



UNIVERSIDAD
DE LA REPÚBLICA
URUGUAY



FACULTAD DE
CIENCIAS
UDELAR fcien.edu.uy

Trabajo Final de Grado: Licenciatura en Geología

**Caracterización geológico-estructural del contacto
entre rocas supracorticales y metagranitoides:
Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar,
sureste de Minas, Cinturón Dom Feliciano
(Lavalleja-Maldonado)**

Autora: María Paula Melissari Lozoya

Profesor orientador: Dr. Pedro Oyhançabal

Universidad de la República

Facultad de Ciencias

Montevideo, Uruguay

2023

“Para el que mira sin ver, la Tierra es tierra nomás”

A. Yupanqui

AGRADECIMIENTOS

I

A Pedro. Por enseñar con tanta dedicación y paciencia. Por la confianza y buena disposición.

A mis padres por fomentar mi curiosidad, enseñarme a cuestionar y ayudarme a desarrollar el espíritu y pensamiento crítico, siempre. A Nati y Bru, porque juntos aprendimos que de las malas siempre se sale y en las buenas se disfruta.

A Marce, por la infinidad de mates que me habrá cebado durante este largo proceso y por animarme siempre a llegar más lejos. A Butiá, Vaca y Chiví por su incondicional compañía.

A Felipe, Willy, Paulo, Pelego, Karen y Ly porque ocupan un lugar muy importante en los mejores recuerdos de esta etapa preciosa de mi vida.

Un agradecimiento especial a mi amigo Pelego, por esos empujones hasta el final, mano a mano. Salú!

A la confianza de Marila y Nico; por esperar siempre lo mejor y empujarme a llegar más lejos. No les puedo agradecer suficientemente su amistad, cariño y compañía.

A Cami Frevenza, por las recomendaciones, buena disposición y paciencia para hacer cortes específicos y muchas láminas.

A quienes se hayan tomado el tiempo para acompañarme en alguna de las salidas de campo. Un agradecimiento muy especial a Ceci Cerviño, la socióloga más geóloga que nunca nadie va a encontrar. Por encontrar en cada canción una excusa para bailar en el medio del campo.

Salú también por aquella salida que cerré el auto con la llave adentro y llovía. Este trabajo le debe un montón a quienes me acompañaron y rescataron.

A los amigos que están lejos y que sé que me van a estar viendo por zoom cuando esté presentando este trabajo. Gracias por acompañarme, los abrazo a la distancia y espero festejar juntos próximamente.

Este trabajo corresponde a un estudio geológico con énfasis estructural, realizado en un área del sureste del Cinturón Dom Feliciano (CDF), con enfoques en micro-, meso- y macroescala.

El área de estudio se ubica en las inmediaciones del límite entre los Departamentos de Lavalleja y Maldonado, en una superficie rectangular paralela a la Ruta Nacional N° 12. Se compone por dos bloques de diferentes características litológicas y estructurales, en contacto a través de una estructura cuya caracterización fue objetivo principal del presente trabajo: el bloque noroeste comprende rocas supracorticales, mientras que el bloque sureste comprende metagranitoides Brasileños y pre-Brasileños, estos últimos asignados al Complejo Campanero. El contacto entre ambos bloques es la Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar (ZCPPA).

Los datos microestructurales sugieren condiciones de baja temperatura (facies esquistos verdes – 300°/400°) para el evento que dio lugar a la ZCPPA, poniendo en contacto bloques que presentan deformación en diferentes condiciones metamórficas. Las rocas supracorticales presentan paragénesis y microestructuras correspondientes a facies esquistos verdes, en tanto que las de los metagranitoides evidencian condiciones en facies anfíbolita.

El presente trabajo propone una evolución para el área que se explica a través de tres fases de deformación: F1 genera plegamiento cilíndrico de plano axial vertical y charnelas horizontales, en condiciones de media temperatura (facies esquistos verdes), F2 en condiciones de menor temperatura (facies esquistos verdes inferior) representa esfuerzos que provocan estructuras de interferencia tipo “domos y cubetas” y a medida que la deformación se intensifica, se observa un cambio en la orientación del régimen compresivo, pasando a cizalla simple dominante, en la F3. Estas fases se pueden correlacionar a macroeventos de la evolución del CDF, como el movimiento dextral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, entre 630-590 Ma y su posterior reactivación en sentido sinistral, acompañado también por la nucleación y desarrollo de Zona de Cizalla Sierra Ballena hace al menos 590Ma.

1.INTRODUCCIÓN	1
1.1 Objetivos	1
1.2 Localización del área de estudio	2
1.3 Materiales y Métodos	3
2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS	5
2.1 Contexto geológico regional del Uruguay	5
2.2 Marco geológico local	10
3. RESULTADOS	12
3.1 Bloque Noroeste – Rocas Supracorticales	13
3.2 Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar	27
3.3 Bloque Sureste – Metagranitos Brasileños y pre-Brasileños	33
4. DISCUSIÓN	37
4.1 Condiciones de deformación en bloques noroeste y sureste.	37
4.2 Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar	38
4.3 Bloque sureste	39
4.4 Evolución tectónica propuesta	41
5. CONCLUSIONES	44
6. BIBLIOGRAFÍA	46
7. ANEXOS	51
7.1 Mapa Geológico	51

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo se realizó como requisito para la obtención del título Licenciada en Geología. Corresponde a una caracterización de tipo geológico-estructural de un contacto entre dos unidades que difieren en términos de naturaleza y origen, en las inmediaciones de la Ruta Nacional N° 12, próximo al límite de los Departamentos de Maldonado y Lavalleja.

El área seleccionada incluye rocas del sector sur del Cinturón Dom Feliciano (CDF): por un lado un *basement inlier* (ortogneises del Complejo Campanero) y metagranitoides Brasileños, ambos en contacto tectónico con rocas de las secuencias metavulcano-sedimentarias correspondientes al *Schist Belt* de este cinturón. La estructura que pone en contacto tectónico estas dos unidades del CDF es la Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar (ZCPPA), que corresponde al lineamiento de mismo nombre definido por Machado & Fragoso (1987).

No se han realizado estudios estructurales específicos para esta zona de cizalla, por lo que aquí se busca aportar en aspectos estructurales en micro-, meso- y macroescala, así como en análisis estructurales y cinemáticos que logren dar una caracterización más exacta a esta estructura.

1.1 Objetivos

OBJETIVO GENERAL:

Caracterizar estructuralmente el contacto entre las rocas supracorticales del Cinturón Dom Feliciano, con los gneises del Complejo Campanero y metagranitoides Brasileños y pre-Brasileños, en una sección paralela a Ruta N° 12, en las inmediaciones del límite de los departamentos de Maldonado y Lavalleja.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS:

- A) Definir las unidades presentes en el área de estudio, caracterizar su petrografía y las micro-, meso- y macroestructuras que presentan. Establecer las relaciones estructurales y de contacto entre ellas.
- B) Realizar un análisis estructural y cinemático mediante mapeo geológico y estructural de detalle e integrarlo con las observaciones microtectónicas.

1.2 Localización del área de estudio

El área de estudio se encuentra al sureste de la Ciudad de Minas, en el límite entre los departamentos de Lavalleja y Maldonado. Se trata de un área rectangular de aproximadamente 46 km² (4615 hectáreas) con su lado mayor paralelo a la Ruta N° 12 “Dr. Luis Alberto de Herrera” (Fig.1). Los vértices que definen el área se expresan en la Tabla 1, todos en coordenadas UTM para la zona 21 H:

Tabla 1: Coordenadas de los vértices del área de estudio.

Vértice	Abscisas	Norte
N	667260.00 m E	6188515.00 m S
W	663490.00 m E	6185685.00 m S
E	673340.00 m E	6180920.00 m S
S	669535.00 m E	6178090.00 m S

El acceso al área es posible por la Ruta Nacional N° 12 “Dr. Luis Alberto de Herrera”, aproximadamente unos 8 km en sentido sur desde la ciudad de Minas y unos 40 km en sentido norte desde la Ruta Nacional N° 9 “Coronel Leonardo Olivera”. Asimismo, se puede acceder por la Ruta Nacional N° 60 “Coronel Manuel Francisco Artigas”, unos 35 km al norte desde la ciudad de Pan de Azúcar (Fig. 1).

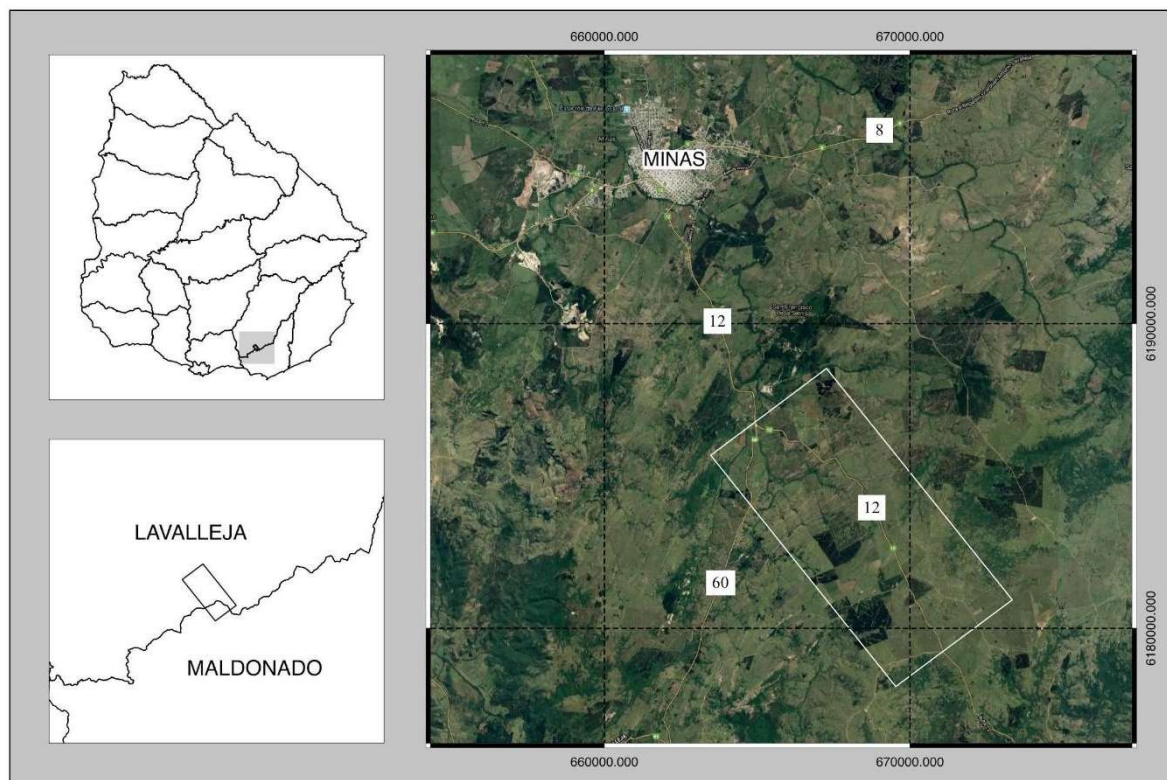


Fig. 1: Ubicación y accesos al área de estudio. Imagen tomada de Google Earth (2021).

El área se encuentra comprendida en la Hoja G-27 “Fuente del Puma” del Plan Cartográfico Nacional (Fig. 2). El relieve del área está marcado por la Cuchilla de las Piedras, al este de la Ruta Nro. 12 y las Sierras de Carapé, al sur del área.

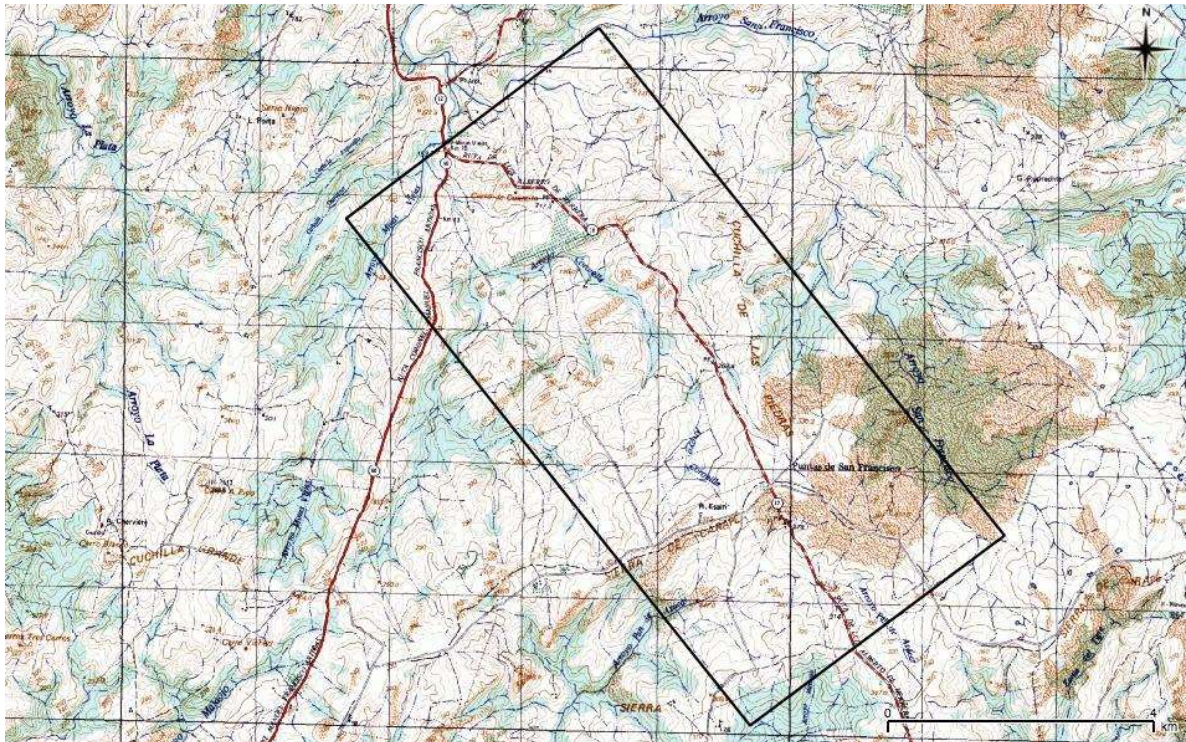


Fig. 2: Recorte georreferenciado de la hoja G-27 “Fuente del Puma” del Plan Cartográfico Nacional. Se observa el recuadro negro que corresponde al área de estudio (Modificado SGM).

1.3 Materiales y Métodos

El presente trabajo se realizó entre los meses de noviembre 2021 y febrero 2023. Se basó fundamentalmente en revisión de antecedentes, trabajo de campo, cartografía, análisis petrográfico y estructural.

Se realizaron un total de 18 días de trabajo de campo. Las medidas estructurales fueron obtenidas con una brújula geológica, tomando rumbo y buzamiento para los planos y cabeceo y rumbo para lineaciones, representadas siempre mediante la regla de la mano derecha. La declinación magnética fue corregida para el año 2021-2022. Se utilizó siempre el sistema de referencia UTM datum WGS 84 para registrar la ubicación de puntos.

Para la representación espacial de los datos recopilados en el presente trabajo, se utilizó el software libre QGIS, en su versión 2.21, configurado para el EPSG 32721. Asimismo, se incorporaron al SIG herramientas auxiliares como cartografía base, fotografías aéreas, modelos digitales de elevación, cartas geofísicas georreferenciadas, así como medidas de rumbo y buzamiento, entre otros.

Los números de las fotografías aéreas que se utilizaron como base para este trabajo, todas de escala 1:20.000, obtenidas en el año 1966 por el Servicio Geográfico Militar (hoy Instituto Geográfico Militar) se detallan a continuación: 35-057 a 35-060, 30-194 a 30-199 y 30-173 a 30-177.

En lo que respecta al análisis microestructural, se realizaron 20 láminas delgadas, todas en el Laboratorio de Facultad de Ciencias. Las láminas correspondientes a muestras orientadas se obtuvieron siguiendo las recomendaciones de Passchier y Trouw (2005), realizando cortes en dirección paralela a la foliación principal y perpendicular a la lineación mineral. Para el posterior análisis petrográfico y microestructural de las láminas delgadas se utilizó un microscopio petrográfico Nikon Eclipse 50Ipol, con el software para adquirir imágenes NIS-E (versión 3.00 sp7), propiedad de Facultad de Ciencias. Para la realización de bloques diagrama se utilizó el software libre de tipo vectorial *Inkscape*.

La representación del análisis de los datos estructurales obtenidos en campo se realizó a través del software *Stereonet versión (Allmendiger 9.6.0)*. En este programa, se representaron en el hemisferio inferior todos los datos relevantes, planos y lineamientos determinantes.

2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

2.1 Contexto geológico regional del Uruguay

Dentro del territorio uruguayo, se exponen rasgos destacables del SE del continente sudamericano, así como caracteres importantes del SW del paleocontinente Gondwana. El basamento Uruguayo no se restringe a los límites geográficos establecidos actualmente, sino que presenta continuidad y correlación con los países vecinos: El Terreno Piedra Alta (TPA) representa en Uruguay al Cratón del Río de la Plata (CRP), mientras que el mismo se expresa en Argentina como en el Cinturón Tandilia. Por otro lado, el Terreno Nico Pérez (TNP) recorre desde el centro-sur uruguayo hasta la Isla Cristalina de Rivera, llegando finalmente al Bloque Taquarembó en el estado de Río Grande do Sul, en Brasil. Por último, el Cinturón Dom Feliciano (CDF) se extiende a lo largo del margen E del continente sudamericano, entre el sureste de Brasil y el E de Uruguay. Este último, producto de la orogénesis Brasileña, también ha sido correlacionado por los cinturones panafricanos Kaoko y Gariep del sudoeste africano, por presentar entre otras cosas una evolución tectonomagmática similar (Oriolo et al., 2016a).

La correlación y continuidad de las rocas del territorio uruguayo no se restringe únicamente a rocas del basamento cristalino, sino que incluye al registro sedimentario de la Cuenca Norte, porción uruguaya de la Cuenca sedimentaria del Paraná (Peate, 1997) y al volcanismo mesozoico que forma parte de la Provincia Magmática Paraná-Etendeka, asociado a la ruptura del paleocontinente Gondwana y al comienzo de la apertura del actual Océano Atlántico del sur, durante el Cretácico temprano (Courtilot et al., 2003).

2.1.1 El Escudo Uruguayo

A grandes rasgos, la geología del territorio uruguayo está representada por bloques de corteza de distinta naturaleza, edad e historia, separados por discontinuidades de diferentes dimensiones, que conforman el basamento o escudo uruguayo (pre-devónico); sobre el que se forman posteriormente las cuencas fanerozoicas con relleno volcánico y sedimentario que lo cubren (Masquelín, 2006).

El escudo o basamento precámbrico del Uruguay se compone de oeste a este por dos terrenos, el Terreno Piedra Alta (TPA) y el Terreno Nico Pérez (TNP) y un cinturón orogénico, el Cinturón Dom Feliciano (CDF).

El TPA, que representa en Uruguay al Cratón del Río de la Plata, fue definido originalmente por Almeida et al. (1973) y redefinido posteriormente por Oyhançabal et al. (2011a) como una unidad geotectónica estable desde el Paleoproterozoico que no fue afectada internamente por eventos neoproterozoicos significativos. Por otro lado, el TNP definido originalmente por Bossi y Campal (1992), se considera un bloque de corteza que presenta edades arqueo-paleoproterozoicas con un importante retrabajamiento neoproterozoico relacionado con la Orogenia Brasileña (Oyhançabal et al., 2011a). Por último, se encuentra el CDF, un orógeno cuyo desarrollo está vinculado a la colisión entre los Cratones Río de la Plata, Congo y Kalahari, en el Neoproterozoico (Fragoso Cesar, 1980).

2.1.1.1. Terreno Piedra Alta - Cratón Río de la Plata

EL Cratón Río de la Plata (CRP) es una pieza clave en la asamblea de la porción occidental del paleocontinente Gondwana. Durante mucho tiempo se creyó que el CRP incluía en Uruguay al TPA y al TNP (Almeida et al., 1973). Posteriormente, Oyhançabal et al., (2011a) redefinieron los límites del cratón, demostrando que el TNP no forma parte del CRP por su historia tectonoestratigráfica divergente. De esta forma, la Zona de Cizalla Sarandí del Yí pasó a definir el margen oriental del CRP, quedando representado en Uruguay por el TPA. Los mismos autores indican que la cratonización del TPA ocurrió en el paleoproterozoico y que ya en el precámbrico este terreno había desarrollado una litosfera gruesa.

El TPA se compone de vastas áreas granítico-gnéisicas con edades paleoproterozoicas (2.2-2.0 Ga) separadas por cinturones metamórficos de grado bajo a medio, también paleoproterozoicos (Oyhançabal et al., 2006). Otro rasgo distintivo del TPA es el enjambre de diques doleríticos de Florida, que intruyó el TPA al final del paleoproterozoico, hace aproximadamente 1.79 Ga (Oyhançabal et al., 2011a; Morales-Demarco et al., 2011).

2.1.1.2. Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY)

La ZCSY es un cinturón milonítico a escala de corteza, ubicado en el sur de Uruguay (Oriolo et al., 2015). Definida originalmente por Preciozzi et al. (1979) como un lineamiento estructural, actualmente se considera que esta gran estructura separa el TPA (al oeste) y el TNP (al este).

Esta macroestructura presenta evidencias tanto de cizallamiento dextral como sinistral. Oriolo et al. (2016b) explican las diferentes etapas de deformación. En primer lugar, el sentido dextral se infiere por la flexión del enjambre de diques doleríticos de Florida y

se asocia a la colisión del TNP y el CRP entre 630-596 Ma, dando lugar a un evento de alta temperatura. Posteriormente, entre 594 y 584 Ma, se registra una reactivación en sentido sinistral, en condiciones de menor temperatura y asociado al voluminoso magmatismo post colisional del CDF (Oyhantçabal et al., 2007). Finalmente, se registró deformación bajo condiciones frágiles, datada en 570 Ma, que posiblemente se asocie con la interacción de los Cratones Río de la Plata – Congo - Kalhari durante la evolución de los cinturones panafricanos (Oriolo et al., 2016b).

2.1.1.3. Terreno Nico Pérez

El TNP fue definido originalmente por Bossi y Campal (1992) como un bloque paleoproterozoico con magmatismo y deformación de edad neoproterozoica. Limita al oeste por la ZCSY y se extiende hacia el norte hasta la Isla Cristalina de Rivera y el Bloque Taquarembó en Brasil (Oriolo et al., 2016a). El límite oriental del TNP es considerado la Zona de Cizalla Fraile Muerto-María Albina (ZCFM-MA) (Oyhantçabal et al., 2011a).

Rapela et al., (2011) compararon al TNP con los Terrenos Encantadas, TPE y Mar del Plata, indicando que todos comprenderían bloques africanos que se separaron de los principales cratones africanos durante la apertura del Océano Adamastor en 780-760 Ma. Posteriormente, Oriolo et al. (2016a) confirmaron la aloctonía del TNP respecto al CRP (hasta su amalgamación en el Ediacárico) y lo asociaron, dadas sus similitudes tectonoestratigráficas, al Cratón del Congo.

2.1.1.4. Cinturón Dom Feliciano

Definido por Fragoso Cesar (1980), este Cinturón Neoproterozoico se extiende por más de 1200 km a lo largo del margen este del continente sudamericano, con rumbo general NNE, cubriendo la costa este de Uruguay y adentrándose al sudeste de Brasil.

El CDF se considera el producto de sucesivas subducciones y colisiones relacionadas con la amalgamación de los Cratones Río de la Plata, Congo y Kalahari y el retrabajamiento durante la formación del paleocontinente Gondwana, desde el Neoproterozoico hasta el Cámbrico, durante las orogenias Brasileña y Rio Doce, conectándose así con los Cinturones Kaoko, Gariep y Damara del sur africano (Basei et al., 2000; Oyhantçabal et al., 2009).

Según Basei et al. (2000), la megaestructura se desarrolla al este de la ZCSY y se conforma internamente por tres grandes segmentos crustales, organizados de sur a norte como: Granite Belt, Schist Belt y Foreland Belt. Se puede reconocer, además, bloques de basamento preexistentes, denominados Basement inliers, representados

por la Complejo Campanero y el Terreno Punta del Este (TPE) en Uruguay y por el Complejo Encantadas, en Brasil.

Se destaca el carácter tectónico de los contactos entre las unidades que componen el CDF y salvo excepciones puntuales, se puede determinar que el marco regional del CDF se caracteriza por la marcada vergencia tectónica de E a W con el transporte de todas sus unidades hacia el antepaís (Basei et al., 2000).

- Cinturón granítico (Granite Belt)

Representa el dominio pretectónico interno del CDF, formado fundamentalmente por un complejo ígneo y rocas para-derivadas que aparecen como relictos entre los granitos.

Se encuentra representado por tres cuerpos: Batolito de Aiguá (Uruguay), Batolito Pelotas (Río Grande do Sul - Brasil) y Batolito Florianópolis (Santa Catarina - Brasil), separados entre sí por los sedimentos de la Cuenca de Paraná.

Entre los tres predominan las composiciones calco-alcalinas de alto potasio, lo que llevó a considerar estos cuerpos como las raíces de un arco magmático producto de la subducción de corteza oceánica neoproterozoica (Fragoso-Cesar, 1980; Basei et al., 2000) o como resultado de magmatismo post-colisional durante la deformación transcurrente (Oyhantçabal et al., 2007; Oyhantçabal et al., 2009).

- Cinturón de esquistos (Schist Belt)

Esta unidad representa una serie de rocas supracrustales distribuidas entre el *Granite Belt* y las cuencas de *Foreland*. Predominan las rocas metasedimentarias y metavolcano-sedimentarias que adquirieron un grado metamórfico entre facies esquistos verdes y facies anfíbolita inferior.

En este cinturón se definen tres unidades litoestratigráficas: el Grupo Porongos (Rio Grande do Sul - Brasil), Grupo Brusque (Santa Catarina - Brasil) y el Grupo Lavallega según Bossi et al. (1966) o Sánchez-Bettucci (1998).

Los grupos que componen el *Schist Belt* son secuencias polideformadas que registran al menos tres fases de deformación, asociadas al transporte masivo de sentido noroeste (Basei et al., 2000).

Hacia el este, aflora otro "*schist belt*", conformado por el Grupo Rocha y la Fm. Sierra de Aguirre, que según Basei et al., (2008) representa una parte del Cinturón Gariep (África) que quedó en América del Sur luego de la apertura del Océano Atlántico en el Mesozoico.

- *Foreland Belt*

El *Foreland Belt* está conformado por las secuencias sedimentarias y volcano-sedimentarias de las cuencas de antepaís, entre el Schist Belt y el TPA. En Brasil se expone en sucesiones que rellenan las cuencas Itajaí y Camaqua.

En Uruguay está representado por depósitos marinos a depósitos molásicos del Grupo Arroyo del Soldado y Grupo Maldonado (Basei et al., 2000; Pecoits et al., 2004, Gaucher et al., 2003; Gaucher et al., 2004).

- Basement Inliers

Existen unidades del CDF que se interpretan como relictos de basamento pre-Brasiliano que posiblemente actuaran como basamento del *Schist Belt*. Se componen predominantemente de rocas gnéicas y migmatíticas fuertemente retrabajadas y se encuentran en contacto tectónico con las supracorticales. Registran al menos una etapa de deformación compartida. Se conocen al menos tres *basement inliers* principales: el Complejo Cerro Olivo (o Basamento del Terreno Punta del Este), el Complejo Campanero (ambos en Uruguay) y el Complejo Encantadas (en Brasil) (Basei et al., 2000; Oyhançabal et al., 2011b; Sánchez-Bettucci et al., 2010; De Armas y Oyhançabal, 2022).

- Magmatismo ediacárico post-colisional

Por su parte, asociado a las etapas finales del Cinturón Dom Feliciano (CDF) existe una gran cantidad de magmatismo granítico neoproterozoico, que aflora en ambos lados de la Zona de Cizalla Sierra Ballena (ZCSB) (Oyhançabal et al., 2007). Se trata de magmatismo post-colisional, emplazado en un entorno controlado por zonas de cizalla mayores y fallas con deslizamiento de rumbo (Lara et al., 2017). Análisis geoquímicos isotópicos en roca total, sugieren que este magmatismo se produjo a partir del retrabajamiento de bloques de corteza de diferentes edades, emplazados a niveles bajos a intermedios de la corteza, con una posible contribución menor de material mantélico (Lara et al., 2020).

Lara et al., (2017) obtuvieron edades neoproterozoicas tardías (634 ± 7.3 Ma, 604 ± 3.0 Ma, 597 ± 3.6 Ma; U/Pb LA-ICP-MS en circones) para este magmatismo, confirmando dataciones previas con resultados similares (Oyhançabal et al., 2007; Oyhançabal et al., 2012).

2.1.1.5 Zona de Cizalla Sierra Ballena (ZCSB)

Los Cinturones neoproterozoicos Kaoko (África) y Dom Feliciano (América del Sur) se caracterizan por la deformación transpresiva y el desarrollo de zonas de cizalla paralelas a los orógenos. En Uruguay, esta característica queda representada por la ZCSB y en Brasil la Dorsal de Cangunçú (DCSZ) y la Zona de Cizalla Major Gercinho (MGSZ) (Oyhantçabal et al., 2010).

Esta zona de cizalla de alto *strain*, es la principal expresión de este sistema transpresivo de tipo sinistral, desarrollada en un ambiente post-colisional al final del ciclo Brasiliano. Divide al CDF en dos dominios y controla su evolución y arquitectura (Oyhantçabal, 2005).

Los datos geocronológicos disponibles y las observaciones estructurales indican dos eventos transpresivos principales: el primero tuvo lugar a 658-600 Ma y está asociado con la nucleación y la evolución de las zonas de cizalla conjugadas verticales, mientras que el segundo evento en aproximadamente 580-560 Ma está asociado con la reactivación sinistral de las ramas de dirección norte-sur (Oyhantçabal et al., 2009; Oyhantçabal et al., 2010).

2.2 Marco geológico local

En el área de estudio se pueden identificar dos unidades geológicas precámbricas principales. Por un lado, una secuencia supracortical de edad mesoproterozoica (Oriolo et al., 2019; Basei et al., 2008) que corresponde al Complejo Zanja del Tigre (Spoturno et al., 2019), que sería parte del anteriormente definido como Grupo Lavelleja por Bossi et al. (1966) y Sánchez-Bettucci (1998). El Complejo Zanja del Tigre comprende lo que Chigolino et al. (2010) y Gaucher et al., (2011) denominan Grupo Parque UTE y Grupo Mina Verdún. En el área, este Complejo incluye principalmente metapelitas, mármoles dolomíticos, metamargas, metatufos, metagabros y metariolitas. Se obtuvieron edades mesoproterozoicas para los metagabros de 1492 ± 4 Ma (U/Pb ID-TIMS en circón) (Oyhantçabal et al., 2005) que posteriormente fueron confirmadas por Oriolo et al., (2019), que obtuvieron edades de 1479 ± 4 Ma y 1482 ± 6 Ma (U/Pb LA-ICP-MS en circón) para la misma litología, interpretadas como la edad de cristalización del protolito. También se dataron otras litologías de esta unidad, como rocas metavolcanoclásticas, metatufos y metariolitas, arrojando todas edades mesoproterozoicas (Oyhantçabal et al., 2005; Gaucher et al., 2011; Gaucher et al., 2014).

Según Sánchez-Bettucci et al., (2005) la edad de metamorfismo de esta secuencia es ca. 630 Ma luego de dataciones U/Pb en rutilos de metabasaltos.

Por otro lado, un basamento gnéisico correspondiente a la Unidad Campanero (Sánchez-Bettucci et al. (2003); Sánchez-Bettucci y Oyhançabal (2003); Preciozzi et al., 2005; Oriolo et al. 2019) comprendido mayoritariamente por ortogneises paleoproterozoicos, con intercalaciones de BIF, mármol, micaesquistos, migmatitas y anfibolitas. La variedad composicional y genética de esta asociación de rocas que presentan una compleja relación estructural permite agruparlas en la unidad litoestratigráfica denominada Complejo Campanero (Spoturno et al., 2017).

Se dataron los ortogneises de esta unidad, arrojando edades de 1735 ± 32 Ma (Sánchez-Bettucci et al., 2004) y 1754 ± 7 Ma (Mallmann et al., 2007) interpretadas como edades de cristalización del protolito. Posteriormente, se confirmó la edad paleoproterozoica tardía, obteniendo edades de 1768 ± 11 (U/Pb LA-ICP-MS en circones) para el Granito de Illescas, considerado comparable con los ortogneises del Complejo Campanero, tanto su origen como su edad (Oriolo et al., 2019).

Por otra parte, existen dataciones Ar/Ar en hornblenda de las anfibolitas de esta unidad que dieron edades de 564 ± 4 Ma que brindan la edad mínima de metamorfismo y enfriamiento (Oyhantçabal et al., 2009). Posteriormente, De Armas y Oyhançabal (2022), proponen que las litologías paleo- y mesoproterozoicas del Complejo Zanja del Tigre y Complejo Cebollatí, ocurren como escamas en el Complejo Campanero, intercalados tectónicamente entre los ortogneises. Esta correlación acota el evento tectónico que conformó y metamorfizó el Complejo Campanero entre el Mesoproterozoico (Complejo Zanja del Tigre) y la edad mínima de enfriamiento (564 ± 4 Ma).

Las rocas supracorticales y el basamento gnéisico se encuentran en contacto tectónico (Rossini y Legrand, 2003) por una falla de expresión regional de dirección general N020°, interpretada por Sánchez-Bettucci (1998) como un frente de cabalgamiento con vergencia NW, o como falla transcurrente de sentido sinistral por otros (Preciozzi, 1999; Viana y Ramos, 1995). Fue caracterizado posteriormente por Oyhançabal et al. (2001) como un cabalgamiento con vergencia NW y carácter sinistral.

Guerrero (2016), en los alrededores del Salto del Penitente, estimó condiciones de deformación de este contacto de baja temperatura y/o alta tasa de strain, en facies esquistos verdes inferior, entre aproximadamente 300 y 400 °C. Según Spoturno et al. (2019) esta estructura corresponde a la Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar (ZCPPA), equivalente al lineamiento homónimo definido por Machado y Fragoso Cesar (1987).

3. RESULTADOS

Teniendo en cuenta los elementos relevados mediante fotointerpretación, afloramientos en campo y lámina delgada en microscopio, se identifican 3 bloques definidos por sus características litológicas y estructurales.

Por una parte, hacia el norte y noroeste del área, el primer bloque se conforma por una secuencia de rocas supracorticales de grado metamórfico bajo, con rumbos de foliación predominantes al noreste. Por otra parte, hacia el sur y sureste del área, se diferencia un bloque de basamento, principalmente constituido por granitoides y gneises de grado metamórfico medio-alto, rumbos NW y buzamientos SW. Ambos bloques se encuentran en contacto tectónico, determinado por una estructura de carácter local que define una tercera unidad, conformado por las rocas de la Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar (Fig. 3).

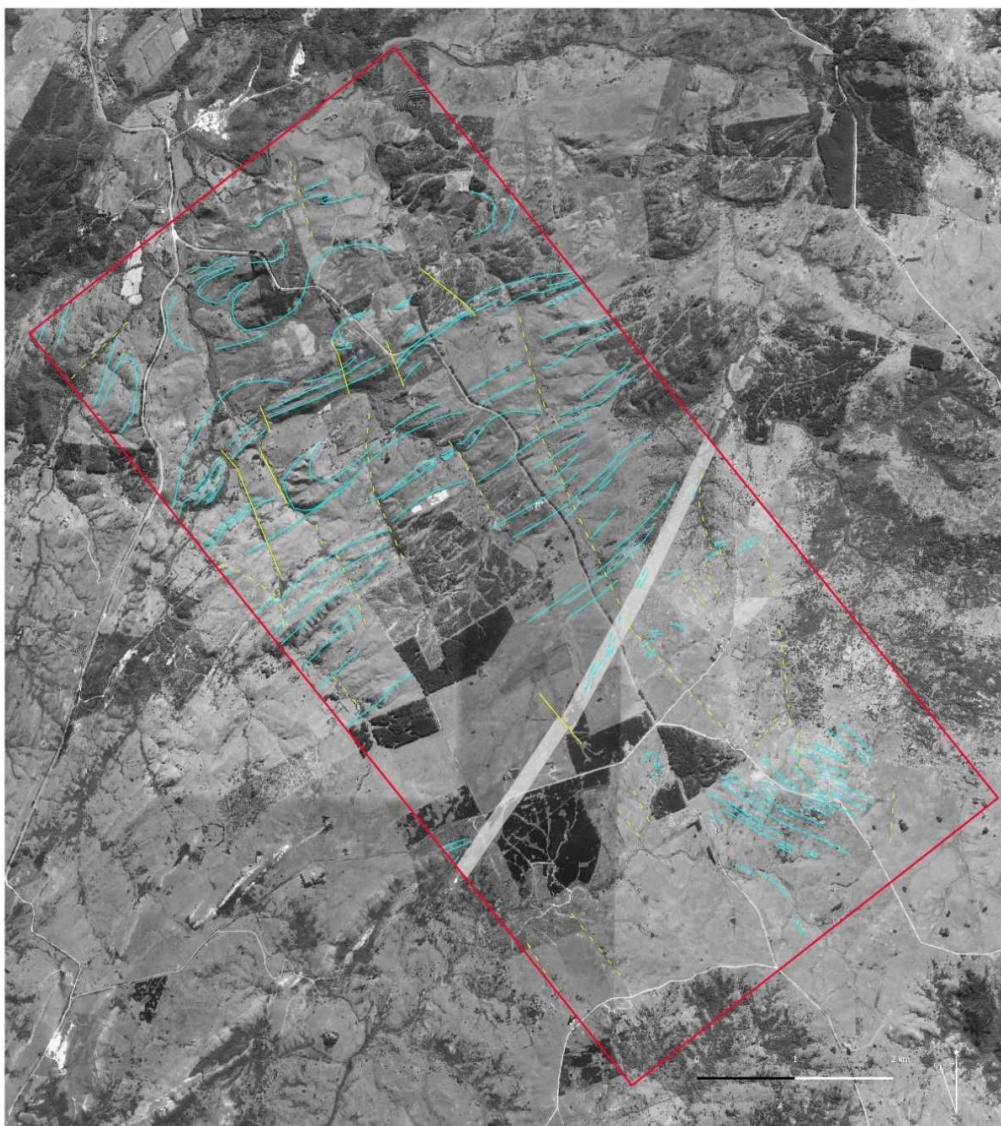


Fig. 3: En celeste: trazas de foliación fotointerpretadas. En amarillo fallas (líneas continuas) y fallas interpretadas (punteadas). En blanco se representa la estructura de contacto entre ambas unidades.

3.1 Bloque Noroeste – Rocas Supracorticales

Corresponde a un grupo de rocas supracorticales que alcanzó metamorfismo de bajo grado y está constituido, dentro del área, por una secuencia de filitas calcáreas, mármoles, metalavas básicas y metaignimbritas. Ocupa el sector noroeste del área de estudio.

3.1.1. Macroescala

A nivel regional, el entorno donde se encuentra ubicada el área de estudio, se caracteriza por la abundancia y frecuencia de fotolineamientos. Particularmente, en el área en cuestión, se observa como estos se paralelizan a medida que se aproximan a la estructura de contacto (Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar), mientras que diversifican sus rumbos al salir de esa zona de influencia (Fig. 3). Esto se refleja en la geometría de algunos niveles de filitas. Aun siendo la misma roca y de similar reología, algunos niveles del sur se encuentran fuertemente estirados y boudinados mientras que, en otras áreas, esta litología presenta fotolineamientos plegados con rumbos variados, que posiblemente representan las trazas de foliación.

Asimismo, se observan fotolineamientos (trazas de foliación) que ofician de macroindicadores cinemáticos, ya que se encuentran rotados y transpuestos de manera sinistral para la zona de cizalla que pone en contacto las rocas supracorticales y las del basamento (ZCPPA) (Fig. 4).

Además, todo el bloque se encuentra afectado por un sistema de fallas (comprobadas e inferidas) subparalelas entre sí, de rumbo N320° (aprox.) (Fig. 3). En algunos casos estas fallas provocan el desplazamiento de las unidades, mientras que en otros casos únicamente las cortan.

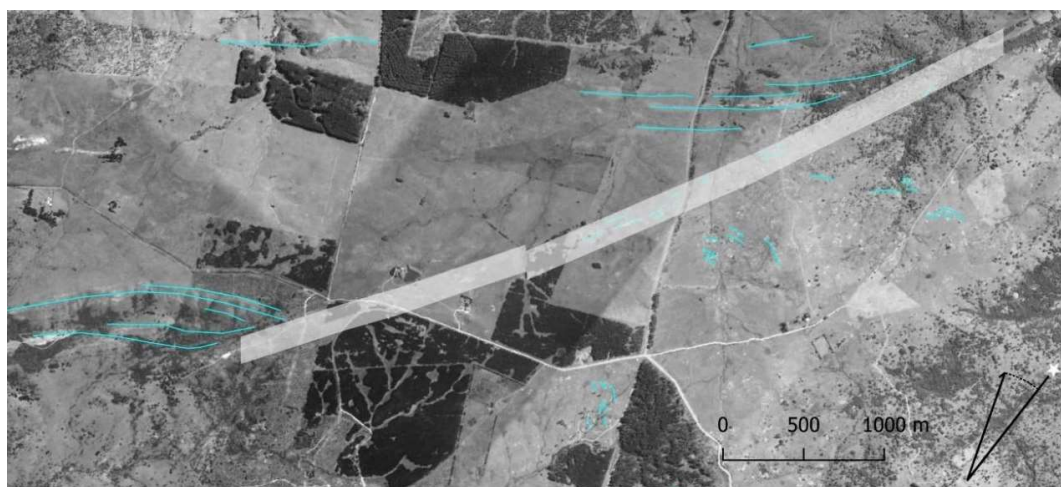


Fig. 4: En celeste, inflexión por arrastre de las trazas de foliación fotointerpretadas que actúan como indicadores cinemáticos macroescala sinestrales al aproximarse a la ZCPPA (en blanco).

3.1.2. Mesoescala

A) Descripción litológica de las unidades que conforman este bloque, en orden de abundancia:

- Filitas calcáreas

Junto con las metalavas básicas, son las rocas más abundantes de este bloque. Las filitas calcáreas afloran generando “crestas”, ubicada en los puntos altos, con relación a las metalavas básicas, que se ubican en posiciones más bajas del relieve.

Es una secuencia heterogénea. Se observan filitas puramente sericíticas, con planos de foliación perfectos y planoparalelos, que pasan a micaesquistos plegados y alterados por la acción del intemperismo, en las que los carbonatos son un componente minoritario; así como mármoles sericíticos, tanto calcíticos como dolomíticos. Se considera como una única unidad metapelítica-calcárea, heterogénea y posteriormente deformada (Fig. 5 A, B y C).

Por lo explicado anteriormente, los afloramientos presentan diferentes características y son de variada calidad en función de su mineralogía. A su vez, los afloramientos de filitas sericíticas se ven menos meteorizados, en tanto que las filitas calcáreas y los mármoles sericíticos registran mejor algunos eventos.



Fig. 5: A) Vista general de un típico afloramiento de filitas sericíticas verticales. B) y C) Dos vistas de un afloramiento con rumbos predominantes N90 (aprox.) como dominan en la mayor parte del área de estudio.

- Metalavas básicas:

Representan una de las rocas más abundantes en el área. Ocurren intercaladas con las filitas y ocupan principalmente zonas topográficas bajas. Aflora principalmente como rocas masivas, de grano medio, ocasionalmente grueso, pero se puede observar también foliadas y de grano más fino, en ambos casos presentando un característico color verde oscuro.

En muestra de mano, en las de grano grueso, se ven cristales de anfíbol, algunas plagioclasas alteradas, agregados de epidoto y presencia de algunos opacos más o menos oxidados, posiblemente pirita.

- Mármoles:

Es una litología relativamente abundante en el área, sobre todo en el sector en contacto con el basamento, pero no se destaca por la abundancia y frecuencia de sus afloramientos. Se dispone dentro del área de estudio, formando bancos alargados y subparalelos.

Los mármoles presentan porcentaje variable de cuarzo, por lo que es posible distinguir un extremo casi puramente carbonático (cuyo principal rasgo mineralógico es la presencia de calcita, que, en algunos casos, se ve acompañada de otros minerales como micas (flogopita y muscovita) y eventualmente cuarzo, y otro extremo calcosilicatado que incorpora pequeños granos de cuarzo y feldespato en una matriz carbonática (calcita y dolomita en menor proporción) y filosilicatos (muscovita + sericita + clorita).

Los mármoles afloran tanto fuertemente foliados como masivos, sin rastros de foliación. Por su reología, los mármoles son muy sensibles a los esfuerzos, por lo que registran variedad de estructuras. En algunos casos, los mármoles del extremo calcosilicatado se presentan bandeados en alternancia de colores gris oscuro y gris claro, posiblemente conteniendo dolomita las bandas más oscuras.

La foliación en otros casos se presenta como un clivaje milimétrico determinado por algún nivel de cuarzo o calcita posiblemente recristalizada, incluso formando estructuras tipo sigmoides.

- Metaignimbritas:

Afloran en la región centro-sur del área y una parte de su ocurrencia se encuentra en contacto con la ZCPA. La calidad de sus afloramientos es muy buena y son muy abundantes. Ocurren de manera alargada, formando las cimas de las "crestas" (Fig. 6.A)

más altas que se encuentran en el bloque de las supracorticales. Las metaignimbritas presentan una foliación muy marcada que coincide con los fotolineamientos determinados en el trabajo de gabinete. Esta litología no se ve afectada por el sistema de fallas que disloca otras litologías.

En muestra de mano se observa una roca de tamaño de grano fino a medio, con cierta tonalidad verdosa, que se interrumpe por fenocristales rosados, de feldespato alcalino. Las ocurrencias de esta litología se caracterizan por presentar “lóbulos” deformados (Fig. 6.B) con una mineralogía diferente que no se puede reconocer a simple vista por su pequeño tamaño.



Fig. 6: A) Vista general de afloramiento típicos de metaignimbritas, en formato cresta; B) Corte de muestra no orientada en la que se observan fenocristales y estructuras “lobuladas” deformadas en una matriz más fina.

B) Características estructurales

Foliación y lineación: Las litologías que mejor expresan la foliación primaria son las filitas y las metaignimbritas. Los mármoles resultan la litología más incompetente, por lo que también registran más de deformación. Las foliaciones en general son coincidentes con los fotolineamientos y a su vez paralelas a los contactos litológicos, en la mayoría de los casos. Las metalavas básicas en pocas ocasiones registran rasgos estructurales penetrativos a mesoescala.

Las lineaciones minerales no son un rasgo muy frecuente o fácilmente determinable en este bloque. En el área de estudio se puede identificar en un afloramiento una intersección entre el bandeo composicional original de la roca (S_0) y una segunda superficie (S_1), de carácter no penetrativo, con microlitones, donde no existe clivaje. Esta intersección ocurre en capas plegadas y ambas S se paralelizan hacia el flanco (Fig. 8.A). Además, se observan niveles dolomíticos budinados estirados en el mismo sentido que el aplanamiento del pliegue. Se entiende que S_1 se trata de una foliación de plano

axial y que la intersección S_0/S_1 da lugar a L_1 , que mantiene una orientación 11° al N160 y es paralela al eje del pliegue.

Dada la escasez de afloramientos de milonitas de la ZCPPA y la baja calidad de los mismos, no se pudo observar lineaciones de estiramiento claras que puedan ser utilizadas como indicador de dirección de transporte.

En la Fig. 9 se presenta un resumen de las diferentes foliaciones y lineaciones minerales, entre demás caracteres estructurales.

Pliegues: Se observan pliegues en diferentes escalas. Por un lado, a nivel macro se observan al menos tres grandes pliegues en filitas que fueron identificados por fotointerpretación y confirmados con datos estructurales en campo (Fig. 9).

Los tres son pliegues no cilíndricos, es decir que su línea de charnela es curva y determina ejes de pliegue con cabeceo que difiere en sentido (aproximadamente mantienen sus direcciones). Fleuty (1964) establece una clasificación de pliegues en función de la orientación de su plano axial y el cabeceo de su línea de charnela, pudiéndose clasificar como pliegues normales (2 y 3) y pliegue normal con cabeceo (1) (Fig. 9). A su vez, los rumbos de los planos axiales de los pliegues, en conjunto, acompañan la tendencia general de los fotolineamientos del bloque noroeste, manteniéndose según $N055^\circ$ - $N065^\circ$ aproximadamente (Fig. 7).

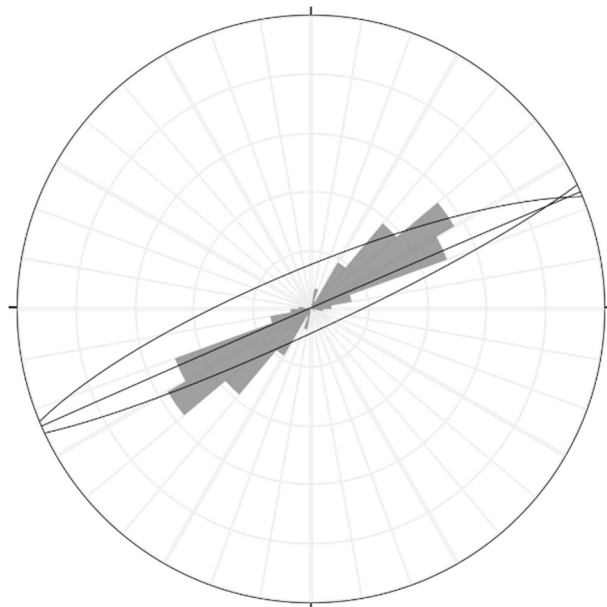


Fig. 7: Rosa de direcciones de los fotolineamientos del bloque noroeste (gris) y estereograma de planos de los pliegues 1, 2 y 3 (líneas negras).

Asimismo, se observan pliegues intrafoliales, de tipo similar, con sus flancos desgarrados, en niveles más oscuros (probablemente más dolomíticos) de los mármoles. Estos aparecen particularmente bien expuestos en el afloramiento en el que se identificó mejor la foliación de plano axial (S_1). Se interpreta que estos pliegues intrafoliales fueron generados por el mismo evento que boudinó las dolomitas y plegó la secuencia, es decir, por F_2 (Fig. 8.A).

Este tipo de pliegues, donde se observan patrones de interferencia, y sus respectivas foliaciones, se registran mejor en los mármoles, justamente por su menor competencia, y sugieren que las rocas sufrieron varios eventos de deformación. El plegamiento, con la consecuente duplicación de estratos, el desarrollo de pliegues intrafoliales y el boudinado de capas, sumado a la incompleta exposición por la discontinuidad de los afloramientos, determina serias restricciones al establecimiento de secuencias estratigráficas de validez local y/o regional (Fig. 8. B y C).

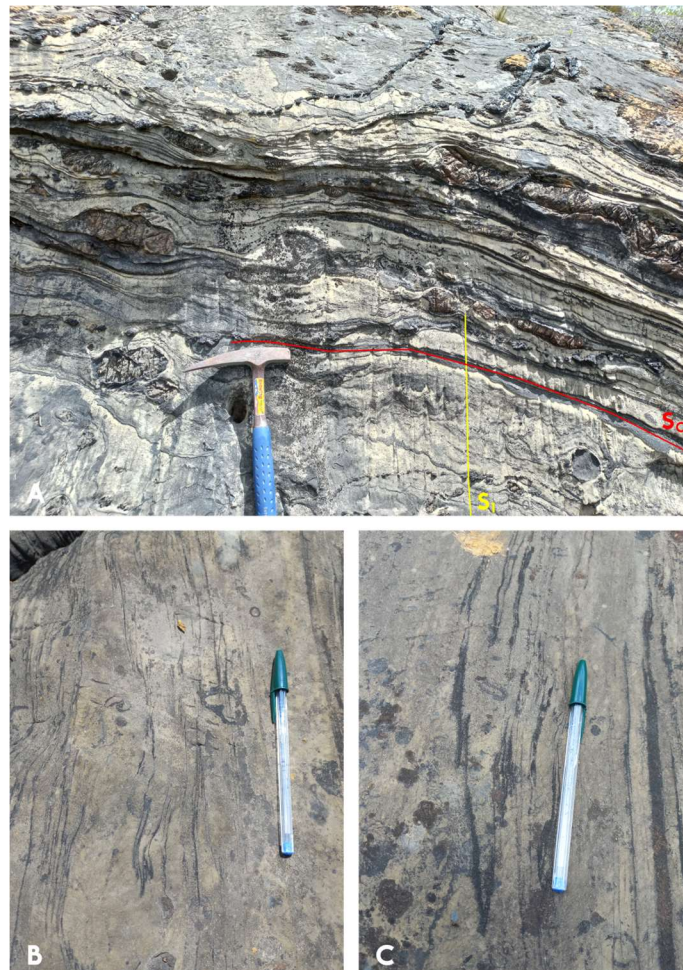


Fig. 8: A) En rojo: bandeo composicional (S_0).
En amarillo: foliación de plano axial (S_1). Su intersección determina L_1 .
B) y C) Pliegues intrafolia en niveles de opacos en mármoles.

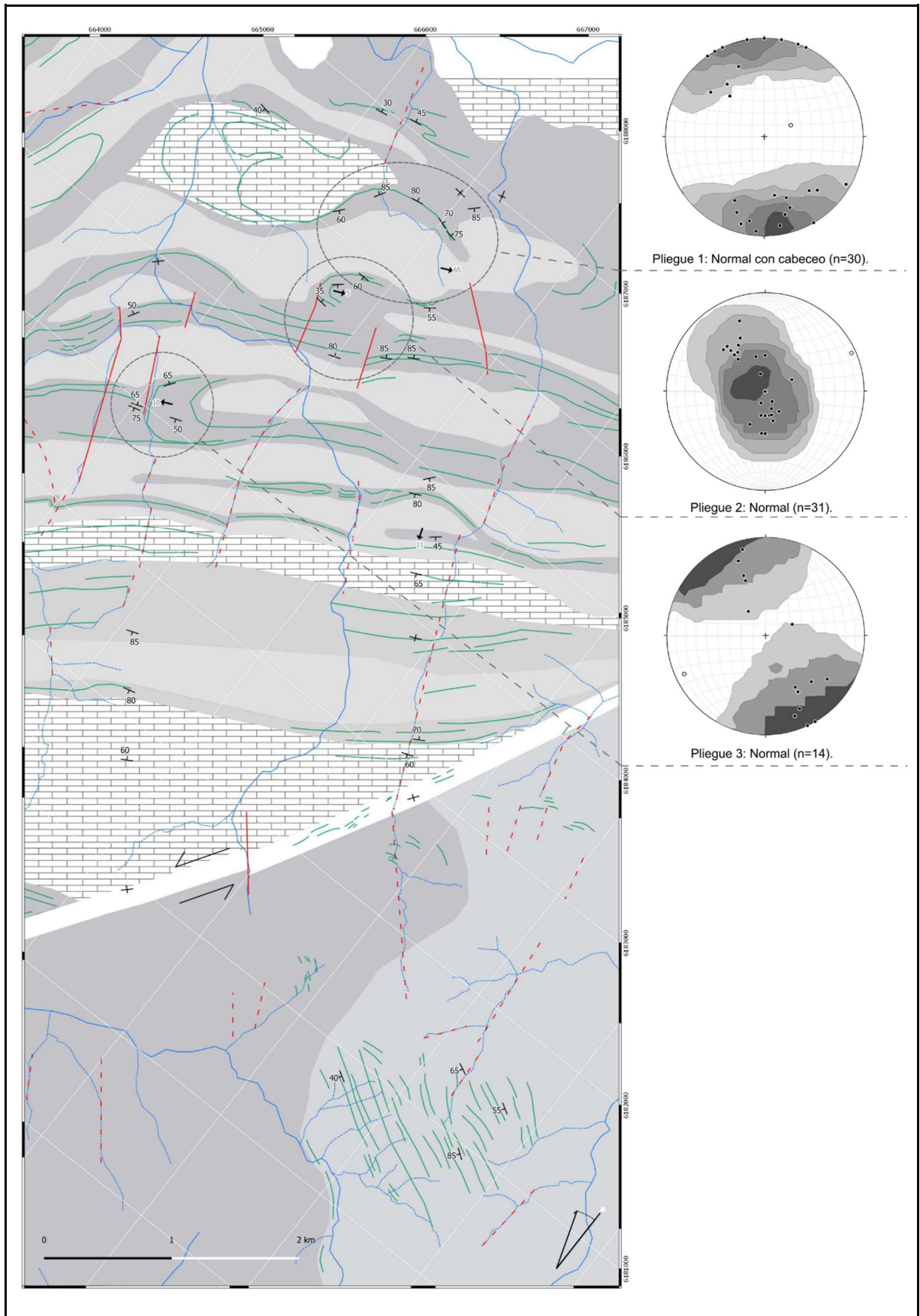


Fig. 9: Mapa estructural del área de estudio. En verde: trazas de foliación, en rojo fallas (líneas continuas) y fallas interpretadas (punteadas). Flechas negras: Ejes de pliegue. Estereogramas de Schmidt para macropliegues junto con la clasificación según Fleuty (1964). En ellos, los puntos negros indican polos de planos de foliación; los puntos con relleno blanco los eje de pliegue.

C) Indicadores cinemáticos

Dentro del bloque de rocas supracorticales se reconocen estructuras asimétricas, principalmente en mármoles y metaignimbritas. En mármoles se identifican a escala de afloramientos sigmoides de venas de calcita, en secciones perpendiculares a la foliación y paralelas a la lineación mineral (Fig. 10 A, B y C) que indican sentido antihorario (sinistral).

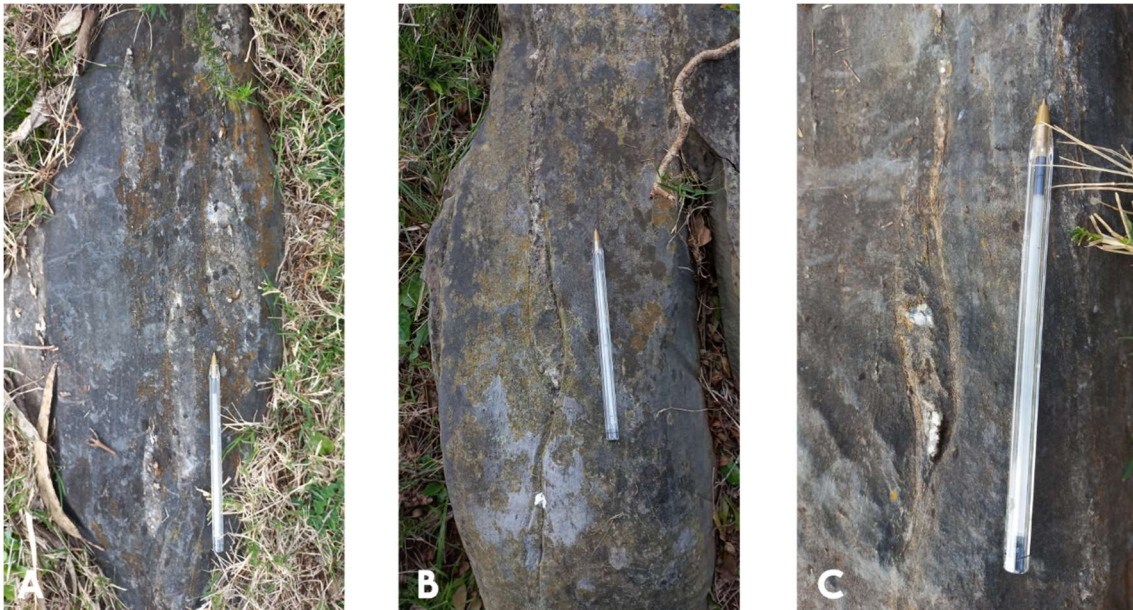


Fig. 10: Sigmoides de calcita en mármoles. La foliación en este punto es N060° y coincide con la orientación de la lapicera. La rotación de los sigmoides indica sentido sinistral.

3.1.3. Microescala

Se realizaron secciones petrográficas de las litologías correspondientes al bloque noroeste del área de estudio; a continuación se presentan los resultados en orden de abundancia de la litología en el área.

3.1.3.1 Filitas calcáreas

Presentan la paragénesis: muscovita + calcita + sericita + (cuarzo) + (opacos)

Son rocas esquistosas, que presentan textura lepidoblástica con dos dominios: uno compuesto por sericita y moscovita, de tamaño muy fino y bien alineada, que se dispone de forma anastomosada con otro dominio compuesto casi exclusivamente de cuarzo. La calcita se encuentra se encuentra en granos finos, que se concentran en las interfases entre los dos dominios, es decir, en los microlitones. En estas interfases también se observan opacos.

Se pueden observar estructuras como clivaje de crenulación, determinado por las micas onduladas definiendo una posible S_1 o S_{n+1} y las micas anastomosadas según una S_2 o S_{n+2} .

3.1.3.2 Metalavas básicas

Presentan la paragénesis: anfíbol + plagioclasa + (leucoxeno) + (cuarzo) + (feldespato alcalino) + (epidoto) + (opacos).

La textura es grano-nematoblástica, inequigranular. Los minerales prismáticos se encuentran sutilmente alineados y el resto de los minerales conforman un mosaico irregular con tamaños de cristales entre fino y grueso.

El anfíbol es actinolita subautomorfa, de tamaño medio a grueso. Se observan algunas secciones basales que dejan ver el clivaje característico. Las plagioclasas son subautomorfas y se observan alteradas a sericita, algunas completamente y otras solo en su núcleo. También se observan acumulaciones de un mineral opaco, posiblemente leucoxeno, que corresponden a sustitución pseudomórfica de opacos con titanio (posiblemente ilmenita o rutilo). Estos opacos alterados a leucoxeno son de tamaño grande y subautomorfos a automorfos.

En menor abundancia se observa feldespato alcalino y cuarzo, así como epidoto y minerales opacos.

3.1.3.2 Mármoles

Hay variedad de mármoles en el área, en función del su porcentaje de sílice. Se pueden establecer dos extremos: uno más carbonático y otro más calcosilicatado.

En el extremo carbonático, los carbonatos (calcita >> dolomita) son el principal constituyente ($\pm 60\%$), y el resto se compone de cuarzo + flogopita + muscovita/talco + fucsita. Los filosilicatos de la roca se encuentran orientados determinando una foliación desarrollada en una dirección.

Se observan dominios, en forma de bandas, diferenciados por su mineralogía y tamaño de grano. Uno de los dominios es más claro y está compuesto por un agregado fino de calcita, flogopita y algo de muscovita/talco. El otro dominio corresponde a bandas más oscuras, compuestas principalmente por calcita y cuarzo (Fig. 11.A). En el dominio más claro se observa una S_1 plegada. Se observa abundancia de opacos en las láminas de esta litología carbonática (Fig. 11.B).

Calcita: La calcita es el principal constituyente de ambos dominios. Si bien no existe orientación del retículo cristalino, todas las maclas en calcita se observan rectas y no presentan golfos en sus extremos, si se puede observar algunas maclas cinteadas en algunos granos (Fig. 11. C y D).

Las rocas del extremo calcosilicatado (Fig. 11 E y F) (calcita + epidoto > talco/muscovita + cuarzo > turmalinas (accesorio)) también presentan una textura en la que abundan y dominan los filosilicatos y los carbonatos de tamaños muy finos, dispuestos en bandas en las que se observa un clivaje de crenulación (S_{n+1} plegada) (Fig. 11.E). Por otro lado, se define otro dominio, ocupado exclusivamente por un grano de epidoto de tamaño muy grande con textura poiquiloblástica e inclusiones de cuarzo (Fig. 11.E).

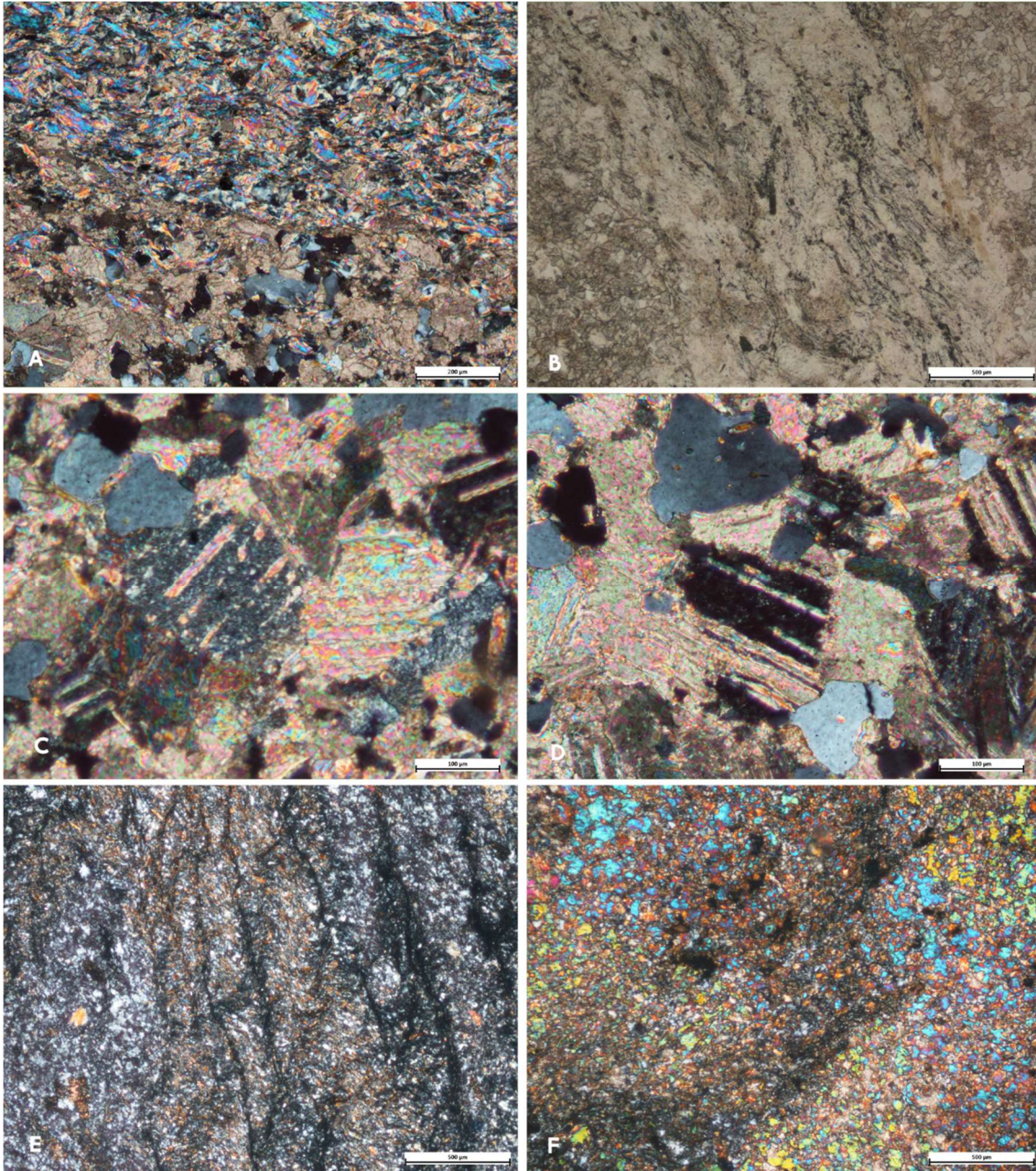


Fig. 11. Aspectos microscópicos de los mármoles carbonáticos a calcosilicatados: A), B), C) y D) Extremo carbonático. A) Contacto entre los dos dominios; B) Opacos que acompañan la estructura de la roca; C) y D) Maclas cinteadas en calcitas del dominio grueso. E) y F) Extremo calcosilicatado. E) Clivaje de crenulación; F) Fenocrystal poiquiloblástico de epidoto con inclusiones de cuarzo. A, C, D, E y F) XPL. B) PPL. Barras de escalas (mm) = 0.2 (A, B y E), 0.5 (F); 0.1 (C y D).

3.1.3.2 Metaignimbritas

Presentan la paragénesis: cuarzo + feldespato alcalino + sericita + (opacos)

El cuarzo se presenta como fenocristales con formas elongadas, que definen una orientación preferencial basada en la forma de los granos (GSPO). En algunos granos se observan golfos de corrosión que indica que se trata de una roca volcánica ácida (Fig. 12. A y B).

Algunos cristales de cuarzo se presentan como relictos con extinción ondulosa y forma alargada que pasan a dominios de pequeños nuevos granos formados por recristalización por *bulging* (BLG), mientras que en otros casos se observa recristalización por rotación de subgranos (SGR) (Fig. 12. C y D).

En la matriz se identifican estructuras alargadas que se adaptan y acompañan los granos más gruesos de cuarzo y feldespato, compuestas por agregados muy finos de sericita. Estas se interpretan como *fiamas*, compuestas originalmente por vidrio volcánico, que durante el metamorfismo regional se alteró a sericita. Los agregados finos de minerales opacos forman estructuras similares, que acompañan el flujo, condicionados, al igual que las *fiamas*, por la presencia de cristales gruesos de cuarzo y feldespato. En algunos casos se puede determinar, sobre todo en luz polarizada plana, estructuras con colores grises, que en polarizadores cruzados evidencian la presencia de sericita, y que posiblemente representan una mezcla de opacos y vidrio, este último ahora sericita, en un flujo ignimbrítico (Fig. 12. E, F y G).

La presencia de *fiamas*, junto a fenocristales con golfos de corrosión, sustenta el origen piroclástico del protolito de esta roca.

En contraste con las estructuras de recristalización plástica observadas en los cristales de cuarzo, se observa que los feldespatos alcalinos presentan texturas de deformación frágil, como fracturas intracristalinas, algunas con arreglos tipo *bookshelf* y otras rellenas por cuarzo con desarrollo de subgranos (Fig. 12.H).

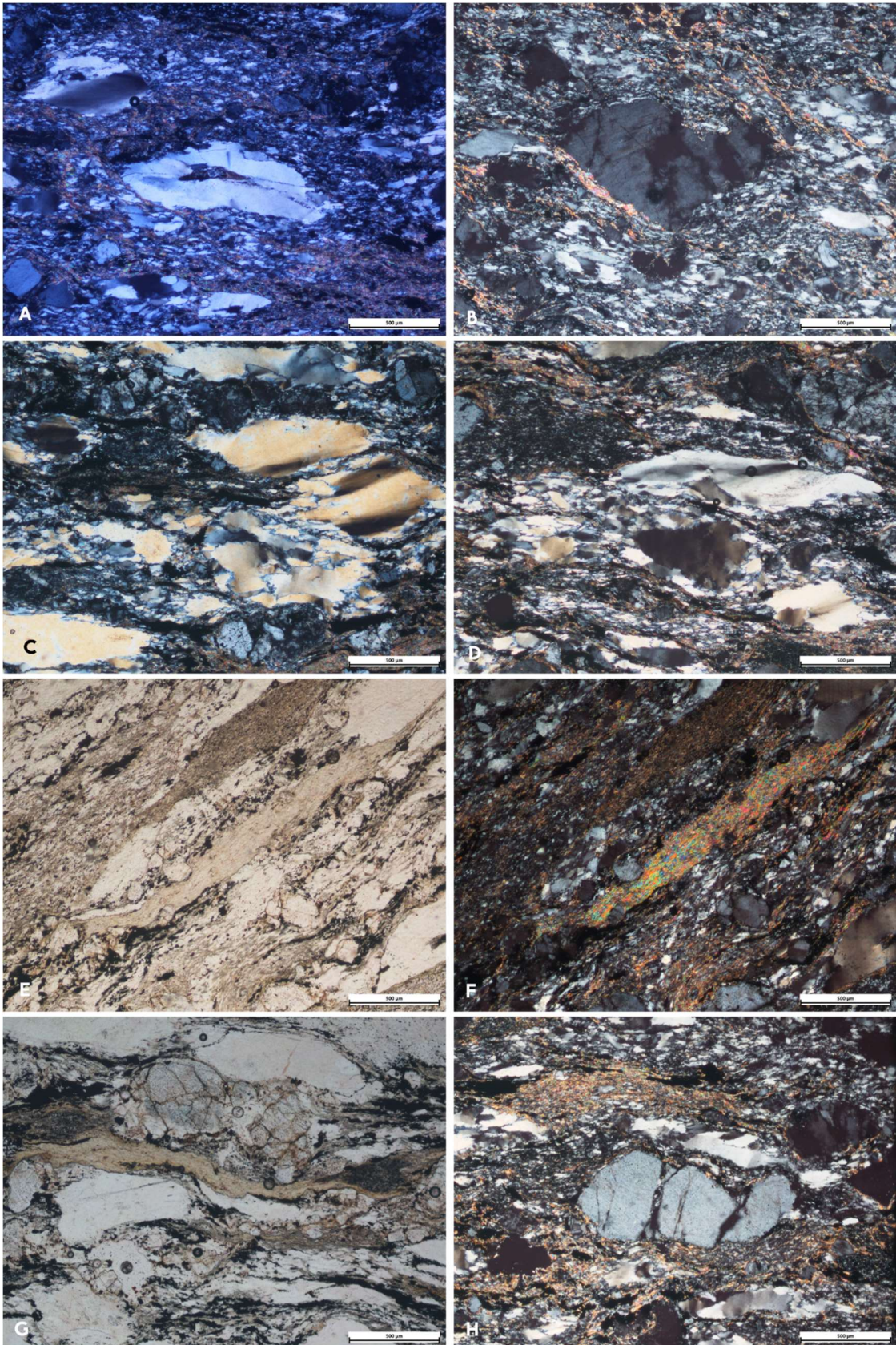


Fig. 12: Microestructuras observadas en metagabbros. A y B) Golfos de corrosión en fenocristales de cuarzo en A) sección próxima a longitudinal y en B) corte transversal; C) Relictos de cuarzo alargado y dominios de nuevos granos (BLG); D) Además de recrystalización por BLG se observa incipiente recrystalización por SGR; E) y F) Fiamas: la superior muestra contenido de opacos mezclado, la inferior solo sericitita; G) En negro se observan los agregados de opacos muy finos que acompañan la estructura, en amarillo claro se observa una estructura tipo fiamas; H) Feldespato alcalino microfracturado en arreglo "bookshelf" y fracturas rellenas de cuarzo. A), B), C), D), F), H): XPL; E) y G) PPL. Barra de escala= 0.5 mm para todas las fotografías.

3.1.4. Resumen del Bloque Noroeste

Las litologías presentes en este bloque pertenecen al Complejo Zanja del Tigre (Mesoproterozoico), y forman parte de las rocas supracorticales del Cinturón Dom Feliciano. Hay rocas con protolitos sedimentarios, tanto carbonáticos, casi exclusivamente, como con porcentaje detrítico (calcosilicatadas), rocas volcánicas ácidas y básicas y rocas hipoabisales básicas.

- Protolitos sedimentarios: Se considera que las filitas calcáreas provienen de una secuencia carbonato-siliciclástica, con porcentajes variables de carbonatos y material silicoclástico. Los mármoles también presentan variaciones en el porcentaje silicoclástico, estos se interpretan como bancos carbonáticos, que formaron parte de una misma secuencia sedimentaria heterogénea (mixta, carbonato-silicoclástica).
- Protolitos volcánicos ácidos: En el área se encuentran rocas volcánicas ácidas y básicas. Los términos ácidos se interpretan como metaignimbritas, dada la presencia de estructuras tipo “*fiamas*”, que respaldan el origen piroclástico asociado a depósitos de flujos densos.
- Protolitos volcánicos e hipoabisales básicos: Se considera que las metalavas básicas tienen un origen común con los términos volcánicos ácidos, dada su asociación espacial. Es posible que parte de las de las rocas de protolito básico tengan origen hipoabisal, correspondiendo a estructuras tipo dique o *sill*, que intruyeron la secuencia sedimentaria, mientras que el resto puede derivar de protolitos de rocas básicas efusivas.

La distinción entre rocas derivadas de protolitos hipoabisales y efusivos no es fácil, ya que, además de haber sido deformadas, fueron modificadas por eventos de metamórficos regionales, imposibilitando determinar la estructura previa al metamorfismo y deformación. Además, no se conservan las relaciones de contacto primarias, ni se observaron estructuras tipo vacuolas o amígdalas que ayuden a discernir entre términos volcánicos e hipoabisales.

De todas formas, todas las vulcanitas básicas muestran los mismos rasgos de deformación que el resto de las rocas supracorticales, lo que indica que se trata de una secuencia meta-volcanosedimentaria anterior al evento de deformación y metamorfismo.

- El bloque de rocas supracorticales registra una foliación regional de tendencia N055°-N065° (aprox.), determinada tanto por trazas de foliación como por los planos axiales de pliegues, en escala macro. Los ejes de los pliegues mencionados acompañan también esta tendencia regional, pero sus sentidos de cabeceo difieren. La geometría de este bloque fue afectada en última instancia por la ZCPPA.
- Condiciones de deformación: En función de los mecanismos de deformación identificados y suponiendo que las tasas de *strain* son las normales en un contexto orogénico, se puede estimar un rango de temperaturas entre 300° y 400° (aprox.) para las rocas del bloque noroeste (Fig. 13). Esto se infiere a partir del comportamiento frágil de los feldespatos, que se observan fracturados y fallados, mientras que los cristales de cuarzo muestran deformación de tipo plástica, principalmente extinción ondulosa con desarrollo de subgranos y recristalización en formas alargadas, principalmente por *bulging* (BLG); mientras que la recristalización por de rotación de subgrano (SGR) en cuarzo es solo incipiente.

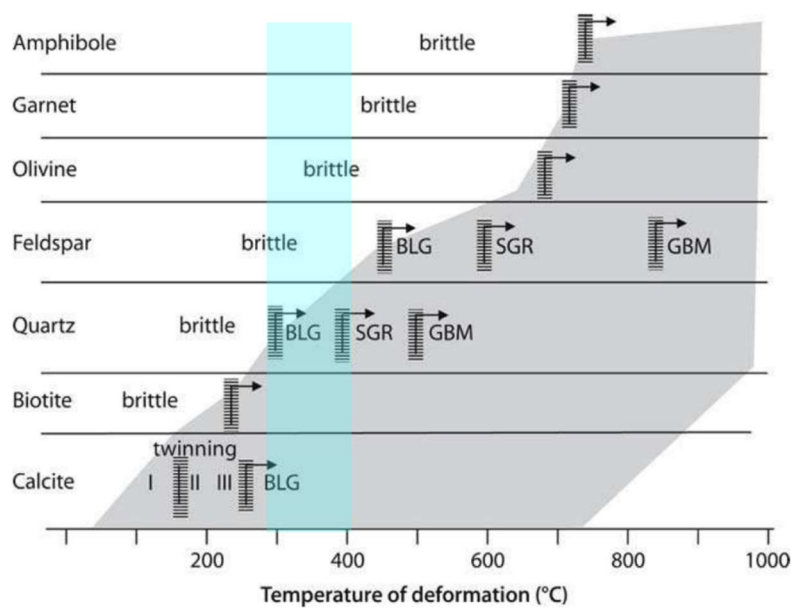


Fig. 13: Diagrama de estimación de la temperatura en función de los mecanismos de deformación en diferentes minerales. Los espacios rayados indican las zonas de transición, las fechas muestran el sentido de desplazamiento de la temperatura para contrarrestar el efecto del *strain*. El sombreado gris indica el dominio de deformación dúctil-frágil. Tomado y modificado de Passchier y Trouw (2005).

3.2 Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar

La Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar (ZCPPA) es una faja de carácter regional, que en el área de estudio tiene un ancho de 150 metros (aprox.) y mantiene un rumbo aproximado N020°. La misma atraviesa el área de estudio del presente trabajo, poniendo en contacto un bloque de medio-alto grado metamórfico (Bloque sureste – Unidad Campanero y metagranitoides) con otro bloque de grado bajo (Bloque noroeste – Rocas Supracorticales).

Corresponde a lo que Machado y Fragoso (1987) definieron como lineamiento Puntas de Pan de Azúcar (LPPA), posteriormente caracterizado por Oyhançabal et al. (2001) como un cabalgamiento con vergencia noroeste y transcurrencia sinistral.

En el área de este trabajo, este lineamiento corresponde a una zona de cizalla (Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar) de rumbo aproximado N020° y buzamientos verticales a subverticales, en toda su expresión. Su definición litológica es compleja y heterogénea, dado el importante contraste reológico entre las unidades que pone en contacto.

3.2.1. Macroescala

La característica más representativa que se observa en las fotos aéreas y en las imágenes satelitales es que las trazas de foliación del bloque Noroeste (rocas supracorticales), se observan rotadas y transpuestas, en un arreglo que indica cizallamiento de sentido sinistral (Fig. 4).

Si bien esta zona de cizalla aflora escasamente y no presenta un relieve positivo, se pueden identificar fotolineamientos de rumbo aproximado N020°, que acompañan y definen la estructura macroscópica.

3.2.2. Mesoescala

A) Descripción litológica

En esta estructura se ponen en contacto dos grandes litologías principales:

3.2.2.1. Gneises leucócratas milonitizados

La porción suroeste corresponde al contacto entre rocas del Bloque Sureste y los mármoles del Bloque Noroeste. La roca de la zona de cizalla es de grano fino, compuesta casi exclusivamente de cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, y biotita en menor porcentaje, dispuestos según lo que en afloramiento se reconoce como foliación

milonítica (Fig. 14.A), determinada por la ocurrencia de filosilicatos (biotita) orientados, en dominios anastomosados.

3.2.2.2. Ortogneises miloníticos

En el sector noreste de la zona de cizalla, se expone una roca de características miloníticas, de tamaño de grano grueso, con megacristales centimétricos de feldespato alcalino, a veces en agregados mono- y poliminerales, tipo *augen gneises*, que se observan fracturados y rotados, y alternan con minerales grises y verdosos, que determinan y acompañan la foliación (Fig. 14.B).

A ambos lados de la zona de cizalla, las rocas muestran registro de una deformación anterior, y se observan estructuras superpuestas, derivadas de eventos de deformación diferentes.

Además de estas dos litologías principales, a lo largo de la zona de cizalla existen afloramientos puntuales que sugieren una mezcla compleja de bloques de las litologías anteriormente expuestas. Estos litotipos complejos no afloran en dimensiones cartografiables y se encuentran principalmente en el límite noreste de la zona de cizalla.



Fig. 14: Aspecto de las litologías más abundantes de la ZCPA en afloramiento, donde
A) Gneises leucócratas milonitizados: roca de grano más fino con foliación milonítica, que se encuentra en la porción más suroeste del área y
B) Ortogneis milonítico: roca de grano grueso con fenocristales de feldespato.

3.2.3. Microescala

Se realizaron secciones petrográficas de las litologías predominantes de la zona de cizalla, puntualmente gneises leucócratas milonitizados (contacto suroeste) y ortogneises miloníticos (contacto noreste).

3.2.3.1 Gneises leucócratas milonitizados

Presentan la paragénesis: cuarzo + feldespato alcalino + plagioclasa + (biotita).

La textura es milonítica-gnéisica, con tamaño de grano medio a grueso. La roca se compone mayoritariamente por cuarzo y feldespato, en menor proporción plagioclasa y ocasionales ocurrencias de biotita.

Los cristales de cuarzo son grandes (0,5 - 1 mm aprox.) y se observan estirados en forma de “*ribbons*”, con extinción ondulante, mientras que los feldespatos alcalinos están recrystalizados en forma de bandas, dentro de las que se desarrollan, en algunos casos, texturas granoblásticas con uniones próximas a 120° (Fig. 15. A y B).

Las plagioclasas presentan maclas deformadas en forma de “*kinks*” (Fig. 15 C y D) mientras que otras pierden el límite entre las maclas. Las ocurrencias de biotita son puntuales y ocasionales, presentándose entre los arreglos granoblásticos de cuarzo y feldespato.

Los cristales de cuarzo recrystalizados en forma de “*ribbons*” presentan internamente incipiente orientación preferencial de forma de grano (GSPO).

Las microestructuras observadas que estas rocas sufrieron deformación en condiciones de facies anfíbolita y un débil retrabajamiento en condiciones de facies esquistos verdes.

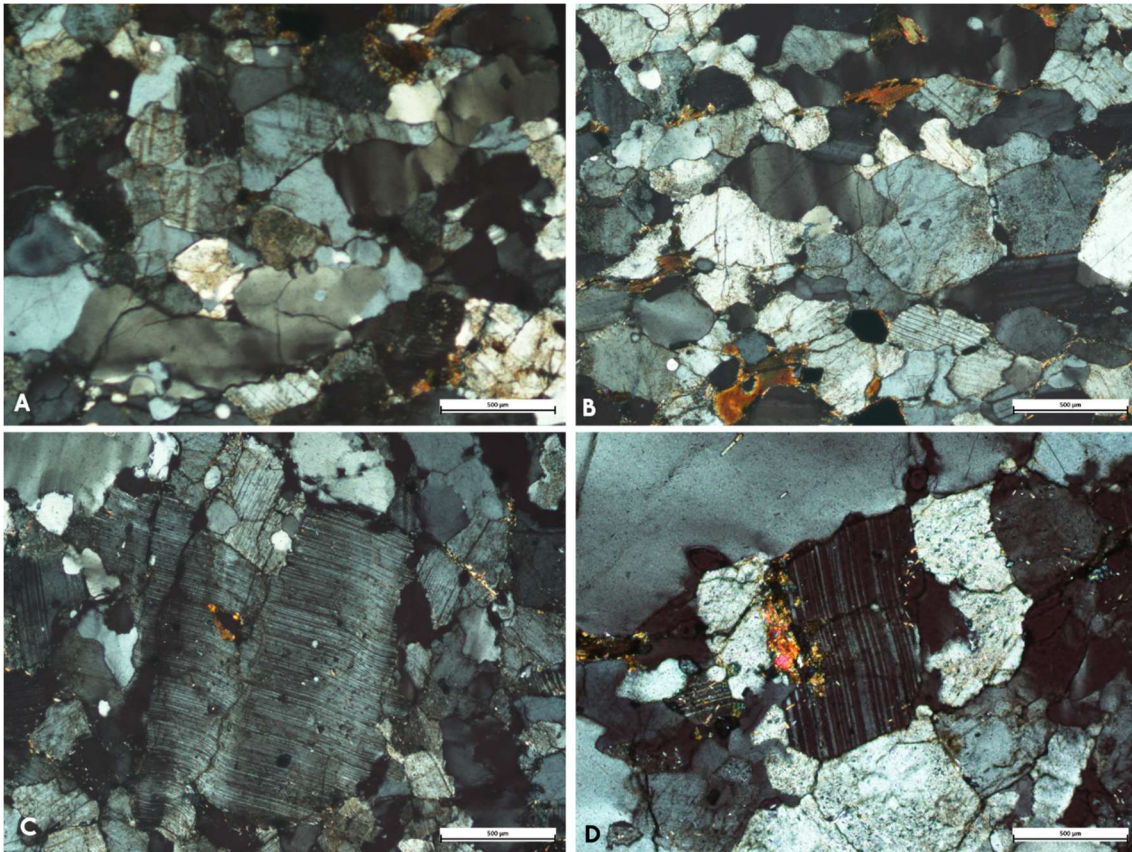


Fig. 15: Microestructuras observadas en los gneises leucócratas milonitizados de la ZCPA. A) y B) Agregado cuarzo-feldespático en el que ambos minerales se encuentran recrystalizados, los cuarzoes en forma de "ribbons" con tamaños grandes y los feldespatos alcalinos en arreglos granoblásticos; C) y D) plagioclasas con maclas deformadas en arreglos tipo "kink". Todas las fotografías en XPL, barra de escala (mm) = 0.5.

3.2.3.2 Ortogneises miloníticos

Presentan la paragénesis: cuarzo + feldespato alcalino + (biotita) + (sericita) + (fucsita) + (opacos).

Esta litología presenta una textura milonítica, y está compuesta principalmente por cuarzo y feldespato alcalino y una matriz fina de filosilicatos, principalmente biotita y sericita, que acompañan la foliación principal.

El cuarzo se presenta principalmente monocristalino, con expresión elongada tipo "ribbon" que acompaña y determina la foliación. Presenta desarrollo de bordes de subgrano así como de pequeños subgranos con bordes aserrados por BLG, en algunos casos (Fig. 16 A y B). Estos cristales elongados de cuarzo definen una fuerte orientación preferencial de forma de grano (GSPO).

Los cristales de feldespato alcalino, en comparación con los de cuarzo, presentan tamaños más gruesos y se observan estructuras de deformación frágil, principalmente fracturas intracristalinas, la mayoría de ellas rellenas por cuarzo y ocasional sericita (Fig. 16 C).

Se observa una matriz compuesta por la porción cuarzo-feldespática de menor tamaño, principalmente determinada por mecanismos de deformación frágil y ocasional recristalización dinámica de pequeños cristales de cuarzo. Asimismo, se puede observar fucsita, en las bandas filosilicáticas, así como minerales opacos de mayor tamaño y automorfos a subautomorfos (Fig. 16.D).

Las microestructuras observadas que estas rocas corresponden principalmente a deformación en condiciones de facies esquistos verdes.

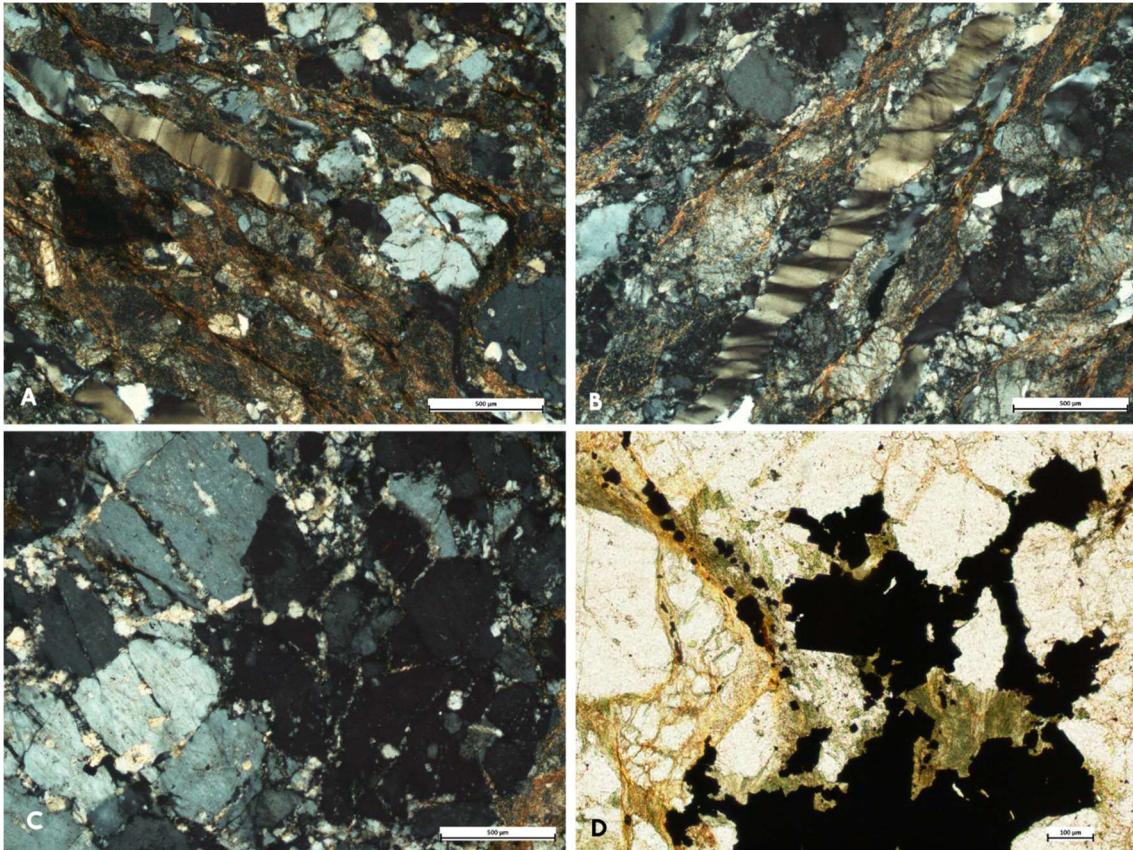


Fig. 16: Microestructuras observadas en los ortogneises miloníticos de la ZCPA. A) Mineralogía y textura representativa de esta litología. Se observa la foliación preferencial, determinada por la presencia de “ribbons” de cuarzo acompañados por la ocurrencia de filosilicatos. B) Ribbon de cuarzo con marcado desarrollo de bordes de subgranos en matriz cuarzo-feldespática. C) Agregado de feldespato alcalino recristalizado presenta fracturas intracristalinas rellenas por cuarzo y sericita. D) Luz natural: Agregado filosilicático de color marrón-verdoso, se observa fucsita de color verde. También se observan minerales opacos de color negro y tamaños gruesos. A), B) y C) XPL, D) PPL. Barra de escala (mm) = 0.5 (A, B y C); 0.1 (D).

3.2.4. Resumen de la Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar

- Las rocas de la Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar presentan una cierta continuidad litológica, principalmente con las rocas del bloque sureste. Se observan similitudes mineralógicas y diferencias texturales que se pueden explicar mediante la deformación de estas rocas por la zona de cizalla. Respecto el bloque noroeste no se observa continuidad, pero si se pueden encontrar relictos de las litologías que dominan en ese bloque, incluidas en sectores de la ZCPPA. De todas formas, no son el rasgo más característico, ya que dominan las litologías milonitizadas de protolito similares a las del bloque sureste.
- Sentido de cizallamiento: los indicadores de macroescala indican sentido sinistral para la zona de cizalla, determinado por la transposición y rotación de las trazas de los fotolineamientos del bloque adyacente (Bloque noroeste). En secciones petrográficas orientadas, no se logró encontrar indicadores que ayuden a determinar la cinemática. De todas formas, los indicadores sinestrales de macroescala son claros.
- Condiciones de deformación: Teniendo en cuenta que las dos litologías más abundantes en la ZCPPA son de composición cuarzo-feldespática, las condiciones de deformación se estimaron a partir de las microestructuras y mecanismos de deformación que presentan estos minerales. Se estiman condiciones de deformación para la ZCPPA, de baja temperatura y/o alta tasa de *strain*, en el dominio de facies esquistos verdes inferior, entre 300° y 400°. La discusión en detalle de las condiciones se presenta en la sección 4.2. Las microestructuras de facies anfibolita observadas en los gneises leucócratas milonitizados (litología descrita en 3.2.3.1) se consideran preservadas de un evento anterior a la ZCPPA.

3.3 Bloque Sureste – Metagranitos Brasileños y pre-Brasileños

Este bloque corresponde a un conjunto de rocas de origen ígneo, que ocupa el sector sureste del área de estudio, limitando al norte con la ZCPPA.

3.3.1. Macroescala

En fotointerpretación, así como en imagen satelital, se puede observar dos rasgos geomorfológicos distintivos principales dentro de este bloque, que permiten separar dos litologías: por un lado, el sector E muestra amplias áreas de afloramiento abundante, en los que se pueden reconocer incluso rumbos de orientaciones preferenciales de la foliación; y, por otro lado, el sector W en el que se observan escasos afloramientos, tipo bochas, de tamaños métricos, en los que no se observan rasgos de foliación ni orientaciones preferenciales. Para el sector E se determinan, en fotointerpretación, planos de foliación aproximados entre N120° y N140°. Además, ambos sectores se encuentran parcialmente afectados por el mismo sistema de fallas que afecta a las supracorticales (Fig. 9).

3.3.2. Mesoescala

3.3.2.1. Augen-gneis

En campo se observa que el sector E se compone de una roca de color rosado, con foliación gnéssica, de composición *a priori* granítica, cuarzo-feldespática, con un importante contenido de biotita y con fenocristales/porfiroclastos de feldespato de tamaño centimétrico (5 cm aprox.) (Fig. 17.A). La foliación gnéssica está determinada por la orientación preferencial de los fenocristales/porfiroclastos y los agregados de biotita que acompañan la foliación (Fig. 17.B). Su rumbo predominante varía entre N115° - N125°.

Se observan ocasionales diques aplíticos y pegmatíticos, con espesor entre 10 y 15 cm y límites claros y rectos, que no mantienen una orientación preferencial, sino que recortan estructuras previas. No se observa deformación interna en los mismos.

3.3.2.2 Ortogneises leucócratas

En el sector W se reconoce un ortogneis que aflora en forma de bochas, con un tamaño menor que en el sector E, de grano fino a ocasionalmente medio, de composición cuarzo-feldespática y con biotita. En algunos casos se reconocen segregaciones pegmatíticas. A escala de afloramiento se observa como una litología granítica más o menos isótropa, pero los datos de láminas delgadas muestran información diferente (Ver sección 3.3.3).



Fig. 17: A) Fenocristales-porfiroclastos en Augen-gneis de tamaño centimétrico; B) Foliación gnéisica determinada por la ocurrencia de los porfiroclastos.

3.3.3 Microescala

3.3.3.1 Augen Gneis

Presenta la paragénesis: cuarzo + feldespato alcalino + plagioclasa + biotita + (esfeno).

Son rocas de grano grueso, con fenocristales/porfiroclastos de feldespato alcalino de tamaño centimétrico (Fig. 18.A).

Los agregados de cuarzo presentan recristalización en tamaño grande, en ocasiones con inclusiones fluidas (Fig. 18.C). El cuarzo presenta recristalización por GBM, de manera que se observan grandes cristales con bordes “lobados”. Esto también ocurre en los límites feldespato – cuarzo (Fig. 18.B).

Los feldespatos alcalinos de la matriz, presentan estructuras tipo “*flame perthite*” (Fig. 18.D), una estructura que ocurre en condiciones de metamorfismo retrógrado en facies esquistos verdes, en niveles someros de la corteza y que se puede utilizar como un indicador de la orientación del principal eje de *stress* que sufrió la roca (Pryer y Robin, 1996).

La ocurrencia de filosilicatos (biotita) no determina una orientación preferencial en función de la forma de los granos (GSPO) ni determina la foliación milonítica en microescala (Fig. 3.3.2.A). El esfeno ocurre en granos de variados tamaños.

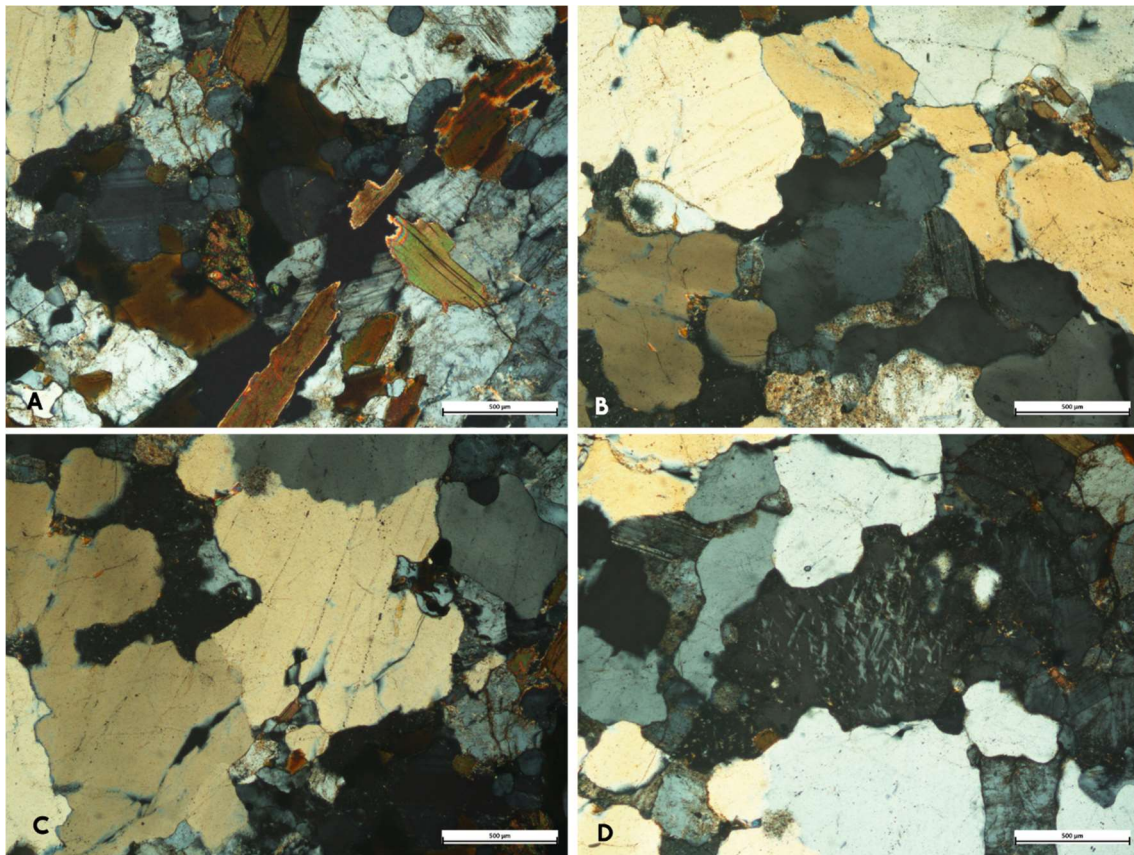


Fig. 18: Microestructuras en augen-gneises. A) Mineralogía y textura general de esta litología, cuarzo, feldespato alcalino y biotita. B) Agregado de feldespato recrystalizado, en contacto con agregado de cuarzo recrystalizado por GBM. C) Cuarzo recrystalizado, con inclusiones fluidas. D) Feldespato alcalino con "flame perthites". Todas las fotografías XPL; Barra de escala (mm) = 0.5.

3.3.3.2 Ortogneises leucócratas

Presenta la paragénesis: cuarzo + feldespato alcalino + plagioclasa + biotita.

Es una roca de tamaño medio a grueso, con textura gnéssica, principalmente cuarzo-feldespática. Se observan estructuras que indican deformación de alta temperatura, como cuarzoes con formas lobadas de tamaños grandes recrystalizados por migración de borde de grano (GBM) (Fig. 19.A) y agregados granoblásticos de feldespato alcalino recrystalizado en tamaños grandes (Fig. 19.B).

En muchas plagioclasas se observan bordes sobrecrecidos, de diferente composición, posiblemente más ricas en albíta (Fig. 19 C y D).

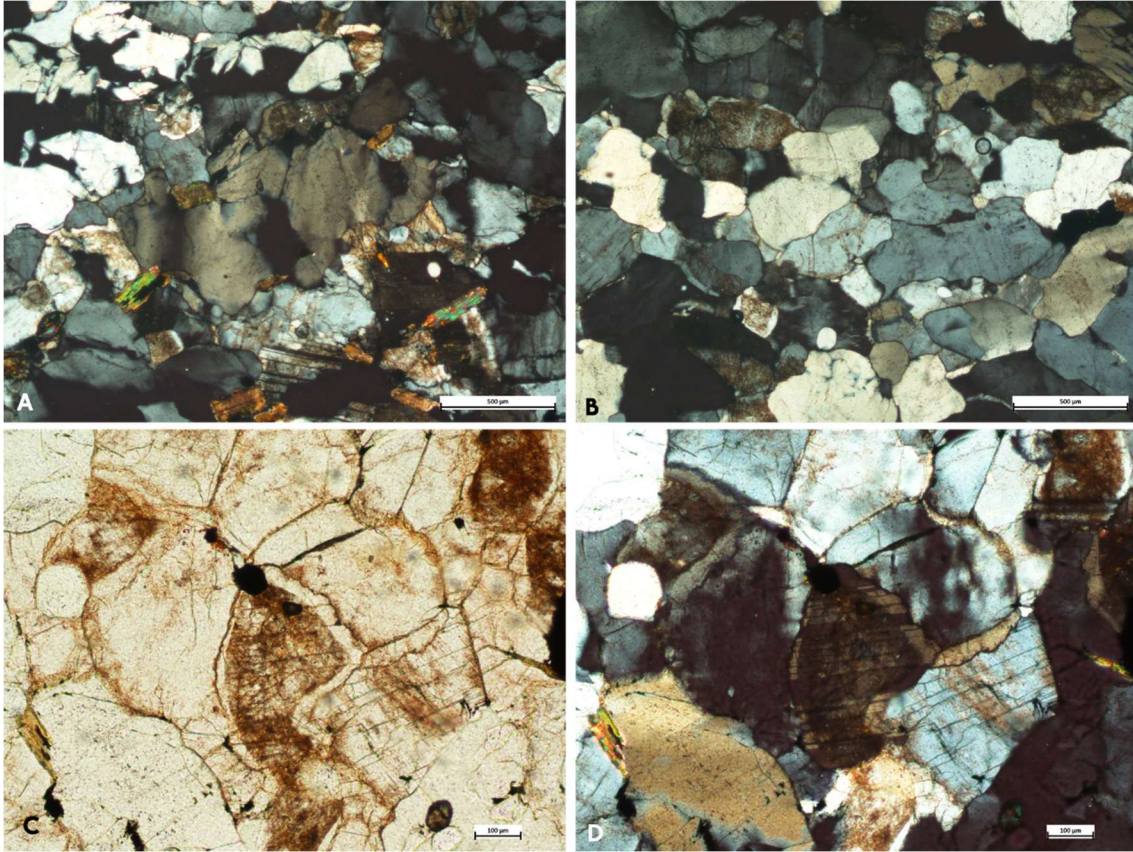


Fig. 19: Microestructuras en los ortogneises leucócratas. A) Cuarzo recristalizado "ribbon" B) agregado granoblástico de feldespato alcalino C) y D) Plagioclasas que muestran un borde sobrecrecido más rico en albita. A), B) y D) XPL, C) PPL; Barra de escala (mm) = 0.5 (A y B); 0.1 (C y D).

4. DISCUSIÓN

4.1 Condiciones de deformación en bloques noroeste y sureste.

Las rocas supracorticales (bloque noroeste) muestran deformación en condiciones de facies esquistos verdes inferior, de baja temperatura, que se determinan por el comportamiento plástico del cuarzo, con recristalización dinámica por BLG, junto con el comportamiento frágil de los feldespatos. Por otro lado, los mecanismos de deformación en el bloque sureste indican condiciones de deformación más elevada, con estructuras de alta temperatura, como recristalización granoblástica en feldespatos alcalinos y GBM en cuarzo.

Según Passchier y Trow (2005), las zonas de cizalla pueden variar su geometría, ancho y tipo de roca dominante en función del aumento de la profundidad (Fig. 20).

A su vez, la estructura que pone en contacto ambos bloques fue determinada como una zona de cizalla con sentido sinistral y componente de cabalgamiento con vergencia NW (Sánchez-Bettucci, 1998; Oyhantçabal et al., 2001).

En el presente trabajo se considera que la diferencia del grado metamórfico adquirido por los bloques en contacto es producto de la exhumación del bloque sureste sobre el bloque noroeste. De esta forma, el bloque sureste habría sido sometido a condiciones de facies anfibolitas, en un nivel más profundo de la corteza, y puesto en contacto posteriormente por la exhumación del mismo, con el bloque noreste (sometido a condiciones de facies esquistos verdes durante el mismo evento). Esto es consistente con los antecedentes (Sánchez-Bettucci 1998; Preciozzi, 1999; Viana, 1995; Oyhantçabal et al., 2001) que proponen que la zona de cizalla, además de tener una componente en dirección de sentido sinistral, presenta movimiento de componente vertical, determinado por el cabalgamiento del bloque sureste sobre el noroeste y con el esquema de zona de cizalla propuesto por Passchier y Trow (2005) (Fig. 20).

Además, en los augen-gneises del bloque sureste se observan estructuras tipo “*flame perthites*”, estructuras que pueden considerarse indicadores de metamorfismo retrógrado en facies esquistos verdes y niveles someros de la corteza (Pryer y Robin, 1996). Se considera que este dato es coincidente con lo propuesto, tanto en condiciones de deformación y grado metamórfico, como en la exhumación del bloque sureste.

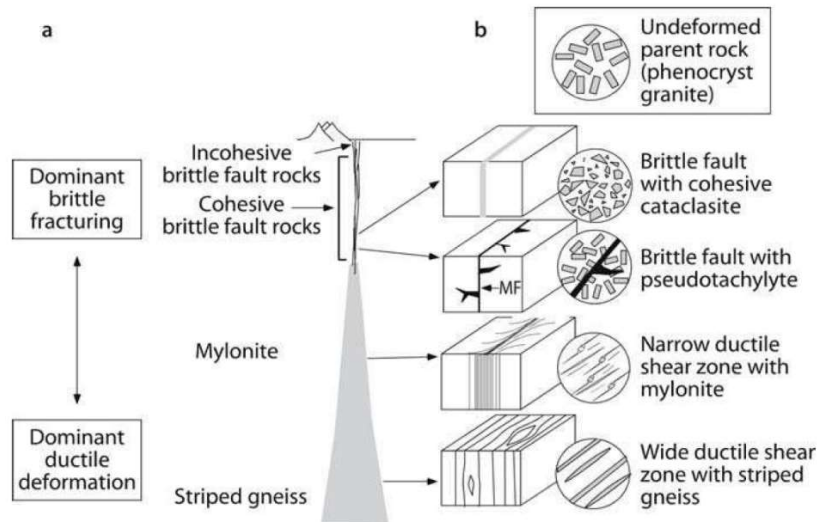


Fig. 20: Representación esquemática de una zona de cizalla en corte y los tipos de roca dominante en cada nivel. Tomado de Passchier & Trow (2005).

4.2 Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar

Los resultados de este trabajo son concordantes con lo propuesto por otros autores (Sánchez-Bettucci, 1998; Oyhantçabal et al., 2001; Oyhantçabal et al., 2009; Guerrero, 2016) quienes proponen que esta estructura corresponde a una zona de cizalla de sentido sinistral con componente inverso, definido por su vergencia hacia el noroeste. Además, el presente trabajo apoya lo propuesto por Spoturno et al., (2019), indicando que la zona de cizalla corresponde al lineamiento homónimo definido por Machado y Fragoso (1987).

La Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar es paralela-subparalela a la Zona de Cizalla Sierra Ballena. Según Oyhantçabal et al., (2009) la influencia de ZCSB produce geometrías tipo S-C en la Zona de Cizalla Cordillera (ZCC), así como en los lineamientos La Oriental y Puntas de Pan de Azúcar en otra escala y dadas sus características se podría establecer una posible relación genética entre ambas estructuras.

El sentido de la zona de cizalla se evidencia en macroescala por la transposición y rotación de la traza de la foliación de las unidades adyacentes a la ZCPPA que indican sentido sinistral, apoyado por sigmoides asimétricos de calcita en mármoles en mesoescala. En secciones petrográficas orientadas, no se logró encontrar indicadores que ayuden a determinar el sentido de cizallamiento. De todas formas, los indicadores sinestrales de meso- y macroescala son claros.

Las condiciones de temperatura para la ZCPPA se definen en el presente trabajo como facies esquistos verdes inferior (300° a 400°). En la zona de estudio, en la zona de cizalla, se encuentran rocas de dos grados metamórficos diferentes. Por un lado, los

gneises leucócratas milonitizados presentan estructuras de media a alta temperatura (facies anfibolita inferior) y por otra parte, los ortogneises miloníticos muestran estructuras de baja temperatura (facies esquistos verdes). Este fenómeno se explica en que un evento de menor temperatura asociado a la ZCPA, se superpone a otro regional de mayor grado metamórfico, que queda preservado en los gneises leucócratas milonitizados (donde incluso pueden coexistir estructuras de ambos grados). Esta explicación coincide con lo propuesto por Oyhançabal (2010) en referencia a la existencia de pequeñas zonas de cizalla de rumbo N020° paralelas a la ZCSB, que frecuentemente retrabajan las rocas de alta temperatura y sobreponen estructuras de baja temperatura.

Además, en un área muy próxima a la del presente trabajo, Guerrero (2016) reconoce un evento de temperatura media a alta (facies anfibolita) vinculado a la Zona de Cizalla La Posada, sobreimpuesto por otro evento posterior, de menor intensidad, y baja temperatura (facies esquistos verdes) e infiere un período de estabilidad estática entre ambos. Los dos primeros eventos -entre ambos trabajos- serían correlacionables entre sí.

4.3 Bloque sureste

Si bien no es objetivo del presente trabajo plantear el origen, contexto ni condiciones de deformación del bloque sureste, si se plantea la posibilidad de que en el área de este trabajo, las supracorticales (bloque noroeste) no estén en contacto exclusivamente con el Complejo Campanero, sino que también estén en contacto con metagranitoides sincinemáticos de edad brasiliana.

Los ortogneises leucócratas identificados en este trabajo, son considerados por Spurno et al. (2012) como parte del Granito Puntas de Matajojo, de edad 627 ± 23 Ma (Oyhançabal et al., 2009) (Fig. 21(1)), que según estos autores ese granito intruye el basamento paleoproterozoico (Complejo Campanero). Los datos geoquímicos indican, una composición calcoalcalina de alto potasio y registran evidencias de deformación de alta temperatura, sobre todo migración de borde de grano en cuarzo (Oyhançabal et al., 2009) coincidentes con los resultados del presente trabajo. El punto de muestreo donde se realizó la datación del Granito Puntas de Matajojo es muy próximo al área de estudio, permitiendo realizar una correlación directa entre ambas unidades. Estos datos concuerdan también con otra edad (611 ± 3 Ma) determinada por Gillberg (2020) obtenida en un punto cercano al área de estudio (Fig. 21(2)).

Por otra parte, según Spurno et al., (2017) los augen-gneises identificados en el presente trabajo quedan comprendidos dentro del Granito deformado Puntas de Arroyo

San Francisco, también de edad neoproterozoica. La datación realizada por Sánchez-Bettucci et al., (2004) en una zona al este del área de estudio y relativamente próxima (Fig. 21(3)), indica edades paleoproterozoica para rocas correlacionables con los augen-gneises, cartografiados al sur de la ZCPPA en este trabajo.

Recientemente, De Armas y Oyhantçabal (2022) redefinieron el Complejo Campanero como una unidad neoproterozoica, compuesta por la intercalación tectónica, deformación y metamorfismo de diferentes litologías, donde predominan ortogneises de protolito paleoproterozoico (ca. 1.7 Ga), mientras que litologías supracorticales paleo- y mesoproterozoicas aparecen intercaladas en forma de lente. Esta definición contempla variedad de edades de protolitos, pero el rasgo unificador es la deformación y metamorfismo neoproterozoicos. Por ello se considera que los augen-gneis (y quizás los ortogneises leucócratas?) podrían considerarse parte de este Complejo.

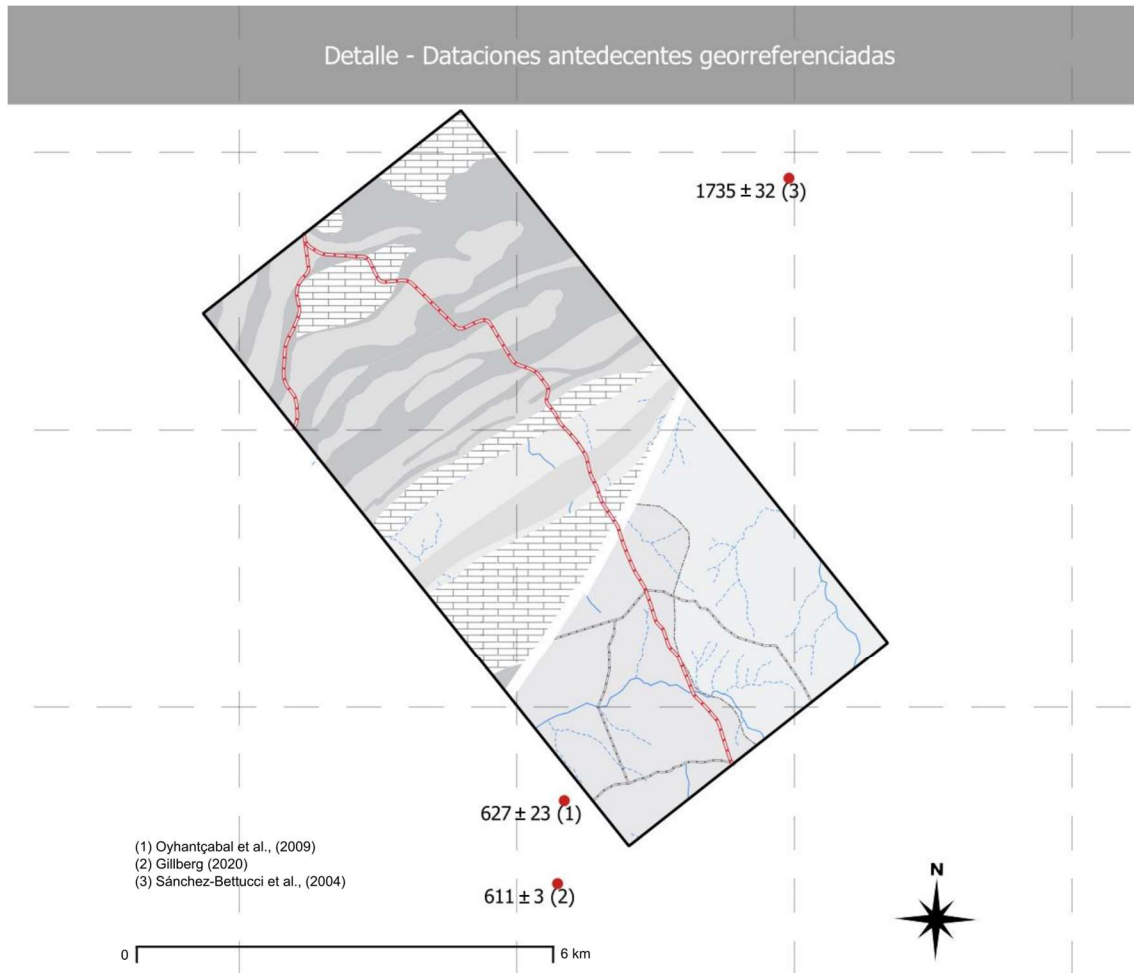


Fig. 21: Mapa detalle de las dataciones encontradas en antecedentes del Granito Puntas de Matajo (1 y 2) y del Complejo Campanero (3).

4.4 Evolución tectónica propuesta

El presente trabajo propone, por un lado, una evolución tectónica simplificada de los eventos que habrían dado lugar a la estructura actual del área y, por otro, una posible relación de estas etapas con los macro-eventos definidos por otros autores (este último ejercicio corresponde a estimaciones mediante revisión bibliográfica únicamente).

El primer evento se asocia con la actividad dextral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY), entre 625-595 Ma, producto de la colisión entre el CRP y el TNP (Oriolo et al., 2016). Se considera un evento en condiciones de alta temperatura (facies anfibolita) que quedó registrado en el bloque sureste del área de trabajo, en ese momento se encontraba en un nivel cortical más profundo, a diferencia de las supracorticales, que registran un grado metamórfico menor, en facies esquistos verdes.

Según el esquema simplificado de evolución tectónica (Fig. 23) propuesto para este trabajo en F1 se genera plegamiento cilíndrico de plano axial vertical-subvertical y charnelas horizontales, de capas horizontales-subhorizontales, respondiendo a esfuerzos que coinciden con un contexto regional sometido a cizallamiento dextral y compresión. De esta forma se generarían pliegues cuyos planos axiales tendrían rumbo ENE, aproximadamente.

Por otra parte, el segundo macro-evento se representa en las fases F2 y F3, en respuesta a la reactivación de sentido sinistral de la ZCSY provocada por la colisión del Cratón del Kalahari con el Cratón de Congo ya amalgamado con TNP y CRP (Fig. 22) al menos hace 595 Ma (Oriolo et al., 2016). Según estos autores, esta reactivación alcanzó condiciones de baja temperatura (facies esquistos verdes) similares a las observadas en el presente trabajo para la ZCPPA. Sumado a eso, esta estructura registra un sentido de cizalla sinistral y según Oyhantçabal et al., (2011), la colisión del Cratón del Kalahari además de cambiar el sentido de la ZCSY, provocó la actividad sinistral de las ramas N-S relacionadas con la ZCSB, cercano a los 586-560 Ma.

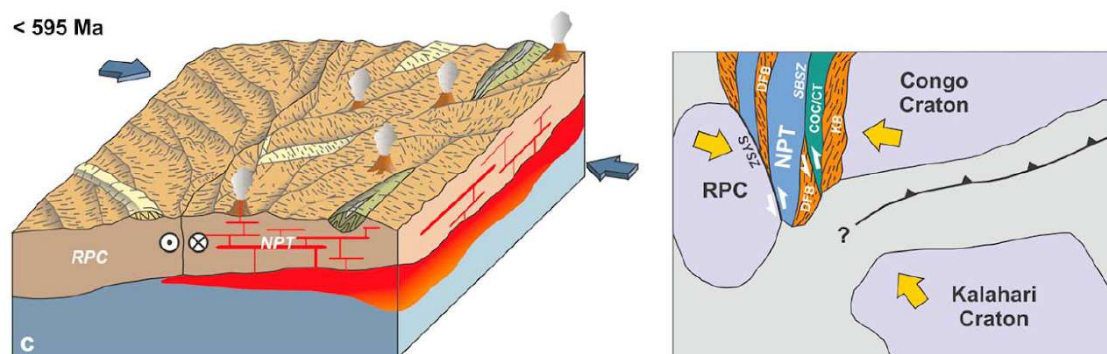


Fig. 22: Diagrama extraído de Oriolo et al., (2016). Se observa ZCSY con sentido sinistral y una simplificación de la reactivación de las ramas N-S de ZCSB.

En el esquema de evolución propuesto, F2 representa esfuerzos normales (o próximos a) que provocan la curvatura en las líneas de charnela de los pliegues generados por F1, de manera que se determinan cabeceos en sentidos contrarios de los ejes de estos pliegues. Esta estructura de interferencia, se puede entender como “Domos y cubetas” inferida a partir de los afloramientos de formas ovoides de algunas litologías y las medidas de rumbo y buzamiento obtenidas. Se entiende F2 como la componente E-W de los esfuerzos que dan lugar a la F3, por eso se describen como consecutivos. A medida que la deformación se intensifica, se observa un cambio en la orientación del régimen compresivo, pasando a convertirse puramente en cizalla simple en F3.

Un último evento, de muy baja temperatura y muy posterior, aprovecha zonas de debilidad y heterogeneidades para desarrollar el sistema de fallas NNW-SSE en toda el área de trabajo.

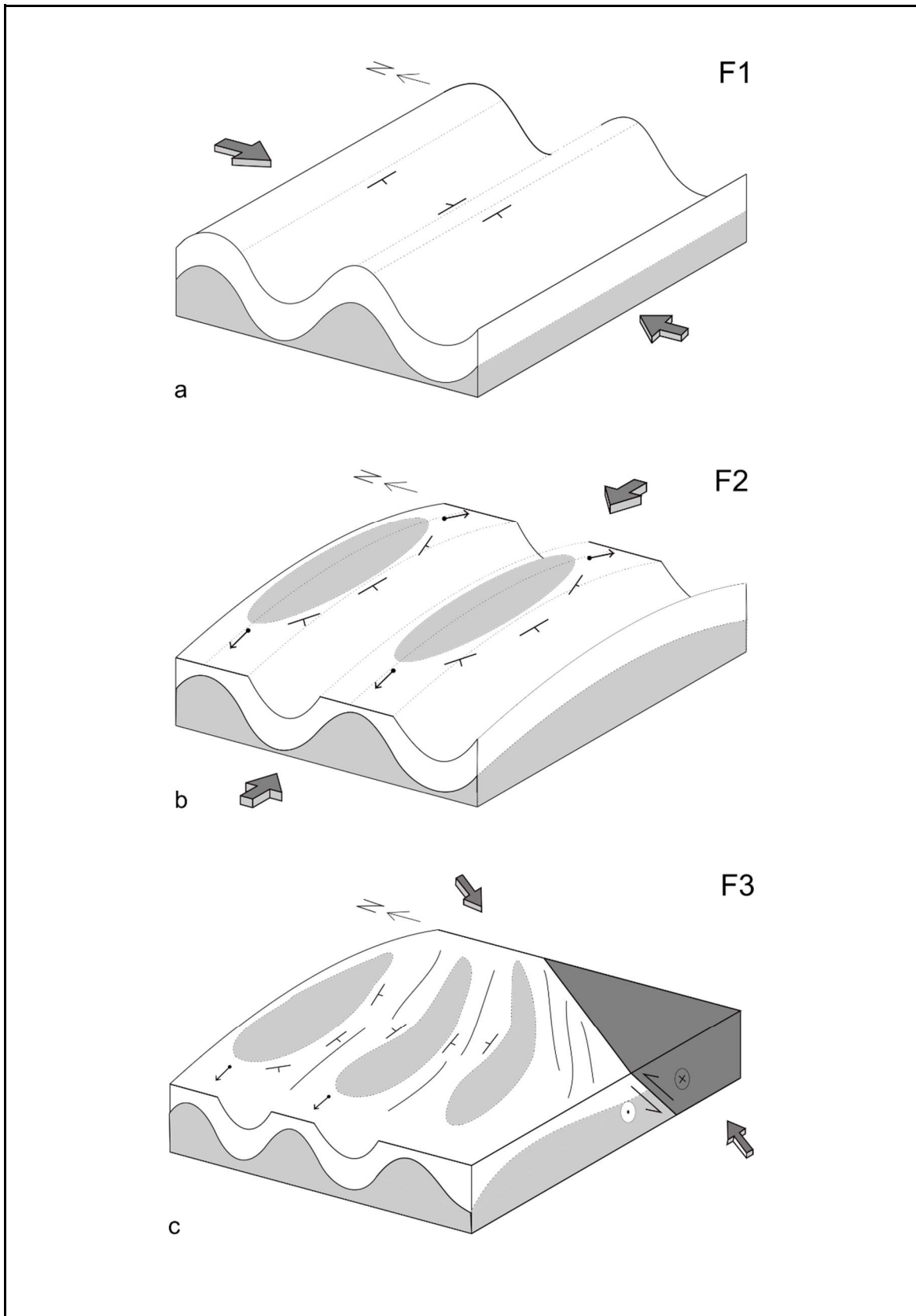


Fig. 23: Esquema de diagramas simplificados para la evolución tectónica del área de estudio. A) F1 genera pliegues cilíndricos con planos axiales de rumbo E-W, B) F2 implica la curvatura de las líneas de charnela originariamente rectas y horizontales y la formación de estructuras tipo "domos y cubetas" en las que aflora en formas ovoideas las litologías subyacentes. Se supone que F2 es la componente E-W de la F3 e implica indirectamente su consecuencia temporal, C) F3 deforma los afloramientos en sentido de su desplazamiento de manera que próximos a la estructura los rasgos estructurales generados por F1 y F2 se paralelizan acompañando la zona de cizalla.

5. CONCLUSIONES

La Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar (ZCPPA) pone en contacto las rocas del bloque noroeste, de facies esquistos verdes, con las rocas del bloque sureste, de facies anfibolita. La diferencia de grado metamórfico, más allá de las diferencias litológicas, se atribuye a que dos bloques de corteza de dos niveles de profundidad diferente, fueron yuxtapuestos por la actividad de esa zona de cizalla.

La ZCPPA es una zona de cizalla de carácter sinestral con componente de cabalgamiento inverso con vergencia NW, lo cual explica que el bloque sureste haya sido exhumado sobre el bloque noroeste, poniendo ambos bloques al mismo nivel.

Las litologías más abundantes en la ZCPPA son gneises leucócratas milonitizados, que preservan microestructuras de facies anfibolita inferior y ortogneises miloníticos con microestructuras dominantes de facies esquistos verdes. Las condiciones de deformación estimadas a partir de las microestructuras y mecanismos de deformación en cuarzo y feldespato se estiman de baja temperatura y/o alta tasa de *strain*, en el dominio de facies esquistos verdes inferior, entre 300° y 400°. Las microestructuras de facies anfibolita observadas en los gneises leucócratas milonitizados se interpreta son preservadas del protolito, relacionadas a metamorfismo regional y no a la actividad de la ZCPPA.

Evolución tectónica simplificada: la F1 local podría correlacionarse con el primer evento regional registrado en la ZCSY (dextral). En las supracorticales del bloque noroeste del área de trabajo genera plegamiento cilíndrico de plano axial vertical-subvertical y charnelas horizontales. Las F2 y F3 observadas en el área pueden correlacionarse a escala regional con la actividad sinestral de la ZCSY. F2 representa esfuerzos que provocan estructuras de interferencia, tipo “domos y cubetas”. En F3, un cambio en la orientación del régimen de esfuerzos, pasando a cizalla simple dominante estaría asociado a la actividad sinestral de la ZCPPA. Un último evento, de muy baja temperatura y muy posterior, aprovecha zonas de debilidad y heterogeneidades para desarrollar el sistema de fallas NNW-SSE en toda el área de trabajo.

Las supracorticales del bloque noroeste corresponden a una secuencia meta-volcanosedimentaria compuesta principalmente por filitas calcáreas, mármoles, básicas volcánicas e hipoabisales y metaignimbritas, afectados por metamorfismo en facies esquistos verdes. En este trabajo se describen en detalle las características mineralógicas y texturales de las metaignimbritas, aportando información que confirma y documenta la naturaleza de estas rocas y del Complejo Zanja del Tigre.

Dadas las fases superpuestas de deformación, en régimen de cizalla simple y pura con transposición tectónica, el plegamiento con la consecuente duplicación de estratos, presencia de pliegues intrafoliales y budinado, sumado a la dificultad de observar continuidad en los afloramientos, determina serias restricciones al establecimiento de secuencias estratigráficas de validez local (y más aún regional).

6. BIBLIOGRAFÍA

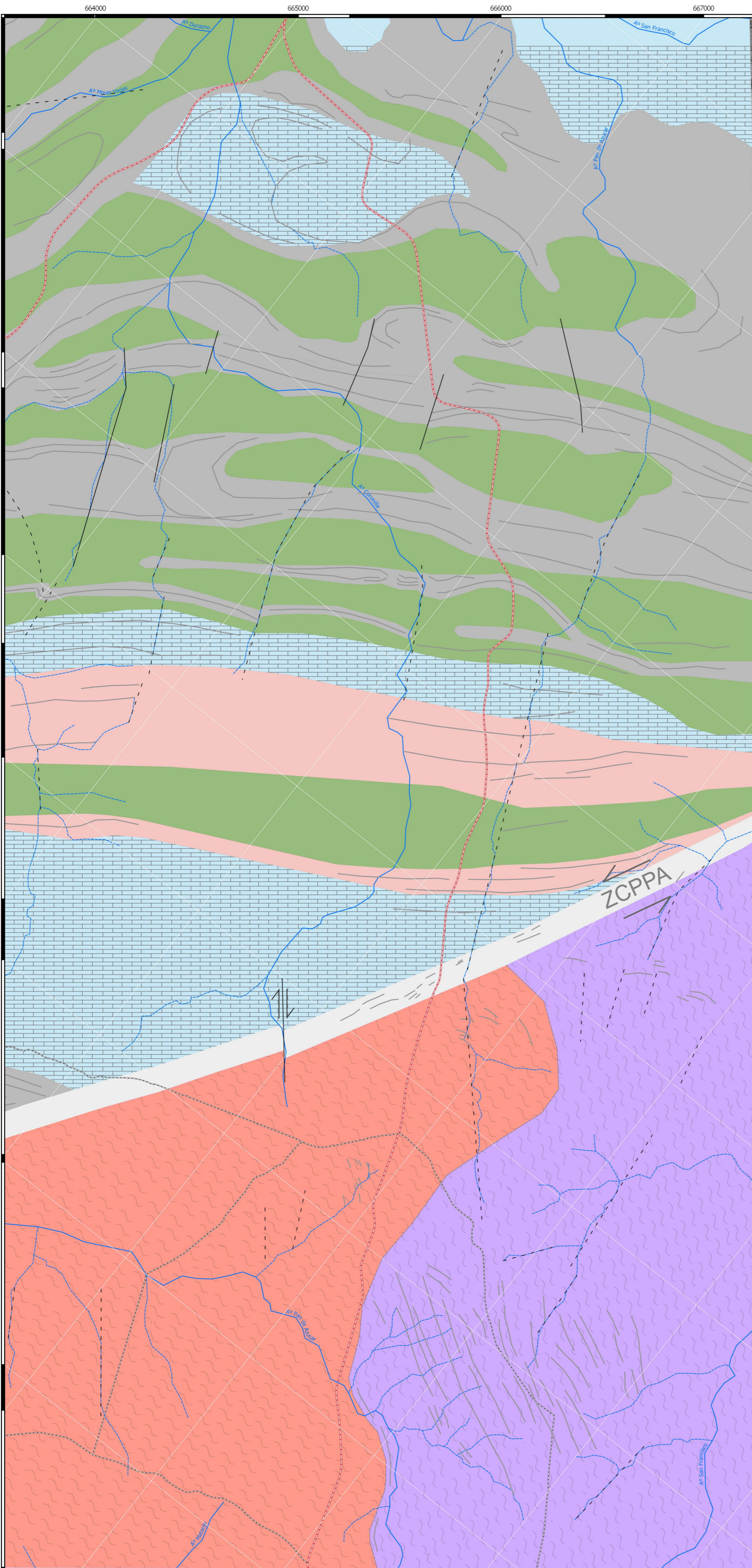
- Almeida, F. F. M., Amaral, G., Cordani, U. G., & Kawashita, K. (1973). The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. In *The South Atlantic* (pp. 411-446). Springer, Boston, MA.
- Basei, M., Siga, O., Masquelín, H., Harara, O., Reis, N., & Preciozzi, F. (2000). The Dom Feliciano belt (Brazil-Uruguay) and its foreland (Rio de la Plata Craton): framework, tectonic evolution and correlations with similar terranes of southwestern Africa.
- Basei, M. A. S., Frimmel, H. E., Nutman, A. P., & Preciozzi, F. (2008). West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), 239-256.
- Bossi, J. (1966). *Geología del Uruguay*. II. Dpto. de Publicaciones de la UdelaR, Montevideo, 411 pág.
- Bossi, J., Campal, N. (1992). Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior del Uruguay. In: Gutiérrez, J., Saavedra, J., Rábano, I. (Eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura, Alicante, pp. 343–356.
- Chiglino, L., Gaucher, C., Sial, A. N., Bossi, J., Ferreira, V. P., & Pimentel, M. M. (2010). Chemostratigraphy of mesoproterozoic and neoproterozoic carbonates of the Nico Pérez terrane, Río de la Plata craton, Uruguay. *Precambrian Research*, 182(4), 313-336.
- Courtillot, V. E., & Renne, P. R. (2003). On the ages of flood basalt events. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(1), 113-140
- De Armas, I. & Oyhantçabal, P. (2022). Petrografía y aspectos estructurales de los litotipos que conforman el Complejo Campanero, Maldonado - Uruguay. *Actas X Congreso Uruguayo de Geología*.
- Fleuty, M. J. (1964). The description of folds. *Proceedings of the Geologists' Association*, 75(4), 461-492.
- Fragoso-Cesar, & Santos, A. R. (1980). O craton do Rio de la Plata e o cinturao Dom Feliciano no escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In *Congreso Brasileiro de Geologia* (Vol. 31, No. 1980, pp.2879-2882). Anais, Camboriu.
- Gaucher, C., Boggiani, P., Sprechmann, P., Sial, A., & Fairchild, T. (2003). Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Research*, 120(3-4), 241-278.

- Gaucher, C., Sial, A. N., Blanco, G., & Sprechmann, P. (2004). Chemostratigraphy of the lower Arroyo del Soldado Group (Vendian, Uruguay) and palaeoclimatic implications. *Gondwana Research*, 7(3), 715-730.
- Gaucher, C., Frei, R., Chemale, F., Frei, D., Bossi, J., Martínez, G., Chiglino, L. & Cernuschi, F. (2011). Mesoproterozoic evolution of the Río de la Plata Craton in Uruguay: at the heart of Rodinia?. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2), 273-288.
- Gaucher, C., Bossi, J., Martínez, G., Chiglino, L., Frei, R., & Sial, A. N. (2014). Grupo Parque UTE. *Geología del Uruguay, Predevónico*. Universidad de la República, Montevideo, 215-232.
- Gillberg, I. N. (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 (Master's thesis, UiT Norges arktiske universitet).
- Guerrero Cherma, S. (2016). Geología, petrografía y aspectos macro-, meso-, y microestructurales del área del Salto del Penitente . Tesis de grado, Universidad de la República (Uruguay). Facultad de Ciencias.
- Machado, R., & Fragoso Cesar, A. R. S. (1987). Deformações brasileiras do cinturão Dom Feliciano no Uruguai. *SBG, III Simp. Sul-Brasileiro Geol. Curitiba*, 2, 811-819.
- Mallmann, G., Chemale Jr, F., Ávila, J. N., Kawashita, K., & Armstrong, R. A. (2007). Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Perez terrane, Rio de la Plata craton, Uruguay. *Gondwana Research*, 12(4), 489-508.
- Masquelín, H. (2006). El escudo uruguayo. *Cuencas Sedimentarias de Uruguay, geología, paleontología y recursos minerales: Paleozoico*. Montevideo, Uruguay: DIRAC, Facultad de Ciencias, 3, 37-106.
- Morales-Demarco, M., Oyhantçabal, P., Stein, K. J., & Siegesmund, S. (2011). Black dimensional stones: geology, technical properties and deposit characterization of the dolerites from Uruguay. *Environmental Earth Sciences*, 63(7), 1879-1909.
- Lara, P., Oyhantçabal, P., & Dadd, K. (2017). Post-collisional, Late Neoproterozoic, high-Ba-Sr granitic magmatism from the Dom Feliciano Belt and its cratonic foreland, Uruguay: petrography, geochemistry, geochronology, and tectonic implications. *Lithos*, 277, 178-198.
- Lara, P., Oyhantçabal, P., & Belousova, E. (2020). Two distinct crustal sources for Late Neoproterozoic granitic magmatism across the Sierra Ballena Shear Zone, Dom Feliciano Belt, Uruguay: Whole-rock geochemistry, zircon geochronology and Sr-Nd-Hf isotope evidence. *Precambrian Research*, 341, 105625.

- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Heidelbach, F., Wemmer, K., & Siegesmund, S. (2015). Structural evolution of the Sarandí del Yí Shear Zone, Uruguay: kinematics, deformation conditions and tectonic significance. *International Journal of Earth Sciences*, 104(7), 1759-1777.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Basei, M. A., Wemmer, K., & Siegesmund, S. (2016a). The Nico Pérez Terrane (Uruguay): From Archean crustal growth and connections with the Congo Craton to late Neoproterozoic accretion to the Río de la Plata Craton. *Precambrian Research*, 280, 147-160.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Basei, M. A., Benowitz, J., Pfänder, J., Hannich, F. & Siegesmund, S. (2016b). 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(3), 754-771.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Konopásek, J., Basei, M. A., Frei, R., Sláma, J., & 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.
- Oyhantçabal, P., Spoturno, J., Goso, E., Heimann, A., & Bergalli, L. (2001). Asociaciones litológicas en las supracrustales del Grupo Lavalleja y sus intrusiones asociadas, en la hoja "Fuente del Puma" (Sur de Minas, Uruguay). In XI Congreso Latinoamericano de Geología, III Congreso Uruguayo Geología, Actas.
- Oyhantçabal, P. (2005). The Sierra Ballena Shear zone: kinematics, timing and its significance for the geotectonic evolution of southeast Uruguay. Unpublished PHD thesis.
- Oyhantçabal, P., Sánchez Bettucci, L., Peçoits, E., Aubet, N., Peel, E., Preciozzi, F., & Basei, M. A. (2005). Nueva propuesta estratigráfica para las supracorticales del Cinturón Dom Feliciano (Proterozoico, Uruguay). In XII Congreso Latinoamericano de Geología, Quito (CD-ROM).
- Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Siegesmund, S., & Spoturno, J. (2006). K-Ar geochronology of the Mosquitos Shear Zone (Piedra Alta Terrane-Río de la Plata craton-Uruguay). In *South American Symposium on Isotope Geology* (Vol. 5, No. 2006, p. 149).
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R., & Layer, P. (2007). Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Brasiliano-Pan-African, Uruguay). *Lithos*, 98(1-4), 141-159.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S., & Layer, P. (2009). Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society*, 166(6), 1075-1084.

- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., & Layer, P. (2010). The sierra ballena shear zone in the southernmost dom feliciano belt (Uruguay): evolution, kinematics, and deformation conditions. *International Journal of Earth Sciences*, 99(6), 1227-1246.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., & Wemmer, K. (2011a). The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2-3), 201-220.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., & Passchier, C. W. (2011b). The transpressional connection between Dom Feliciano and Kaoko belts at 580–550 Ma. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2-3), 379-390.
- Oyhantçabal, P., Wagner-Eimer, M., Wemmer, K., Schulz, B., Frei, R., & Siegesmund, S. (2012). Paleoand Neoproterozoic magmatic and tectonometamorphic evolution of the Isla Cristalina de Rivera (Nico Pérez Terrane, Uruguay). *International Journal of Earth Sciences*, 101(7), 1745- 1762.
- Passchier, C. W., & Trouw, R. A. J. (2005). *Microtectonics*.
- Peate, D. W. (1997). The parana-etendeka province. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 100, 217-246.
- Pecoits, E., Aubet, N., Oyhantçabal, P., & Sánchez Bettucci, L. (2004). Estratigrafía de sucesiones sedimentarias y volcanosedimentarias neoproterozoicas del Uruguay. *Revista Sociedad Uruguaya de Geología*, 11, 18-27.
- Preciozzi, F., Spoturno, J. y Heinzen, W. (1979). Carta geo-estructural del Uruguay, escala 1:1.000.000. Instituto Geológico Ing. Terra Arocena, Montevideo, 62 pág
- Preciozzi, F., Basei, M. A. S., & Masquelín, H. (1999). Tectonic domains of the Uruguayan Precambrian shield. In In: *Proceedings of II South American Symposium of Isotope Geology* (Vol. 1, pp. 344-345).
- Preciozzi, F., Sánchez Bettucci, L., Oyhantcabal, P., Pecoits, E., Aubet, N., Peel, E., & Basei, M. (2005). New stratigraphic proposal for supra crustal the Dom Feliciano Belt (Proterozoic, Uruguay).
- Pryer, L. L., & Robin, P. Y. (1996). Differential stress control on the growth and orientation of flame perthite: a palaeostress-direction indicator. *Journal of Structural Geology*, 18(9), 1151-1166.
- Rapela, C. W., Fanning, C. M., Casquet, C., Pankhurst, R. J., Spalletti, L., Poiré, D., & Baldo, E. G. (2011). The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: Their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana research*, 20(4), 673-690.
- Rossini, C.A., Legrand, J.M., (2003). Eventos tecto-metamorficos del Grupo Carape: un modelo para su evolucion neoproterozoica. *Publ. Especial de la Revista de la Sociedad Uruguaya de Geol.* 1, 49–67.

- Sánchez Bettucci, L. (1998). Evolución tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la región Minas - Piriápolis, Uruguay. Tesis Doctoral, FCEN, Universidad de Buenos Aires, 344pág.
- Sánchez-Bettucci, L. & Oyhantçabal, P. (2003). Petrografía y geoquímica del magmatismo granítico del área Minas-Pan de Azúcar (Uruguay).
- Sánchez-Bettucci, L., Oyhantçabal, P., Page, S., & Ramos, V. A. (2003). Petrography and geochemistry of the Carape granitic complex (southeastern Uruguay). *Gondwana Research*, 6(1), 89-105.
- Sánchez-Bettucci, L., Oyhantçabal, P., Loureiro, J., Ramos, V. A., Preciozzi, F., & Basei, M. A. S. (2004). Mineralizations of the Lavalleya Group (Uruguay), a probable Neoproterozoic volcanosedimentary sequence. *Gondwana Research*, 7(3), 745-751.
- Sánchez Bettucci, L., Preciozzi, F., Oyhantcabal, P., & Loureiro, J. (2005). Campanero unit: a possible Paleoproterozoic basement; Unidad campanero: un probable basamento paleoproterozoico.
- Sánchez Bettucci, L., Peel, E., & Oyhantçabal, P. (2010). Precambrian geotectonic units of the Río de La Plata craton. *International Geology Review*, 52(1), 32-50.
- Spoturno, J., Oyhantçabal, P., & Loureiro, J. (2012). Mapa geológico del Departamento de Maldonado escala 1: 100.000. Facultad de Ciencias—DINAMIGE.
- Spoturno J., Oyhantçabal, P., Faraone, M. (2017) Mapa geológico del Departamento de Lavalleya, a escala 1: 100000. Facultad de Ciencias—DINAMIGE.
- Spoturno, J., Oyhantçabal, P., & Faraone, M. (2019). El Complejo Zanja del Tigre: Una faja mesoproterozoica aflorante en los Departamentos de Lavalleya y Maldonado. *Actas IX Congreso Uruguayo de Geología* (p59).
- Viana, N. & Ramos, G. (1995). Memoria geológica y carta geológica a escala 1:20.000 del sector NE del Fotoplano Fuente del Puma. Universidad de la República, Depto de Geología. Inédito. pag. 61



Mapa geológico de las inmediaciones de la Ruta Nacional N° 12, en el límite de los Departamentos de Maldonado y Lavalleja.

Referencias

Litologías

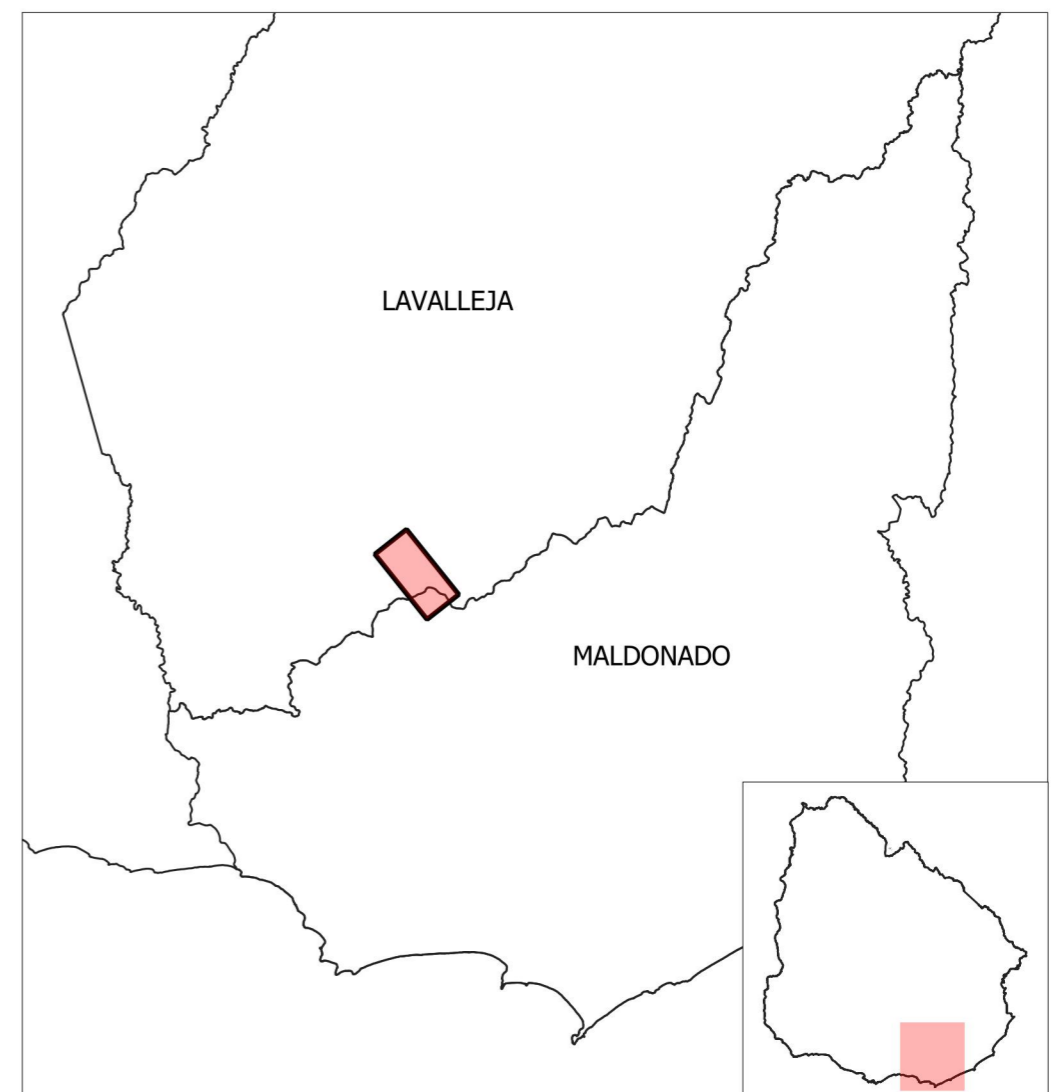
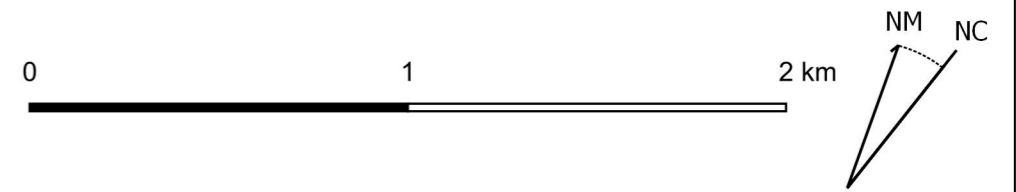
Neo proterozoico		Gneises leucócratas milonitizados y ortogneises miloníticos	ZCPPA
		Ortogneises leucócratas	Granitos Brasilianos
		Augen-gneises	(Edad de protolito 1735±32 Ma ?)
Mesoproterozoico		Mármoles	Complejo Zanja del Tigre
		Filitas carbonáticas	
		Metalavas básicas	
		Metaignimbritas	

	Ruta Nacional		Cursos de agua
	Camino Secundario		Permanentes
			Intermitentes

Elementos estructurales

	Falla
	Falla inferida
	Fotolineamiento
	Contacto inferido

ZCPPA = Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar



Caracterización geológico-estructural del contacto entre rocas supracorticales y metagranitoides: Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar, sureste de Minas, Cinturón Dom Feliciano (Lavalleja-Maldonado)

María Paula Melissari Lozoya
Trabajo final de grado

