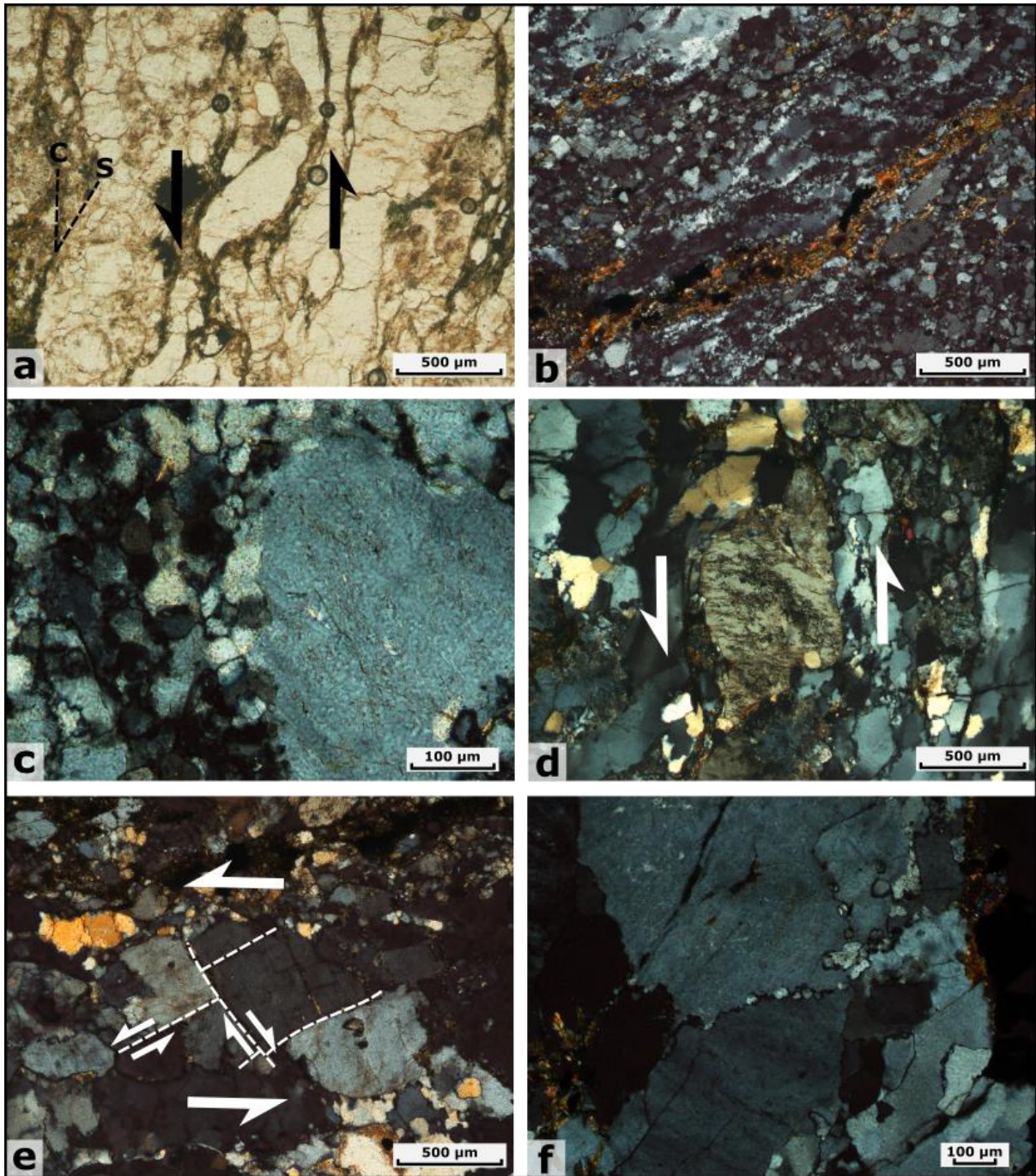


Fig. 22 – Petrografía y microestructuras de las milonitas de la FMO. (a) Estructuras S-C y *ribbon* sigmoidal de cuarzo indicando sentido de cizallamiento sinistral. (b) Matriz cataclástica de feldespato y cuarzo con recristalización-SGR. (c) Incipiente desarrollo de recristalización-SGR en un núcleo porfiroclástico de feldespato alcalino rodeado por matriz cataclástica. (d) Porfiroclasto de feldespato alcalino de tipo- σ y cuarzo con recristalización-GBM y bordes suturados. (e) Porfiroclasto fragmentado en mosaico indicando un sentido de cizallamiento sinistral. (f) Porfiroclastos de feldespato alcalino con extinción ondulosa y recristalización-BLG. a: PPL; b-f: XPL.

II. Filonitas

a) Aspectos petrográficos y estructurales de macro- y mesoescala

Las filonitas se presentan como un cuerpo tabular de pocos metros de potencia en el extremo más oriental del área de estudio. La estructura tiene dirección aproximada N-S y se encuentra limitada a ambos lados por milonitas graníticas. En mesoescala son rocas extremadamente foliadas, de color gris oscuro, conformadas casi exclusivamente por filosilicatos de disposición subparalela y algo de cuarzo (fig. 23a). Presentan un fuerte plegamiento y bandas de cizalla que conforman estructuras S-C' que indican un cizallamiento dextral (fig. 23b). A su vez, se observa una fuerte deformación frágil.

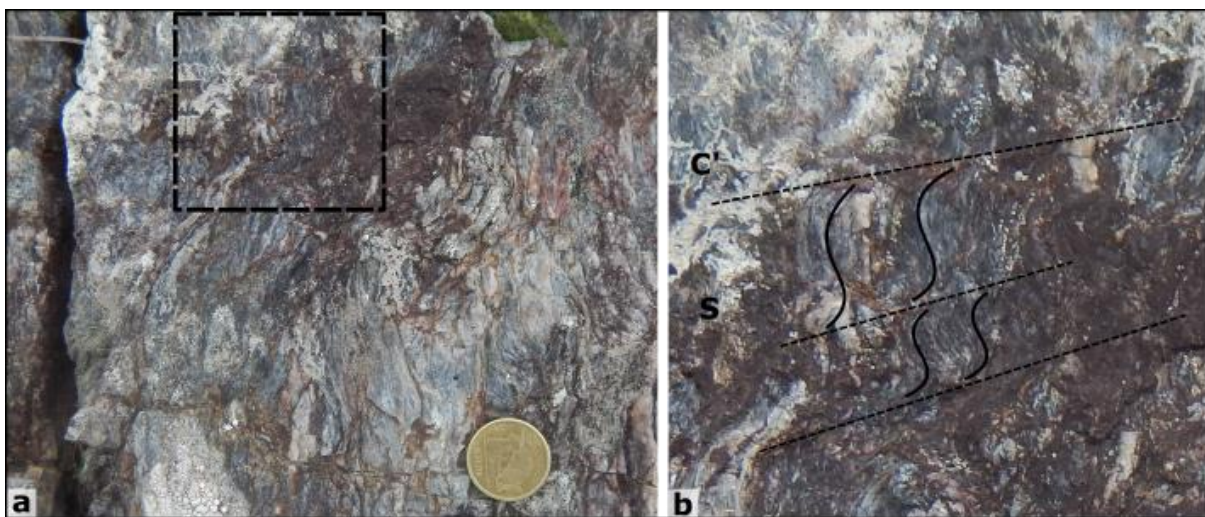


Fig. 23 – Filonitas de la FMO_r en mesoescala. (a, b) Estructuras S-C' indicando un sentido de cizallamiento dextral. Moneda: 2 cm.

b) Petrografía y microtectónica

Esta litología se caracteriza por rocas de textura granolepidoblástica y de intensa anisotropía. Están conformadas por una matriz de tamaño fino constituidas por muscovita, cuarzo y opacos. La muscovita se presenta en agregados de cristales subedrales alargados y muy finos, subparalelos según (001). Estos se encuentran asociados a minerales opacos anedrales, que presentan cierto hábito laminar y una orientación preferencial que acompaña la disposición de las micas (fig. 24a y 24b). Estas fases minerales son de menor competencia relativa y por lo tanto conforman pliegues cerrados a isoclinales, algo que no se observa en el cuarzo. El cuarzo se presenta en *ribbons* policristalinos de varios tamaños que conforman una ASPO y que

a su vez es paralela a la orientación preferencial que forman las moscovitas y opacos. Los *ribbons* están conformados por cristales anedrales de bordes aserrados que alcanzan tamaños de 100 - 120 μm (fig. 24b). Algunos cristales presentan bordes de subgranos que pasan a bordes de grano por recristalización-SGR, con un tamaño aproximado de 10 μm . La foliación está conformada por la disposición paralela de los agregados micáceos, junto al desarrollo de *ribbons* de cuarzo paralelos, que a su vez conforman una lineación.

La intensa deformación que da origen a estas filonitas deja registrado un conjunto pequeño de indicadores cinemáticos que indican un sentido de cizallamiento dextral. Entre los indicadores se encuentran *ribbons* sigmoidales, bandas de cizalla C y C', que conforman estructuras S-C y S-C', respectivamente (fig. 24a y 25c), y micropliegues (fig. 24a). Se observan fracturas intercristalinas y microdiaclasas afectando a todas las fases minerales.

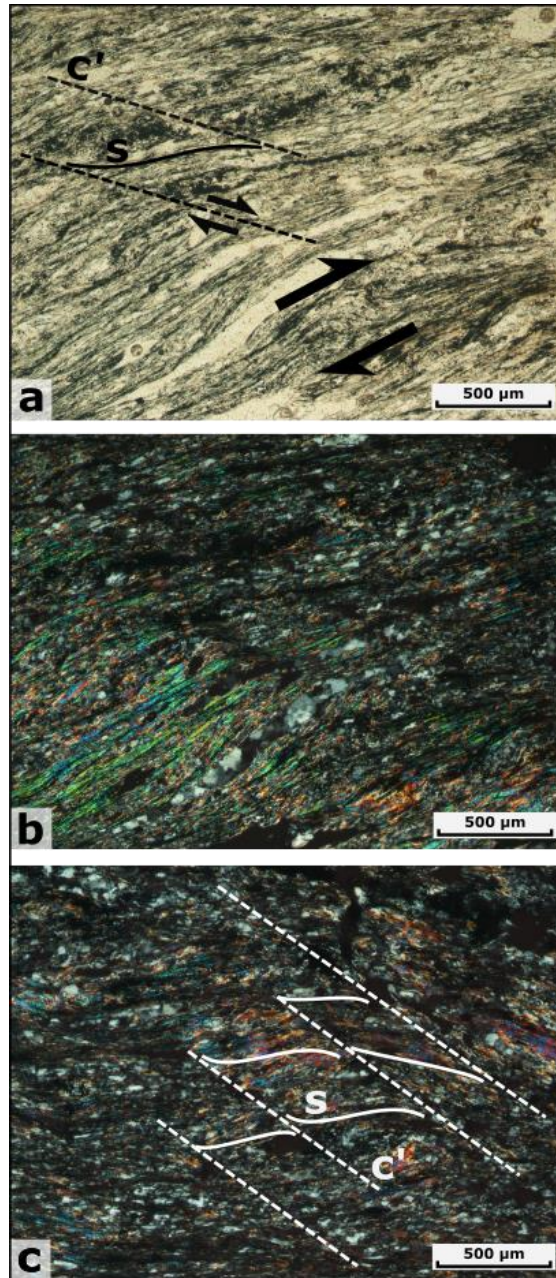


Fig. 24 – Petrografía y microestructuras de las filonitas de la FMO. (a b) Estructuras S-C', *ribbons* de cuarzo sigmoidales y pliegue intrafolial indicando un sentido de cizallamiento dextral. (c) Estructuras S-C' indicando un sentido de cizallamiento dextral.

Tabla 1 – Resumen de las características petrográficas, estructurales y microestructurales de las principales litologías de cada dominio.

Dominio		Occidental	Oriental				
Unidad			FMOc		GPC	FMOOr	
Litología		Ortogneis	Ultramilonita	Milonita	Protomilonita/ Granito	Milonita	Filonita
Protolito		Tonalita	Granito	Granito	Granito (Granodiorita)	Granito	Milonita
Tamaño de grano		Medio	Muy fino/Fino	Fino/Medio	Fino/Medio	Fino/Medio	Fino
Mineralogía primaria		Qz, Pl, Bt, Spn, Zn	Qz, Kfs, Pl, Bt, Spn, Opq	Qz, Kfs, Pl, Bt, Spn, Ap, Zrn, Opq	Qz, Kfs, Pl, Bt, (Hbl), Spn, Opq	Qz, Kfs, Pl, Bt, Ap, Zrn, Opq	Qz, Ms, Opq
Mineralogía secundaria		Chl, Ep, Ms, Ser, Cb	Chl, Ep, Ms, Ser, Cb	Chl, Ep, Ms, Ser, Cb	Chl, Ep	Chl, Ep, Ms, Ser	
Tendencia de foliación		NO-SE	NNE-SSO	NNE-SSO	NE-SO	NNE-SSO	N-S
Micro- estructuras de deformación	Qz	SGB GBAR	SGR	GBM SGR	GBM, patrón <i>chessboard</i>	GBM SGR	SGR
	Fsp	Fraturación	Fracturación, BLG	Fracturación, BLG	Fracturación (sellada), SGR?	Fracturación BLG SGR?	
Sentido de cizallamiento		Dextral/ sinistral	Sinistral	Sinistral	Sinistral	Sinistral	Dextral

Abreviaturas para los minerales según Whitney y Evans (2010).

4. DISCUSIÓN

4.1. Sobre los dominios estructurales y la partición de la deformación

4.1.1. Dominio Occidental

La extensión del Dominio Oriental en el área de estudio está dada principalmente por los fotolineamientos de tendencia general NO-SE observada en macroescala y que fueron corroborados con las foliaciones medidas en el relevamiento de campo (figs. 7 y 8). A su vez, la distinción de los dos dominios coincide con un claro contraste radiométrico de conteo total observado en los mapas geofísicos elaborados en base al Relevamiento Aerogeofísico de Magnetometría y Espectrometría de Rayos Gamma realizado por Sander Geophysics para el Ministerio de Industria, Energía y Minería (fig. 9).

La ocurrencia del ortogneis tonalítico es correlacionable con las granodioritas documentadas en el trabajo de Caro Segundo (2015) al norte del área de estudio y en el Mapa Geológico de Lavalleja (Spoturno *et al.*, 2019). En ambos trabajos, como en lo observado en el presente, corresponden a una unidad que limita con las fajas miloníticas de ZCSY hacia el oeste, por lo que se trataría de la Granodiorita-Tonalita de Arroyo Chamamé, de edad Paleoproterozoica (Spoturno *et al.*, 2019).

El rumbo general NO-SE observado tanto en el ortogneis tonalítico como en la secuencia metamórfica es atribuido al pliegue de arrastre regional producido por una primera fase de cizallamiento de sentido dextral de la ZCSY y que afecta al margen occidental del TTPA (Oyhantçabal *et al.*, 1993b; Teixeira *et al.*, 1999). Esto ocurre debido a que la foliación milonítica desarrollada durante un cizallamiento no-coaxial se inicia paralela al Eje de Estiramiento Instantáneo Máximo (ISA_1 , por sus siglas en inglés) y tiende a rotar hacia el plano de cizalla con

el avance de la deformación. Los posibles indicadores cinemáticos dextrales observados en el gneis son coherentes con los fotolineamientos observados en imágenes satelitales y fotografías aéreas y corresponderían al cizallamiento dextral.

La fase de deformación sinistral se encuentra poco registrada en el Dominio Occidental, pudiéndose observar mediante *ribbons* de cuarzo sigmoidales en el gneis tonalítico. Esto sugiere que la fase de cizallamiento sinistral tuvo una intensidad

menor que la fase dextral en el margen oriental del TTPA, produciendo un escaso retrabajamiento.

4.1.2. Dominio Oriental

El Dominio Oriental está conformado por rocas deformadas cuya asociación mineral es esencialmente de un protolito granítico. Este dominio fue deformado heterogéneamente en una zona de cizalla de escala regional. La deformación que dio lugar a este dominio se encuentra registrada en estructuras macro- a microscópicas de frágil-plásticas, corroborando lo observado por otros autores en otros sectores (Oyhantçabal *et al.*, 1993a, 1993b, 2001, 2010; Oriolo *et al.*, 2015, 2016a, 2016b; Caro Segundo, 2015; Faraone Pimienta, 2018; Spoturno *et al.*, 2019).

La deformación de este dominio es notable y cumple un rol determinante en la configuración estructural debido a la partición de la deformación. En efecto, se pudo separar tres grandes unidades que presentan diferencias estructurales y heterogeneidades deformacionales. Las unidades separadas corresponden a dos fajas kilométricas de milonitas separadas por un cuerpo granítico central que representa una unidad relativamente menos deformada. Las fajas miloníticas presentan milonitas, ultramilonitas, filonitas y cataclasitas, de potencias muy variadas y que a su vez varían lateralmente respecto del rumbo de la foliación, a veces transicionando gradualmente y otras veces alternándose con límites netos.

Se corrobora la presencia de la Faja milonítica Arroyo Solís Grande (FMASG) y la Faja milonítica Aguas Blancas (FMAB) (Spoturno *et al.*, 2019) que están representadas en este trabajo por la FMOc y la FMOOr, respectivamente. Sin embargo, no ocurre lo mismo con el GPC, cuyo carácter plutónico levemente deformado y la edad de 615.7 ± 3.4 Ma (U-Pb LA-ICP-MS en circón) obtenida por Gilberg (2020) sugieren que no es parte de la Unidad Campanero como propone Spoturno *et al.* (2019), sino al recientemente definido Granito Casupá Chico (Spoturno *et al.*, 2022). A continuación, se discutirán los resultados obtenidos para cada una de las unidades que conforman al Dominio Oriental.

Faja Milonítica Occidental

Esta faja conformada en su mayor parte por milonitas y ultramilonitas, y su borde occidental está en contacto con el Dominio Occidental. A su vez, es adyacente al GPC a través de un contacto neto en su margen oriental.

Los datos estructurales en esta faja muestran una tendencia general del rumbo de la foliación milonítica de N-S a NNE-SSO, consistente con un cizallamiento de sentido sinistral. Además, todas las litologías observadas presentan indicadores cinemáticos en escala meso- y microscópica que corroboran ese sentido de cizallamiento.

Las litologías de esta faja milonítica pasan de milonitas a ultramilonitas desde su margen oriental hacia el occidental. Muestran un mayor desarrollo de recristalización del cuarzo como mecanismo responsable del *strain softening* y el aumento de la tasa de *strain* relativa, con localización progresiva del *strain* hacia el oeste durante el cizallamiento. Probablemente, las ultramilonitas tengan protolitos tonalíticos del Dominio Occidental, como sugeriría el contraste radiométrico de límite neto entre los dominios (fig. 9). La presencia de ultramilonitas no ha sido mencionada previamente para la Faja milonítica Arroyo Solís Grande en otros sectores, aunque sí los procesos de deformación cataclástica (Caro Segundo, 2015).

La presencia de un cuerpo granítico poco deformado entre la extensa faja de milonitas de esta unidad, con megacristales subedrales centimétricos de feldespato alcalino y fracturas selladas por cuarzo definen una foliación sub-magmática sobreimpresa posteriormente por el cizallamiento sinistral en estado sólido. Cabe destacar que plutones con megacristales centimétricos de feldespato alcalino también fueron observados en sectores más meridionales de la ZCSY (Oyhantçabal *et al.*, 1993a; 2001) y que el observado en este trabajo podría ser parte de la unidad central pero separado por un fenómeno de *branching* local de la FMOc.

Granito Protomilonítico Central

Esta unidad está representada por un cuerpo granítico y escasa presencia de términos granodioríticos asociados. Esto, junto con la ocurrencia del granito porfirítico deformado en la FMOc permite pensar que podría haber un complejo granítico en la zona de estudio, análogo al Complejo Granítico Solís de Mataojo.

El desarrollo de una débil anisotropía por cizallamiento subvertical de sentido sinistral es evidenciado ya por la tendencia general del rumbo de la foliación milonítica es NE-

SO (fig. 8). Además, este sentido es caracterizado por indicadores cinemáticos de microescala como estructuras S-C y sistemas porfiroclásticos asimétricos.

El acuñamiento de la geometría de esta unidad hacia el norte indica la afectación de sus márgenes por las fajas miloníticas que lo limitan, lo que se suma a la ausencia de enclaves de milonitas y la escasa deformación sinistral en el Dominio Occidental, indicando que probablemente se trate del núcleo de un intrusivo sincinemático donde la deformación no se localizó (Neves *et al.*, 1996).

La presencia de fajas de milonitas locales y de escasa potencia que ocurren en el granito y que son más abundantes hacia el borde occidental de la unidad, sugiere que se formaron junto al desarrollo de la FMOc y que esta se daría en estado subsolidus, como lo plantean Oyhantçabal *et al.* (2001) para unidades análogas desarrolladas en el CGSM.

Su estructura, litologías, y elementos texturales y estructurales son similares a las que presenta el CGSM (Oyhantçabal *et al.*, 1993, 1993b, 2001) por lo que permite pensar que comparten condiciones genéticas y deformacionales. Sin embargo, este cuerpo no constituye una extensión del CGSM, ya que la diferencia de edad de al menos ~15 Ma sugiere que corresponderían a diferentes cuerpos intrusivos graníticos, ambos sincinemáticos y de edad Neoproterozoica, y que el evento de cizallamiento sinistral ocurrió de manera prolongada y/o fue polifásico.

Faja Milonítica Oriental

Esta faja está representada casi predominantemente por milonitas graníticas con una foliación subvertical de tendencia general NNE-SSO y lineaciones subhorizontales hacia el N (fig. 8). Los datos estructurales obtenidos permiten observar que la tendencia general NNE-SSO de la foliación milonítica sugiere su desarrollo durante un cizallamiento de sentido sinistral; lo que es apoyado por diversos indicadores cinemáticos de escala meso- y microscópica.

Por otro lado, el arqueamiento de los fotolineamientos que acompañan el margen occidental de la unidad hacia el NO y la fotolectura de zonas septentrionales próximas, permiten observar una curvatura de la unidad en esa misma dirección y la convergencia de la misma con la FMOc, resultando en una única faja milonítica e implicando una estructura anostomosada.

Esta unidad se caracteriza por presentar un incremento gradual de abundancia de matriz y reducción de tamaño de grano, debido a una mayor recristalización que localiza el *strain*, respecto a GPC. Esto permite proponer que la FMO_r representa el márgen occidental milonitizado del GPC, algo que es análogo a lo mencionado por Oyhançabal *et al.* (1993b) para el CGSM y las Milonitas de Aguas Blancas.

La presencia de una faja de filonitas por su parte, ya había sido mencionada por Oyhançabal *et al.*, (1993b) para la FMAB y podrían sugerir una posible localización de *strain* en una fase de deformación de menor grado y más localizada hacia el este, tal como propone Oriolo *et al.* (2015) en la evolución de la ZCSY.

4.2. Sobre las fases deformacionales y sus condiciones tectonotérmicas

4.2.1. Dominio Occidental

Este dominio presenta una estructura y posibles indicadores cinemáticos que evidencian la afectación por un cizallamiento dextral, mientras que se encuentra poco afectado por el retrabajamiento sinistral posterior.

Gneis tonalítico

A pesar de que las asociaciones minerales en rocas plutónicas no representan confiablemente las facies metamórficas, se pueden observar transformaciones minerales típicas de condiciones de metamorfismo en facies esquistos verdes superior, con la transformación de plagioclasa a sericita, epidoto y muscovita y una cloritización incipiente de la biotita. A su vez, presenta evidencia estructural y microtectónica de haber sido afectada por una fase de cizallamiento subvertical dextral y retrabajada por una posterior de sentido sinistral (ver sección 3.1i).

Secuencia meta-volcanosedimentaria

La secuencia meta-volcanosedimentaria presenta un metamorfismo regional que es caracterizado de grado medio, debido a la ocurrencia de fases minerales estables en las litologías máficas y metasedimentarias, bajo esas condiciones. Entre las fases minerales indicadoras del grado metamórfico se encuentra hornblenda y epidoto en la anfíbolita, que representan una paragénesis de facies epidoto-anfíbolita, una

transición entre facies esquistos verdes y facies anfibolita. Mientras que en el micaesquisto se observa la presencia de biotita y porfiroblastos de granate, fases que indican una paragénesis de facies anfibolita.

Esta secuencia presenta la rotación de su foliación regional como único registro del cizallamiento dextral, que debido a la paragénesis que se observa habría ocurrido en facies anfibolita. No se encontró en esta secuencia un registro del cizallamiento sinistral, a no ser la presencia de clivaje de crenulación en el micaesquisto, el que podría deberse a un evento compresivo posterior.

La ocurrencia de rocas supracorticales no ha sido descrita anteriormente en la región, y tanto por su ubicación al norte de la Cuenca Santa Lucía, las litologías que la componen, y el metamorfismo de grado medio que presenta, podría ser correlacionable con la Formación San José del Cinturón homónimo (Preciozzi *et al.*, 1985; Oyhantçabal *et al.*, 2011).

La asociación de esta unidad junto con la Granodiorita-Tonalita de Arroyo Chamamé confirma la presencia del TTPA en la zona de estudio.

4.2.2. Dominio Oriental

El Dominio Oriental presenta una variedad de estructuras y microestructuras en las diferentes litologías que conforman sus unidades. Además de la discusión sobre la estructura y los fenómenos de partición y localización de la deformación que la originaron, es sumamente importante discutir sobre la interpretación de las microestructuras para caracterizar mejor las fases deformacionales y las condiciones a las que ocurrieron.

Faja Milonítica Occidental

Los términos miloníticos muestran una composición granítica con microestructuras de deformación plástica de alta temperatura, tanto para el cuarzo como para los feldespatos. Los *ribbons* policristalinos de cuarzo presentan recristalización-GBM en cristales de entre 100-500 μm que indican una temperatura de 500 - 700 $^{\circ}\text{C}$ para la deformación, y los sistemas porfiroclásticos manteados de feldespato están conformados por mantos recristalizados por BLG con cristales de $\sim 20 \mu\text{m}$ y núcleos con evidencia de procesos de recuperación, que indican una temperatura de

deformación entre 450 - 600 °C, que es coherente con el desarrollo observado de mirmequitas (Passchier y Trouw, 2005).

Es importante destacar la presencia de microestructuras de deformación de menor temperatura que sobreimprimen a las de alta temperatura en los cristales de cuarzo, como la recristalización-SGR (400 – 500° C) y -BLG (300 – 400 °C) (con cristales de 50 μm y entre 10-20 μm respectivamente) (fig. 25a), desarrollo de bordes de subgranos y extinción ondulosa. En el mismo sentido, el feldespato es deformado principalmente por cataclasis.

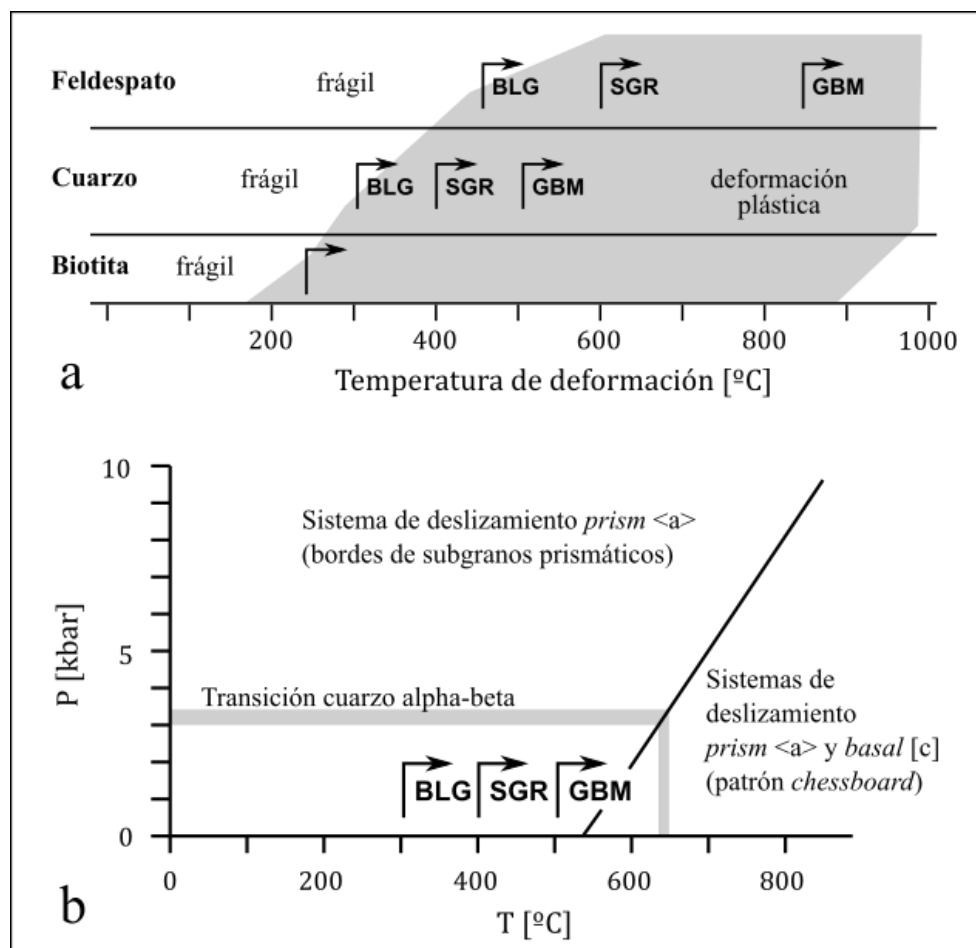


Fig. 25 – (a) Dependencia de la temperatura de mecanismos de deformación para distintos minerales. Las flechas indican el efecto de la tasa de *strain*. (b) Campos de recristalización dinámica y la ocurrencia del patrón de subgranos *chessboard* en cuarzo en un diagrama P-T. Las flechas indican el efecto de la tasa de *strain* (modificados de Passchier y Trouw, 2005).

Los tamaños de grano observados para los cristales de cuarzo recristalizados tanto por recristalización-GBM, -SGR y -BLG coinciden con el criterio planteado por Stipp

et al. (2002) para cada mecanismo de recristalización dinámica en cuarzo según diversos piezómetros, en especial el de Twiss (1980) (fig. 26), por lo que se deduce que la tasa de *strain* está comprendida dentro del rango planteado por esos autores para zonas de cizalla naturales (Stipp *et al.*, 2002).

Las ultramilonitas presentan mayor desarrollo de recristalización dinámica respecto a las milonitas, e incluso mayor evidencia de mecanismos de deformación frágil.

Los finos *ribbons* policristalinos de cuarzo afectados casi totalmente por recristalización-SGR, que desarrolla cristales de aproximadamente 10 μm , indican temperaturas de 400 - 500 °C. El feldespato presenta microestructuras de deformación frágil, como fracturación intracristalina, deslizamiento friccional, microcizallamiento y *bending* en maclas; además de la incipiente recristalización-BLG que indica deformación a temperaturas de 400 - 500 °C. (fig. 25; Passchier y Trouw, 2005).

El extenso desarrollo de la rotación de subgranos como mecanismo de recristalización dinámica, que disminuye considerablemente la proporción de porfiroclastos y da origen a las ultramilonitas, es un mecanismo de deformación plástica de menor temperatura y/o mayor tasa de *strain* que la recristalización-GBM (fig. 27), que indica la predominancia de los procesos de *creep* de dislocación sobre la difusión de alta temperatura en la deformación. Por lo expuesto, se interpreta que la recristalización-SGR es el mecanismo de *strain softening* que habría permitido la localización del *strain* hacia el margen occidental de la FMOc (Stipp *et al.*, 2002).

En las ultramilonitas los tamaños de grano de los cristales de cuarzo recristalizados dinámicamente por recristalización-SGR son menores a los observados en las milonitas, sugiriendo un mayor esfuerzo diferencial y flujo de esfuerzo (fig. 26; Stipp *et al.*, 2002; Fitz Gerald *et al.*, 2006), debido por ejemplo a una disminución de la temperatura, aumento de la tasa de *strain* o la pérdida de agua (Hirth y Tullis, 1992). Se interpreta que en la localización del *strain* aumenta el esfuerzo diferencial y la tasa de *strain*, lo que genera aumento relativo de la densidad de dislocaciones, siendo esta inversamente proporcional a los tamaños de subgranos y granos producidos por *creep* de dislocación (Gottstein y Argon, 1987), y por lo tanto, promoviendo el desarrollo de una matriz extensamente recristalizada por recristalización-SGR y una disminución relativa del tamaño de los granos recristalizados en las ultramilonitas.

Además de la recristalización dinámica, diversos autores sugieren la actuación de procesos como el *shear heating*, la percolación de fluidos y reacciones minerales (*reaction softening*) (Hippertt y Hongn, 1998; Hippertt y Tohver, 1999; De Bresser *et al.*, 2000; Duretz *et al.*, 2015) como mecanismos de *strain softening*. En el mismo sentido, la destrucción de las estructuras de agua constitucional, inclusiones fluidas y agua en bordes de grano en cuarzo, feldespato y otras fases minerales y su posterior liberación del sistema, es propuesto como un mecanismo de *strain softening* (*hydrolitic softening*) en ultramilonitas, promoviendo también la localización del *strain* (Kronenberg *et al.*, 1990; Zhou *et al.*, 2008).

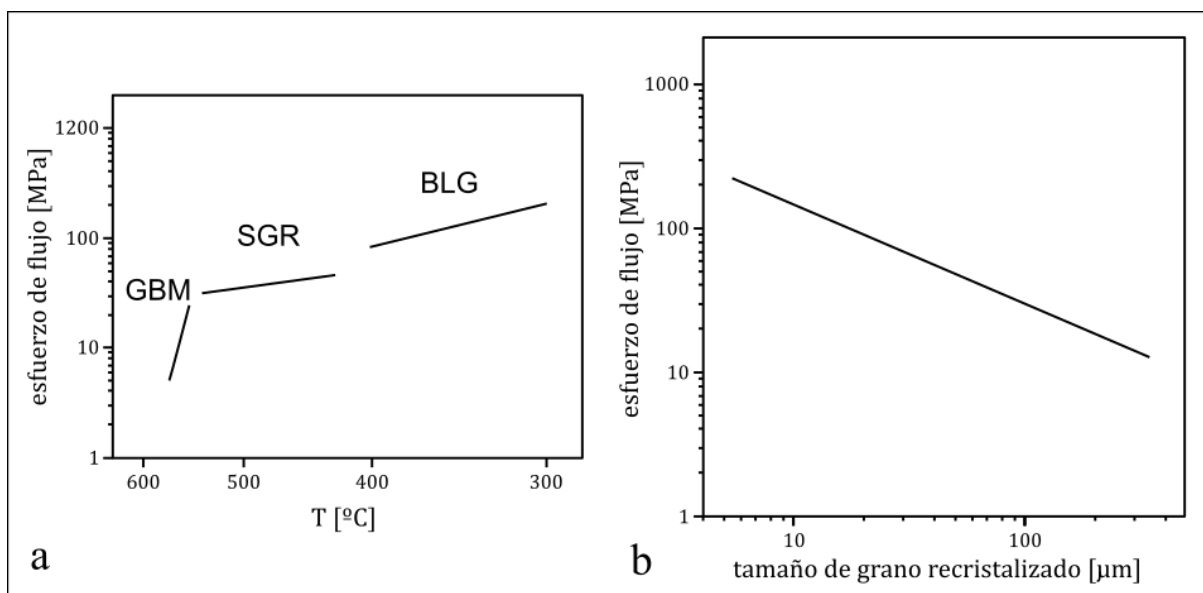


Fig. 26 – (a) Diagrama del piezómetro de Twiss (1980) de tamaño de grano recristalizado. (Stipp *et al.*, 2002) (b) Esfuerzos de flujo calculados de tamaños de granos recristalizados según el piezómetro de Twiss (1980). Las curvas de mejor ajuste varían para cada mecanismo de deformación. (Modificados de Stipp *et al.*, 2002).

Tanto las milonitas como las ultramilonitas muestran microestructuras formadas bajo un espectro continuo de condiciones térmicas, lo que sugiere una disminución en la temperatura y/o un aumento de la tasa de *strain* (fig. 27; Stipp *et al.*, 2002) durante una única fase de deformación progresiva, más que la reactivación del cizallamiento en una fase de deformación adicional de menor temperatura. Esto se puede explicar en el contexto de un cizallamiento desarrollado en intrusiones magmáticas sintectónicas; donde, en el estado sólido de alta temperatura y baja tasa de *strain* predominan mecanismos de deformación por difusión en el cuarzo, que conforman

microestructuras de alta temperatura como la recristalización-GBM, mientras que con el enfriamiento progresivo del intrusivo durante el cizallamiento y la localización del strain hacia los márgenes, van transicionando a mecanismos de deformación por *creep* de dislocaciones y difusión de baja temperatura que desarrollan recristalización-SGR y -BLG, *bulging*, bandas de deformación, bordes de subgranos y extinción ondulosa, sugiriendo una deformación progresiva de carácter retrógrado (Lee *et al.*, 2020).

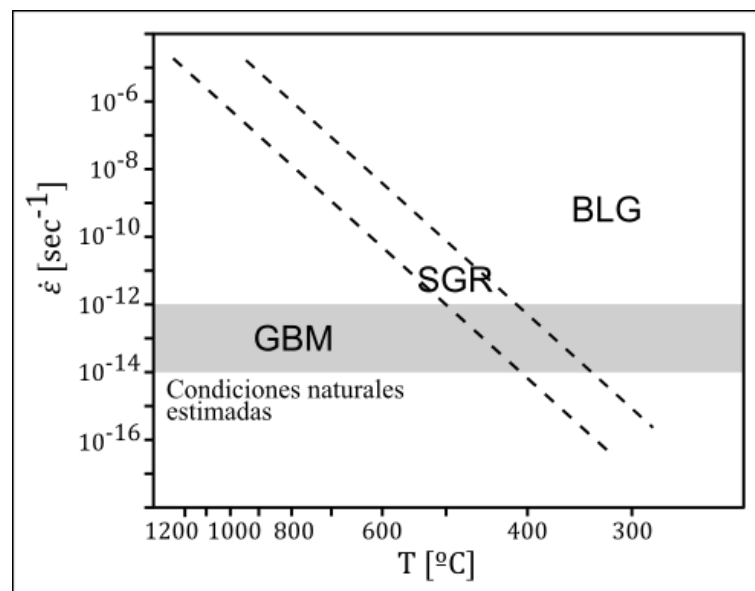


Fig. 27 – Diagrama de tasa de *strain* vs. temperatura con los campos de ocurrencia de distintos mecanismos de deformación en cuarzo (modificado de Stipp *et al.*, 2002)

En lo que respecta al sentido de cizallamiento de la fase de deformación que afectó a la FMOc, los diversos indicadores cinemáticos, tanto en las fases minerales porfiroclásticas como en las que sufrieron recristalización sugieren un sentido de cizallamiento sinestral, que es apoyado por los indicadores de meso- y macroescala y a lo observado por otros autores para la ZCSY (Oyhantçabal *et al.*, 1993a, 1993b, 2001; Caro Segundo, 2015; Oriolo *et al.*, 2015, 2016; Faraone Pimienta, 2018).

La presencia de cataclasitas solo se observa en las ultramilonitas de la FMOc, y puede interpretarse como una fase de deformación posterior de baja temperatura, en un régimen de deformación frágil, o como el resultado de una localización progresiva de *strain* en condiciones retrógradas. Esta segunda interpretación se explicaría por la probable liberación de agua en la formación de ultramilonitas durante la localización

del *strain* (Zhou *et al.*, 2008) y la reducción de tamaño de grano por recristalización-SGR asociada, que inhibe la conectividad de fluidos intragranulares favoreciendo así el *strain hardening* y el desarrollo de deformación frágil (Pennacchioni y Cesare, 1997). Por otra parte, De Bresser *et al.* (2000) propone que un *strain softening* significativo por reducción de tamaño de grano en zonas de cizalla localizadas es posible si actúan procesos como cataclasis o reacciones metamórficas, a no ser que el crecimiento de granos sea inhibido. Esta deformación de carácter frágil en el margen occidental de la ZCSY es observada por Caro Segundo (2015). Por otra parte, Oriolo *et al.*, (2015) solo observan procesos cataclásticos en el margen oriental, por lo que, si se interpreta que corresponde a una reactivación posterior en condiciones frágiles, esta no se localizó sólo en el margen oriental de la ZCSY.

La ocurrencia de un granito levemente deformado con elementos estructurales que difieren de los observados en las milonitas que lo limitan, dan lugar a su discusión. La escasa reducción de tamaño de grano que presenta este plutón y su textura magmática bien preservada se interpreta como una unidad de menor deformación. A pesar de esto, se observan microestructuras como estructuras S-C en agregados de cuarzo y colas de recristalización en los megacristales de feldespato alcalino que indican un sentido de cizallamiento sinistral; estructuras de alta temperatura en estado sólido como el desarrollo de pertitas, la recristalización-GBM en cuarzo (500 - 700 °C) y escasa recristalización-SGR (400 – 500 °C) en los megacristales de feldespato (fig. 25a; Passchier y Trouw, 2005). Además, este granito presenta estructuras y microestructuras en estado magmático o submagmático como la fracturación intracristalina sellada por cuarzo de la matriz en los megacristales y la foliación conformada por la orientación subparalela de los cristales subedrales de feldespato debido a rotación rígida (Paterson *et al.*, 1989; Bouchez *et al.*, 1992; Neves *et al.*, 1996). Todos estos rasgos deformacionales permiten proponer una deformación por cizallamiento subvertical de sentido sinistral que comienza durante la cristalización magmática y que sigue en un régimen de estado sólido luego de finalizada la cristalización, por lo que se le puede asignar un carácter sincinemático al cuerpo granítico.

Granito Protomilonítico Central

Esta unidad representa un cuerpo granítico afectado por cizallamiento subvertical de baja intensidad respecto a las unidades miloníticas adyacentes. Su leve anisotropía está conformada en parte por agregados alargados de cuarzo, los cuáles evidencian la operación de mecanismos de deformación plástica y otros procesos de alta temperatura como recristalización-GBM (500 - 700 °C), el desarrollo de patrones de extinción *chessboard* y de mirmequitas (fig. 25; Passchier y Trouw, 2005), como observan Oyhantçabal *et al.* (2001) para el CGSM.

La extinción *chessboard* se desarrolla en condiciones de alta temperatura y baja densidad de dislocaciones por lo que puede registrar incluso un débil *strain* finito (Kruhl, 1996). Esta microestructura se forma por la intersección de dos sistemas de bordes de subgranos ortogonales que se desarrollan casi perpendiculares a las direcciones de deslizamiento de las dislocaciones. Los bordes paralelos a los planos prismáticos son formados por el sistema de deslizamiento (0001) $\langle 11-20 \rangle$ o *basal* $\langle a \rangle$; en tanto que los paralelos al plano basal se forman por el sistema de deslizamiento $\{10-10\}$ [0001] o *prism* [c] (Kruhl, 1996). Mientras que la operación del sistema *basal* $\langle a \rangle$ se da desde temperaturas ≥ 350 °C, la activación del sistema *prism* [c] ocurre a temperaturas por encima de la transformación polimórfica α - β del cuarzo (T ~ 630 °C para P = 2,5 - 3,0 kb) (Passchier y Trouw, 2005), lo que indica condiciones de deformación a alta temperatura y bajo *strain* para esta unidad (fig. 25b; Kruhl, 1996; Passchier y Trouw, 2005)

El feldespato está deformado frágilmente sin desarrollo de cataclasis, y pudo observarse un borde probablemente recristalizado por rotación de subgranos, lo que también indicaría alta temperatura (>600 °C) (fig. 25a; Passchier y Trouw, 2005).

Los granos recristalizados por GBM en el cuarzo presentan tamaños acordes a los propuestos por Stipp M. *et al.* (2002) para ese mecanismo y además presentan extinción ondulosa y bandas de deformación, lo que indicaría una permanencia del régimen de esfuerzos durante el enfriamiento progresivo.

Al igual que el granito deformado de la FMOc, este intrusivo también presenta microfracturas intracrystalinas en porfiroclastos de feldespato que son selladas por cuarzo y cierta orientación preferencial de cristales subedrales de feldespato, lo que

sugiere un carácter sincinemático para el intrusivo (Paterson *et al.*, 1989; Bouchez *et al.*, 1992; Neves *et al.*, 1996).

La edad de 615.7 ± 3.4 Ma (U-Pb LA-ICP-MS en circón) (Gilberg, 2020) lo diferencia del CGSM, lo que indica que tanto el cizallamiento dextral como su reactivación sinistral con actividad magmática asociada operaron antes de lo propuesto por Oriolo *et al.*, (2016a)

Neves *et al.* (1996) también plantean que la iniciación de zonas de cizalla ocurre probablemente tarde durante la historia de cristalización magmática, donde la localización del *strain* que desarrolla grandes zonas de cizalla en los márgenes del plutón sugiere que estos son sitios favorables para su nucleación, debido probablemente a grandes discontinuidades de viscosidad con su roca caja.

El desarrollo de fajas miloníticas locales son una representación de la localización de *strain* a escala de afloramiento. En estas el cuarzo presenta un aumento del achatamiento llegando a conformar *ribbons* policristalinos. Los mecanismos de deformación no varían con los que actúan en el granito, sino que la diferencia textural se debe fundamentalmente al mayor desarrollo de la fábrica planar.

Faja Milonítica Oriental

Como ocurre en la FMOc, las milonitas de esta faja presentan una composición granítica con microestructuras de deformación plástica de alta temperatura para el cuarzo, con el desarrollo de *ribbons* policristalinos de cuarzo con recristalización-GBM (500 - 700 °C) desarrollando cristales anedrales de 200 a 600 μm (fig. 25a; Passchier y Trouw, 2005).

Los porfiroclastos de feldespato presentan núcleos milimétricos con extinción ondulosa, microfracturación y deslizamiento friccional, con incipiente desarrollo de recristalización-BLG que indica temperaturas de 400 - 500 °C (fig. 25a). El desarrollo de mirmequitas observado en los feldespatos alcalinos indica una temperatura de 500 - 600 °C (Passchier y Trouw, 2005).

Además de estas microestructuras de temperatura media a alta, las fases mencionadas presentan sobreimpuestas microestructuras de menor temperatura. El cuarzo presenta recristalización-SGR (400 - 500 °C) y -BLG (con cristales de ~ 20 y

10 μm , respectivamente), *bulging*, bordes de subgranos y extinción ondulosa (300 - 400 °C) (fig. 25a; Passchier y Trouw, 2005).

Al igual que se discute para las milonitas y ultramilonitas de la FMOc, los tamaños de los de granos recristalizados de cuarzo para los distintos mecanismos coinciden con los propuestos por Stipp *et al.* (2002) para zonas de cizallas naturales (fig. 26a).

La variación gradual de microestructuras de deformación de alta temperatura sobreimpresas por otras de menor temperatura, junto a procesos de recuperación, se interpretan una vez más como una disminución de las condiciones térmicas durante la deformación progresiva y/o un aumento de la tasa de *strain* que sitúan a la deformación en facies anfibolita inferior- esquistos verdes superior, tal como sugiere Oriolo *et al.*, (2015).

Los indicadores cinemáticos observados indican un cizallamiento de sentido sinistral para la fase deformacional como los observados por otros autores para otros sectores de la ZCSY (Oyhantcabal *et al.*, 1993a, 1993b, 2001; Caro Segundo, 2015; Oriolo *et al.*, 2015, 2016a; Faraone Pimienta, 2018).

Las filonitas corresponden a una litología poco desarrollada y que solo se encuentra en esta unidad. Se interpreta que esta litología se desarrolla debido por medio de reacciones minerales asistidas por fluidos, donde el *breakdown* de los feldespatos da lugar a la formación de muscovita y genera una localización del *strain* asociada (*reaction softening*) (Hippert y Hongn, 1998; Hippert y Tohver, 1999; O'Hara, 2007).

La recristalización-SGR del cuarzo podría provenir del protolito milonítico, más que haberse desarrollado junto a la blastesis de micas y debido al amplio espectro de temperaturas del *breakdown* del feldespato, no es posible conocer las condiciones de la deformación; aunque se estima que puede ser de 300 - 400 °C (O'Hara, 2007).

Lo que más llama la atención de esta faja de filonitas es el sentido de cizallamiento dextral que muestran diversos indicadores cinemáticos y que no ha sido mencionado previamente.

Hippert y Tohver (1999) plantean la ocurrencia de cizallamientos inversos a escala microscópica en la interfase de dominios con mayores contrastes de competencia, como lo son los cuarzo-micáceos, con respecto a los cuarzo-feldespatos. Pese a estos mecanismos, estos autores no plantean que algo así pueda ocurrir en escalas de afloramiento y en fajas de potencia métrica.

La causa más probable es una reactivación más reciente de la ZCSY, que podría coincidir con el retrabajamiento cataclástico propuesto por Oriolo *et al.*, (2015, 2016a) o haberse formado en una fase de cizallamiento adicional. Esta reactivación se habría dado temperatura media-baja, abundancia de fluidos acuosos y por un cizallamiento dextral, que permite la localización del *strain* en angostas fajas de filonitas durante la exhumación de la ZCSY.

5. CONCLUSIONES

La Zona de Cizalla Sarandí del Yí está representada en el sector estudiado por un dominio Paleoproterozoico (Granodiorita-Tonalita del Arroyo Chamamé) afectado por un cizallamiento dextral y un dominio granítico Neoproterozoico (Granito Casupá Chico) que está fuertemente afectado por una fase de cizallamiento sinistral y en el cual la deformación esta particionada.

La tendencia general de la foliación en los gneises tonalíticos (Granodiorita-Tonalita del Arroyo Chamamé) y en la secuencia meta-volcanosedimentaria del Dominio Occidental, que rota gradualmente desde NO-SE hasta paralelizarse a la ZCSY, corrobora la afectación del margen occidental del TTPA por una primera fase deformacional de la ZCSY, de cizallamiento dextral. A su vez, ocasionales indicadores cinemáticos sinestrales evidencian un leve retrabajamiento posterior de este dominio.

El Granito Casupá Chico presenta una geometría alargada y acuñada hacia el norte y ausencia de enclaves. Estas características junto a las microestructuras de deformación en condiciones submagmáticas, los indicadores cinemáticos sinestrales y el desarrollo de dos potentes fajas miloníticas hacia sus márgenes, una occidental (Faja milonítica Arroyo Solís Grande) y otra oriental (Faja milonítica Aguas Blancas), evidencian el emplazamiento sincinemático durante transurrencia sinistral de este granito.

Se comprueba para el sector estudiado de la ZCSY la continuidad de la estructura observada en la zona más meridional (Complejo Granítico Solís de Mataojo), donde una intrusión sincinemática se encuentra en el medio de dos fajas miloníticas. Sin embargo, la diferencia de al menos ~15 Ma de sus edades, sugiere que ese complejo granítico y el Granito Casupá Chico son intrusiones distintas y que el cizallamiento sinistral ocurrió de manera prolongada o fue polifásico.

Las fajas miloníticas presentan una tendencia general de la foliación y lineación e indicadores cinemáticos propios de un desarrollo durante cizallamiento sinistral subvertical. En ellas predomina la cataclasis en feldespato y la recristalización dinámica por GBM y SGR en cuarzo (condiciones de facies anfibolita inf. a esquistos

verdes), con granos recristalizados de tamaños esperables para cada mecanismo de recristalización, aunque con una disminución de los mismos en las ultramilonitas, que indicaría un mayor esfuerzo diferencial y flujo de esfuerzo en la localización de la deformación.

El Dominio Oriental muestra un aumento gradual continuo de deformación finita desde el centro hacia ambos márgenes. No obstante, esta tendencia regional general, la partición de la deformación desde micro- hasta mesoescala determina heterogeneidades de intensidad de deformación según la escala de observación. El Granito Casupá Chico, levemente deformado con microestructuras submagmáticas y de estado sólido de alta temperatura (600 – 700 °C), pasa gradualmente a las fajas miloníticas Arroyo Solís Grande y Aguas Blancas a medida que aumenta la deformación finita y el desarrollo de recristalización dinámica de menor temperatura (400 – 500 °C). La sobreimposición y mayor desarrollo mecanismos de recristalización dinámica de menor temperatura en las fajas miloníticas se asocia a un aumento del *strain* durante la localización progresiva en un régimen de *strain softening*, que se acentúa en la Faja milonítica Arroyo Solís Grande, alcanzando a desarrollar ultramilonitas y probables procesos cataclásticos. Además, la sobreimposición de microestructuras de deformación de baja temperatura (300 – 400 °C) en todo el dominio sugiere que fue afectado por una fase de deformación progresiva que comienza al final de la cristalización y se mantiene durante el enfriamiento y exhumación del intrusivo.

La ocurrencia de una faja de filonitas con indicadores cinemáticos dextrales en la FMAB indica otra fase de cizallamiento de la ZCSY, localizada en su margen oriental y probablemente en condiciones de temperatura <400 °C. Esta fase de deformación podría corresponder a que en otros sectores del margen oriental de la ZCSY está registrada por el desarrollo de cataclasitas, o a una fase adicional no reconocida anteriormente.

6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. y Fisher, D. (2012). *Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology*: Cambridge University Press.
- Almeida, F.F.M., Amaral, G., Cordani, U.G. y Kawashita, K. (1973). The Precambrian evolution of the South American cratonic margin, South of Amazonas River. En: Nairn, A.C.M., Kanes, W.H., Stehli, F.G. (Eds.) *The Ocean Basins and Margins*, Plenum, pp. 411–446.
- Baksi, A.K. (2006, Abril 2). *Guidelines for assessing the reliability of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages: Application to ages relevant to hotspot tracks*. Recuperado de <http://www.mantleplumes.org/ArAr.html>
- Basei, M.A., Sánchez Bettucci, L., Peel, E. y Preciozzi, F. (2016) LAICPMS U–Pb zircon ages from basement and metamorphic cover of Piedra Alta Terrane, Rio de la Plata Craton, Uruguay. En: *Actas VIII Congreso Uruguayo de Geología*. Montevideo
- Bossi, J., Fernandez, A. y Elizalde, G. (1965). Predevoniano en el Uruguay. En: *Boletín Facultad de Agronomía N° 78*. Montevideo, Uruguay.
- Bossi, J. y Umpierre, M. (1969). La petrología del yacimiento de hierro de Valentines. En: *Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas*, pp. 127-147. Mendoza, Argentina.
- Bossi, J. y Navarro, R. (1991). *Geología del Uruguay*. Universidad de la República, Departamento de Publicaciones. Montevideo, Uruguay.
- Bossi, J. y Campal, N. (1992). Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior del Uruguay. En: Gutiérrez, J., Saavedra, J., Rábano, I. (Eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América* (pp. 343–356). Universidad de Extremadura, Alicante.
- Bossi, J., Preciozzi, F. y Campal, N. (1993): Predevoniano en el Uruguay, 1: Terreno Piedra Alta. Dirección Nacional de Minería y Geología, Montevideo. I: 1-50.
- Bossi, J. y Ferrando, L. (2001). Carta Geológica del Uruguay: Escala 1/500.000: Versión 2.0. (CD-ROM). Facultad de Agronomía, Montevideo.

- Bossi, J. y Navarro, R. (2001). Grupo Carapé: su reivindicación. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología, III Época, Nº 8*.
- Bossi, J., Piñeyro, D. y Cingolani, C. (2005). El límite sur del Terreno Piedra Alta (Uruguay). Importancia de la faja milonítica sinistral de Colonia. En: *Actas XVI Congreso Geológico Argentino, 1*, (pp. 173-180).
- Bossi, J. y Cingolani, C. (2009). Extension and general evolution of the Río de la Plata Craton. En: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.), *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology, 16*, 73-85. Elsevier.
- Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G. y Nédélec, A. (1992). Submagmatic microfractures in granites. *Geology, 20*, 35-38. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020%3C0035:SMIG%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020%3C0035:SMIG%3E2.3.CO;2)
- Campal, N. y Schipilov, A. (1999). The eastern edge of the Rio de la Plata Craton: a history of tangential collisions. *Basement Tectonics, 13*:33–48.
- Cardozo, N. y Allmendinger, R.W., (2013), Spherical projections with OSXStereonet: Computers & Geosciences, v. 51, p. 193 – 205. doi: 10.1016/j.cageo.2012.07.021
- Caro Segundo, F. (2015). *Análisis microtectónico y cinemático de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí en el área del arroyo Chamamé (Lavalleja - Florida, Uruguay)* (Trabajo inédito). Universidad de la República, Montevideo.
- De Bresser, J.H.P., Ter Heege, J.H. y Spiers, C.J. (2001). Grain size reduction by dynamic recrystallization: can it result in major rheological weakening? *International Journal of Earth Science (Geol Rundsch), 90*, 28-45. doi: 10.1007/s005310000149
- Duretz, T., Schmalholz, S.M. y Podladchikov, Y.Y. (2015). *Philosophical Magazine, 95* (28-30), 3192-3207. doi: <https://doi.org/10.1080/14786435.2015.1054327>
- Faraone Pimienta, M. (2018). *Geología, petrografía y aspectos estructurales del extremo sur-occidental de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (área SW de Solís de Mataojo)*. (Trabajo inédito). Universidad de la República, Montevideo.

- Fettes, D., Desmons, J., Arkai, P., Brodie, K., Bryhni, I., Callegari, E., Coutinho, J., Davis, E., Grieve, R., Harte, B., Krätner, H., Pertsev, N., Rosen, O., Rusinov, V., Sassi, F., Schmid, R., Sen, S., Siivola, J., Smulikowski, W., Stöffler, D., Wimmenauer, W. y Zharikov, V. (2007). *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences - Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Ed: Fettes, D., Desmons, J. United Kingdom: Cambridge University Press.
- Fitz Gerald, J.D., Mancktelow, N.S., Pennacchioni, G. y Kunze, K. (2006). Ultrafine-grained quartz mylonites from high-grade shear zones: Evidence for strong dry middle to lower crust. *Geological Society of America*, 34 (5), 369-372. doi: 10.1130/G22099.1
- Fragoso Cesar, A.R.S. (1980). O Cráton do rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio –sul –riograndense. En: *XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*. (5): 2879-2892. Camboriú.
- Gaucher, C., Frimmel, G.E. y Germs G.J.B. (2009). Tectonics Events and Palaeogeographic Evolution of Southwestern Gondwana in the Neoproterozoic and Cambrian. En: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds). *Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana*. Developments in Precambrian Geology, 16, Elsevier, pp. 295 - 316.
- Gaucher, C., Frei, R., Chemale Jr. F., Frei, D., Bossi, J., Martínez, G., Chiglino, L. y Cernuschi, F. (2011). Mesoproterozoic evolution of the Río de la Plata Craton in Uruguay: at the heart of Rodinia? *International Journal of Earth Science (Geol Rundsch)*, 100, 273-288. doi: 10.1007/s00531-010-0562-x
- Gaucher, C. y Blanco, G. (2014). Batolito de Illescas. En: Bossi, J., Gaucher, C., (eds) *Geología del Uruguay, Predevónico* (pp. 209–214). Universidad de la República, Montevideo.
- Gilberg, I. (2020). *Connecting the late Neoproterozoic flysch sedimentation in the Gariiep Belt (Namibia) with its potential source region in southern Dom Feliciano Belt (Uruguay) – a U-Pb detrital and protolith zircon study*. (Trabajo inédito). UiT The Arctic University of Norway, Tromsø.

- Girelli, T.J., Chemale Jr, F., Correa Lavina, E.L., Laux, J.H., Marques Bongiolo, E. y Lana, L. (2018). Granulite accretion to Rio de la Plata Craton, based on zircon U-Pb-Hf isotopes: Tectonic implications for Columbia Supercontinent reconstruction. *Gondwana Research*, 56, 105-118. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.12.010>
- Gottstein, G. y Argon, A.S. (1987). Dislocation theory of steady state deformation and its approach in creep and dynamic tests. *Acta metall*, 35 (6), 1261-1271. doi: [https://doi.org/10.1016/0001-6160\(87\)90007-1](https://doi.org/10.1016/0001-6160(87)90007-1)
- Hartmann, L.A., Campal, N., Santos, J.O.S., Mcnaughton, N.J., Bossi, J., Schipilov, A. y Lafon, J.M. (2001). Archean crust in the Río de La Plata craton, Uruguay-SHRIMP U-Pb zircon reconnaissance geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 557-570. doi: 10.1016/S0895-9811(01)00055-4
- Hippertt, J.F. y Hongn, F.D. (1998). Deformation mechanisms in the mylonite/ultramylonite transition. *Journal of Structural Geology*, 20 (11), 1435-1448. doi: [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00047-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00047-9)
- Hippertt, J. y Tohver, E. (1999). On the development of zones of reverse shearing in mylonitic rocks. *Journal of structural Geology*, 21, 1603-1614. doi: [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00107-8](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00107-8)
- Hirth, G. y Tullis, J. (1992). Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14 (2), 145-159. doi: [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90053-Y](https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90053-Y)
- Hueck, M., Oriolo, S., Basei, M.A.S., Oyhantçabal, P., Heller, B.M., Wemmer, K. y Siegesmund S. (2022). Archean to early Neoproterozoic crustal growth of the southern South. American Platform and its wide-reaching “African” origins. *Precambrian Research*, 369. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106532>
- Kronenberg, A.K., Segall, P. y Wolf, G.H. (1990). Hydrolytic weakening and penetrative deformation within a natural shear zone. *Geophysical Monograph*, 56, 21-36.
- Kruhl, J.H: (1996). Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 14 (5), 581-589. doi: <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.1996.00413.x>

- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, H. y Woolley, A.R. (2002). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences - Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (2º ed)*. Ed: Le Maitre, R.W. United States: Cambridge University Press.
- Lee, A.L., Lloyd, G.E., Torvela, T. y Walker, A.M. (2020). Evolution of a shear zone before, during and after melting. *Journal of the Geological Society*, 177 (4), 738. doi: <https://doi.org/10.1144/jgs2019-114>
- Liégeois, J-P., Abdelsalam, M.G., Ennih, N. y Ouabadi, A. (2012). Metacraton: Nature, genesis and behavior. *Gondwana Research*. doi:10.1016/j.gr.2012.02.016
- Maldonado, S., Piñeyro, D. y Bossi, J. (2003). Terreno Piedra Alta - Aporte a la estratigrafía del basamento cristalino del Uruguay. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología. Publicación Especial Nº 1* (pp. 18-37).
- Mallmann, G., Chemale, F. Jr, Ávila, J.N., Kawashita, K. y Armstrong, R.A. (2007). Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Pérez Terrane, Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Gondwana Research*, 12:489– 508.
- Masquelin, H. (2006). El Escudo Uruguayo. En: Veroslavsky, G., Ubilla, M., Martínez, S. (Eds). *Cuencas Sedimentarias del Uruguay: Geología, paleontología y recursos naturales - Paleozoico* (pp. 37 - 106). Montevideo: DI.R.A.C Facultad de Ciencias.
- Masquelin, H., Silva Lara, H., Sánchez Bettucci, L., Núñez Demarco, P., Pascual, S., Muzio, R., Peel, E. y Scaglia, F. (2017). Lithologies, structure and basement-cover relationships in the schist belt of the Dom Feliciano Belt in Uruguay. *Brazilian Journal of Geology*, 47(1):21-42.
- Neves, S.P., Vauchez, A. y Archanjo, C.J. (1996). Shear zone-controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zones? Insights from northeast Brazil. *Tectonophysics*, 262, 349-364. doi: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(96\)00007-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(96)00007-8)
- Núñez Demarco, P., Masquelin, H. y Sánchez Bettucci, L. (2018) Historia de la geología precámbrica de Uruguay: Revisión de las divisiones estructurales,

- tectoestratigráficas sus límites y nomenclaturas. *Revista Investigaciones*. Montevideo, 1(2), 1-16.
- O'Hara, K. (2007). Reaction weakening and emplacement of crystalline thrusts: Diffusion control on reaction rate and strain rate. *Journal of Structural Geology*, 29, 1301-1314. doi: 10.1016/j.jsg.2007.04.004
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Heidelbach, F., Wemmer, K. y Siegesmund, S. (2015). Structural evolution of the Sarandí del Yí Shear Zone, Uruguay: kinematics, deformation conditions and tectonic significance. *International Journal of Earth Science (Geol Rundsch)*, 104, 1759–1777. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1166-2>
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Basei, M.A.S., Benowitz, J., Pfänder, J., Hannich, F. y Siegesmund, S. (2016a). Timing of deformation in the Sarandí del Yí Shear Zone, Uruguay: Implications for the amalgamation of western Gondwana during the Neoproterozoic Brasiliano-Pan-African Orogeny. *Tectonics*, 35, 754–771. doi:10.1002/2015TC004052
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Heidelbach, F., Pfänder, J., Basei, M.A.S., Hueck, M., Hannich, F., Sperner, B. y Siegesmund, S. (2016b). Shear zone evolution and timing of deformation in the Neoproterozoic transpressional Dom Feliciano Belt, Uruguay. *Journal of Structural Geology*, 92, 59-78. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2016.09.010>
- Oriolo, S., Wemmer, K., Oyhantçabal, P., Fossen, H., Schulz, B. y Siegesmund, S. (2018). Geochronology of shear zones - A review. *Earth*. doi: 10.1016/j.earscirev.2018.07.007
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Konopásek, J., Basei, M.A.S., Frei, R., Sláma, J., Wemmer, K. y Siegesmund, S. (2019). Late Paleoproterozoic and Mesoproterozoic magmatism of the Nico Pérez Terrane (Uruguay): Tightening up correlations in southwestern Gondwana. *Precambrian Research*, 327, 296-313. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.04.012>
- Oyhantçabal, P., Derregibus, M., Muzio, R., de Souza, S. y Peel, E. (1993a). Complejo Granítico Solís de Mataojo: evidencias de magmatismo sincolisional relacionado a subducción. *Revista Brasileira Geociências*, 23, 242–247.

- Oyhantçabal, P., Muzio, R. y de Souza, S. (1993b). Geología y aspectos estructurales del borde orogénico en el extremo sur del cinturón Don Feliciano. *Revista Brasileira Geociências*, 23, 296–300.
- Oyhantçabal, P., Heimann, A. y Miranda, S. (2001). Measurement and interpretation of strain in the syntectonic Solís de Mataojo Granitic Complex, Uruguay. *Journal of Structural Geology*, 23, 807–817.
- Oyhantçabal, P., Spoturno, J., Aubet, N., Cazaux, S. y Huelmo, S. (2003). Proterozoico del suroeste del Uruguay: Nueva propuesta estratigráfica para la Formación Montevideo y el magmatismo asociado. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología. Publicación Especial N° 1, II Taller Sobre la Estratigrafía del Precámbrico del Uruguay*, 38-48.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R. y Layer, P. (2007) Post-collisional transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano-Pan-African, Uruguay). *Lithos*, 98, 141-159. doi: 10.1016/j.lithos.2007.03.001
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S. y Layer, P. (2009). Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society of London*, 166:1075–1084.
- Oyhantçabal, P., Suárez, I., Seluchi, N. y Martínez, X. (2010). Análisis microtectónico de las milonitas del extremo sur de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí: cinemática y condiciones de deformación. En: *Actas VI Congreso Uruguayo de Geología*. Montevideo.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S. y Wemmer, K. (2011). The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Science* 100, 201–220.
- Oyhantçabal, P., Cingolani, C.A., Wemmer, K. y Siegesmund, S. (2018a). The Río de la Plata craton of Argentina and Uruguay. En: Siegesmund, S., Oyhantçabal, P., Basei, M.A.S., Oriolo, S. (Eds.), *Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews*. Springer, Heidelberg, pp. 89–105.
- Oyhantçabal, P., Oriolo, S., Philipp, R.P., Wemmer, K. y Siegesmund, S. (2018b). The Nico Pérez Terrane of Uruguay and Southeastern Brazil. En: Siegesmund, S.,

- Oyhantçabal, P., Basei, M.A.S. y Oriolo, S. (Eds.), *Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews*. Springer, Heidelberg, pp. 161–188.
- Pascale, A. y Oyhantçabal, P. (2016). Geoquímica de las anfibolitas de Formación Montevideo y los ortoneises asociados. En: *Actas VIII Congreso Uruguayo de Geología*. Montevideo.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. (2005). *Microtectonics* (2nd ed). Springer, Germany.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H. y Tobisch, O.T. (1989). A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11 (3), 349-363. doi: [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90074-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90074-6)
- Pennacchioni, G. y Cesare, B. (1997). Ductile-brittle transition in pre-Alpine amphibolite facies mylonites during evolution from water-present to water-deficient conditions (Mont Mary nappe, Italian Western Alps). *Journal of metamorphic Geology*, 15 (6), 777-791. doi: <http://dx.doi.org/10.1111/j.1525-1314.1997.00055.x>
- Preciozzi, F., Spoturno, J. y Heinzen, W. (1979). Carta geo–estructural del Uruguay, escala 1:2.000.000. *Instituto Geológico Ing. Terra Arocena*. Montevideo.
- Preciozzi F., Spoturno, J., Heinzen, W. y Rossi, P. (1985). Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000. *Programa Cartografía Geológica del Uruguay, Dirección Nacional de Minería y Geología – Ministerio de Industria y Energía*. Montevideo.
- Preciozzi, F., Masquelin, H. y Basei, M.A.S. (1999). The Namaqua/Grenville Terrane of eastern Uruguay. En: *II South American Symposium on Isotope Geology*.
- Presidencia de la República - Oficina de Planeamiento y Presupuesto (2018). Lavalleja - Programa Vial Departamental. En: *Caminos que conectan. Un programa nacional de apoyo a la caminería departamental*.
- Rapalini, A.E., Franceschinis, P.R., Sánchez Bettucci, L., Arrouy, M.J. y Poiré, D. (2021). Chapter 7 - The Precambrian drift history and paleogeography of Río de la Plata craton, pp. 243-261. En: Pesonen, L.J., Salminen, J., Elming, S., Evans, D.A.D. y Veikkolainen, T. (eds). (2021). *Ancient Supercontinents and*

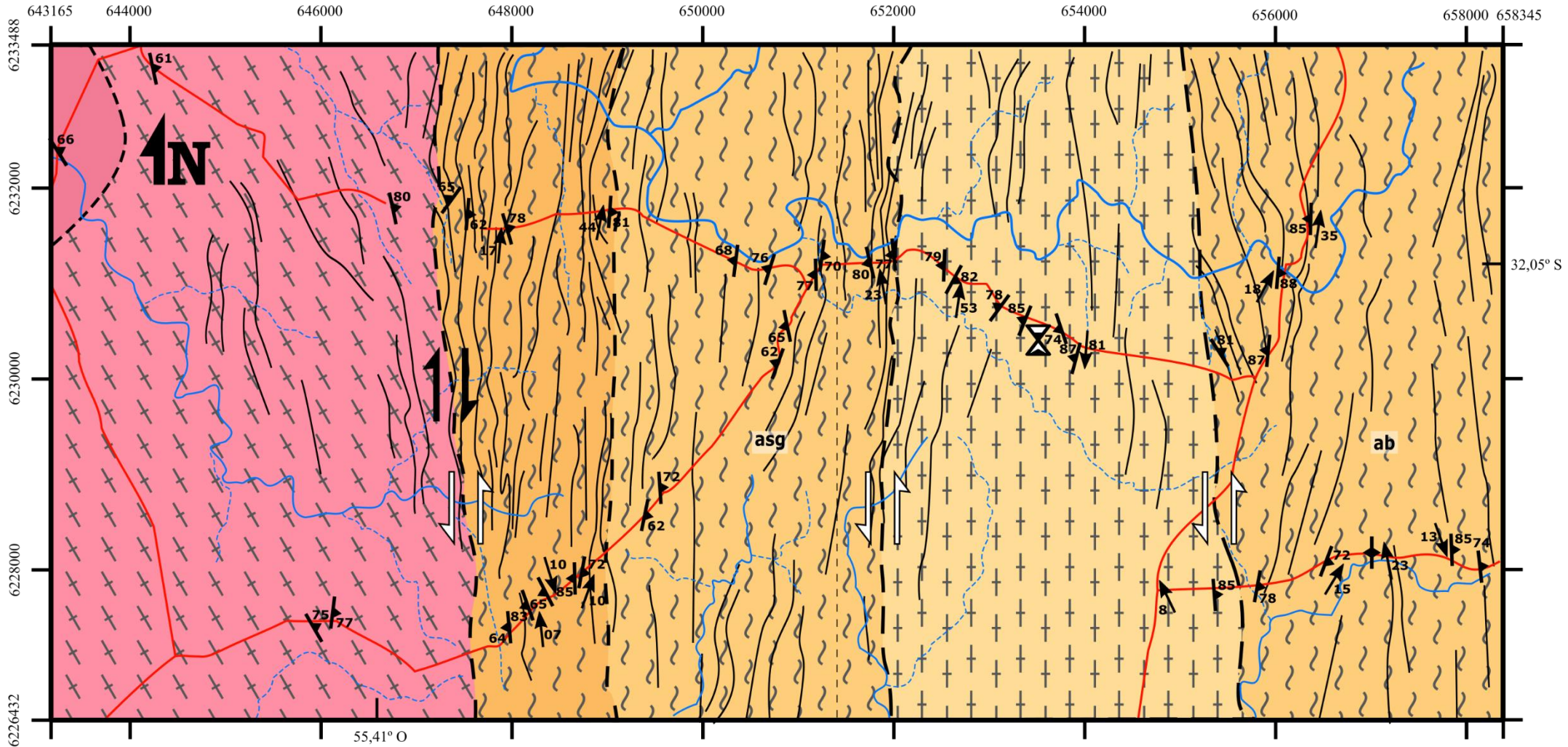
the Paleogeography of Earth. Elsevier. Doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818533-9.00002-3>

- 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, 49-82.
- Rapela, C.W., Fanning, C.M., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Spalletti, L., Poiré, D. y Baldo, E.G. (2011). The Río de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: Their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research*. doi: 10.1016/j.gr.2011.05.001
- Sánchez Bettucci, L., Oyhantçabal, P., Loureiro, J., Ramos, V.A., Preciozzi, F. y Basei, M.A.S. (2004). Mineralizations of the Lavalleya group (Uruguay), a probable neoproterozoic volcano-sedimentary sequence. *Gondwana Research*, 6:89–105.
- Sánchez Bettucci, L., Peel, E. y Oyhantçabal, P. (2010). Precambrian geotectonic units of the Río de la Plata craton. *International Geology Review*, 52 (1), 32-50. <http://dx.doi.org/10.1080/00206810903211104>
- Sánchez Bettucci, L., Cordani, U., Loureiro, J., Peel, E., Fort. S. y Sato, K. (2021). The Nico Pérez terrane (Uruguay) and its archean and paleoproterozoic inheritance. *Andean Geology*, 48 (3), 442-471. doi: 10.5027/andgeoV48n3-3345
- Santos, J.O.S., Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., McNaughton, N.J. y Hartmann, L.A. (2019). Large geographic and temporal extensions of the Río de la Plata Craton, South America, and its metacratonic eastern margin. *International Geology Review*. 61 (1), 56-85. doi: 10.1080/00206814.2017.1405747
- Spoturno, J., Oyhantçabal, P. y Faraone, M. (2019). Mapa Geológico del Departamento de Lavalleya (1º ed.). En: *Proyecto Mapas Geológicos Departamentales a escala 1:100.000. Convenio de Cooperación Científica y Técnica: Ministerio de Industria y Energía y Facultad de Ciencias – UdelaR*.
- Spoturno, J., Oyhantçabal, P. y Faraone, M. (2022). El Magmatismo Ediacárico en los Departamentos de Maldonado y Lavalleya – Uruguay. En: *Actas X Congreso Uruguayo de Geología*. Montevideo.

- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. y Schmid, S.M. (2002). Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. En: Meer, S., Drury, M.R., de Bresser, J.H.P., Pennock, G.M. (eds) (2002). *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*. Geological Society. London. Special Publications. 200. 171- 190. 0305-8719 02\$15. The Geological Society of London.
- Teixeira, W., Renne, P.R., Bossi, J., Campal, N. y D'Agrella Filho, M.S. (1999). ^{40}Ar – ^{39}Ar and Rb–Sr geochronology of the Uruguayan dike swarm, Rio de la Plata Craton and implications for Proterozoic intraplate activity in western Gondwana. *Precambrian Research*, 93, 153-180.
- Twiss, R.J. (1980). Static theory of size variation with stress for subgrains and dynamically recrystallized grains. En: *USGS (ed), Proceedings of the IX Conference. Magnitude of Deviatoric Stresses in the Earth Crust and Upper Mantle. Open File Report, 80-625*. Menlo Park. California. 665- 683.
- Veroslavsky G., de Santa Ana, H. y Rosello, E. (2004). Depósitos del Jurásico y Cretácico temprano de la región meridional de Uruguay. El Lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín. En: Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S. (Eds). *Cuencas Sedimentarias del Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales - Mesozoico (2º ed)* (pp. 117- 142). Montevideo: D.I.R.A.C. Facultad de Ciencias - S.U.G.
- Whitney, D.L. y Evans, B.W. (2010). Abbreviation for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187. doi: <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Zhou, Y., He, C. y Yang, X. (2008). Water contents and deformation mechanisms in ductile shear zone of middle crust along the Red River fault in southwestern China. *Science in China Series D-Earth Sciences*, 51 (10), 1411-1425. doi: 10.1007/s11430-008-0115

7. ANEXO I: TABLA DE ABREVIATURAS

<i>ASPO</i>	Orientación preferencial de forma de agregado
<i>BIF</i>	Formación de hierro bandeada
<i>BLG</i>	<i>Bulging</i> o migración de borde de grano de baja temperatura (recristalización)
<i>CBA</i>	Complejo Buenas Aires
<i>CDF</i>	Cinturón Dom Feliciano
<i>CGSM</i>	Complejo Granítico Solís de Mataojo
<i>CRP</i>	Cratón Río de la Plata
<i>FMAB</i>	Faja milonítica Aguas Blancas
<i>FMASG</i>	Faja milonítica Arroyo Solís Grande
<i>FMOc</i>	Faja Milonítica Occidental
<i>FMOr</i>	Faja Milonítica Oriental
<i>GBM</i>	Migración de borde de grano de alta temperatura (recristalización)
<i>GBAR</i>	Reducción de área de borde de grano (recristalización)
<i>GPC</i>	Granito Protomilonítico Central
<i>GSPO</i>	Orientación preferencial de forma de grano
<i>PPL</i>	Luz polarizada plana
<i>SaLAM</i>	Lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín
<i>SGB</i>	Bordes de subgranos
<i>SGR</i>	Rotación de subgranos (recristalización)
<i>TTNP</i>	Terreno Tectonoestratigráfico Nico Pérez
<i>TTPA</i>	Terreno Tectonoestratigráfico Piedra Alta
<i>TTPE</i>	Terreno Tectonoestratigráfico Punta del Este
<i>XPL</i>	Luz polarizada cruzada
<i>ZCSS</i>	Zona de Cizalla Sierra de Sosa
<i>ZCSY</i>	Zona de Cizalla Sarandí del Yí



Referencias

Geológicas

Neo-proterozoico		Ultramylonitas	FMASG - Faja Milonítica Arroyo Solís Grande	
		Milonitas graníticas		
		Milonitas graníticas		
Paleo-proterozoico		Granito Protomilonítico Central	FMAB - Faja Milonítica Aguas Blancas	
		Gneis tonalítico		Granodiorita-Tonalita de Arroyo Chamamé
		Secuencia meta-volcanosedimentaria		

Estructurales

	Rumbo y buzamiento de foliación		Trazas de foliación
	Sentido e inmersión de lineación		Contacto aproximado
	Rumbo de foliación vertical		Contacto inferido
	Primer fase de cizallamiento dextral		Segunda fase de cizallamiento sinistral
	Edad de cristalización: 615 ± 3 Ma (U-Pb en circón) Nordbø Gilberg (2020)		

Geográficas

	Camino departamental		Arroyo principal
	Camino vecinal		Arroyo secundario
			Cañada

Evolución tectonotérmica del sector central de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí: aspectos estructurales, petrográficos y microtectónicos (Gaetán, Lavalleja, Uruguay).

Autor: Bruno Osta
Fecha: Diciembre 2022

Sistema de coordenadas: WGS 84 UTM Zona 21S
Proyección: Transverse Mercator
Datum: WGS 1984
Meridiano Central: 57° W

Latitude of natural origin 0,0°
Scale factor at natural origin 0,9996
False easting 500.000 m
False northing: 10.000.000 m

