



UNIVERSIDAD  
DE LA REPÚBLICA  
URUGUAY



FACULTAD DE  
**CIENCIAS**  
UDELAR [fcien.edu.uy](http://fcien.edu.uy)

UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA  
FACULTAD DE CIENCIAS  
INSTITUTO DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

TESIS DE GRADO DE LA LICENCIATURA  
EN GEOLOGÍA

Geología, petrografía y aspectos estructurales del  
extremo sur-occidental de la Zona de Cizalla  
Sarandí del Yí (área SW de Solís de Mataojo)

Autor: Mauricio Faraone Pimienta

Tutor: Prof. Dr. Pedro Oyhantçabal

Montevideo, Uruguay

Julio de 2018

*Este trabajo está dedicado  
a la memoria de mi padre,  
don César Faraone.  
Por creer en mí y apoyar  
mi decisión de estudiar geología.  
Por siempre viejo, muchas gracias.*

*“Toda la verdad proviene de la observación de la naturaleza”*

Proverbio nómada

*“Despacito por las piedras”*

Proverbio uruguayo

## **AGRADECIMIENTOS**

A mi tutor, Dr. Pedro Oyhantçabal, por su forma de orientarme y transmitir sus conocimientos, por motivarme y estimular mi crítica científica.

A los profesores miembros del tribunal en general por sus aportes. A la Dra. Rossana Muzio, por ser una de las personas que hace muchos años me motivó a estudiar geología. A la Dra. Leda Sánchez Bettucci, por ser la docente que me instruyó en la investigación y por contribuir a mi desarrollo profesional. Al Ing. Agr. Jorge Spoturno, por enseñarme el arte de la fotointerpretación y por las salidas de campo compartidas.

A los señores Luis Alberto Olivero Rojas y Washington Maldonado por permitir mi acceso a sus respectivas canteras. Al señor Goicochea, a los señores del establecimiento “El futuro”, del tambo de ruta 8 y del establecimiento “Los abuelos”, por permitirme ingresar a sus campos sin inconvenientes.

A Lila, Javier y Santi, por acompañarme en algunas de las salidas de campo.

A Daniel Picchi de FCIEN, por la confección de parte de las láminas delgadas. A los responsables de la sede Treinta y Tres del CURE, por permitirme utilizar sus instalaciones y equipamiento para la elaboración de la mayor parte de las láminas. Al Dr. Claudio Gaucher, la Dra. Leticia Chiglino y los estudiantes del Tecnólogo Minero Richard y Johana, por su ayuda y buena disposición. A Leonardo Piffaretti de DINAMIGE, por su colaboración en la terminación de las láminas.

A los compañeros de DINAMIGE, Judith, Alejandra y Santiago por sus sugerencias. A Roberto y todos aquellos que se preocuparon por este trabajo. Y también a mis ex- compañeros de DINAMA, Federico y Damián.

A todos los docentes de la carrera que contribuyeron a mi formación en geología.

A mis compañeros de generación, con los cuales supimos hacer “camino al andar” con el entonces nuevo plan de estudios. Y a todos los estudiantes y futuros colegas con los que me tocó compartir clases y salidas de campo.

Por último, un agradecimiento muy especial a mi familia en general y a mi madre en particular, la Msc. María Pimienta. Gracias a ella supe transitar una carrera universitaria y el significado de redactar una tesis. Por todo mamá, muchas gracias.

Y a Lila, mi compañera de vida. Por estar a mi lado siempre, en especial en los momentos de alto *stress*. Por ser parte muy importante de todos mis logros recientes. Por tanto tiempo compartido, muchas gracias.

## ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. OBJETIVOS DEL TRABAJO .....	1
1.2. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO .....	2
1.3. METODOLOGÍA.....	4
2. MARCO GEOLÓGICO .....	10
2.1. GEOLOGÍA DE URUGUAY Y LA REGIÓN .....	10
2.2. GEOLOGÍA LOCAL Y ANTECEDENTES .....	24
3. RESULTADOS .....	35
3.1. <i>DOMINIO OCCIDENTAL</i> .....	37
3.2. <i>DOMINIO ORIENTAL</i> .....	54
3.3. <i>MILONITAS DE ZONA DE TRANSICIÓN ENTRE DOMINIOS OCCIDENTAL Y ORIENTAL</i> .....	62
3.4. <i>GRANITO</i> .....	67
3.5. <i>COBERTURA SEDIMENTARIA</i> .....	72
4. DISCUSIÓN.....	74
4.1. En relación a los dominios estructurales y unidades geológicas presentes en el área de estudio .....	74
4.1.1. <i>DOMINIO OCCIDENTAL</i> .....	74
4.1.2. <i>DOMINIO ORIENTAL</i> .....	76
4.1.3. <i>ZONA DE TRANSICIÓN ENTRE DOMINIOS OCCIDENTAL Y ORIENTAL</i> .....	80
4.1.4. <i>GRANITO</i> .....	81
4.2. En relación a la evolución geológica propuesta para el área de estudio.....	84
5. CONCLUSIONES .....	88
6. BIBLIOGRAFÍA.....	92
7. ANEXO.....	98

## RESUMEN

El presente trabajo consistió en la caracterización geológica y microestructural, así como en el estudio de las relaciones estructurales entre fajas miloníticas en un área de especial interés, con el fin de aportar información que permita un mejor entendimiento de la evolución geológica de la zona suroccidental de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY) y del borde oriental del Terreno Piedra Alta (TPA).

El área de estudio se encuentra al suroeste de la localidad de Solís de Mataojo, y contiene dos dominios distinguibles en función de su tendencia estructural general. El Dominio Occidental, correspondiente a la Zona de Cizalla Cuchilla Cabo de Hornos (ZCCCH) del TPA, constituido por una serie de fajas de milonitas graníticas y metasedimentarias con un rumbo general N320-330°; y el Dominio Oriental, que corresponde a milonitas de la ZCSY, con tendencia general al N020-040°. Además en el área se encuentra un cuerpo granítico, el cual es caracterizado por separado en el presente trabajo.

El estudio geológico y el análisis petrográfico permiten evidenciar un primer evento de carácter metamórfico regional, en facies anfibolita, que afectó a los protolitos de la ZCCCH. Estas condiciones de metamorfismo están registradas por la asociación sillimanita-granate observada en las milonitas de protolito metasedimentario. Los indicadores cinemáticos y microestructuras identificados establecen, para el evento de deformación

de esta zona de cizalla, un carácter sinistral bajo condiciones de temperatura media (450-500 °C), en facies esquistos verdes.

El cuerpo granítico, de acuerdo a su caracterización es el definido por Jones (1956) como Granito de Quebracho, y correspondería a un granito pre-cinemático a la ZCCCH. El dato geocronológico aportado en el presente trabajo (K/Ar en muscovitas) arroja una edad de  $1715 \pm 18$  Ma (edad de enfriamiento). Esto indicaría una edad relativa Paleoproterozoica para la ZCCCH.

Los aspectos estructurales y el análisis microtectónico permiten estimar al menos dos eventos de deformación principales para la ZCSY. Un primer evento dextral de alta temperatura (500-600 °C), que afectó a las fajas miloníticas de la ZCCCH arqueando su foliación, además de generar una leve deformación en el granito. Y un segundo evento, en condiciones de menor temperatura (300-400 °C), de componente cinemática sinistral, que no presenta registros en rocas del borde oriental del TPA en esta área.

## 1. INTRODUCCIÓN

La presente tesis corresponde al Trabajo Final de Grado de la Licenciatura en Geología, la que consistió en la caracterización petrográfica y el estudio de las relaciones estructurales entre las fajas miloníticas de un área de especial interés. Así mismo se realizó una cartografía de detalle del área, con el fin de aportar información que permitiera un mejor entendimiento de la evolución geológica del sector suroccidental de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí y del borde oriental del Cratón del Río de la Plata.

### 1.1. OBJETIVOS DEL TRABAJO

- Estudiar la petrografía y las microestructuras presentes en las fajas miloníticas, además de establecer las relaciones estructurales existentes entre las mismas.
- Reconocer estructuras vinculadas al evento dextral y determinar los efectos de la reactivación sinistral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí en estas fajas miloníticas.
- Realizar una cartografía geológica de detalle del área de estudio.

## 1.2. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza a menos de un kilómetro al sur de la ciudad de Solís de Mataojo, a unos 80 kilómetros de Montevideo. La misma comprende unas 4000 hectáreas ubicadas en parte del sector este del departamento de Canelones, parte del sector oeste de Maldonado y en una pequeña porción sur del departamento de Lavalleja (ver Figura 1); y se encuentra delimitada por las siguientes coordenadas de la zona 21 H del sistema UTM:

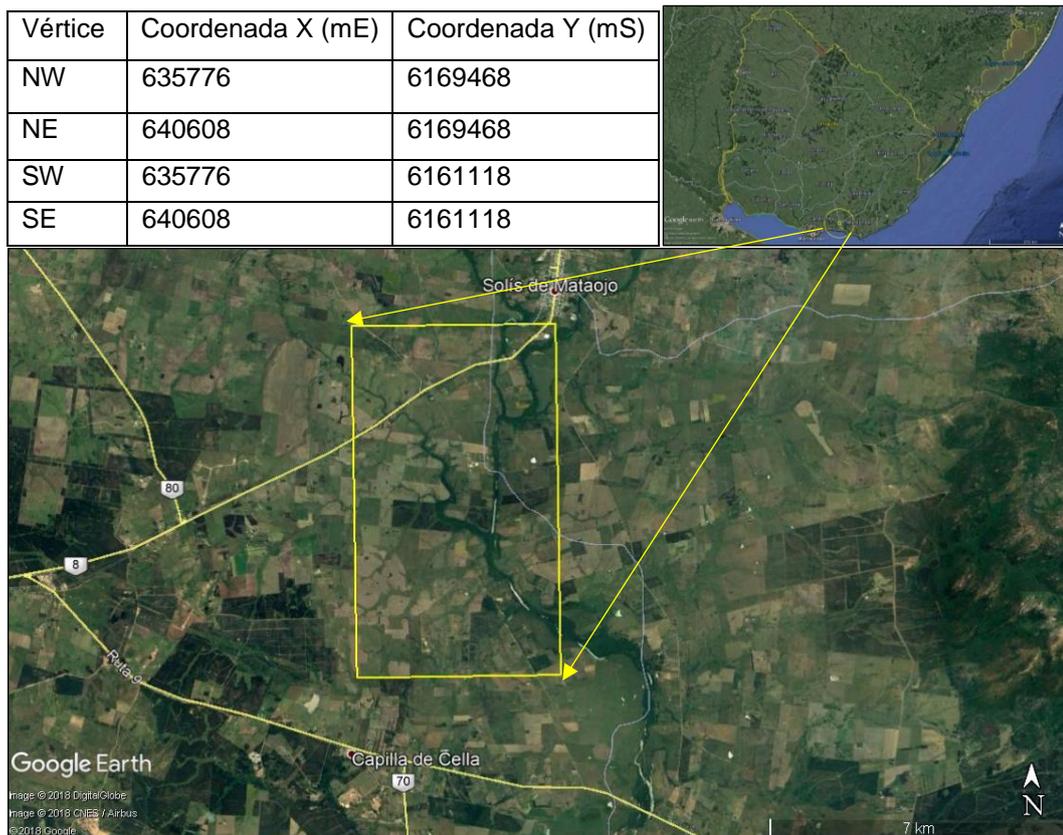


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio en base a imágenes de Google Earth. Cuadro superior izquierdo, obsérvese coordenadas de la zona en el sistema UTM.

A la misma puede accederse, como muestra la Figura 1, desde la ciudad de Solís de Mataojo a su vértice NE, por la Ruta Nacional N°8 “Brigadier General Juan Antonio Lavalleja”, que la atraviesa en su sector norte; desde un camino que sale al sur de esta ruta, 2,5 kilómetros al este del empalme donde comienza la Ruta Nacional N°9 “Coronel Leonardo Olivera”; o desde el sur, pasando un kilómetro al este del peaje de Ruta 9, por un camino que atraviesa el área de estudio de SSE a NNW, uniendo las dos rutas.

El área comprende parcialmente el margen oriental de la Hoja H28 “Mosquitos-Atlántida” (ver Figura 2), del plan Cartográfico Nacional 1:50.000 del Servicio Geográfico Militar (SGM).

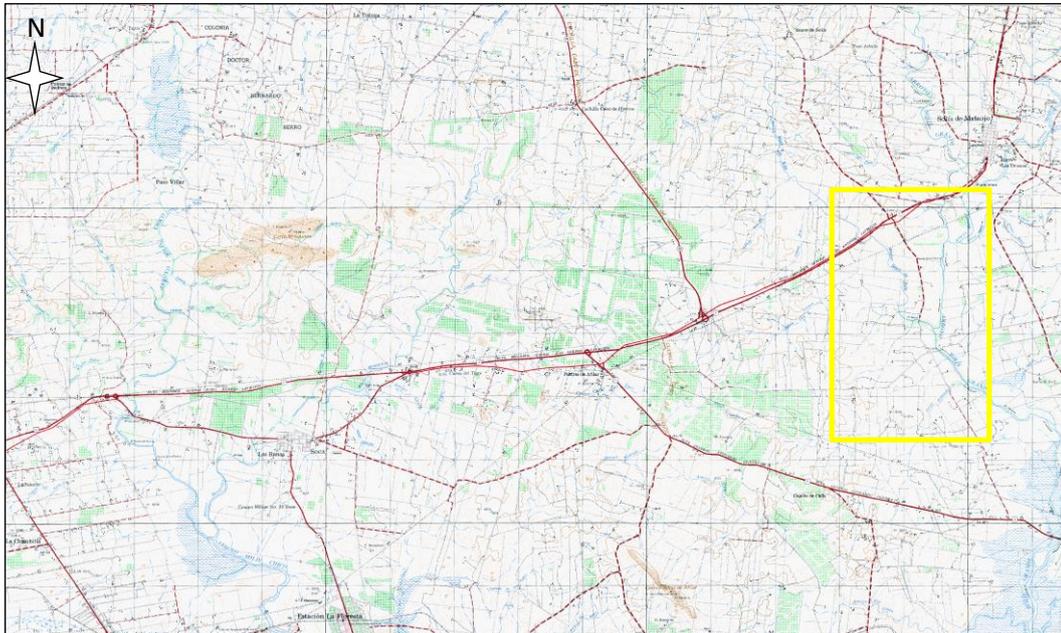


Figura 2. Ubicación del área (rectángulo amarillo) sobre la hoja topográfica H28- "Mosquitos-Atlántida" 1:50.000. Modificado del SGM.

En la Figura 2, sobre la hoja topográfica mencionada, se pueden visualizar las referencias geográficas utilizadas en el presente trabajo. El

arroyo Solís Grande, divide el área en dos en este y oeste, los arroyos Mataojo, Sauce de Solís y Quebracho, la cañada La Lorenza; además del camino antes mencionado, que atraviesa el área de estudio de NNW a SSE, uniendo las rutas 8 y 9.

### 1.3. METODOLOGÍA

La realización del presente trabajo consistió en el desarrollo de actividades tanto previas como posteriores a la etapa de campo. A continuación se describen dichas etapas como también los materiales y métodos utilizados para la realización del trabajo.

#### 1.3.1 Trabajo de gabinete previo

Consistió inicialmente en la recopilación y estudio bibliográfico de antecedentes relacionados con el área de estudio y la temática a tratar en el presente trabajo. Además de la obtención de hojas topográficas y fotografías aéreas del área. Posteriormente se realizó la fotolectura y fotointerpretación de las fotos aéreas escala 1:20.000 y 1:40.000 del Servicio Geográfico Militar (SGM), con el fin de obtener un mapa geológico preliminar del área de estudio.

Las fotografías aéreas obtenidas del SGM corresponden a las misiones ROU de los años 1966-67 y se detallan en la Tabla 1:

Tabla 1. Cuadro de distribución de las fotografías aéreas utilizadas en el presente trabajo.

Escala	Rollo	Número
1:40.000	46	099 a 101
1:20.000	43	183 a 188
	52	132 a 137

### 1.3.2 Trabajo de campo

Se realizaron 10 salidas de campo y se recolectaron muestras de 56 puntos diferentes.

Los puntos relevados fueron georreferenciados a través de marcadores en GPS de mano, marca Garmin modelo eTrex 20x, utilizando el formato de posición con coordenadas UTM y datum WGS84.

Las medidas estructurales se realizaron mediante la utilización de una brújula geológica, marca Brunton, con la declinación magnética corregida para la zona.

La recolección de muestras de mano para análisis petrográfico y micro-estructural se realizó tomando las muestras orientadas en la mayoría de los casos, con el fin de reconocer indicadores cinemáticos; según el método sugerido por Passchier & Trouw (2005), como se muestra en la Figura 3.

Paralelamente, durante el trabajo de campo se tomaron fotografías de los afloramientos, puntos relevados y sitios de interés, a través de una cámara réflex, marca Canon, modelo EOS Rebel T3, con objetivo de 18-55 mm.

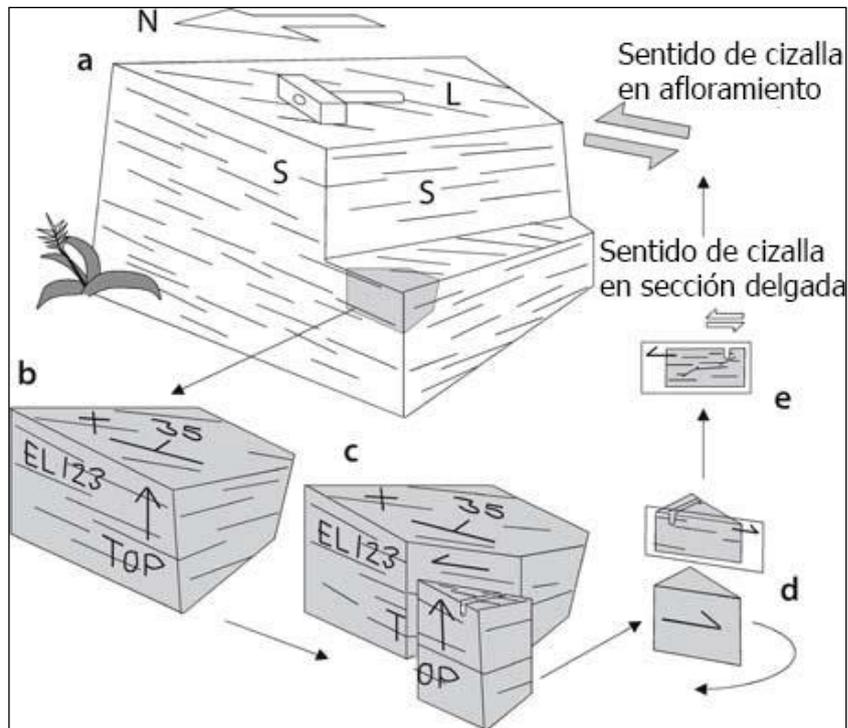


Figura 3: Método para obtener una muestra orientada de un afloramiento y una sección delgada orientada de una muestra para estudios estructurales (tomado de Passchier & Trouw, 2005).

### 1.3.3. Trabajo de gabinete posterior

#### 1.3.3.1. Mapeo geológico y análisis estructural

Las tareas de gabinete consistieron en la confección de un mapa geológico de detalle, con escala 1:20.000, del área de estudio mediante el uso de herramientas SIG. Para este fin se utilizó el *software* ArcGIS versión 10.1, asignando al proyecto el sistema de coordenadas WGS84, UTM, para la zona 21S. El proyecto ArcGIS incluye cartografía base, fotografías aéreas, un modelo digital de terreno (MDT), unidades geológicas, lineamientos estructurales, y simbología representando medidas de rumbo y buzamiento.

A su vez, se realizó la representación estereográfica de los datos estructurales obtenidos en el campo, mediante el *software* Stereonet versión 10.0 (Richard W. Allmendinger © 2011-2018), representando en el hemisferio inferior los planos de foliación.

#### 1.3.3.2. Trabajo de laboratorio

##### 1.3.3.2.1. Láminas delgadas

Consistió en la confección de láminas delgadas para su descripción a través de un microscopio petrográfico. En total se realizaron 24 secciones delgadas, 18 de las cuales están orientadas, siguiendo el procedimiento sugerido por Passchier & Trouw (2005), realizando cortes en dirección paralela a la lineación mineral y normal a la foliación principal.

De estas, seis fueron confeccionadas en su totalidad en el Laboratorio de Corte y Molienda del Instituto de Ciencias Geológicas de Facultad de Ciencias; mientras que, las restantes 18 fueron realizadas en distintas etapas principalmente por el autor, siendo cortados los *chip* de roca, pulidos y pegados en los portaobjetos en Facultad de Ciencias, luego desbastadas en el Laboratorio de Geología y Recursos Minerales del CURE en Treinta y Tres, y finalmente culminado su pulido y colocación de los cubreobjetos en la Sección Láminas Delgadas del Laboratorio de la DINAMIGE.

#### 1.3.3.2.2. Datación radiométrica

Se separaron muscovitas de aplitas sin deformar de un cuerpo granítico del área de estudio, con el fin de datar las mismas. El método consistió en la trituración de las muestras de mano y separación manual de las láminas de mica. Posteriormente las muestras de muscovita fueron enviadas al “Centro Geocientífico de la Universidad de Gotinga” (*Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen*) en Gotinga, Alemania. Allí se procedió a su datación mediante el método radiométrico K/Ar.

Este método se basa en la medición del producto de la desintegración radiactiva de un isótopo de potasio ( $^{40}\text{K}$ ) en argón ( $^{40}\text{Ar}$ ). Para determinar la edad de un mineral que contenga K (en este caso muscovita), se mide la concentración de  $^{40}\text{K}$  y de  $^{40}\text{Ar}$ . La concentración de  $^{40}\text{K}$  puede ser medida por los siguientes métodos: fotometría de flama (el utilizado en el presente trabajo), espectrometría de absorción atómica, dilución isotópica, fluorescencia de rayos X, química gravimétrica y activación de neutrón. La concentración de  $^{40}\text{Ar}$  se mide por el método de dilución isotópica. (Faure, 1986).

#### 1.3.3.3. Análisis petrográfico y micro-estructural:

El análisis petrográfico y micro-estructural de las láminas delgadas fue realizado mediante microscopio petrográfico, marca Zeiss modelo Axioplan 2, del Área Geología de la DINAMIGE.

Paralelamente, durante esta etapa se tomaron fotografías de las secciones delgadas, a través de la misma cámara digital utilizada en el relevamiento de campo, montada sin objetivo en el microscopio trinocular. El tratamiento de imágenes se realizó mediante el *software* Imagej versión IJ 1.46r (desarrollado por *National Institutes of Health*).

#### 1.3.3.4. Análisis de resultados:

Consistió en el procesamiento de datos obtenidos en el trabajo de campo, mapeo geológico y de los análisis petrográfico y micro-estructural, además de la interpretación e integración a través de la información obtenida en las etapas previas. Como marco teórico principal durante las actividades de gabinete, en especial para el análisis micro-estructural y cinemático, se utilizó la obra *Microtectonics* de Passchier & Trouw (2005).

#### 1.3.3.5. Redacción de la tesis:

Durante las etapas de gabinete y como actividad final del presente trabajo, se redactó la presente tesis siguiendo lo establecido en el manual: "Pautas para la presentación de tesis", elaborado por el Centro de Documentación Científica y Biblioteca de la Facultad de Ciencias (CDCB) en 2014.

## 2. MARCO GEOLÓGICO

### 2.1. GEOLOGÍA DE URUGUAY Y LA REGIÓN

La geología del territorio uruguayo está conformada por áreas de basamento cristalino precámbrico, cubierto en parte por una serie de cuencas sedimentarias fanerozoicas (ver Figura 4).

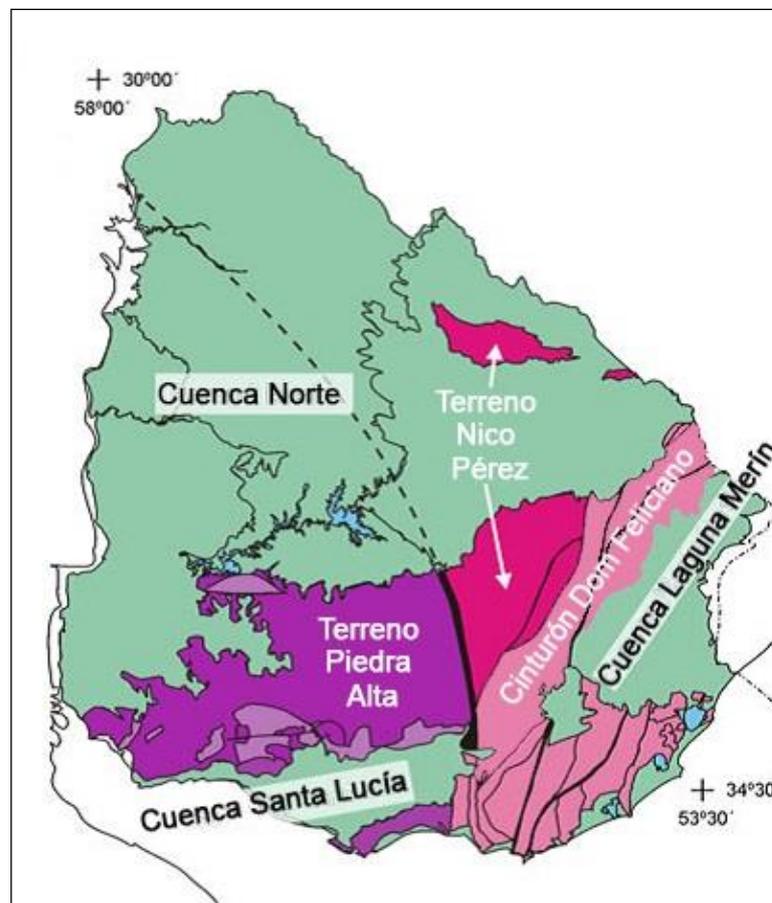


Figura 4. Mapa geológico esquemático de la geología de Uruguay (modificado de Oyhançabal *et al.*, 2011).

El basamento cristalino puede dividirse en tres principales unidades geotectónicas definidas de oeste a este como: Terreno Tectonoestratigráfico Piedra Alta (TTPA), Terreno Tectonoestratigráfico Nico Pérez (TTNP) y el Cinturón Dom Feliciano (CDF). Las dos primeras

fueron tradicionalmente consideradas parte del Cratón del Río de la Plata (CRP) definido por Almeida *et al.* (1973), siendo este el más antiguo y más meridional de los cinco cratones de Sudamérica, representando una pieza clave en el ensamblaje cratónico del Gondwana suroccidental (Rapela *et al.* 2011). En cuanto al CDF, el mismo fue definido por Fragozo César (1980) y se considera que correspondería a un cinturón orogénico<sup>1</sup> de escala continental originado a partir de la orogenia Brasiliano/Panafricana (Basei *et al.* 2000).

El Terreno Piedra Alta ha sido correlacionado con el basamento de Tandilia, en la provincia de Buenos Aires, Argentina (Ferrando, 1996). Por otro lado, el bloque más antiguo del basamento cristalino, representado por el Terreno Nico Pérez, se correlaciona a nivel regional con el Bloque Taquarembó en Río Grande del Sur, Brasil (Oyhantçabal *et al.*, 2011). Mientas que el CDF, presente en el sector más oriental de Uruguay, se continúa en el sureste de Brasil, más concretamente por la costa atlántica, hasta Santa Catarina. A su vez, este cinturón móvil<sup>1</sup> se correlaciona, más al norte, con el cinturón Ribeira en la costa atlántica brasilera (Fragoso Cesar *et al.*, 1991 *apud* Sánchez Bettucci *et al.*, 2010b) y con otros de la costa suroeste africana, cinturones Damara, Gariep y Kaoko (Trompette 1997; Pedrosa Soares *et al.* 2001; Cawood 2005, *apud* Sánchez Bettucci *et al.* 2010b)

<sup>1</sup> Se denomina cinturón orogénico (cinturón móvil) a una zona arqueada o lineal a escala regional que ha sufrido una tectónica compresiva (Diccionarios Oxford-Complutense, 2000).

El basamento cristalino se encuentra mayormente cubierto por cuencas sedimentarias fanerozoicas. Entre estas se destacan la denominada cuenca Norte, que posee depósitos sedimentarios Devónicos y Permo-Carboníferos, depósitos volcano-sedimentarios Juro-Cretácicos, en conjunto con un importante magmatismo mesozoico asociado a la ruptura del supercontinente Gondwana. Además de las cuencas extensionales de Santa Lucía y Laguna Merín, controladas por el lineamiento denominado SaLAM (Santa Lucía-Aiguá-Merín), asociadas a la apertura del océano Atlántico (Rossello *et. al.*, 2000).

Los sedimentos fanerozoicos, al igual que el basamento, tienen su correlación a nivel regional; siendo la cuenca Norte, que abarca unos 90.000 kilómetros cuadrados del centro-norte del país, una pequeña porción de la Cuenca Chaco-Paranaense (de Santa Ana *et al.*, 2006). A su vez, el magmatismo mesozoico en Uruguay constituye parte de la gran provincia ígnea de Paraná-Etendeka, que aflora en el sureste sudamericano y suroeste africano, abarcando una superficie aproximada de 1,5 millones de kilómetros cuadrados (Courtillet & Renne, 2003).

### *Basamento cristalino: el Escudo Uruguayo*

El Escudo Uruguayo<sup>2</sup> combina bloques corticales de diferente naturaleza e historia geológica, separados por discontinuidades, que abarcan un área aproximada a 45% del territorio continental, aflorante principalmente en el sur y este del país, además de las islas cristalinas de Rivera y Aceguá en el norte. Presenta una extensión regional en Brasil, como Escudo Sud-Riograndense, y en Argentina, como Escudo Bonaerense. Constituye el basamento donde se desarrollan las distintas cuencas fanerozoicas, conformado por rocas precámbricas que alcanzaron cierta estabilidad tectónica al final del ciclo orogénico Brasileño (Masquelin, 2006).

Se subdivide, de occidente a oriente, en tres dominios (Masquelin, *op. cit.*): el Dominio Occidental, denominado Terreno Piedra Alta (Bossi *et al.* 1993), que constituye un área con estabilidad tectónica desde el Paleoproterozoico; el Dominio Central, conocido como Terreno Nico Pérez (Bossi & Campal, 1992), constituido por rocas de edades que van desde arqueanas a neoproterozoicas y con una historia tectono-metamórfica poliorogénica; y el Dominio Oriental, conocido como Cinturón Dom Feliciano (Fragoso César, 1980), que constituye un cinturón orogénico de edad neoproterozoica.

<sup>2</sup> El término “Escudo Uruguayo” fue utilizado por primera vez por Caorsi & Goñi (1958) para el conjunto de rocas pre-devónicas uruguayas, bajo el concepto de “complejo cristalino” (*ap. Masquelin, 2006*).

### *El Cratón del Río de la Plata*

El Cratón<sup>3</sup> del Río de la Plata (en adelante CRP) de acuerdo a Almeida (1973; *apud* Oyhantçabal *et al.* 2011) fue definido para incluir “áreas cratónicas antiguas”, “ya consolidadas en el precámbrico superior”, del sector meridional de la plataforma sudamericana.

Posteriormente, con un criterio tectono-estratigráfico, Bossi & Campal (1992) y Bossi *et al.* (1993) definen dentro del CRP dos Terrenos tectono-estratigráficos<sup>4</sup> diferentes: el Terreno Piedra Alta y el Terreno Nico Pérez, tomando como límite la Zona de Cizalla Sarandí del Yí que los separa al oeste y este, respectivamente.

En propuestas más recientes otros autores (Oyhantçabal *et al.* 2011; Oriolo *et al.* 2016b) consideran que sólo el Terreno Piedra Alta (TPA) pertenece al CRP, excluyendo al Terreno Nico Pérez (TNP) en base a criterios geológicos, geofísicos y geocronológicos. El TNP está afectado por eventos durante el Neoproterozoico, concretamente la orogenia Brasiliana, de la cual no hay registros en el TPA, lo que señalaría que

<sup>3</sup> Un “cratón” (del griego *kratos* = fuerza), es una masa continental llegada a tal estado de rigidez en un lejano pasado geológico que no ha sufrido fragmentaciones o deformaciones, al no haber sido afectadas por los movimientos orogénicos.

La palabra cratón fue propuesta por primera vez por el geólogo austriaco Leopold Kober en 1921 como *Kratogen*, refiriéndose a las plataformas continentales estables, y usando orógeno como un término para los cinturones de montaña u orogénicos. Más tarde, Hans Stille acortó el antiguo término al *kraton* del que deriva cratón en su actual definición (Şengör, 2003).

<sup>4</sup> Terreno tectonoestratigráfico: Un “terreno”, según la definición de Hervé & Mpodosis (1990), es una entidad que presenta una asociación estratigráfica con historia geológica diferente de otros terrenos o áreas estables vecinas (*ap.* Bossi *et al.* 2003).

este último Terreno tenía una listosfera engrosada y fuerte en el Neoproterozoico. Un escenario similar es indicado para el cinturón Tandilia en Argentina (Oyhantçabal *et al.* 2011). De acuerdo a esta definición, el CRP estaría representado en Uruguay sólo por el TPA, siendo su margen oriental la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ver Figura 5).

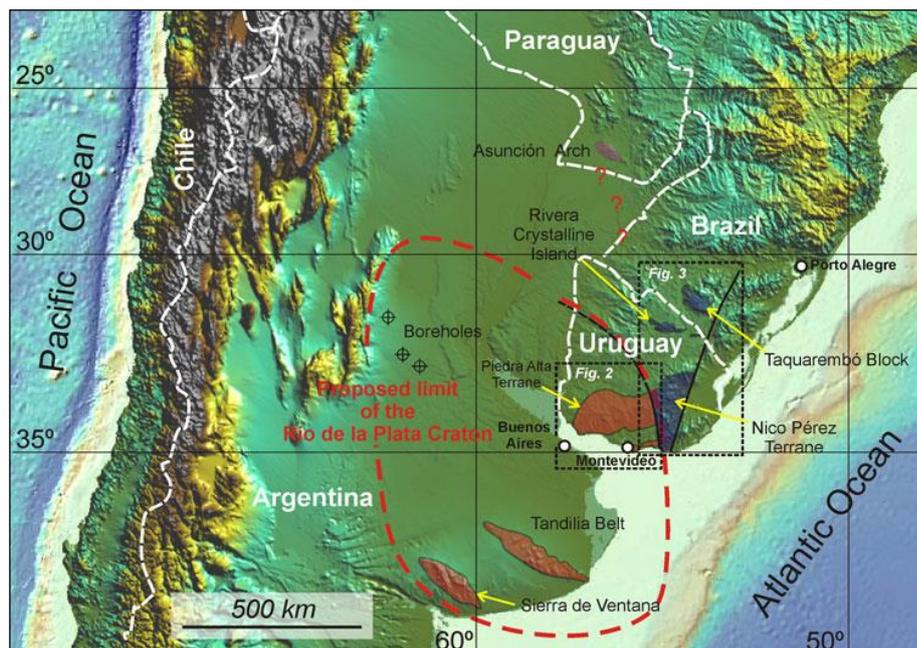


Figura 5. Límites propuestos (líneas rojas discontinuas) para el Cratón del Río de la Plata (tomado de Oyhantçabal *et al.*, 2011).

### *Terreno Tectonoestratigráfico Piedra Alta*

El Terreno Piedra Alta (en adelante TPA) aflora en el suroeste del territorio uruguayo, limitando al este por la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY), definida por Bossi & Campal (1992), que lo separa del Terreno Nico Pérez ubicado al este. Este terreno tectonoestratigráfico está compuesto por vastas áreas granito-gnéisicas, separadas por cinturones metamórficos supracorticales, de grado bajo a medio de metamorfismo, paralelos y orientados E-W, además de intrusivos plutónicos asociados y

un haz de diques básicos que lo recortan (ver Figura 6). Todas estas unidades son de edad paleoproterozoica. Además, una pequeña parte del basamento del TPA está cubierto por una sucesión sedimentaria denominada Formación Piedras de Afilas, de edad ediacárico superior (Pamoukaghlián *et al.*, 2006). Por otro lado, el único registro de magmatismo neoproterozoico en el TPA está representado por el Granito de La Paz, de edad  $587,1 \pm 7,9$  Ma (Cingolani *et al.*, 2012)

En cuanto a los estudios isotópicos, Peel & Preciozzi (2006) presentan edades modelo Sm-Nd con valores y edades de cristalización estableciendo una evolución geológica ocurrida en un intervalo de tiempo de 300 Ma entre 2.4 y 2.3 Ga, para la acreción principal de sus protolitos y 2,1 y 2.0 Ga, para el magmatismo, metamorfismo y deformación; con posterior emplazamiento de un conjunto de diques máficos alrededor de 1.8 a 1.75 Ga. Así, los autores sugieren que el TPA representa una unidad geotectónica paleoproterozoica juvenil estable desde 1.7 Ga no afectada internamente por eventos neoproterozoicos.

En cuanto a su geología, dentro del TPA han sido reconocidos varios cinturones metamórficos que corresponden a antiguas secuencias volcano-sedimentarias, afectadas por magmatismo, metamorfismo y deformación relacionadas al ciclo orogénico Transamazónico (*sensu* Sánchez Bettucci *et al.*, 2010a).

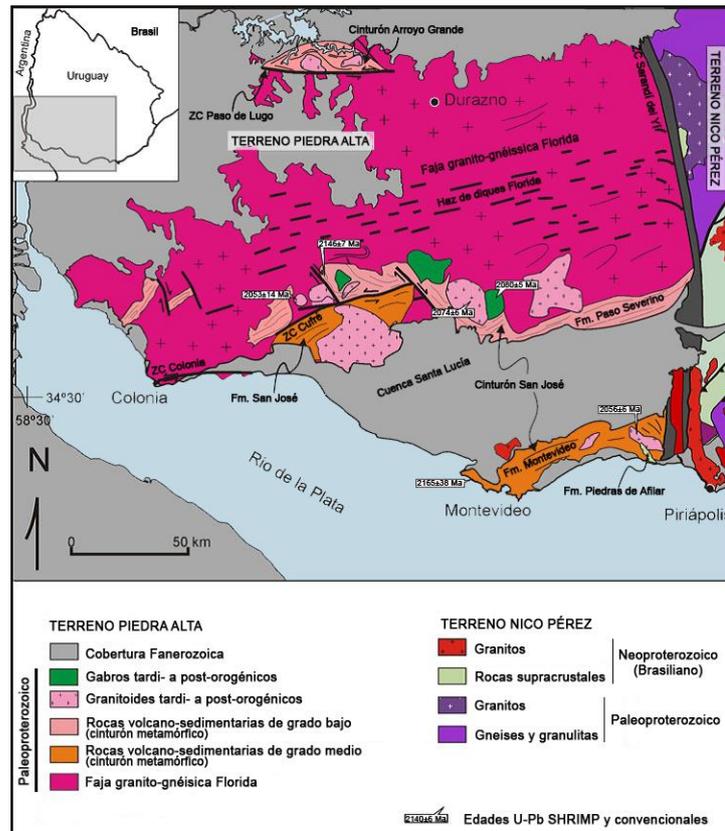


Figura 6: mapa geológico del Terreno Piedra Alta (modificado de Oyhantçabal *et al.*, 2011).

Existe en la literatura una abundancia de nombres para las distintas unidades geológicas que lo componen, dependiendo de los autores, particularmente para las de los cinturones metamórficos. A continuación se elabora una síntesis de la terminología propuesta para los cinturones metamórficos, ordenados de norte a sur:

### *Cinturón Arroyo Grande*

El Cinturón Arroyo Grande, definido por Bossi *et al.* (1993), contiene la unidad supracorticales denominada Formación Arroyo Grande (Ferrando & Fernández, 1971) y varias intrusiones graníticas asociadas. Es

denominado posteriormente como Cinturón Andresito (Bossi & Ferrando, 2001; Bossi & Gaucher, 2014), posiblemente, para distinguirlo de la formación que lo integra. Este Cinturón metamórfico se localiza en el extremo norte del área aflorante del TPA, posee unos 15 kilómetros de ancho y 50 de largo, con un rumbo E-W, y está limitado por la falla Paso de Lugo, al sur; y corresponde a una sucesión volcano-sedimentaria metamorfizada en facies esquistos verdes.

#### *Cinturón San José*

El Cinturón San José fue inicialmente concebido como dos cinturones, el Cinturón San José y el Cinturón Montevideo (Bossi *et al.*, 1993), separados por el *rift* Mesozoico que originó la Cuenca del Santa Lucía. El primero se ubica al norte de la cuenca, y el segundo, al sur. Este último es denominado como Cinturón Pando por Bossi & Ferrando (2001). Posteriormente, Bossi *et al.* (2005) excluye del TPA al Cinturón Pando, proponiendo un nuevo Terreno Tectonoestratigráfico denominado Tandilia, separado del mismo por la Zona de Cizalla Colonia de dirección N80E.

Por otro lado, Oyhantçabal *et al.* (2011) consideran, en función de la proximidad geográfica y la similitud de la tendencia estructural y las edades U-Pb, al Cinturón San José y al Cinturón Montevideo como pertenecientes a un único Cinturón separado por la fosa tectónica; prefiriendo utilizar el nombre de Cinturón San José debido a la mejor

exposición de la unidad en los alrededores de la ciudad de San José de Mayo (Oyhantçabal *et al.* 2007b).

Este Cinturón metamórfico contiene dos unidades litoestratigráficas: la Formación Paso Severino (*sensu* Bossi *et al.*, 1965) y la Formación Montevideo (Bossi *op. cit.*; Oyhantçabal *et al.*, 2003). La primera es una sucesión volcano-sedimentaria plegada y metamorfizada en facies esquistos verdes, con rumbo E-W, ubicada al norte de la Zona de Cizalla Cufre; compuesta por litologías sedimentarias que incluyen predominantemente metapelitas y raramente mármoles dolomíticos y formaciones de hierro bandeado, y rocas metavolcánicas que incluyen metabasaltos y metaandesitas, metadacitas y metatufos. Mientras que, la Formación Montevideo, definida como una sucesión volcano-sedimentaria con metamorfismo en facies anfibolita, está compuesta por anfibolitas, paragneises y micaesquistos con granate y estaurolita. Por su parte, Preciozzi *et al.* (1985) describen a la Formación San José, como constituida por gneises, anfibolitas, leptinitas (*i.e.* gneises pobres en mica), cuarcitas y micaesquistos; con metamorfismo de grado medio a medio-alto, mientras que, Oyhantçabal *et al.* (2003) proponen considerarla como una única unidad litoestratigráfica, conjuntamente con la Formación Montevideo.

### *Faja Florida*

Los gneises y granitos ocupan la mayor parte del TPA y se ubican entre los cinturones metamórficos Arroyo Grande y San José. Esta área es denominada como Faja granitizada Florida, término utilizado por primera vez por Bossi & Navarro (1991). Dicha faja está formada por granitos de anatexis, migmatitas y cuerpos intrusivos sin- a tardi-orogénicos. A su vez, es intruida por varios granitos tardi- a post-tectónicos, al igual que los cinturones metamórficos.

### *Intrusivos tardi- a post-orogénicos*

Como se mencionó, varios plutones tardi- a post-orogénicos intruyen a las unidades geológicas antes mencionadas. Estos corresponden a eventos de magmatismo de tipo bimodal, con granitos y gabros. Datos de composición de elementos mayores resumidos por Oyhantçabal *et al.* (2011), permiten indicar que la mayoría de las intrusiones son calco-alcalinas con medio a alto contenido de potasio, aunque han sido reconocidos algunos plutones alcalinos. En cuanto a la geocronología de estos plutones, las edades son similares tanto para los granitos como para los gabros, lo que apunta a que sean producto de un magmatismo coetáneo, ocurrido en 2.080 – 2.050 Ma.

Un caso único para el TPA es el del Granito de Soca, identificado como un típico granito *rapakivi* por Oyhantçabal *et al.* (1998). La datación de  $2.056 \pm 6$  Ma, por el método U-Pb SHRIMP en zircón, reportada por

Santos *et al.* (*apud* Oyhantçabal *et al.* 2011), es la mejor estimación para la edad de cristalización de este granito.

#### *Enjambre de diques de Florida*

Producto de magmatismo extensional el TPA se encuentra recortado por un enjambre de diques máficos, el cual fue denominado como “Haz de microgabros filonianos” (Bossi *et al.*, 1993), o como “Haz de Diques del TPA” (Bossi *et al.* 1998) o, recientemente, como “Haz de diques del Río de la Plata” (Bossi & Gaucher, 2014). Aunque es comúnmente denominado como enjambre de diques de Florida (*sensu* Sánchez Bettucci *et al.*, 2010a).

Este haz de diques tiene más de 100 kilómetros de ancho y se extiende, con direcciones *ca.* N60°, por más de 250 kilómetros desde las zonas expuestas más occidentales del CRP en Uruguay hasta la Zona de Cizalla Sarandí del Yí en el este.

Los diques individualmente son sub-verticales, con un espesor que alcanza los 50 metros y una longitud de hasta 20 kilómetros. La geoquímica en roca total y las características petrográficas permiten distinguirlos entre diques toleíticos de alto y bajo TiO<sub>2</sub> de composición basalto-andesíticos de los de composición andesítica (Bossi & Campal, 1991). Una datación U-Pb en baddeleyita de 1.790 ± 5 Ma, es la mejor estimación de la edad de cristalización de los diques de alto Titanio, considerados más jóvenes que los de bajo Titanio (Halls *et al.*, 2001).

### *Zona de Cizalla Sarandí del Yí*

Fue reconocida como lineamiento estructural por Preciozzi *et al.* (1979) con un rumbo general N10W y un desarrollo regional entre la localidad de Sarandí del Yí (departamento de Durazno), al norte, y la Sierra de Ánimas (departamentos de Lavalleja y Maldonado), al sur.

Bossi & Campal (1992) la denominan Zona de Cizalla Sarandí del Yí–Piriapólis, señalando un sentido dextral para esa falla e indicando esta estructura como separación de dos terrenos tectonoestratigráficos: el TNP al este y el TPA al oeste. El cizallamiento dextral es inferido por la flexión del enjambre de diques de Florida.

Oyhantçabal *et al.* (1993a) proponen nombrar a este lineamiento como Sarandí del Yí-A° Solís Grande, dado que hacia el sur del país a ambos márgenes de dicho arroyo es donde está bien expuesta la discontinuidad estructural. Los autores la consideraron como una zona de cizalla dextral pre-brasiliana, que se generó posteriormente a la intrusión del enjambre de diques básicos de Florida, ya que produjo el arqueamiento de estos diques y de las milonitas ubicadas al oeste de la del arroyo Solís Grande. Los autores señalan que posteriormente esta falla se reactivó durante el Neoproterozoico tardío con un sentido sinistral, dados los indicadores cinemáticos observados en las fajas milonitizadas dentro de la cizalla.

Bossi & Cingolani (2009) sugieren que la ZCSY registra un cizallamiento dextral ocurrido entre 1200 y 1250 Ma, en base a una edad K-Ar en

muscovitas de pegmatitas cristalizadas a lo largo de planos de cabalgamiento.

Posteriormente, Oyhantçabal *et al.* (2011) mediante la revisión de las unidades litoestratigráficas del CRP, de nuevos datos geocronológicos, isotópicos y gravimétricos y de datos publicados anteriormente; proponen a la ZCSY como borde oriental del CRP.

Oriolo *et al.* (2015) establecen que la deformación en la ZCSY se inicia en condiciones de facies anfibolita medio a superior -a alta temperatura-, durante el evento dextral. Con un posterior cizallamiento sinistral que desarrollado en condiciones de metamorfismo de facies anfibolita inferior a esquistos verde superior -a menor temperatura-, bajo condiciones dominantes de cizalla pura y acompañado de plutonismo contemporáneo –sin-cinemático o sin-tectónico- reflejado por el Complejo Granítico Solís de Mataojo de naturaleza calco-alcalina (Oyhantçabal *et al.* 2007a). Por otra parte, indican que el magmatismo post-milonitización está representado por el Granito de Cerro Caperuza. Finalmente, plantean que tuvo lugar un evento cataclástico tardío, que retrabajó el borde oriental de la ZCSY.

Recientemente, Oriolo *et al.* (2016a) en base a la integración de datos geocronológicos de las milonitas de la ZCSY, en conjunto con datos cinemáticos, estructurales y microestructurales disponibles, así como con los datos geocronológicos de los bloques adyacentes, restringe el inicio

de la deformación a lo largo de la zona de cizalla a 630-625 Ma durante la colisión del TNP y el Cratón del Río de la Plata (TPA). Esto habría dado lugar a un cizallamiento dextral hasta los 596 Ma a lo largo de la ZCSY, con un subsiguiente cizallamiento sinistral entre los 594 y 584 Ma, con el posterior emplazamiento del Complejo Sierra de las Ánimas y del granito de Cerro Caperuza. Después de los 570 Ma aproximadamente, habría tenido lugar una deformación adicional, en condiciones de tipo frágil, probablemente relacionada con la interacción de los cratones del Río de la Plata, Congo y Kalahari, durante la evolución de la orogenia Brasileña/Pan-Africana (Oriolo *op. cit.*).

## 2.2. GEOLOGÍA LOCAL Y ANTECEDENTES

### Primer relevamiento geológico del área

Los primeros datos cartográficos/geológicos del área de estudio fueron realizados por Jones (1956). En su trabajo, en la región oriental del departamento de Canelones, el autor individualiza distintas unidades geológicas (ver Figura 7) y las separa en: Complejo Basal, Serie de Piedras de Afilar, Efusivas Mesozoicas, Formaciones Cretácicas y Terrenos Cenozoicos.

Dentro del denominado Complejo Basal el autor incluye rocas metamórficas y graníticas asociadas, que afloran ampliamente en el SE del departamento de Canelones, especialmente en la porción sur de la cuenca del arroyo Solís Grande y en la zona de Cerros de Mosquitos.

Si bien el autor destaca la relación entre las rocas metamórficas y graníticas del basamento, estas últimas, las describe separadamente.

### Complejo Basal

Dentro de la clasificación regional que realiza Jones (1956) para el denominado Complejo Basal, en la zona sur-oriental, describe una serie de fajas con direcciones de rumbo que van del WNW-ESE en el norte, pasando gradualmente hacia el este y sur al NW-SE y luego más groseramente hacia el N-S en el sureste; con buzamientos generales hacia el NNE.

Estas fajas presentan variaciones litológicas y según el autor están compuestas por rocas psamíticas metamorfizadas, cuarcitas, gneises biotíticos, esquistos y migmatitas ricas en feldespatos y muchas de ellas granatíferas.

Dentro de la zona del presente trabajo, se destacan estas últimas, como también gneises grafito-granatíferos, en una pequeña área, en la margen del arroyo Sauce de Solís.

A su vez, describe que *“dentro de la faja sudoccidental de migmatitas aparecen varias manchas de "granito", de las cuales la más importante es la de la Cuchilla Cabo de Hornos. Parece razonable suponer que estos "granitos" y migmatitas están íntimamente asociados...”* (Jones, 1956).

### Rocas graníticas

En la zona sur-oriental del departamento de Canelones, Jones (1956) describe una serie de rocas graníticas precámbricas, de aspecto plutónico, relacionadas con rocas metamórficas del Complejo Basal, entre las que se encuentran la “Granodiorita” de Tío Diego, el Granito de Coronilla, el Granito de Quebracho y la “Tonalita” de Cuchilla Cabo de Hornos.

La “*Granodiorita*” de Tío Diego fue descrita y definida provisoriamente por el autor ya que no contaba con una determinación exacta del tipo de feldespato presente en la roca. Jones (1956) define así a una roca granítica que aflora en la cuenca superior del arroyo homónimo. Presenta cuarzo anedral en cantidades que no varían regularmente de un 10%, algunas veces hasta 20-25%, feldespato en fenocristales tabulares euedrales de hasta 3 cm, también presentes en la matriz, de color blanco y rosado a gris verdoso y negro grisáceo, entre 50 a 75%, y biotita y hornblenda entre un 5 y un 15%. Esta roca presenta una textura porfirítica bien marcada.

El *Granito de Quebracho* presenta una morfología circular de poco más de un kilómetro de diámetro, el autor lo define como un granito de grano grueso con cuarzo anedral y “nidos” de biotita de 3 a 6 mm en una matriz feldespática blanca, con una aparente transición gradual con rocas del basamento muy silicificadas y feldespatizadas.

La “*Tonalita*” de *Cuchilla Cabo de Hornos* es definida por Jones (1956) para designar de manera provisoria como “tonalitas” a un conjunto de rocas aflorantes en la cuchilla homónima que presentan una dirección aproximada E-W. Dado su índice de color (leucócrata) y pequeña proporción de cuarzo (10%) en comparación con el feldespato (60 a 80%) las describe como tonalitas, aunque sin determinar si se trata de feldespato potásico o plagioclasa. El feldespato se presenta como fenocristales de más de 1,5 cm o diseminados en la matriz como agregados de pequeños cristales, mientras que la presencia de cuarzo se da en cristales anedrales diseminados de 0,5 a 2 mm, presentando como minerales máficos hornblenda y biotita alargados según una dirección preferencial dando localmente una textura gnéissica.

#### *Unidades Cenozoicas*

Por otro lado, en cuanto a las unidades geológicas Cenozoicas, en el área de estudio el autor identifica una zona donde afloran Calizas del Queguay, concretamente en la confluencia del arroyo Sauce con el Solís Grande.

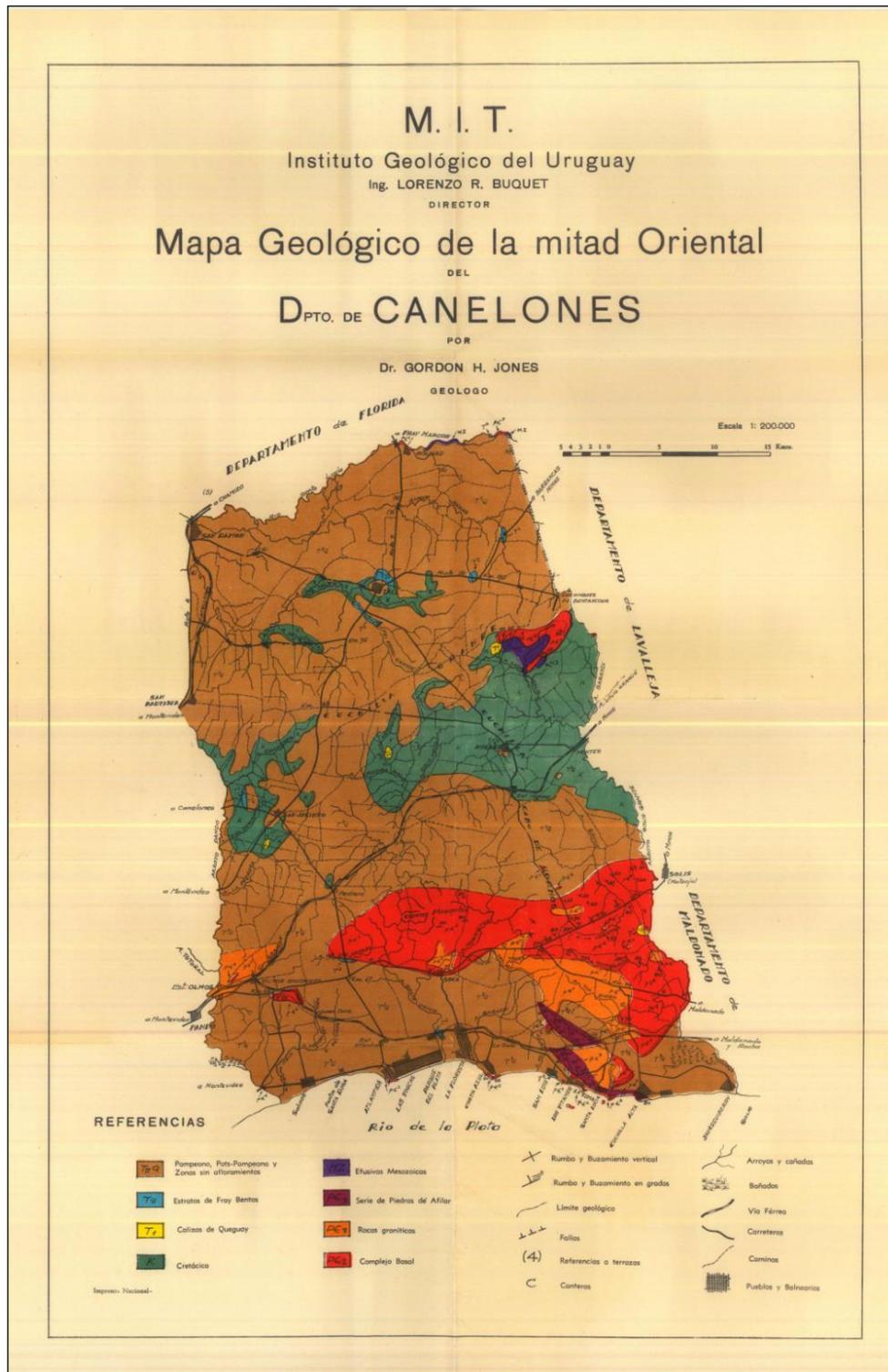


Figura 7: mapa geológico de la región oriental del departamento de Canelones a escala 1:250.000 (tomado de Jones, 1956).

### Trabajos posteriores

Cuatro décadas más tarde Oyhantçabal *et al.* (1993a) presentan un modelo sobre la evolución geológica y estructural para el borde sur del ciclo orogénico Brasileño en Uruguay. En este trabajo los autores proponen un evento de reactivación para la Zona de Cizalla Sarandí del Yí de componente cinemática sinistral, posterior al evento dextral señalado por Bossi & Campal (1992), el cual lo plantean como brasileño, conjuntamente con la intrusión de granitos sintectónicos.

En este trabajo se describen las unidades geológicas y principales estructuras observadas, separándolas entre zonas Occidental y Oriental teniendo como división la falla del Arroyo Solís Grande que forma parte de la zona cizalla Sarandí del Yí-Arroyo Solís Grande, de cinemática dextral, pre-brasileña.

En la zona occidental al A° Solís Grande, los autores identifican las siguientes unidades: Milonitas graníticas, Milonitas a granate, grafito y sillimanita, Granito del Arroyo Coronilla -definido por Jones (1956)- Granito de Soca y la Formación Piedras de Afilas (*sensu* Bossi, 1966). Por otro lado, en la zona oriental al arroyo reconocen: la Unidad Milonítica del Arroyo Solís Grande, el Complejo Granítico de Solís de Mataojo, las Milonitas de Aguas Blancas, el Granito de Cerro Caperuza y la Formación Sierra de Ánimas.

A continuación se presenta una síntesis de la geología y estructuras observadas por los autores, de las unidades de interés para el presente trabajo:

*Milonitas graníticas:* compuesta por porfiroclastos de microclina en una matriz foliada de microclina, plagioclasa, cuarzo, biotita, muscovita y granate, además de epidoto y circón como minerales accesorios.

*Milonitas a granate, grafito y sillimanita:* son concordantes con las milonitas graníticas, provienen de la deformación de micaesquistos y paraneises, y están compuestas de cuarzo, plagioclasa, biotita, muscovita, granate, sillimanita, estaurolita, clorita y sericita.

Ambas unidades conforman una zona de cizalla con dirección general E-W, anterior a la intrusión del Granito de Soca (Proterozoico Inferior). La foliación milonítica varía de EW en la zona de los Cerros Mosquitos a NS hacia el arroyo Solís Grande.

*Granito de Soca:* intrusivo definido como Granodiorita de Tío Diego por Jones (1956) y redefinido por Bossi *et al.* (1965) con el nombre de Granito de Soca. Corresponde a un granito de grano grueso a muy grueso, leucocrático, alcali-feldespático, honblendo-biotítico, de color gris verdoso a rosado. En esta zona presenta deformación la cual aumenta hacia el SE, como consecuencia del evento dextral de la cizalla Sarandí del Yí-Arroyo Solís Grande. Este cuerpo granítico no aparece deformado por el

evento de cizallamiento que originó a las fajas miloníticas antes mencionadas, por lo que se trata una intrusión post-tectónica a la misma.

*Unidad Milonítica del Arroyo Solís Grande:* conformada por un conjunto de rocas con foliación milonítica que varía de NS a N30°, de protolitos supracorticales correspondientes a micaesquistos con granate y estauroлита y anfibolitas. La paragénesis mineral indica condiciones de metamorfismo en facies anfibolita, previa a la milonitización.

Hacia el E del arroyo Solís Grande la foliación milonítica cambia de NS a N30°, sugiriendo la presencia de una falla.

*Complejo Granítico de Solís de Mataojo:* cuerpo granítico elongado hacia el NS, con enclaves básicos y xenolitos, conformado principalmente por tonalitas y granodioritas horblendo-biotíticas, estas últimas con megacristales de microclina, y granitos a dos micas. Presenta un núcleo con poca deformación, la que aumenta hacia los bordes. El incremento de la deformación hacia el E, da lugar a una faja de deformación definida como *Milonitas de Aguas Blancas* por Oyhantçabal *et al.* (1993a).

*Milonitas de Aguas Blancas:* esta faja milonítica presenta una orientación general NS al N30°, y está localizada entre el Complejo Granítico Solís de Mataojo y el Complejo Sierra de Ánimas. La asociación litológica típica es milonitas, ultramilonitas y filonitas.

En estas milonitas, los autores observaron pliegues intrafoliales asociándolos a una tectónica de *nappes*.<sup>5</sup>

*Granito de Cerro Caperuza*: es de grano medio, equigranular, de color rosado, con biotita y anfíbol. Con escasa a nula deformación, se correlaciona con el magmatismo que generó el Complejo Sierra de Ánimas.

Es de destacar que, además de las estructuras mencionadas, Oyhançabal *et al.* (1993a) observan indicadores cinemáticos en el Complejo Granítico de Solís de Mataojo y en las Milonitas de Aguas Blancas tales como: sombras de presión en megacristales de feldespato, desplazamiento de filones, y diaclasas rellenas (=¿venas?) de cuarzo en *echelon*; que revelan una reactivación de componente cinemática sinistral para la Zona de Cizalla Sarandí del Yí.

#### Mapas geológicos departamentales

Los últimos estudios relacionados al área de estudio corresponden a las cartas geológicas a escala 1:100.000 de los departamentos de Canelones (Spoturno *et al.* 2004) y Maldonado (Spoturno *et al.* 2012).

<sup>5</sup> Un *nappe* o escama de cabalgamiento es un cuerpo de roca grande que se ha movido por encima de una falla de cabalgamiento de su posición original. El término proviene de la palabra francesa para "mantel" en alusión a un mantel arrugado que se empuja sobre una mesa (Twiss & Moores, 1992).

La carta geológica de Canelones constituye un trabajo de mayor detalle que el publicado por Jones (1956), en el cual los autores realizan cierta correspondencia entre unidades. A continuación se mencionan la correlación de unidades entre los trabajos de interés para el área del presente estudio y se sintetiza en una tabla al final de la sección (ver Tabla 2).

### Unidades del Paleoproterozoico

#### *Fajas milonitizadas*

La “Tonalita” de Cuchilla Cabo de Hornos definida por Jones (1956) y las fajas contiguas del Complejo Basal se corresponden con las milonitas graníticas del basamento, de la zona occidental del arroyo Solís Grande, descritas por Oyhançabal *et al.* (1993a) y con las Milonitas Graníticas de Cuchilla Cabo de Hornos definidas por Spoturno *et al.* (2004).

Por otro lado, las denominadas milonitas a granate, grafito y sillimanita definidas por Oyhançabal (1993a) se corresponden con los micaesquistos milonitizados de Sauce del Solís descritos por Spoturno (*op. cit.*). Esta unidad es concordante con las milonitas graníticas antes mencionadas.

#### *Intrusivos graníticos*

Si bien Jones (1956) define en las cercanías de la localidad de Soca un granito con esa denominación separado de la Granodiorita de Tío Diego,

esta última es redefinida por Bossi *et al.* (1965) como Granito de Soca, siendo la denominación actual y la utilizada por Oyhantçabal *et al.* (1993a) y Spoturno *et al.* (2004).

Unidades del Neoproterozoico

*Fajas milonitizadas y granitos*

El Granito de Quebracho definido por Jones (1956) es interpretado por Spoturno *et al.* (2004) como parte de los granitos deformados, incluidos en las Milonitas de Arroyo Solís Grande definidas por Oyhantçabal *et al.* (1993a).

Tabla 2: Cuadro de correlación de unidades geológicas de los diferentes trabajos realizados en el área de estudio.

<b>Jones (1956)</b>	<b>Oyhantçabal <i>et al.</i> (1993a)</b>	<b>Spoturno <i>et al.</i> (2004)</b>
Complejo Basal	Milonitas graníticas / Milonitas a granate, grafito y sillimanita	Milonitas Graníticas de Cuchilla Cabo de Hornos / Micaesquistos Milonitizados de Sauce del Solís
“Tonalita” de Cuchilla Cabo de Hornos	Milonitas graníticas	Milonitas Graníticas de Cuchilla Cabo de Hornos
Granodiorita de Tío Diego	Granito de Soca (Bossi <i>et al.</i> 1965)	Granito de Soca
Granito de Quebracho	-	Milonitas de Arroyo Solís Grande

### 3. RESULTADOS

En base a la información obtenida en las distintas etapas del presente trabajo se propone separar el área de estudio en dos dominios principales, Occidental y Oriental, en función de su tendencia estructural general (ver Figura 8 y Figura 9). El primero está constituido por una serie de fajas miloníticas con un rumbo general al NW, mientras que el segundo, por rocas milonitizadas de tendencia general NNE. Además de estos dominios, al sureste del área aflora un cuerpo granítico que, a los efectos de su estudio particular, se abordará por separado a las fajas miloníticas antes mencionadas. A su vez, estas unidades, correspondientes al basamento, se encuentran parcialmente cubiertas por sedimentos terciarios y cuaternarios.

A continuación se presentan los aspectos estructurales y características litológicas de cada uno de estos dominios.

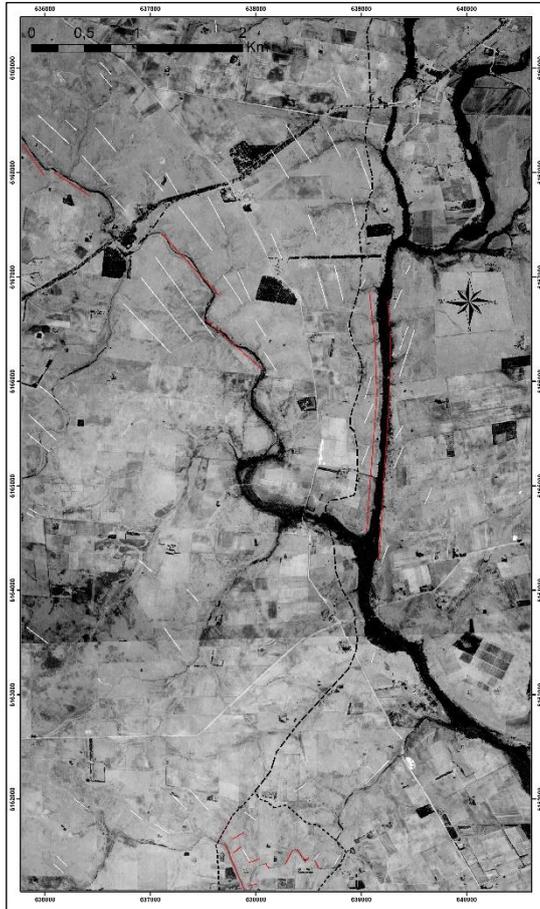
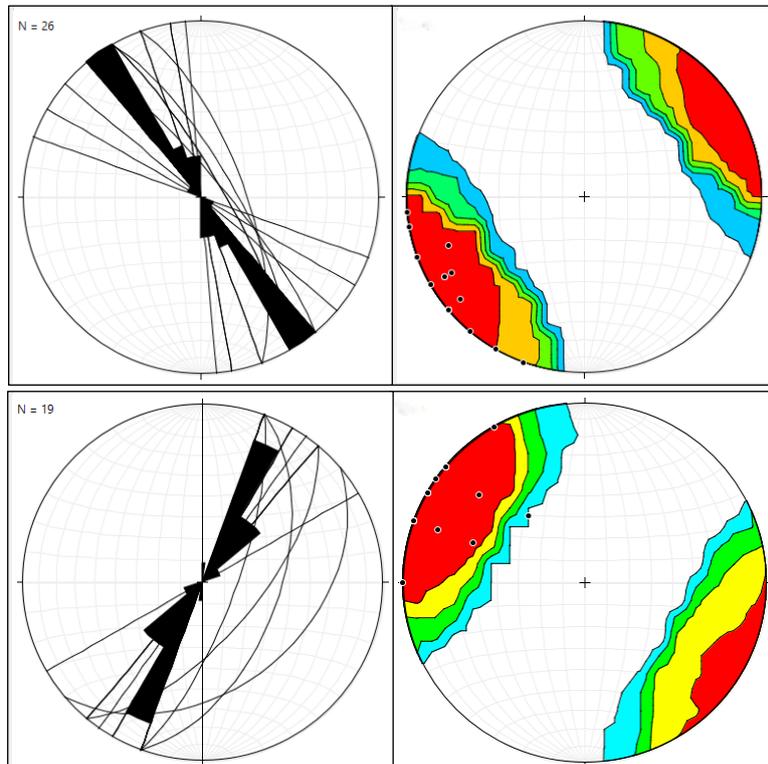


Figura 8: Principales lineamientos estructurales fotointerpretados (líneas en blanco) y fallas inferidas y comprobadas en el campo (líneas en rojo). Nótese la falla que controla el curso del arroyo Solís Grande en el centro. Los límites de los Dominios Occidental y Oriental son representados por líneas discontinuas (guiones en negro). Obsérvese en el sector inferior, al centro, una zona de transición entre los dominios, con un contorno marcado por líneas discontinuas (guiones cortos en negro).

Figura 9: Proyección estereográfica en el hemisferio inferior de los planos de foliación ( $n=45$ ), representados en un diagrama de rosas (izquierda), y sus respectivos polos visualizados según un diagrama de contornos (derecha). Nótese las diferencias en la tendencia estructural entre el Dominio Occidental (arriba) y el Dominio Oriental (abajo).



### 3.1. *DOMINIO OCCIDENTAL*

Este dominio ocupa dos terceras partes del área de estudio y se ubica en su totalidad en la porción SE del departamento de Canelones (ver Anexo – mapa geológico). Está compuesto por rocas metamorfizadas y deformadas, que presentan una foliación milonítica general de rumbo N320-330° con buzamientos subverticales a verticales o de alto ángulo hacia el NE. Estas conforman una serie de fajas miloníticas, de distintos protolitos, distinguiéndose dos en particular: de composición granítica y metasedimentos.

#### 3.1.1. Geología del Dominio Occidental

##### i. *Milonitas graníticas*

Se encuentran en dos fajas, una al norte y la otra al suroeste del área de estudio, separadas por las milonitas de protolito metasedimentario (ver Anexo – mapa geológico). La zona suroeste posee los afloramientos más conspicuos en el valle del arroyo Quebracho y en una cantera destinada a la extracción de feldespato.

En la zona Norte la mejor exposición de las mismas se encuentra en el talud de la Ruta 8, cercano al kilómetro 76, en el empalme con el camino que atraviesa el área de estudio de NNW a SSE. El mismo posee una longitud de unos 120 metros y una altura promedio de 3 metros, y se

encuentra próximo al contacto con las milonitas de protolito metasedimentarias.

A muestra de mano presentan una foliación milonítica marcada por la intercalación de bandas félsicas cuarzo-feldespáticas y bandas máficas de biotita. En la mayoría de los afloramientos es importante la presencia de granate, con cierto grado de transformación a biotita. El feldespato potásico se encuentra como porfiroclastos rotados y en la matriz como agregados de grano fino recristalizados con textura sacaroide. El cuarzo se presenta en cintas estiradas. En algunos casos se observa grandes cantidades de mica (sericita) en bandas, constituyendo filonitas (ver Figura 11).



Figura 11. Textura de milonitas graníticas del Dominio Occidental. (a) Milonita granítica típica con porfiroclastos de feldespato potásico rotados, inmersos en una matriz feldespática de grano fino, y cuarzo en cintas estiradas (*ribbons*). Nótese la presencia de granate. (b) Milonita con importante desarrollo de bandas de mica (sericita), constituyendo una filonita.

#### a. Aspectos estructurales

Estas milonitas presentan una variación en su foliación desde un rumbo general N310° en el extremo SW a un rumbo de N355° en el norte,

conforme nos desplazamos hacia el Dominio Oriental. En la mayoría de los afloramientos la foliación es vertical, o en ciertos casos presentan buzamientos en el entorno de 70-80° al NE (ver Figura 12).



Figura 12. Aspectos estructurales de las milonitas graníticas. Afloramiento visto en planta y corte del talud de Ruta 8. Se observa foliación milonítica con buzamiento de alto ángulo. Nótese intercalación de bandas cuarzo-feldespáticas y bandas de biotita.

En algunos afloramientos se pudo observar lineaciones de estiramiento mineral presentando actitudes sub-horizontales, con inmersiones que varían de 10° al N320° en el extremo sur a 18° al N350° en el extremo norte de la faja milonítica.

Puntualmente, se observó en un afloramiento en el sureste del área un pliegue suave con eje al N250°.

- Estructuras e indicadores cinemáticos

Las estructuras e indicadores cinemáticos más frecuentes que fueron reconocidos en campo son sistemas de porfiroclastos de feldespato y granate con alas asimétricas, imbricación de porfiroclastos de feldespato y *ribbons* de cuarzo. En la mayoría de los casos pudo establecerse un sentido de cizalla sinistral para estas fajas miloníticas (ver Figura 13).



Figura 13. Indicador cinemático a meso-escala en milonita granítica. Afloramiento visto en corte. Se observa porfiroclasto de feldespato potásico manteado con alas en arreglo tipo  $-\sigma$  (sigma), indicando un sentido de cizalla sinistral (flechas rojas).

#### b. Análisis petrográfico y microtectónico

##### - Petrografía

Las milonitas graníticas están compuestas por feldespato potásico y plagioclasa, en menor proporción, en forma de porfiroclastos correspondientes a relictos de fenocristales del protolito granítico; además de porfiroclastos de granate como relictos de porfiroblastos. Las milonitas presentan una matriz de cuarzo y feldespato y, de forma subordinada, aparece biotita, granate, muscovita, sericita, clorita y minerales opacos,

además de epidoto y calcita. Texturalmente su matriz es granolepidoblástica, con porfiroclastos de feldespato alcalino, plagioclasa y granate inmersos en una matriz marcada por la alternancia de bandas de cuarzo, de feldespato de grano fino recristalizado y bandas de mica.

- Microestructuras

El cuarzo se presenta en forma de *ribbons* policristalinos, de importante desarrollo, con extinción ondulante y recristalización por rotación de subgrano (SGR) y migración de borde de grano (GBM) evidenciada por sus bordes lobulados (ver Figura 14a, c-d, e-f).

El feldespato se presenta en dos generaciones, como porfiroclastos de gran tamaño (de hasta 14mm) y en la matriz como una masa de grano fino recristalizada por *bulging* (BLG), formando un manto nítido alrededor de los granos “viejos”, dando lugar a estructuras de tipo manto-núcleo (ver Figura 14g).

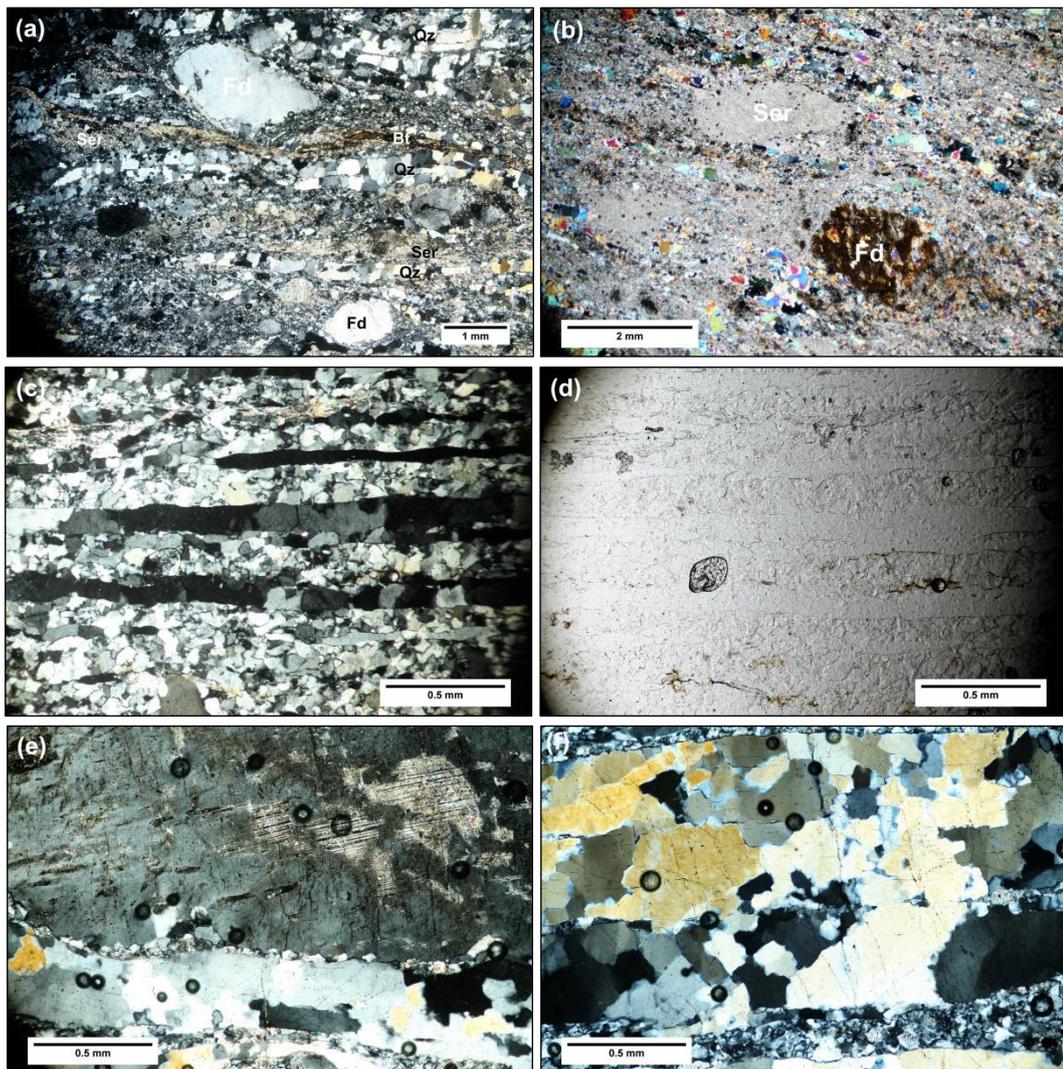
Los porfiroclastos de feldespato potásico presentan extinción ondulante irregular y *breakdown* con desarrollo perfitas y alteración a sericita (ver Figura 14b, e, i). En algunos cristales se pudo observar mirmequitas en los bordes en contacto con *ribbons* de cuarzo (ver Figura 14h). Ocasionalmente se encuentran fragmentados, con fracturas rellenas de sericita y feldespato recristalizado (ver Figura 14j).

Los porfiroclastos de plagioclasa son, comúnmente, más pequeños que los de feldespato potásico, algunos presentan macla polisintética de tipo

albita y otros combinación de maclas según las leyes de albita y periclina, extinción ondulante irregular y se encuentran fracturados.

La mica se presenta en forma de bandas en la matriz, junto con el feldespato de grano fino recristalizado. Se observan también en la roca fracturas rellenas de epidoto y clorita.

Los porfiroclastos de granate se encuentran muy fragmentados, con transformación a óxidos de hierro, opaco-traslúcidos, y también a biotita y clorita; con fracturas rellenas de sericita (ver Figura14k-l).



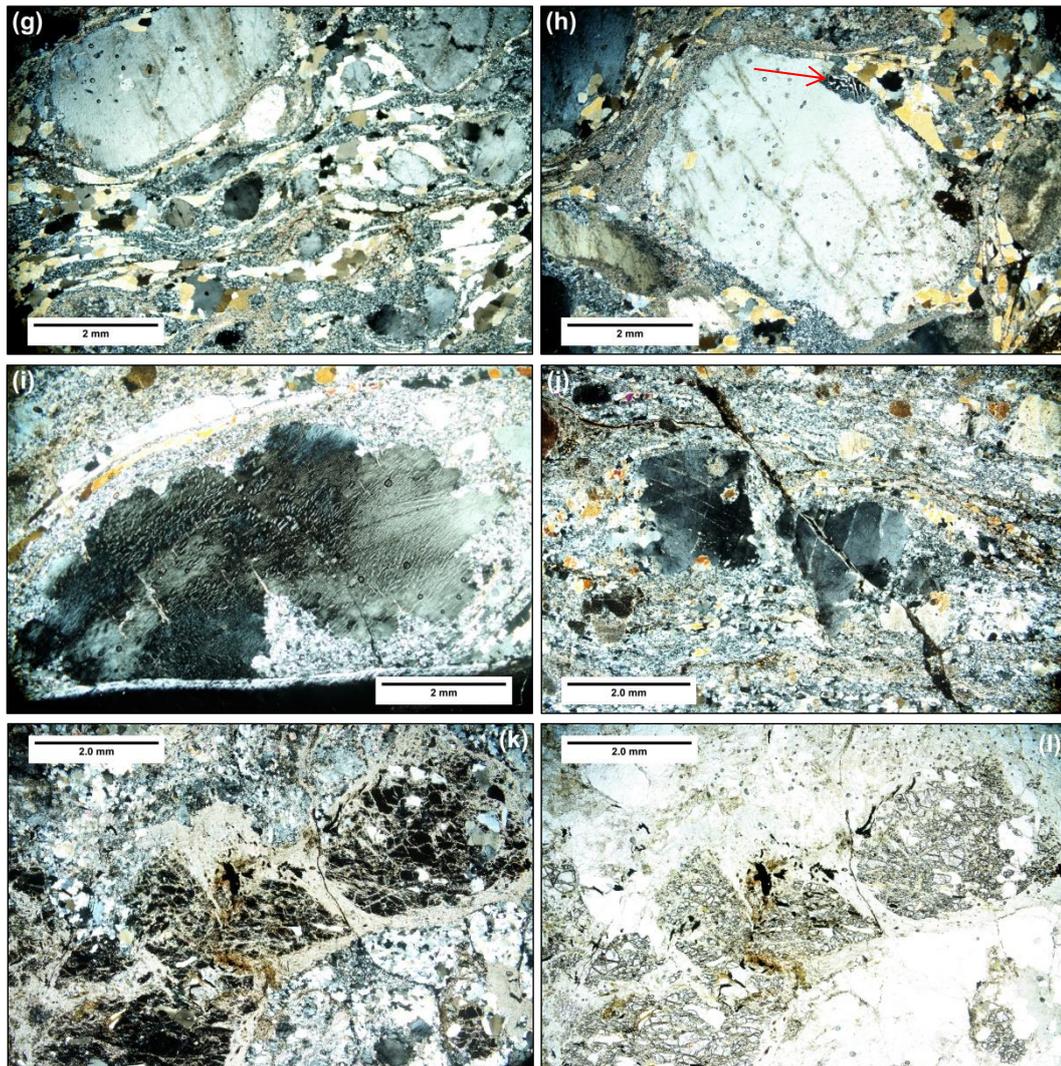


Figura 14. Microestructuras en milonitas graníticas. (a) Textura típica de las milonitas graníticas: cuarzo recrystalizado por GBM en *ribbons* policristalinos; porfiroclastos de feldespato potásico con bordes y alas recrystalizadas formando estructuras tipo manto-núcleo; matriz de feldespato potásico recrystalizado; bandas de biotita y bandas de mica recrystalizada (sericita) en matriz. (b) Avanzado *breakdown* de feldespato potásico con alteración a sericita, dando lugar a una filonita. (c) y (d) Intercalación de *ribbons* policristalinos de cuarzo recrystalizado por GMB con bandas de feldespato potásico de grano fino recrystalizado por BLG (izquierda polarizadores cruzados y derecha luz polarizada plana). (e) En la parte superior, porfiroclasto de feldespato potásico con desarrollo de pertitas de plagioclasa. En la parte inferior, *ribbon* de cuarzo recrystalizado por GBM y nucleación de granos de feldespato potásico recrystalizado entre los bordes del porfiroclasto y el *ribbon*. (f). Detalle de *ribbon* policristalino de cuarzo recrystalizado por GBM, con estructuras tipo *left-over*, y bandas de feldespato potásico de grano fino recrystalizado por BLG en la parte superior e inferior. (g) Importante desarrollo de *ribbons* de cuarzo policristalinos rodeando porfiroclastos de feldespato potásico y matriz de grano fino constituida por feldespato potásico recrystalizado por BLG, formando estructuras tipo manto-núcleo con los porfiroclastos. (h) Fenocristal de feldespato potásico preservado como porfiroclasto, con bordes y alas recrystalizadas formando una estructura de tipo manto-núcleo. Se observa también desarrollo de mirmequita en uno de sus bordes, en contacto con *ribbon* de cuarzo (flecha roja). (i) Porfiroclasto de feldespato potásico con importante desarrollo de pertitas, con bordes y alas recrystalizadas formando estructura tipo manto-núcleo. (j) Porfiroclasto de feldespato potásico fragmentado y desplazado, con presencia de extinción ondulante. Se observa fractura en la roca que atraviesa la sección delgada. (k) y (l) Relictos de porfiroblastos de granate como porfiroclastos muy fragmentados, con leve alteración a biotita, inmersos en una matriz sericítica (izquierda polarizadores cruzados, derecha luz polarizada plana).

### Indicadores cinemáticos

Los porfiroclastos de feldespato potásico aparecen fragmentados, con fracturas de bajo ángulo, con desplazamiento sinistral, las cuales son sintéticas al movimiento de cizalla general (ver Figura 15a). Así también sistemas de porfiroclastos manteados con alas asimétricas presentando, en la mayoría de los casos, arreglos sinistres (ver Figura 15b). En algunos casos fue posible observar mica tipo *fish* orientada indicando un sentido de cizalla sinistral.

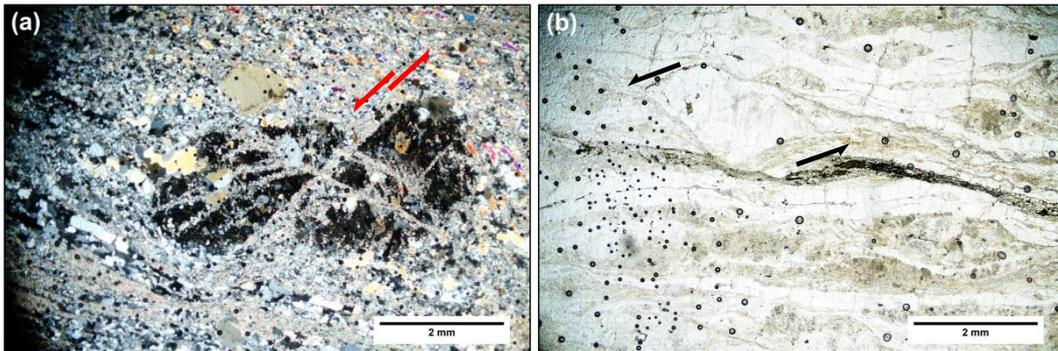


Figura 15. Fotomicrofotografías con indicadores cinemáticos a micro-escala en milonitas graníticas. (a) Porfiroclasto de feldespato potásico fragmentado y desplazado, con fractura sinistral de bajo ángulo (flechas rojas), sintética al movimiento de cizalla principal, en este caso sinistral. Polarizadores cruzados. (b) Porfiroclasto de feldespato potásico manteado con alas en arreglo tipo  $\sigma$  (sigma), indicando un sentido de cizalla sinistral (flechas negras). Luz polarizada plana.

### ii. Cuarzo-milonitas

Las cuarzo-milonitas se encuentran aflorando en el centro del sector sur del área de estudio, con una gran densidad de afloramientos y relieve positivo en forma de crestas (ver Figura 16a). Se encuentran inmediatamente al este de las milonitas graníticas, mencionadas anteriormente, y se desarrollan de forma más o menos paralela al curso del arroyo Quebracho (ver Anexo – mapa geológico).

Son de grano fino y sin presencia de porfiroclastos a muestra de mano, por lo que pueden ser clasificadas como ultramilonitas. Están compuestas mayormente por cuarzo, con una foliación marcada por el desarrollo de bandas estiradas de biotita o sericita (ver Figura 16b). En algunos casos fue posible observar cristales de granate transformados a biotita.

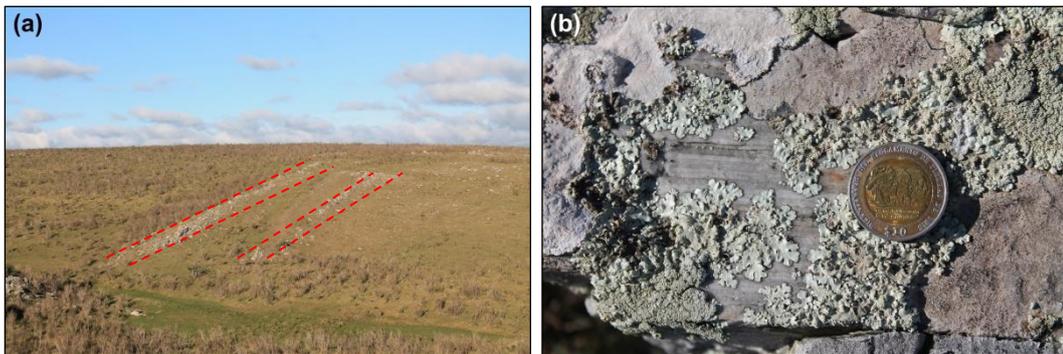


Figura 16. Aspectos generales de las cuarzo-milonitas del Dominio Occidental. (a) Desarrollo de relieve positivo y afloramientos en forma de crestas. Foto tomada hacia el este desde la cantera de feldespato. (b) Foliación milonítica marcada por los filosilicatos (mica negra). Afloramiento visto en planta, con borde superior de la fotografía al NNE.

#### a. Aspectos estructurales

Poseen un rumbo general N310 a 330° y buzamientos de subverticales a 70° al NE, en sectores más próximos a la cantera de feldespato (ver Figura 17a), donde afloran las milonitas graníticas.

Conforme nos desplazamos al SSE, próximo al arroyo Quebracho, la foliación milonítica va variando a rumbos generales N-S (ver Figura 17b), N020° y N290°, dando lugar a una zona de transición<sup>6</sup> entre el Dominio Occidental y el Oriental.

<sup>6</sup> N. del A.: Esta zona de transición se abordará más adelante en el texto, después de la sección sobre el Dominio Oriental.

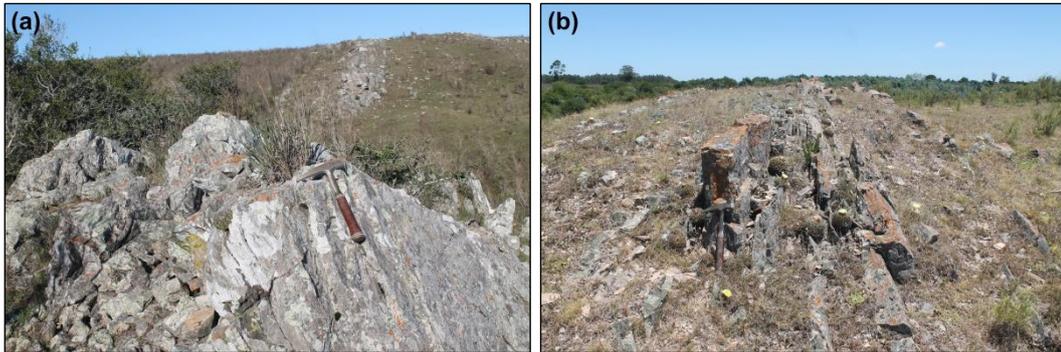


Figura 17. Aspectos estructurales de las cuarzo-milonitas. (a) Afloramiento próximo a las milonitas graníticas, al este de la cantera de feldespato (ver Figura 16a). Se observa el buzamiento de alto ángulo al NE. (b) Cretas de cuarzo-milonitas con buzamiento subverticales, en sector al sur muy próximo al arroyo Quebracho, donde cambia la foliación a rumbo general N-S, marcando el comienzo de zona de transición entre dominios.

A diferencia de las otras litologías presentes en este dominio, las cuarzo-milonitas poseen una lineación más marcada que la foliación, con una actitud promedio de  $22^\circ$  al  $N310^\circ$ . A su vez, las mismas presentan indicios de haber sido afectada por una tectónica frágil dada por bloques poligonales fracturados. La foliación milonítica se ve interrumpida también por el recorte de diques de cuarzo hidrotermal de rumbo  $N040^\circ$ .

Mediante fotointerpretación, se identificó un aparente plegamiento de estas fajas miloníticas, sin embargo, a nivel de campo se observó que se trata de una falla que disloca los bancos de cuarzo-milonita. Aun así, en esta zona en particular pudo observarse un pliegue abierto con eje al  $N230^\circ$

## b. Análisis petrográfico y microtectónico

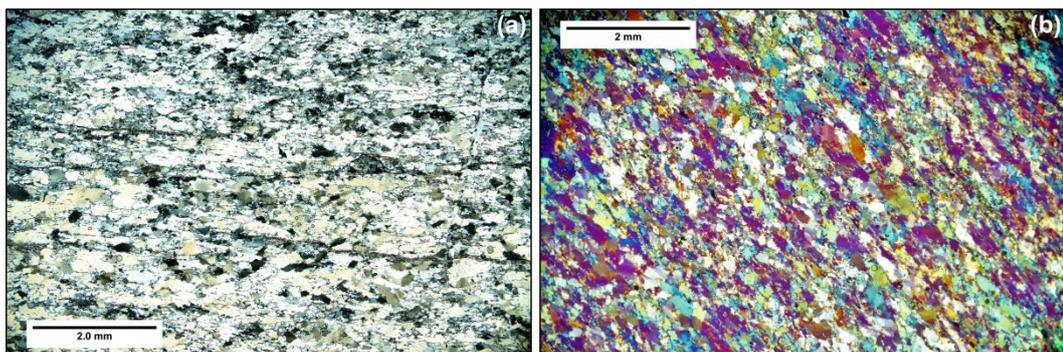
### - Petrografía

Como su nombre lo indica, posee cuarzo como principal constituyente y en menor medida mica y escasos cristales de feldespato. Como accesorios presenta minerales opacos. Los filosilicatos se encuentran en bandas orientadas que dan lugar, junto a las cintas de cuarzo, a una textura granolepidoblástica.

### - Microestructuras

El cuarzo se presenta en cristales de gran tamaño formando *ribbons* policristalinos. Los mismos se encuentran recristalizados por GBM, evidenciado por microestructuras de tipo *left-over*, *pinning* y *window* (ver Figura 18c). Por otro lado, se observaron cristales de mica tipo *fish* (ver Figura 18d) orientados en ambos sentidos.

La foliación principal está marcada por los filosilicatos y presenta estructura del tipo S-C según la orientación oblicua de los cristales de cuarzo (ver Figura 18a), dada por una fuerte orientación cristalográfica preferencial (LPO) y de forma (SPO) (ver Figura 18b).



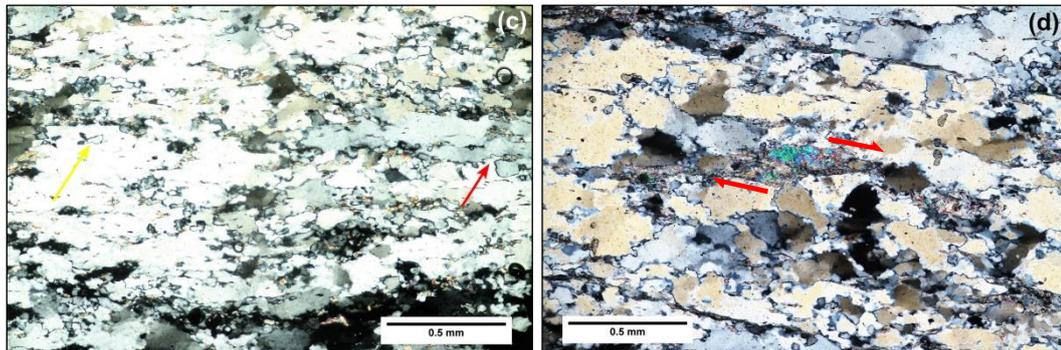


Figura 18. Fotomicrografías con polarizadores cruzados de microestructuras e indicadores cinemáticos en cuarzo-milonitas. (a) Estructura tipo S-C definida por la orientación oblicua de los cristales de cuarzo. (b) Orientación cristalográfica preferencial (LPO) y de forma (SPO) en cristales de cuarzo. Microfotografía con lámina compensadora  $1 \lambda$ . (c) Estructuras tipo *left-over* (flecha amarilla) y *pinning* y *window* (flecha roja), evidenciando la recrystalización del cuarzo por GBM. (d) Cristal de mica tipo *fish* indicando un sentido de cizalla dextral (flechas rojas).

### iii. *Milonitas metasedimentarias:*

En el sector noroccidental del área de estudio se encuentra una serie de rocas paraderivadas, metamorizadas y deformadas, que conforman una faja milonítica de poco más de dos kilómetros de ancho, cuyas mejores exposiciones se encuentran próximas a la margen izquierda del arroyo Sauce de Solís y en una cantera abandonada ubicada en el oeste, próxima a la cañada La Lorenza (ver Anexo – mapa geológico).

Las mismas son concordantes estructuralmente a las fajas de milonitas graníticas que separa, encontrándose el contacto entre ambas próximo al afloramiento del talud de la Ruta 8, mencionado anteriormente (ver Figura 19). No fue posible determinar el tipo de contacto con las fajas miloníticas del Dominio Oriental, debido a la importante cobertura sedimentaria en los alrededores del curso del arroyo Sauce de Solís, próximo a su desembocadura en el Solís Grande. Esta cobertura corresponde en su

mayoría a depósitos carbonáticos, más concretamente calcretas.

A diferencia de las otras milonitas de este dominio, la presencia de biotita es mayoritaria, lo que sugeriría un origen metasedimentario, correspondiente a un paragneis e incluso, en ciertos casos, micaesquistos (ver Figura 20).



Figura 19. Afloramiento en talud de Ruta 8, con vista en planta hacia el sur. Se observa contacto (línea roja punteada cuadrada) entre milonitas graníticas (a la izquierda) y milonitas metasedimentarias (a la derecha). Ambas fajas miloníticas son concordantes estructuralmente.

Estas muestran un bandeo composicional (ver Figura 20a) con alternancia de bandas máficas, compuestas principalmente por biotita y granate, y bandas félsicas, constituidas de cuarzo y plagioclasa. El granate se presenta como porfiroclastos (ver Figura 20b), correspondientes a relictos de porfiroblastos del protolito, englobados en una matriz biotítica y en partes transformados a clorita.



Figura 20. Aspectos generales de las milonitas metasedimentarias. (a) Afloramiento visto en planta, con borde superior de la fotografía al oeste. Se observa alternancia de bandas félsicas, constituidas por cuarzo y plagioclasa, y bandas máficas formadas principalmente por biotita. Posible protolito correspondiente a un paragneis. (b) Afloramiento visto en corte. Porfiroclastos de granate inmersos en una matriz biotítica. Corresponden a relictos de porfiroblastos del protolito, posiblemente un micaesquistos.

En el sector más occidental de la cantera, próxima a la cañada La Lorenza y al contacto con las milonitas graníticas, las milonitas metasedimentarias presentan niveles menos biotíticos, con más cuarzo, posiblemente derivados de un protolito psamítico y con cristales de granate más pequeños y equigranulares.

En dicha cantera se observan venas y diques aplíticos con la misma mineralogía, también con granate, posiblemente producto de la fusión parcial de metasedimentos, dando lugar a partes más migmatíticas.

#### a. Aspectos estructurales

Esta faja milonítica presenta una foliación de rumbo general N320° y buzamientos verticales a subverticales, variando de rumbo N300° al oeste a N350° al este. En los casos que pudo observarse la lineación de estiramiento mineral, esta posee actitudes subhorizontales.

- Estructuras e indicadores cinemáticos

En muestra de mano y afloramiento fueron reconocidos *ribbons* de cuarzo, porfiroclastos de plagioclasa en forma de *boudines* asimétricos (ver Figura 21a) y porfiroclastos de granate rotados con alas asimétricas indicando un sentido de cizalla sinistral (ver Figura 21b).



Figura 21. Estructuras e indicadores cinemáticos a meso-escala en milonitas metasedimentarias. (a) *Boudines* asimétricos de porfiroclastos de plagioclasa. Nótese también los *ribbon* de cuarzo y bandas de biotita. (b) Porfiroclasto de granate con alas en arreglo tipo  $\sigma$  (sigma), indicando un sentido de cizalla sinistral (flechas amarillas).

b. Análisis petrográfico y microtectónico

- Petrografía

Las milonitas de origen metasedimentario presentan un marcado bandeo composicional con alternancia de bandas félsicas y máficas. Las primeras están conformadas principalmente por cuarzo y feldespato potásico y en menor proporción plagioclasa; mientras que las bandas máficas están compuestas esencialmente por biotita y granate, y en menor proporción clorita y sericita como minerales secundarios. Dentro de los minerales opacos se destaca la presencia de una gran cantidad de grafito (ver Figura 22a), distinguible por sus bordes irregulares (Pichler &

Schmitt-Riegraf, 1997). Además, es posible observar relictos de cristales de sillimanita (ver Figura 22b).

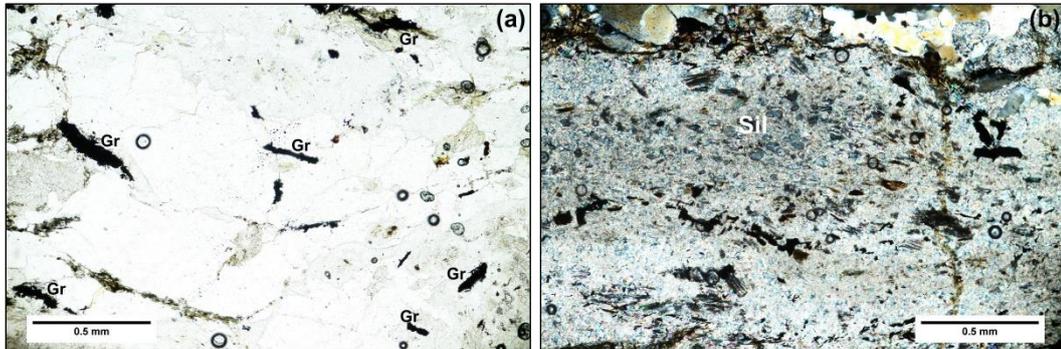


Figura 22. Fotomicrografías de milonitas metasedimentarias. (a) Cristales de minerales opacos con bordes irregulares correspondientes a grafito. Luz polarizada plana. (b) Relictos de cristales de sillimanita de color gris a gris azulado. Polarizadores cruzados.

- Microestructuras:

El cuarzo se presenta en forma de *ribbons* con extinción ondulante y recristalización por GBM (ver Figura 23a). Además, se observa un avanzado *breakdown* de feldespato con alteración a sericita, tanto en cristales correspondientes a porfiroclastos como en las bandas de grano fino de la matriz. Por otra parte, los granates son pretectónicos, ya que se presentan como porfiroclastos, algunos de ellos rotados, muy fracturados y envueltos por la foliación milonítica (ver Figura 23e-f). Varios de ellos en cierta medida se encuentran transformados a biotita. En algunos cristales es posible observar sombras de presión (*strain shadows*), marcadas por biotita (ver Figura 23c-d) y minerales opacos (grafito). Por otro lado, existe desarrollo de *kinking* en cristales de biotita (ver Figura 23b).

- Indicadores cinemáticos

Se observan porfiroclastos de granate rotados en sentido sinistral, marcado por alas asimétricas en arreglo tipo delta, con desarrollo de sombras de presión (ver Figura 23e-f).

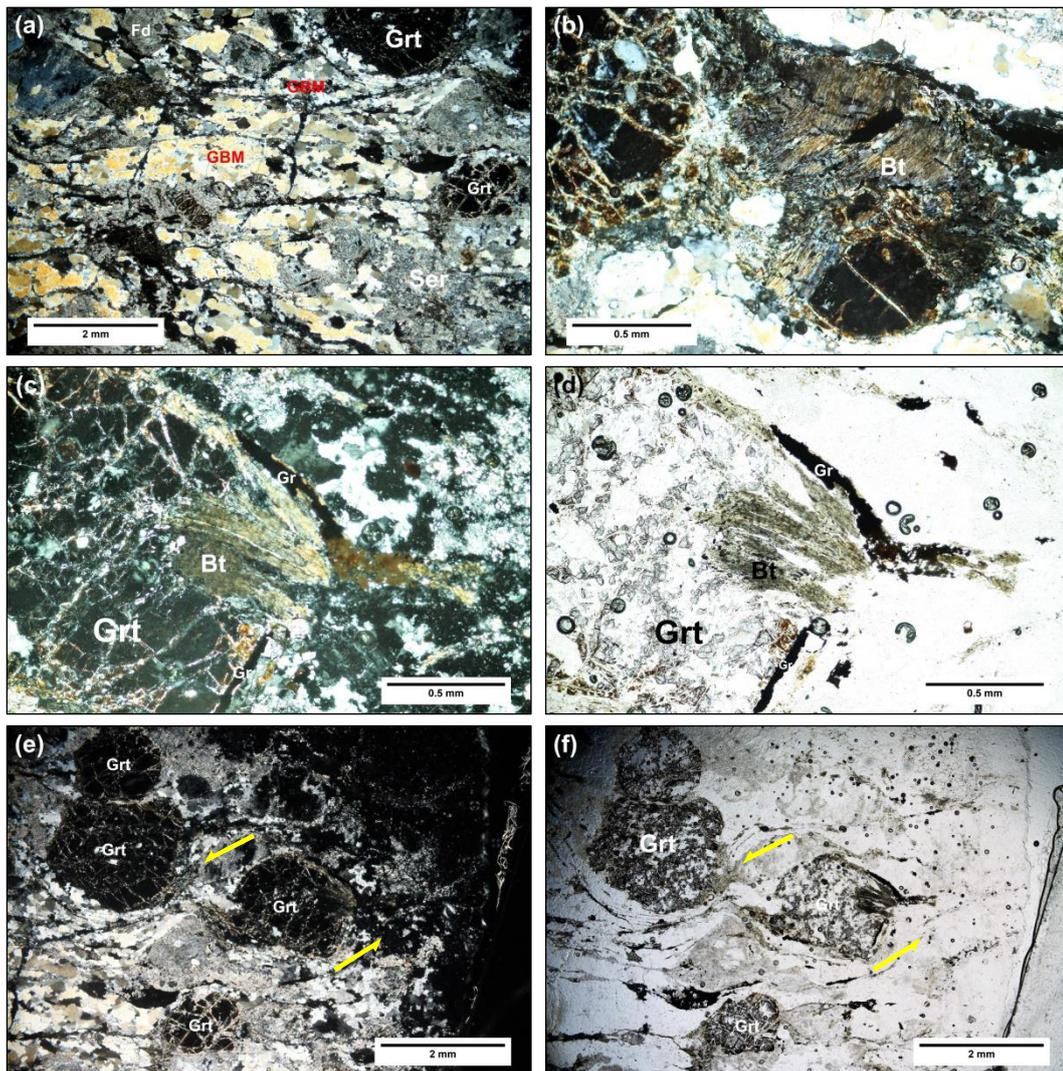


Figura 23. Microestructuras e indicadores cinemáticos en milonitas metasedimentarias. (a) Cuarzo recrystalizado por GBM formando *ribbons* policristalinos. (b) Cristal de biotita con desarrollo de *micro kinking*. (c) y (d) Sistema de porfiroclastos de granate con sombra de presión marcada por biotita y grafito. (e) y (f) Porfiroclasto de granate con alas asimétricas en arreglo tipo  $\delta$  (delta) y sombra de presión, indicando un sentido de cizalla sinistral (flechas amarillas). Fotomicrografías de la izquierda con polarizadores cruzados, fotomicrografías de la derecha con luz polarizada plana.

### 3.2. *DOMINIO ORIENTAL*

Este dominio ocupa el tercio este del área de estudio, con un desarrollo norte-sur con eje en el arroyo Solís Grande (ver Anexo – mapa geológico). Presenta una tendencia estructural más homogénea que el anterior, y está conformado por rocas deformadas, que varían entre milonitas, ultramilonitas y filonitas, con predominio de protolitos graníticos, y una marcada foliación milonítica general de rumbo N020-040° con buzamientos subverticales o entre 55 y 75° al NW.

#### 3.2.1. Geología del Dominio Oriental

##### i. *Ultramilonitas*

Estas afloran en el extremo centro-este del área de estudio, a lo largo del valle de la cañada Margarita, en el departamento de Maldonado, en una zona con abundante cobertura sedimentaria en los interfluvios y próxima a escarpas marcadas por los depósitos de abanico aluvial, de gravas y cantos rodados procedentes de Sierra de Ánimas (ver Anexo – mapa geológico).

A nivel de afloramiento se observa en las ultramilonitas una foliación milonítica penetrativa, marcada por la alternancia de bandas milimétricas de cuarzo y bandas milimétricas de mica (ver Figura 24).



Figura 24. Aspectos generales de las ultramilonitas. Vista de afloramiento en planta, con borde superior de la fotografía al NNE. Se observa foliación marcada por la alternancia de bandas milimétricas de cuarzo y bandas milimétricas de filosilicatos.

a. Aspectos estructurales

Dichas milonitas se encuentran verticales y poseen una foliación de rumbo general N030°, con una lineación de estiramiento mineral repetitiva de 10° al N220°. A su vez, en estas se observan pliegues cerrados con eje buzando 25° al N214°, subparalelos a la lineación de estiramiento mineral (ver Figura 25a). Además, presenta pliegues apretados de tipo intrafoliales (ver Figura 25b).

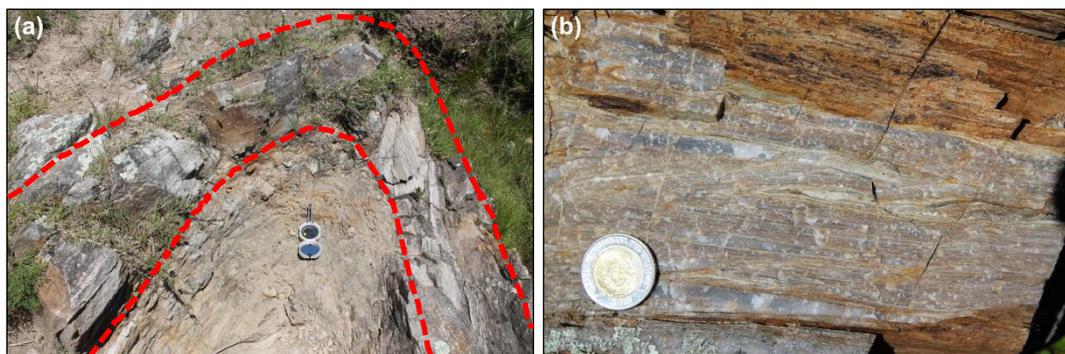


Figura 25. Pliegues en ultramilonitas. (a) Pliegue cerrado con eje paralelo a la lineación de estiramiento mineral de estas milonitas. Afloramiento visto en planta hacia el sur. (b) Pliegue apretado de tipo intrafolial. Afloramiento visto en planta, con borde superior de la fotografía al sur.

Por otra parte, en ciertos casos existen zonas con afloramientos, próximos al arroyo Solís Grande, esencialmente cuarzo-feldespáticos, con evidencias de cierta deformación frágil.

b. Análisis petrográfico y microtectónico

- Petrografía

Se encuentran formadas principalmente por cuarzo y en menor medida muscovitas microcristalinas orientadas, marcando una textura granolepidoblástica (ver Figura 26).

- Microestructuras

Al igual que en muestra de mano, petrográficamente se observa una intercalación repetitiva de bandas finas de cuarzo y bandas muy finas de mica.

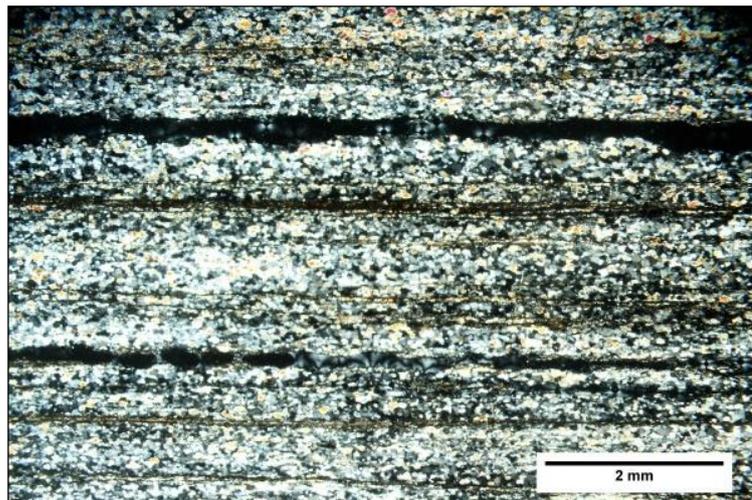


Figura 26. Textura granolepidoblástica en ultramilonitas, marcada por la intercalación repetitiva de bandas muy finas de cuarzo y de micas orientadas. Fotomicrografía con polarizadores cruzados.

El cuarzo se presenta en *ribbons* policristalinos, recrystalizado por GBM, observándose también sectores con recrystalización estática por reducción de área del borde del grano (GBAR), con cristales poligonales con bordes formando contactos triples en ángulos de 120° (ver Figura 27a).

Las micas se encuentran en bandas recrystalizadas muy finas con una marcada orientación preferencial de forma (SPO).

- Indicadores cinemáticos

Se observan cristales de mica tipo *fish* orientados según un sentido sinistral (ver Figura 27b).

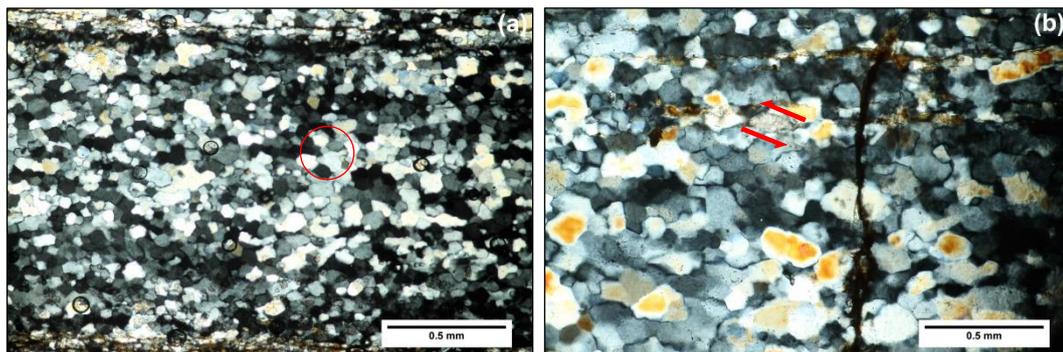


Figura 27. Fotomicrografías con polarizadores cruzados de microestructuras e indicadores cinemáticos en ultramilonitas. (a) Cuarzo recrystalizado por GBM, con sectores donde se observan cristales poligonales con bordes formando ángulos cercanos 120°, evidenciando recrystalización estática por GBAR. (b) Cristal de mica tipo *fish* indicando un sentido de cizalla sinistral (flechas rojas).

ii. *Milonitas y filonitas*

Las milonitas y filonitas afloran a lo largo del arroyo Solís Grande, en ambas márgenes, desde la confluencia con el arroyo Quebracho al sur, hasta las cabeceras y la base del puente de la Ruta 8 al norte (ver Anexo – mapa geológico).

Presentan los afloramientos más conspicuos en zonas próximas a los depósitos aluviales del arroyo Solís Grande, predominando las milonitas por sobre las filonitas.

Las milonitas poseen una mineralogía esencialmente granítica, con desarrollo de una foliación penetrativa marcada por la intercalación de bandas cuarzo-feldespáticas estiradas y bandas de mica, predominando las primeras. Presentan un matriz compuesta por muscovita y clorita y porfiroclastos de feldespato estirados y rotados (ver Figura 28a).

En menor proporción afloran filonitas, las cuales poseen porfiroclastos de feldespato blanco inmersos en una matriz verde de filosilicatos, posiblemente producto de una deformación más avanzada (ver Figura 28b).

En afloramientos fuera del área de estudio, inmediatamente al norte, en un camino al oeste de Solís de Matajojo, se observan micaesquistos milonitizados correspondientes a términos supracorticales, evidenciando la heterogeneidad litológica de esta faja milonítica.



Figura 28. Textura de milonitas y filonitas del Dominio Oriental. (a) Milonita con mineralogía esencialmente granítica, con matriz formada por bandas cuarzo-feldespáticas y bandas de mica, y con porfiroclastos de feldespato potásico rotados.

Afloramiento visto en planta, con borde superior de la fotografía hacia el oeste. (b) Filonita con porfiroclastos de feldespato potásico blanco inmersos en una matriz verde de filosilicatos. Afloramiento visto en planta, con borde superior de la fotografía hacia el norte

a. Aspectos estructurales

Las milonitas y filonitas presentan una foliación penetrativa de rumbo general N020° y buzamientos de subverticales a 55-75° al NW, con lineaciones de estiramiento variables, desde subhorizontales con inmersión de 30° al N340° en el extremo sur, a subverticales con actitudes que van de 70° al N261° a 80° al N250°, en zonas próximas al arroyo Solís Grande.

- Estructuras e indicadores cinemáticos

En afloramiento y muestra de mano fueron reconocidos *ribbons* de cuarzo, sistemas de porfiroclastos de feldespato, *kink-band folds* (pliegues angulares), *shear bands* (bandas de cizalla) y *flanking folds* (ver Figura 29). Algunas de estas estructuras muestran indicadores cinemáticos tanto dextrales como sinistral.



Figura 29. Estructuras en milonitas del Dominio Oriental. (a) Pliegues angulares de tipo *kink-band*. (b) *Flanking fold* alrededor de vena de cuarzo (flecha amarilla).

b. Análisis petrográfico y microtectónico

- Petrografía

Presenta porfiroclastos de feldespato potásico, en menor medida plagioclasa, y una matriz con una foliación marcada compuesta esencialmente por cuarzo en cintas y bandas de sericita y muscovita, además de clorita y carbonatos.

- Microestructuras

Los porfiroclastos de feldespato presentan un incipiente a avanzado *breakdown* con alteración a sericita en sus bordes y alas (ver Figura 30c), desarrollo de pertitas de plagioclasa y *flame pertithe* -pertita tipo “llama”- (ver Figura 30d); además de recristalización por BLG y SGR en sus bordes, dando lugar a un manto de cristales de grano fino (ver Figura 30e-f). Los cristales “antiguos” más preservados presentan extinción ondulante irregular y se encuentran fragmentados (ver Figura 30e). Los porfiroclastos de plagioclasa presentan maclado mecánico -macla de deformación- (ver Figura 30b) y algunos se encuentran con fracturas rellenas de carbonato, posiblemente calcita.

El cuarzo se presenta en dos poblaciones (ver Figura 30a), una formando una matriz fina con desarrollo de BLG, y otra de granos gruesos, con extinción ondulante, formando *ribbons* policristalinos, recristalizados por GBM, evidenciada por estructuras tipo *left-over*. La matriz presenta un importante desarrollo de bandas de muscovita recristalizada, además de

clorita y carbonatos (ver Figura 30e).

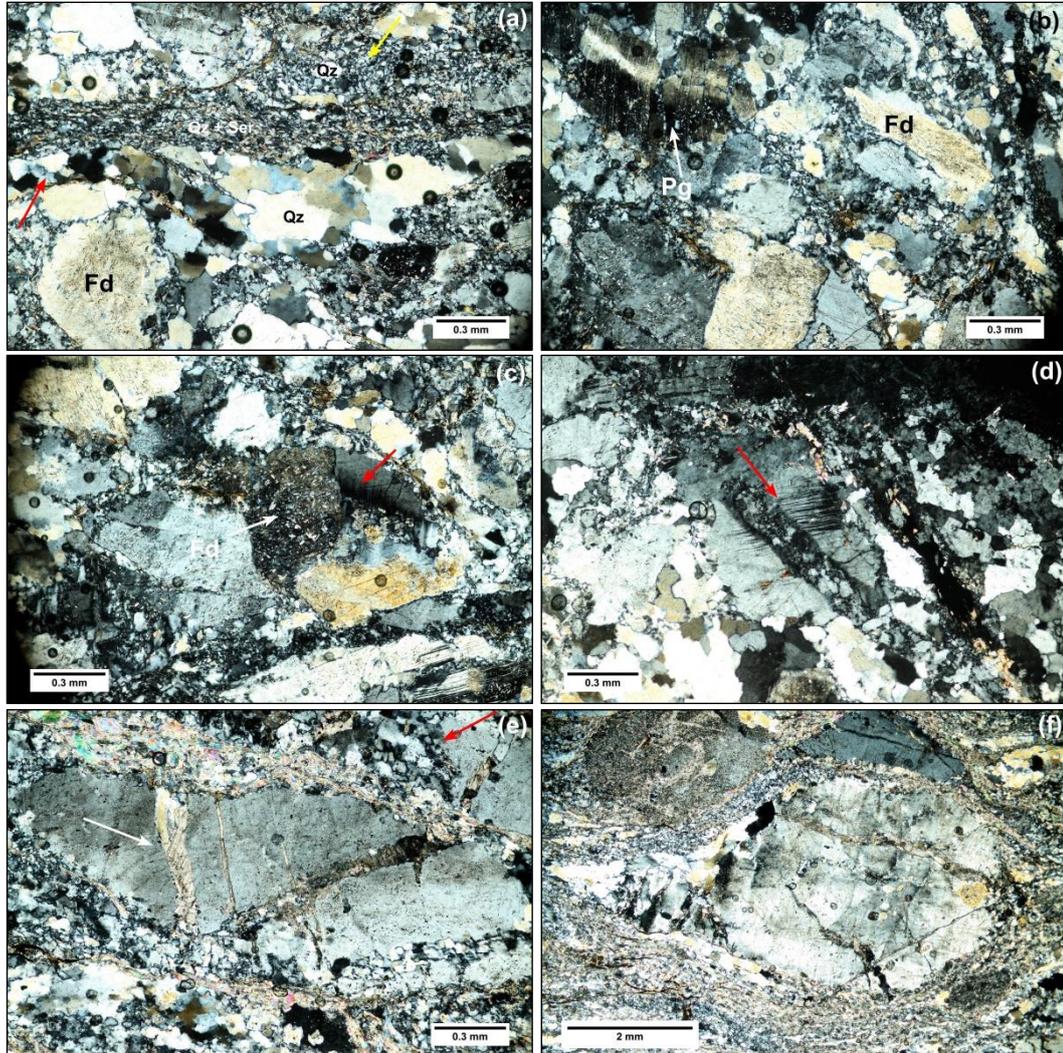


Figura 30. Fotomicrografías con polarizadores cruzados de microestructuras presentes en milonitas del Dominio Oriental. (a) Cuarzo en dos poblaciones, una en masa de grano fino recrystalizada por BLG (flecha amarilla) y otra de grano más grueso formando *ribbons* policristalinos recrystalizada por GBM (flecha roja). Nótese también porfiroclasto de feldespato potásico con bordes recrystalizados por BLG. (b) A la izquierda, cristal de plagioclasa con maclado mecánico (flecha blanca); a la derecha, cristal de feldespato potásico con bordes recrystalizados por BLG y desarrollo de subgranos. (c) A la izquierda, cristal de feldespato potásico con avanzado *breakdown* con alteración a sericita (flecha blanca); a la derecha, desarrollo de *flame perthite* en cristal de feldespato potásico (flecha roja). (d) Cristal de feldespato potásico con bordes y centro recrystalizado, además de desarrollo de *flame perthite* (flecha roja) y extinción ondulante irregular. (e) Porfiroclasto de feldespato con fracturas rellenas de carbonato, posiblemente calcita (flecha blanca). En la parte superior se observa banda de muscovitas recrystalizadas y cristal de feldespato potásico con bordes recrystalizados por SGR (flecha roja). (f) Porfiroclasto de feldespato potásico con desarrollo de fracturas, extinción ondulante y bordes y alas recrystalizadas dando lugar a una estructura tipo manto-núcleo.

- Indicadores cinemáticos

Es posible observar estructuras tipo S-C marcada por las bandas de sericita (ver Figura 31) y porfiroclastos de feldespato. A su vez, algunos de ellos poseen cierta asimetría, presentando en todos los casos arreglos sinistral.

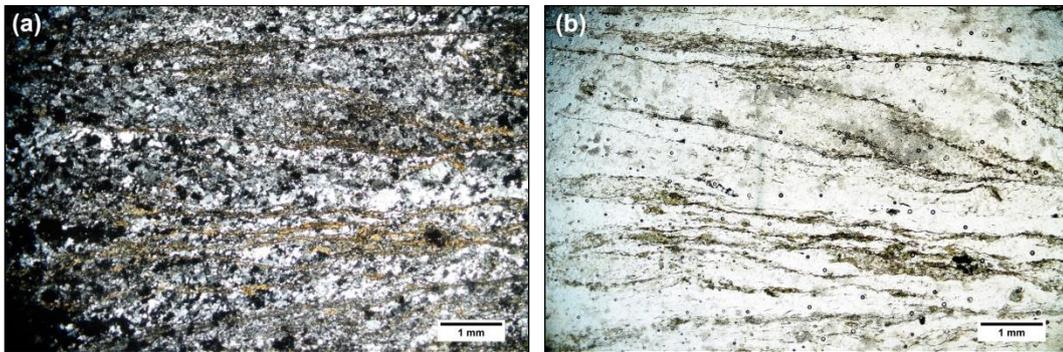


Figura (31): Estructura tipo S-C marcada por los filosilicatos, indicando un sentido sinistral, sintético al movimiento de cizalla principal. Fotomicrografías con polarizadores cruzados (izquierda) y con luz polarizada plana (derecha).

### 3.3. MILONITAS DE ZONA DE TRANSICIÓN ENTRE DOMINIOS OCCIDENTAL Y ORIENTAL

Si bien no constituyen una litología diferente a las milonitas descritas anteriormente, estas presentan caracteres estructurales que hacen destacables su descripción por separado, ya que constituyen una zona de transición entre ambos dominios estructurales.

Estas fajas miloníticas se encuentran al sur del área de estudio, en una zona con gran densidad de afloramientos en forma de crestas, próximos al arroyo Quebracho (ver Anexo – mapa geológico). Las mismas poseen

composición granítica y su característica más conspicua son los cambios abruptos que se observan en su foliación, la cual varía, de este a oeste, entre zonas de rumbo N40° y buzamiento de alto ángulo al NW, a zonas con foliación de rumbo general N320° verticales; con zonas intermedias de foliación N-S y zonas plegadas con rumbo general N020°.

Estos cambios en el rumbo de la foliación milonítica estarían marcados por una serie de cizallas subparalelas de pequeña escala, desarrolladas a lo ancho de una zona de poco más de 600 metros y conformando fajas de unos 50 metros de ancho (ver Figura 32).

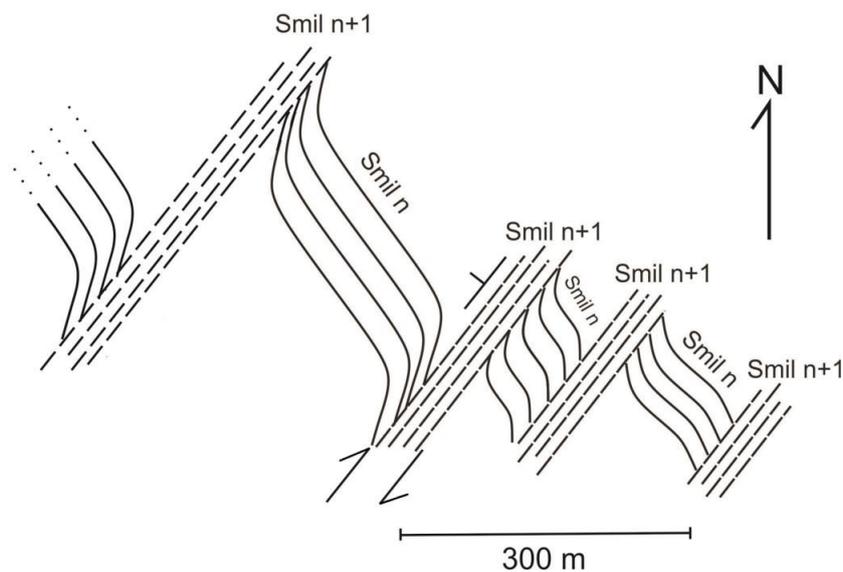


Figura (32): Croquis ilustrando los cambios en la foliación de las milonitas de la zona de transición entre el Dominio Occidental (rumbos NW) y el Dominio Oriental (rumbos NNE).

a. Estructuras e indicadores cinemáticos

Las milonitas de esta zona de transición presentan diversas estructuras observables a meso-escala (ver Figura 33) tales como, porfiroclastos de feldespato potásico manteados con alas asimétricas, *drag folds* (pliegues de arrastre), pliegues ptigmáticos y estructuras tipo *flanking* en venas de cuarzo; algunas de las cuales se han podido utilizar como indicadores cinemáticos, en la mayoría de los casos indicando un sentido de cizalla dextral.

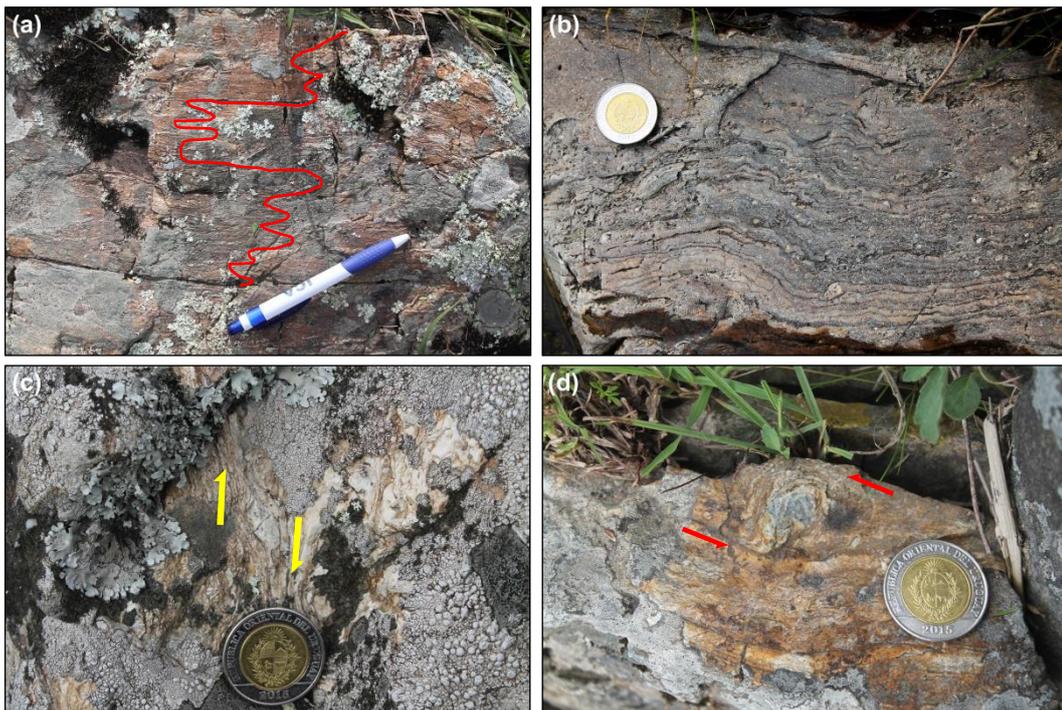


Figura (33): Estructuras e indicadores cinemáticos en las milonitas de zona de transición. (a) *Drag fold* (pliegue de arrastre, en rojo). (b) Pliegues ptigmáticos en venas de cuarzo. (c) Porfiroclasto de feldespato potásico con alas en arreglo con alas en arreglo tipo  $\sigma$  (sigma), indicando un sentido de cizalla dextral (flechas amarillas). (d) Porfiroclasto de feldespato potásico con alas en arreglo con alas en arreglo tipo  $\delta$  (delta), indicando un sentido de cizalla sinistral (flechas rojas).

b. Análisis petrográfico y microtectónico

- Petrografía

Estas milonitas presentan una composición esencialmente granítica, con porfiroclastos de feldespato y plagioclasa, y una matriz constituida por cuarzo, sericita, muscovita y minerales opacos.

- Microestructuras e indicadores cinemáticos

i. *Fajas miloníticas NW*

Estas poseen un avanzado *breakdown* de feldespato con alteración a sericita, con algunos porfiroclastos relictuales de feldespato potásico y plagioclasa. Puntualmente se observó un cristal de feldespato con una mitad recristalizado por BLG y la otra mitad alterado a sericita, evidenciando cambios químicos durante la deformación.

El cuarzo se presenta en forma de *ribbons* policristalinos con extinción ondulante y recristalizado por GBM.

Presentan estructuras de tipo S-C marcada por bandas de mica, indicando un sentido de cizalla dextral.

ii. *Fajas miloníticas NNE*

Las milonitas de estas fajas poseen una mayor densidad de porfiroclastos de feldespato y plagioclasa conservados, con extinción ondulante irregular. A diferencia de las otras fajas miloníticas, presentan un *breakdown* de feldespato incipiente con alteración a sericita en los bordes

y desarrollo de pertitas de plagioclasa. Los porfiroclastos muestran, además, estructura de tipo manto-núcleo con alas de feldespato recristalizado por BLG y SGR, y orientadas indicando movimiento de cizalla en ambos sentidos (ver Figura 34b).

Presentan desarrollo de *ribbons* de cuarzo policristalinos, con granos “viejos” con extinción ondulante y granos nuevos recristalizados por GBM. Además, es posible observar venas de cuarzo plegadas de forma asimétrica que indican un sentido de cizalla dextral (ver Figura 34a); aunque este no sería un indicador confiable. Por otro lado, en la matriz existen cristales de mica tipo *fish* dextrales.

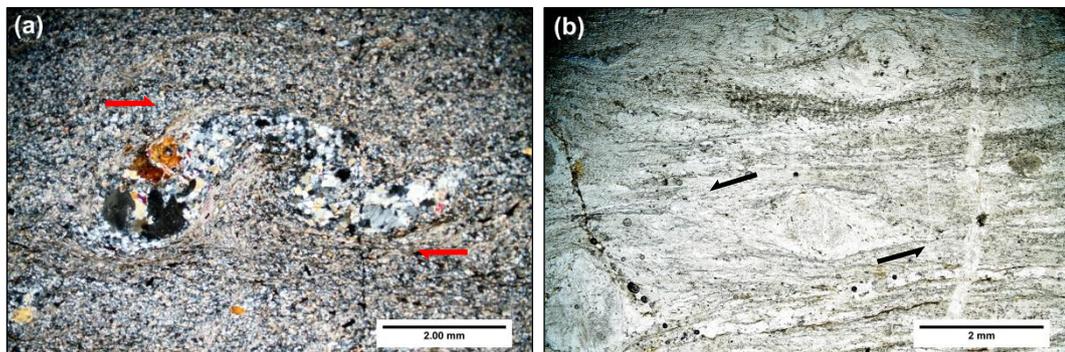


Figura (34): Indicadores cinemáticos en milonitas de la zona de transición. (a) Vena de cuarzo plegada indicando un sentido dextral (flechas rojas). (b) Porfiroclasto de feldespato potásico manteado con alas en arreglo tipo  $\sigma$  (sigma), indicando un sentido de cizalla sinistral (flechas negras). Microfotografía de la izquierda con polarizadores cruzados, microfotografía de la derecha con luz polarizada plana.

### 3.4. GRANITO

Un cuerpo granítico aflora en el cruce del camino que atraviesa el área de estudio en dirección SSE-NNW con el arroyo Quebracho, próximo a su desembocadura en el arroyo Solís Grande (ver Anexo – mapa geológico). Es un granito isótropo de grano grueso, equigranular, compuesto esencialmente por cuarzo, feldespato blanco y biotita en “nidos” de hasta 6-7mm (ver Figura 35).

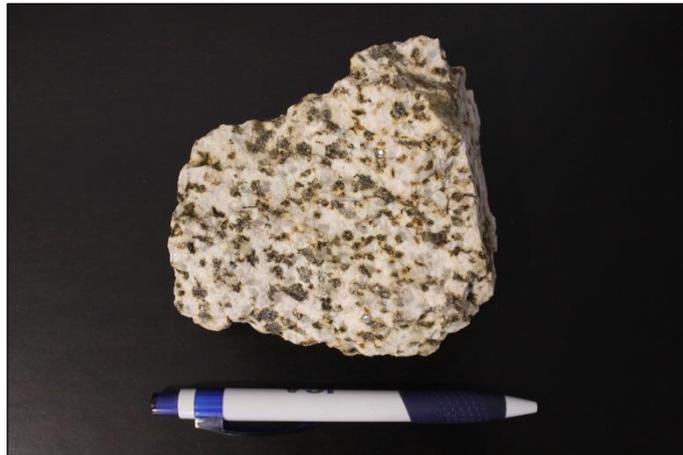


Figura (35): Muestra de mano de granito. Se observa el cuarzo, el feldespato blanco y las biotitas decusadas formando “nidos”.

Sus mejores exposiciones se pueden observar en una cantera de balasto ubicada al este del camino mencionado, a unos 600 metros al norte del arroyo Quebracho y unos 300 metros del arroyo Solís Grande; en el desmonte del camino unos metros más al sur; y en una cantera de obra pública abandonada, próxima al arroyo Quebracho, donde se observa el contacto neto con las milonitas del Dominio Oriental (ver Figura 37a).

Posee dos facies, una de grano medio, predominante, que en ciertos casos es englobada por una de grano fino formando enclaves y diques de microgranito (ver Figura 36a). A su vez, el granito es recortado por diques aplíticos con bordes de enfriamiento (*chilled margin*). Estos diques están compuestos por cuarzo, feldespato potásico y abundante muscovita de color verdoso (ver Figura 36b). Por otra parte se observó, en el afloramiento al borde del camino, un dique máfico muy alterado que lo recorta con un rumbo N290°.



Figura (36): Facies del granito y diques que lo recortan. (a) Enclave de granito de grano grueso en dique de microgranito. (b) Contacto entre microgranito (parte inferior) y dique de aplita (parte superior). Nótese el borde de enfriamiento y los cristales verdosos de muscovita en la aplita.

Este granito intruye a fajas miloníticas del Dominio Occidental. Esto puede observarse en la pared oeste de la cantera de balasto, donde el granito engloba un bloque de milonita granítica de este dominio (ver Figura 37b).

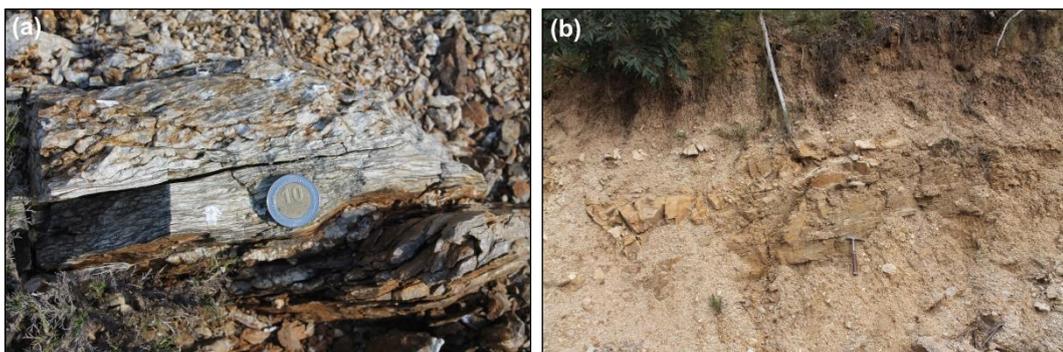


Figura (37): Relaciones de contacto del granito con las fajas miloníticas de los Dominios Oriental y Occidental. (a) Contacto entre el granito y las milonitas de rumbo NNE del Dominio Oriental. Nótese pasaje gradual entre el granito y la milonita. (b) Bloque de milonita granítica del Dominio Occidental. El granito intruye a estas fajas miloníticas.

Si bien es un granito esencialmente isótropo, característica evidenciada por las biotitas decusadas; posee partes con deformación muy localizada marcadas por pequeñas cizallas de rumbo N-S a N020° (ver Figura 38). A su vez, en la cantera abandonada, se observa una alternancia y pasaje gradual entre el granito, sin deformar, y las milonitas graníticas de rumbo NNE (ver Figura 37a).

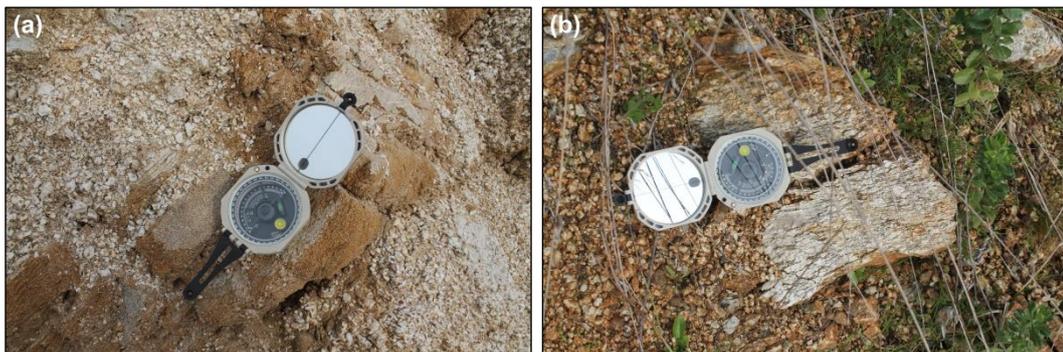


Figura (38): Sectores con deformación muy localizada en el granito. (a) Banda cizallada con foliación al N-S. (b) Parte de granito con levemente foliado con rumbo al N020°.

#### a. Análisis petrográfico, estructural y microtectónico

##### - Petrografía

Petrográficamente se reconoce cuarzo, feldespato potásico (ortoclasa y en menor proporción microclina) y biotita como minerales principales (ver Figura 39), plagioclasa (oligoclasa) como mineral secundario y circón como accesorio.

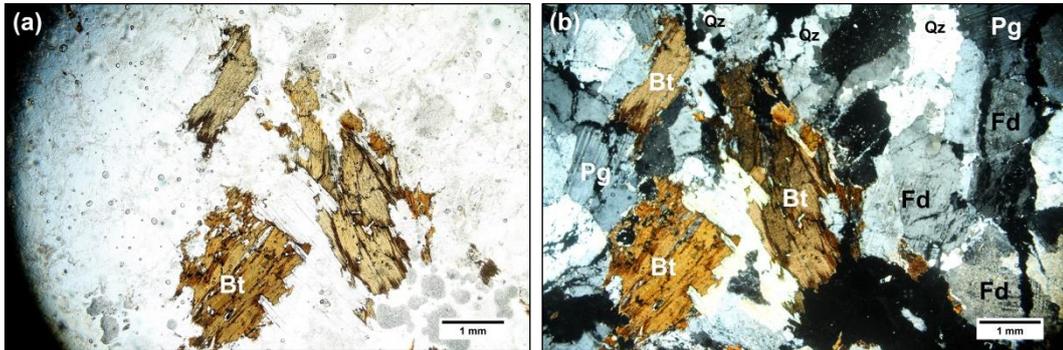


Figura (39): Sección petrográfica del granito. (a) Con luz polarizada plana, se observan cristales de biotita decusada. (b) Con polarizadores cruzados, se observa su mineralogía. Nótese los cristales de cuarzo (Qz), feldespato potásico (Fd), plagioclasa (Pg) y biotita (Bt).

#### - Aspectos estructurales y microtectónicos

Este cuerpo granítico no presenta foliación ni bandeamiento composicional, con lo cual puede decirse que no presenta deformación significativa. Sin embargo, puntualmente es posible observar extinción ondulante presente en algunos cristales de cuarzo y una incipiente recristalización por BLG (*bulging*) en sus bordes y formación de subgranos (ver Figura 40), como también un leve desarrollo de mirmequitas.

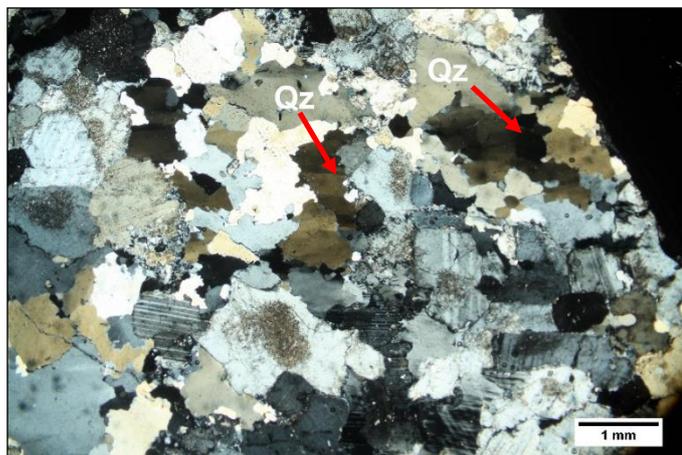


Figura (40): Sección petrográfica del granito. Se observa extinción ondulante en cristales de cuarzo (Qz) e incipiente desarrollo de subgranos y *bulging* (flechas rojas).

b. Geocronología

Es de destacar que este granito no ha sido datado en trabajos anteriores y no era un objetivo del presente. Además, por su ubicación en el borde de la ZCSY y su escasa deformación podría tratarse, en principio, de un granito neoproterozoico, al igual que el granito de Cerro Caperuza, ubicado al este de la zona de cizalla.

Sin embargo, el resultado de la datación radiométrica K/Ar en muscovitas de aplitas que conforman este cuerpo granítico, arroja una edad de  $1715,5 \pm 18,1$  Ma, con lo cual se trataría de un granito paleoproterozoico (ver Tabla 3). Esta correspondería a una edad de enfriamiento, es decir una edad mínima de recristalización, teniendo en cuenta la temperatura de cierre del sistema K-Ar en el entorno de los 350°C a 425°C (Purdy & Jäger, 1976).

Tabla 3: Resultados de la datación K/Ar en muscovitas de la muestra UY GAQ-02.

Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 3, 37077 GÖTTINGEN							
K/Ar - Age Determinations Prof. Dr. Pedro Oyhantcabal, Montevideo							
Ar - Isotopic Abundance	Spike-Isotopic Comp.	Decay Constants [1/a]:		Potassium			
40 Ar : 99,6000%	40 Ar : 0,0099980%	$\lambda \epsilon$ :	5,810E-11	40K : 0,011670%			
38 Ar : 0,0630%	38 Ar : 99,9890000%	$\lambda \beta$ :	4,962E-10	K2O/K : 0,8302			
36 Ar : 0,3370%	36 Ar : 0,0009998%	$\lambda$ tot:	5,543E-10	Atomic Weight [g/mol]:			
Standard Temperature Pressure (STP)		Molar Volume		tot Ar : 39,9477			
0° C; 760 mm Hg		[ml] :		40Ar : 39,9624			
Normal Atmosphere (DIN 1343)				tot K : 39,1027			
273,15K; 1013,25 mbar							
Sample	Spike [No.]	K2O [Wt. %]	40 Ar* [nl/g] STP	40 Ar* [%]	Age [Ma]	2s-Error [Ma]	2s-Error [%]
UY GAQ-02 Musc.	5898	10,19	941,06	99,64	1715,5	18,1	1,1

### 3.5. COBERTURA SEDIMENTARIA

En el área de estudio fueron observados distintos tipos de sedimentos, que si bien su descripción no constituye un objetivo de este trabajo, se enumeran a continuación:

- Rocas sedimentarias carbonáticas, cuyo formación está relacionada a procesos de calcretización de sedimentos detríticos (Veroslavsky *et al.*, 1997). Tienen importante desarrollo en el curso inferior del arroyo Sauce de Solís, cerca de su desembocadura en el Solís Grande. Estos estarían asociados a la unidad Cenozoica (del período Paleógeno) denominada Calizas de Queguay, ya descrita en la zona por Jones (1956).
- Depósitos de abanico aluvial, de gravas y cantos de Sierra de Ánimas, cubriendo fajas miloníticas del Dominio Oriental (ver Figura 41), en zonas de escarpas próximas a los cursos de agua. Estos depósitos corresponden a lo definido por Prost (1982) como Formación Malvín, para designar a los conos de piedemonte de la Sierra de las Ánimas del período Terciario (Neógeno).

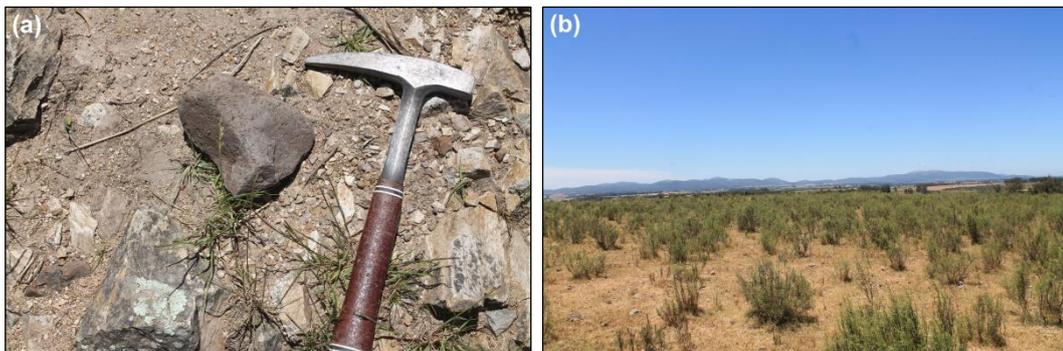


Figura (41): Sierra de las Ánimas. (a) Canto de litología propia de Formación Sierra de Ánimas. Estos se encuentran como depósitos coluviales sobre las ultramilonitas del Dominio Oriental. (b) Al fondo, vista de la Sierra de las Ánimas desde el área de estudio. Foto tomada hacia el este, desde ladera alta con importante cobertura sedimentaria.

- Depósitos arcillosos en laderas medias a altas, e interfluvios, en zonas suavemente onduladas, y depósitos limo-arcillosos ubicados en zonas planas de terrazas altas en el valles del arroyo Solís Grande, en el SE del área de estudio. Estos depósitos, ambos de ambiente continental, están asociados a las Formaciones Libertad y Dolores, respectivamente (Spoturno *et al.*, 2004).
- Depósitos aluviales asociados a zonas bajas y planas cercanas los cursos de agua, con mayor desarrollo en el curso inferior del arroyo Solís Grande y en zonas próximas a la desembocadura de sus tributarios, Matajojo y Sauce en el norte, Sauce de Solís en el centro-sur y Quebracho en el sur del área. Estos depósitos aluviales corresponden a sedimentación reciente y actual (Spoturno *op. cit.*).

## 4. DISCUSIÓN

4.1. En relación a los dominios estructurales y unidades geológicas presentes en el área de estudio

### 4.1.1. *DOMINIO OCCIDENTAL*

Las fajas milonitizadas que conforman este dominio presentan litologías y caracteres estructurales que representan diferentes eventos metamórficos y de deformación.

Es importante la presencia de granate en forma de porfiroclastos tanto en las milonitas de origen granítico como metasedimentario, evidenciando condiciones de metamorfismo regional de grado medio a alto. Estos serían pre-tectónicos, ya que actúan como cuerpos rígidos rotados, y representan relictos de porfiroblastos del protolito de las milonitas. A su vez, algunos de ellos se encuentran transformados a biotita y clorita, indicando condiciones de retrometamorfismo, en facies esquistos verdes. En el caso de las milonitas metasedimentarias, la presencia de relictos de cristales de sillimanita, en conjunto con el granate, estaría indicando condiciones de metamorfismo en facies anfibolita (Bucher & Grapes, 2011).

La presencia de grafito en las milonitas metasedimentarias, hace que estas puedan ser correlacionadas con los micaesquistos y paraneises grafitosos de la Formación Montevideo, que afloran cerca de la localidad de Soca, tal como plantean Spoturno *et al.* (2004).

En relación a la deformación, en las milonitas de protolito granítico se observa un importante desarrollo de *ribbons* de cuarzo policristalino, con extinción ondulante y recristalizados por SGR y GBM, lo que indicaría condiciones de temperatura medias (400-500°C) y otros con bordes lobulados indicando recristalización por GBM a temperaturas altas (>500°C), según Passchier & Trouw (2005).

El feldespato potásico y la plagioclasa se presentan en forma de porfiroclastos, algunos de ellos fracturados lo que marcaría condiciones de metamorfismo de grado bajo. Los porfiroclastos de feldespato potásico presentan extinción ondulante irregular, incipiente desarrollo perfitas y *breakdown* a sericita, indicando condiciones de grado bajo a medio (400-500°C), según Passchier & Trouw (*op. cit.*).

A su vez, el feldespato potásico se presenta en dos generaciones, como porfiroclastos, correspondientes a relictos de fenocristales del protolito, y en una matriz de grano fino recristalizada por BLG, formando estructuras de tipo manto-núcleo en los porfiroclastos, que indicaría condiciones de grado medio (450-600°C), en conjunto con el desarrollo de mirmequitas en los bordes de los porfiroclastos (Passchier & Trouw *op. cit.*).

En cuanto a los aspectos estructurales, estas fajas milonitizadas presentan una variación en su foliación de rumbos generales N300° en el oeste a N355° en el este, evidenciando una curvatura producto del efecto de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY), en el Dominio Oriental. Esta

rotación de la foliación regional constituye un indicador cinemático a macro-escala del evento dextral de dicha zona de cizalla regional, de acuerdo a lo propuesto por Oyhantçabal *et al.* (1993a); similar a la flexión del enjambre de diques de Florida descrito por Bossi & Campal (1992).

Estos cambios en el rumbo de la foliación milonítica se observan particularmente en las cuarzo-milonitas al SSE del dominio, donde los mismos varían entre N-S, N020° y N290°, lo cual constituye una zona de transición entre este dominio y el Oriental. De igual modo, se observa en las milonitas graníticas del sur del área de estudio, en donde las foliaciones varían entre zonas de rumbo general N320° a zonas de rumbo N040°, con zonas intermedias de foliación N-S.

En todas las muestras observadas de estas fajas milonitizadas, tanto a nivel de meso- como de micro-escala, estas presentan indicadores cinemáticos, en ambos sentidos, predominando los sinistres. Con lo cual estas constituirían una zona de cizalla anterior a la ZCSY, posiblemente Paleoproterozoica, con un rumbo regional E-W, desarrollada desde la zona de los Cerros de Mosquitos al oeste, según lo propuesto por Oyhantçabal *et al.* (1993a). La misma correspondería a la Zona de Cizalla Cuchilla Cabo de Hornos (Spoturno *et al.*, 2004).

#### 4.1.2. *DOMINIO ORIENTAL*

Este dominio conformado por rocas miloníticas que presentan una foliación general de rumbo N020-040°, con lineaciones de estiramiento

sub-horizontales, indicando una tectónica transcurrente, es concordante con lo planteado por Oyhantçabal *et al.* (1993a) para la Unidad Milonítica del Arroyo Solís Grande, que correspondería a la porción más occidental del sur de la ZCSY.

Las milonitas descritas para este dominio presentan microestructuras que corresponden, al menos, a dos eventos de deformación diferentes. Además, en las mismas se observan indicadores cinemáticos de cizalla tanto de sentido dextral como sinistral, representativos de los diferentes eventos.

El cuarzo se presenta en dos poblaciones diferenciadas por su tamaño de grano, una formando una matriz fina con extinción ondulante y desarrollo de BLG y otra de granos gruesos recristalizados por GBM. Esta última correspondería a un primer evento de alta temperatura (>500°C), mientras que, la otra correspondería a un evento posterior de menor temperatura (300-400°C), según Passchier & Trouw (2005) –ver Figura 42–.

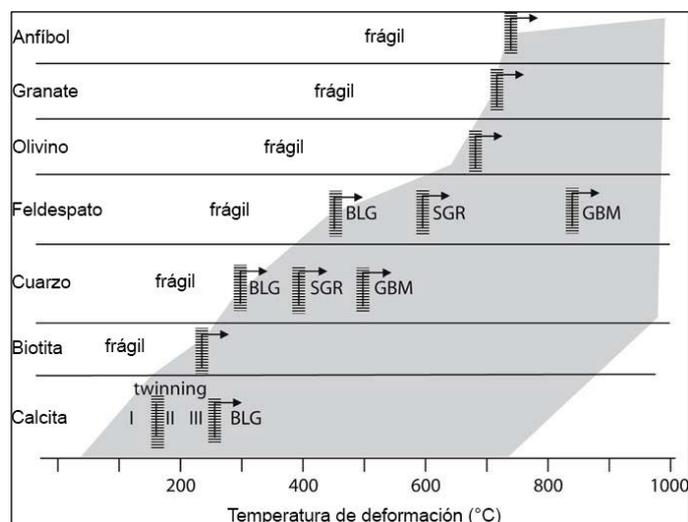


Figura (42): Esquema que muestra los mecanismos de deformación para diferentes especies minerales dependiendo de la temperatura y la tasa de deformación (*strain rate*). Las barras indican zonas de transición. Las flechas indican el desplazamiento de la temperatura en función del efecto de la tasa de deformación -al aumentar la tasa de deformación, la temperatura a la cual comienza la deformación cristalina aumenta-. En gris se indica el dominio de la deformación cristaloplástica. Tomado de Passchier & Trouw (2005).

Además, fue posible observar evidencias de mecanismos de recuperación en *ribbons* de cuarzo en ultramilonitas, con cristales poligonales con bordes formando contactos triples en ángulos cercanos a 120°. Esto indicaría recristalización estática en condiciones de temperatura entre 450° y 600°C, lo que permite inferir que hubo un evento térmico que afectó a estas milonitas, en un periodo contemporáneo al segundo evento antes descrito; posiblemente asociado al emplazamiento del Complejo Granítico de Solís de Mataojo (Oyhantçabal *et al.*, 1993b).

Por otro lado, el feldespato potásico y la plagioclasa se presentan como porfiroclastos, con desarrollo de extinción ondulante irregular y fracturas, indicando condiciones de bajo grado (<400°C), según Passchier & Trouw (2005).

En el caso de los feldespatos, estos poseen un incipiente *a*, en ciertos casos, avanzado *breakdown* con desarrollo de *perthite* (*flame perthite*) y alteración a sericita, además de recristalización por BLG y SGR en sus bordes formando agregados de grano fino; mientras que los porfiroclastos de plagioclasa presentan maclado mecánico y alteración a carbonato. Esto indicaría condiciones de grado medio (450-600°C), según Passchier & Trouw (2005). A su vez, estos porfiroclastos se encuentran rotados con

desarrollo de alas mostrando cierta asimetría que, conjuntamente con las estructuras tipo S-C marcadas por bandas de sericita, indican un movimiento de cizalla en sentido sinistral.

Así también, en las ultramilonitas, se observaron cristales de mica tipo *fish* orientados según un sentido sinistral, concordante con los indicadores observados en milonitas y filonitas, que sería sintético al sentido de cizalla general, según Passchier & Trouw (2005).

Sin embargo, a nivel de meso-escala fueron reconocidos sistemas de porfiroclastos de feldespato con alas asimétricas, indicando sentidos de cizalla tanto dextrales como sinistral. Esto estaría revelando la conservación de estructuras vinculadas al primer evento cinemático de la ZCSY, señalado como de carácter dextral por Bossi & Campal (1992), en conjunto con los indicadores cinemáticos correspondientes a la reactivación de componente cinemática sinistral señalada por Oyhançabal *et al.* (1993a). Por otro lado, indicaría un componente de cizalla pura dominante por sobre la cizalla simple, según lo propuesto por Oriolo *et al.* (2015) para el evento cinemático sinistral.

Por último, se observaron fracturas en porfiroclastos, rellenas por carbonato, que recortan, a su vez, a los *ribbons* de cuarzo, marcando un evento frágil posterior a los eventos de deformación dúctil descritos anteriormente.

A macro-escala, este evento frágil es representado por la falla que controla el curso del arroyo Solís Grande –observada mediante fotointerpretación–, la cual según Oyhançabal *et al.* (1993a) es el límite oriental de la Unidad Milonítica del Arroyo Solís Grande. Sin embargo, en el presente trabajo fue posible identificar foliaciones miloníticas con la misma tendencia estructural a ambos márgenes del arroyo. Esto implicaría que dicha falla no es el límite para ambos dominios estructurales.

#### 4.1.3. ZONA DE TRANSICIÓN ENTRE DOMINIOS OCCIDENTAL Y ORIENTAL

Esta zona constituye a una transición entre rocas miloníticas con foliación general de rumbo NW y NNE, correspondiente al Dominio Occidental y Oriental, respectivamente (ver croquis en Figura 32).

Esta zona constituye a una transición con alternancia entre fajas miloníticas con foliación general de rumbo NW y NNE, correspondientes a los dominios Occidental y Oriental, respectivamente.

La intercalación entre fajas con foliación milonítica de rumbo general NNE con fajas de rumbo general NW, indicaría el arqueamiento de la foliación a nivel de afloramiento, tal como se evidencia por fotointerpretación. El mismo se observa desde el extremo SSE de las cuarzo-milonitas del Dominio Occidental. Los cambios abruptos en la foliación milonítica de

esta zona de transición estarían indicando un movimiento de cizalla dextral general.

Esto constituiría un macro indicador cinemático del evento dextral de la ZCSY, de acuerdo a lo propuesto por Oyhantçabal *et al.* (1993a); del mismo modo que con la flexión del enjambre de diques de Florida, según lo planteado por Bossi & Campal (1992).

A su vez, los distintos indicadores cinemáticos observados a meso-escala también confirmarían que se trata de un movimiento de cizalla de componente cinemática dextral. Mientras que, a micro-escala si bien presenta indicadores cinemáticos en ambos sentidos para las fajas miloníticas NNE, predominan los dextrales. Esto evidencia la conservación de estructuras vinculadas al primer evento cinemático de la ZCSY.

#### 4.1.4. GRANITO

En base a la información obtenida a través de las observaciones meso y microscópicas y el dato geocronológico obtenido, el carácter pre- sin- o post-tectónico de este granito con respecto a las zonas de cizalla que dieron lugar a las rocas miloníticas respectivas a ambos dominios se discute a continuación.

Por su ubicación y características petrológicas este cuerpo granítico corresponde al definido por Jones (1956) como Granito de Quebracho; el cual según la datación radiométrica K/Ar en muscovita realizada en el

presente trabajo, posee una edad mínima de  $1715,5 \pm 18,1$  Ma, ya que el valor obtenido corresponde a una edad de enfriamiento (aprox.  $350^{\circ}$  C). Por lo tanto, se trataría de un granito del Período Estatérico (Cohen *et al.*, 2013) de la Era Paleoproterozoica, o anterior.

En rasgos generales este granito no presenta deformación, lo cual es evidenciado por sus biotitas decusadas formando “nidos”. Sin embargo, presenta deformación muy localizada a nivel de meso-escala, con bandas cizalladas de rumbo N-S a NNE; mientras que, a micro-escala posee algunos cristales de cuarzo con extinción ondulante e incipiente recristalización por BLG y formación de subgranos.

Sus relaciones de contacto son de carácter intrusivo respecto a las rocas miloníticas del Dominio Occidental, y gradual con las milonitas del Dominio Oriental. Por tal motivo, correspondería a un cuerpo granítico post-tectónico respecto a las fajas miloníticas de rumbo NW de la Zona de Cizalla Cuchilla Cabo de Hornos (ZCCCH), y pre-cinemático respecto a las fajas miloníticas de rumbo NNE pertenecientes a la ZCSY.

Esto último puede explicarse como una partición de la deformación durante los eventos asociados a la ZCSY, la cual solo afectó de manera muy localizada este cuerpo granítico. A su vez, estaría indicando la estabilidad del Dominio Occidental. Por otro lado, la datación de este granito indica una edad relativa Paleoproterozoica para la Zona de Cizalla

Cuchilla Cabo de Hornos, en concordancia a lo propuesto por Oyhançabal *et al.* (1993a) y Spoturno *et al.* (2004).

En su revisión sobre el Cratón del Río de la Plata (CRP), Oyhançabal *et al.* (2011) presentan una serie de edades K/Ar en muscovitas de muestras a lo largo del Terreno Piedra Alta (TPA), El Terreno Nico Pérez (TNP) y el Cinturón Dom Feliciano, con el objetivo de restringir los eventos tectonotérmicos. En ese trabajo, los autores demuestran que las edades de enfriamiento cambian abruptamente de Paleoproterozoico en el TPA a Neoproterozoico en el TNP, proporcionando restricciones de tiempo para la exhumación y enfriamiento en el TPA entre 2.057 y 1.796 Ma. Estando el afloramiento más oriental del TPA muestreado a menos de 25 kilómetros de la ZCSY.

Esto último es acorde con el dato geocronológico aportado en el presente trabajo, el cual demuestra que las edades de enfriamiento K/Ar en muscovitas paleoproterozoicas se mantienen casi hasta la propia ZCSY. Dichas edades de enfriamiento señalan una cratonización del TPA a los 1.7-1.8 Ga y que este terreno no se vio afectado por eventos tectonotérmicos más jóvenes, de acuerdo a Oyhançabal (*op. cit.*).

#### 4.2. En relación a la evolución geológica propuesta para el área de estudio

En base a los resultados obtenidos en el presente trabajo es posible deducir los eventos que dieron lugar a la arquitectura geológica del área de estudio.

En primer término un evento de metamorfismo regional de grado medio a alto, en facies anfibolita, afectó a una serie de rocas graníticas y sedimentarias, las cuales constituyen los protolitos (graníticos y metasedimentarios) de las milonitas del Dominio Occidental, que son parte de la Zona de Cizalla Cuchilla Cabo de Hornos (ZCCCH), de acuerdo a lo descrito por Spoturno *et al.* (2004), para las fajas milonitizadas del área. Esta corresponde a una zona de cizalla de rumbo regional E-W y sentido sinistral, de edad Paleoproterozoica, de acuerdo a Oyhançabal *et al.* (1993a).

Las microestructuras presentes en cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa de milonitas graníticas del Dominio Occidental indicarían condiciones de temperatura media (450-500°C) para el evento de deformación que generó la ZCCCH. Registrando un retrometamorfismo en facies esquistos verdes, marcado por la alteración del granate a biotita y clorita.

Posteriormente a este evento, se produjo la intrusión del Granito de Quebracho en las fajas miloníticas del Dominio Occidental (ZCCCH). De

acuerdo a la datación presentada en este trabajo, dicha intrusión se habría producido como mínimo durante el Período Estatérico de la Era Paleoproterozoica.

Las milonitas que componen la ZCCCH fueron posteriormente afectadas por el desarrollo de una zona de cizalla de carácter regional, la denominada Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY), arqueando su foliación general, de acuerdo a Oyhantçabal *et al.* (1993a).

Este evento coincide con el primero experimentado por la ZCSY, el cual es de componente cinemática dextral –de acuerdo a Bossi & Campal (1992) y trabajos posteriores–. Esto es evidenciado al sur del área de estudio por los cambios abruptos en la foliación milonítica de la zona de transición entre los dominios Occidental y Oriental, como también por los indicadores cinemáticos observados a meso-escala.

De acuerdo a las microestructuras observadas en cuarzo (*ribbons* con recristalización por GBM) y feldespatos potásicos (masa de grano fino recristalizada por BLG y SGR) de las milonitas del Dominio Oriental (parte de la ZCSY), corresponde a un evento dúctil en condiciones de alta temperatura (500-600°C), en facies anfíbolita, en concordancia con lo propuesto por Oriolo *et al.* (2015).

Posteriormente, la ZCSY experimentó un segundo evento dúctil correspondiente a una reactivación de componente cinemática sinistral, de acuerdo a Oyhantçabal *et al.* (1993a). Esto es evidenciado por los

indicadores cinemáticos presentes en el área, en especial los de las ultramilonitas más orientales.

El desarrollo de cuarzo en dos poblaciones diferenciables estaría evidenciado los dos eventos experimentados por la ZCSY. El segundo evento se desarrolló en condiciones de menor temperatura (300-400°C), de acuerdo a las microestructuras presentes (cuarzo recristalizado por BLG, fracturas y extinción ondulante en feldespato), en facies esquistos verdes, similar a lo propuesto por Oriolo *et al.* (2015), aunque inferior.

Paralelamente al evento de reactivación de la ZCSY, un evento térmico afectó a las ultramilonitas de este dominio, el cual es registrado por la recristalización estática del cuarzo, producto del emplazamiento del Complejo Granítico Solís de Matajojo (CGSM) a los  $584 \pm 13$  Ma, de acuerdo a Oyhançabal *et al.* (2007a).

Finalmente, un último evento, frágil, caracterizado por cierta fracturación sobreimpuesta afectó a las milonitas del borde occidental de la ZCSY, aunque sin el desarrollo de zonas cataclásticas significativas como lo registrado en el borde oriental de la zona de cizalla por Oriolo *et al.* (2015).

A continuación se presenta un resumen de los eventos registrados en el área de estudio (ver Tabla 4).

Tabla 4. Resumen de eventos registrados, y sus condiciones metamórficas y de deformación, para cada dominio estructural, y sus posibles correlaciones.

Eventos registrados	Evidencias observadas en cada dominio estructural	
	Dominio Occidental - ZCCCH	Dominio Oriental - ZCSY
Metamorfismo regional de grado medio a alto	Metamorfismo en facies anfibolita superior (presencia de granate en milonitas graníticas y de granate y sillimanita en milonitas metasedimentarias)	---
Evento de cizallamiento sinistral en condiciones de temperatura media (450-500°C), durante el Paleoproterozoico	Recristalización en cuarzo (SGR y GBM) y feldespato potásico (BLG). Retrometamorfismo en facies esquistos verdes (alteración de granate a biotita y clorita)	---
Magmatismo granítico Paleoproterozoico ( $\geq 1715$ Ma)	Intrusión del Granito de Quebracho	---
Cratonización del TPA	Estabilidad marcada por el Granito de Quebracho	---
Evento de cizallamiento dextral en condiciones de alta temperatura (500-600°C), durante el Neoproterozoico (>596 Ma)	Arqueamiento de la foliación milonítica	Recristalización en cuarzo (GBM) y feldespato potásico (BLG y SGR)
Magmatismo granítico Neoproterozoico (584 Ma)	No hay registros en el área	Intrusión sin-tectónica del Complejo Granítico Solís de Mataojo. Recristalización estática del cuarzo (GBAR)
Evento de cizallamiento sinistral en condiciones de baja temperatura (300-400°C), durante el Neoproterozoico (594-584 Ma)	Sin registros	Recristalización en cuarzo (BLG) y fracturas en feldespato potásico y plagioclasa

## 5. CONCLUSIONES

En base a la cartografía de detalle, la caracterización geológica y el análisis micro-estructural de las fajas miloníticas del área de estudio, el presente trabajo revela las siguientes conclusiones principales:

### 5.1. Sobre los dominios estructurales

- Se comprobó la existencia de dos dominios estructurales en el área de estudio: el Dominio Occidental, que contiene dos fajas miloníticas principales de rumbo general NW, una de protolito granítico y otra metasedimentario, que forman parte de la Zona de Cizalla Cuchilla Cabo de Hornos (ZCCCH) del Terreno Piedra Alta (TPA); y el Dominio Oriental, que corresponde a milonitas de rumbo general NNE, siendo parte de la porción suroeste de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY).

### 5.2. Sobre las zonas de cizalla, sus condiciones de deformación, cinemática y sus relaciones

#### 5.2.1. Zona de Cizalla Cuchilla Cabo de Hornos – ZCCCH

- La ZCCCH correspondería a una cizalla de componente cinemático sinistral, que afectó a rocas de metamorfismo regional en facies anfibolita previo al evento de milonitización, marcado por la presencia de sillimanita y granate pre-tectónico.
- Las microestructuras presentes en cuarzo (recristalización por GBM), feldespatos potásicos (recristalización por BLG y SGR) y plagioclasa de

milonitas graníticas del Dominio Occidental indicarían condiciones de temperatura media (450-500°C) para el evento de deformación que generó la ZCCCH. Registrando un retrometamorfismo en facies esquistos verde, marcado por la alteración del granate a biotita y clorita.

#### 5.2.2. Zona de Cizalla Sarandí del Yí – ZCSY

- Las microestructuras presentes en cuarzo (*ribbons* con recristalización por GBM) y feldespato potásico (recristalización por BLG y SGR), en conjunto con los indicadores cinemáticos presentes en las milonitas del Dominio Oriental, evidencian un primer evento de carácter dúctil y componente cinemática dextral, en condiciones de alta temperatura (500-600°C), en facies anfibolita.
- Las microestructuras presentes en cuarzo (matriz fina con recristalización por BLG) y feldespato potásico y plagioclasa (fracturamiento), en conjunto con los indicadores cinemáticos presentes en las milonitas del Dominio Oriental, evidencian un evento de reactivación de carácter frágil-dúctil y componente cinemática sinistral, en condiciones de menor temperatura (300-400°C), en facies esquistos verdes.
- Un evento contemporáneo a la reactivación de la ZCSY, de carácter térmico, producto del emplazamiento del Complejo Granítico Solís de Matajojo (CGSM), afectó a las ultramilonitas de esta zona de cizalla, el cual es registrado por la recristalización estática del cuarzo.

- Un último evento, frágil, caracterizado por cierta fracturación sobreimpuesta afectó a las milonitas del borde occidental de la ZCSY, aunque sin el desarrollo de zonas cataclásticas significativas como el registrado en el borde oriental de esta zona de cizalla.

#### 5.2.2.1. Sobre el borde occidental de la ZCSY

- La ZCSY se extiende más al oeste de lo planteado en trabajos anteriores, al norte del área de estudio, no siendo la falla del arroyo Solís Grande el extremo oriental del Cratón del Río de la Plata (CRP). Por otra parte, en el sector sur del área de estudio, se comprobó que entre la ZCCCH y la ZCSY existe una zona de transición con alternancia de fajas miloníticas de rumbo NW y NNE.
- Se observaron estructuras a meso- y micro-escala relacionadas a ambos eventos cinemáticos de la ZCSY, estando preservados en su borde occidental indicadores cinemáticos dextrales correspondientes al primer evento.

#### 5.2.3. Sobre la relación entre la ZCSY y la ZCCCH

- El desarrollo de la ZCSY afectó a las fajas miloníticas de la ZCCCH arqueando su foliación general hacia el SE, aunque sin producir una reactivación térmica de esta zona de cizalla.

#### 5.3. Sobre el Granito de Quebracho y sus implicancias

- El Granito de Quebracho es post-cinemático respecto a las fajas miloníticas de la ZCCCH, a las que intruye; y pre-cinemático a las fajas

miloníticas pertenecientes a la ZCSY, cizalla que lo afecta de manera localizada debido a la partición de la deformación.

- En base al dato geocronológico presentado, el Granito de Quebracho posee una edad mínima de  $1715,5 \pm 18,1$  Ma, que corresponde a una edad de enfriamiento. Por lo tanto, se trataría de un granito del Período Estatérico de la Era Paleoproterozoica, o anterior. La datación de este granito y las relaciones de contacto de carácter intrusivo respecto a las fajas miloníticas del Dominio Occidental, estarían arrojando una edad relativa Paleoproterozoica para la ZCCCH.
- Este dato demuestra que las edades de enfriamiento K/Ar en muscovitas paleoproterozoicas se mantienen casi hasta la propia ZCSY.

## 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 Amazonas River. In: Nairn, A.C.M., Kanes, W.H., Stehli, F.G. (Eds.) *The Ocean Basins and Margins*, Plenum, pp. 411–446.

Boretto, A.L. & Rodríguez S. (2014). *Pautas para la presentación de tesis*. Centro de Documentación Científica y Biblioteca de la Facultad de Ciencias (CDCB), Montevideo, 11p.

Basei, M. A. S., Siga Jr, O., Masquelin, H., Harara, O. M., Reís Neto, J. M., Preciozzi, F. (2000). The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its Foreland Domain the Río de la Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. *Tectonic Evolution of South America*, 1, pp. 311-334.

Bossi, J., Fernandez, A., Elizade, G. (1965). Predevoniano en el Uruguay. *Boletín. Facultad de Agronomía*, Montevideo, 78: 1-84.

Bossi, J. (1966). *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 455 p.

Bossi, J. & Campal, N. (1991). Granitos negros filonianos del Uruguay. Resultados de las investigaciones. CIID-Facultad de Agronomía, Montevideo. pp. 1-71.

Bossi, J. & Navarro, R. (1991): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, 3ª edición, 2 tomos, pp. 1-966.

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.

Bossi, J., Campal, N., Preciozzi, F. (1993): *Precámbrico del Uruguay*, parte I: Terreno Piedra Alta. DINAMIGE–UdelaR, pp. 1-58.

Bossi, J., Montaña, J., Campal, N., Morales, H., Gancio, F., Schipilov, A., Sprechmann, P. (1998). Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay, a escala 1: 500.000, Geoeditores. Montevideo.

Bossi, J. & Ferrando, L. (2001). Carta Geológica del Uruguay, escala 1:500.000, versión 2.0. Ed. Cátedra de Geología, Facultad de Agronomía. Montevideo.

Bossi, J. (2003). Estratigrafía del Precámbrico de Uruguay: terrenos tectono-estratigráficos y geocronología. Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología, Publicación especial N°1, pp. 1–17.

Bossi, J., Piñeyro, D., Cingolani, C.A. (2005). El límite sur del Terreno Piedra Alta (Uruguay). Importancia de la faja milonítica sinistral de Colonia. Actas XVI Congreso Geológico Argentino, 1, pp. 173-180.

Bossi, J. & Cingolani, C. (2009). Extension and general evolution of the Río de la Plata Craton. In: Gacuhér, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.): Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana. *Developments in Precambrian Geology*, 16, Elsevier, pp. 73-85.

Bossi, J. & Gaucher, C. (Eds) (2014). Geología del Uruguay, Tomo I, Pre-devónico, 450 p.

Bucher, K. & Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 8th Edition. Heidelberg Dordrecht. DOI: 10.1007/978-3-540-74169-5. 441 p.

Caorsi, J. H. & Goñi, J. C. (1958). Geología Uruguaya. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay 37: 1-73.

Cingolani, C. A., M. A. S. Basei, J. Bossi, D. Piñeyro, N. J. Uriz (2012). U–Pb (LA–ICP–MS) zircon age of the La Paz Granite (Pando Belt, Uruguay): An Upper Neoproterozoic magmatic event in the Río de la Plata Craton. VIII South American Symposium on Isotope Geology, Bariloche, 139 p.

Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., Fan, J.-X. (2013; actualizado). The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36: pp. 199-204.

Courtillot, V. & Renne, P. (2003). On the ages of flood basalt events. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(1), 113-140. DOI: 10.1016/s1631-0713(03)00006-3

De Santa Ana, H., Veroslavsky, G., Fulfaro, V., Rossello, E. (2006). Cuenca Norte: Evolución tectónica y sedimentaria del Carbonífero-Pérmico. En *Cuencas Sedimentarias del Uruguay. Paleozoico*. pp. 209-256.

Editorial Complutense. (2000). Diccionario de Ciencias de la Tierra. Madrid, 822 p.

Faure, G. (1986). Principles of isotope geology. 2 ed. New York, John Wiley & Sons Inc., 606 p.

Ferrando. L.A. & Fernández A. (1971): Esquema tectónico–cronoestratigráfico del Predevoniano en Uruguay, pp. 199-210 de Congr. Bras. Geol., 25. Soc. Bras. Geol., Núcleo RGS, Florianópolis, Anais 1.

Ferrando, L.A. (1996): Cinturón Arroyo Grande, pp. 10-17 de Bossi *et al.* (eds.), Terreno Piedra Alta (Correlación Piedra Alta–Tandilia). Fac. Agronomía, Montevideo, Informe inédito.

Fragoso-Cesar, A. R. S. (1980). O craton do Rio de la Plata e o cinturao Dom Feliciano no escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. SBG, Congr. Bras. Geol, 31, pp .2879-2892.

Halls, H.C., Campal, N., Davis, D.W., Bossi, J. (2001). Magnetic studies and U–Pb geochronology of the Uruguayan dike swarm, Rio de la Plata Craton, Uruguay: paleomagnetic and economic implications. Journal of South American Earth Sciences, 14, pp. 349–361.

Jones, G. H. (1956). Memoria Explicativa y Mapa Geológico de la Región Oriental del Departamento de Canelones. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay, 34: pp. 1-193, Montevideo.

Masquelín, H. (2006). El Escudo Uruguayo. En Cuencas Sedimentarias del Uruguay. Paleozoico. pp. 37-106.

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. DOI: 10.1007/s00531-015-1166-2

Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Basei, M.A.S., Benowitz, J., Pfänder, J., Hannich, F., Siegesmund, S. (2016a). Timing of deformation in the Sarandí del Yí Shear Zone, Uruguay: implications for the amalgamation of Western Gondwana during the Neoproterozoic Brasiliano– Pan-African Orogeny. Tectonics. DOI: 10.1002/2015TC004052

Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Basei, M.A.S., Wemmer, K., Siegesmund, S. (2016b). 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*. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2016.04.014>

Oyhantçabal, P., Muzio, R., De Souza, S. (1993a). Geología y aspectos estructurales del borde orogénico en el extremo sur del Cinturón Don Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, Volume 23.

Oyhantçabal, P., Derregibus, M., Muzio, R., De Souza, S., Peel, E. (1993b). Complejo Granítico Solís de Mataojo: evidencias de magmatismo sincolisional relacionado a subducción. *Revista Brasileira de Geociências*, Volume 23.

Oyhantçabal, P., Derrégibus, M., Muzio, R. and Nardi, L. (1998). The Soca intrusion: a rapakivi granite of Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2), pp. 169-178.

Oyhantçabal, P., Spoturno, J., Aubet, N., Cazaux, S., Huelmo, S. (2003). Proterozoico del suroeste del Uruguay: nueva propuesta estratigráfica para la Formación Montevideo y el magmatismo asociado: *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*, v. 1, pp. 38–48.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R., Layer, P. (2007a). Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano–Pan-African, Uruguay). *Lithos*, 98(1-4), pp. 141-159.

Oyhantçabal, P., Spoturno, J., Loureiro, J. (2007b). Caracterización geológica de las rocas Paleoproterozoicas de la región Centro-Sur del Uruguay (Terreno Piedra Alta - Cratón Del Río de la Plata). In: *Actas V Congreso Uruguayo de Geología*. CD-ROM.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K. (2011). The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2-3), pp. 201-220.

Pamoukaghlián, K., Gaucher, C., Bossi, J., Sial, N., Poiré, D.G. (2006). First C and O isotopic data for Piedras de Afilar Formation, Tandilia Terrane, Uruguay: their bearing on correlation and age. V *South American Symposium of Isotopic Geology*, Punta del Este. Short papers, 1: 277-280

Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J. (2005). *Microtectonics*. 2nd Edition, Springer Verlag, Heidelberg. DOI: 10.1007/3-540-29359-0. 366 p.

Peel, E. & Preciozzi, F. (2006). Geochronologic Synthesis of the Piedra Alta Terrane, Uruguay. V South American Symposium on Isotope Geology, (1): pp. 234–237.

Pichler, H. & Schmitt-Riegraf, C. (1997). Rock-forming Minerals in Thin Section. Dordrecht: Springer Netherlands. e-ISBN-13:978-94-009-1443-8.

Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. (1979). Carta geo-estructural del Uruguay, escala 1: 2.000. 000. Instituto Geológico Ing. Terra Arocena, Montevideo.

Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W., Rossi, P. (1985). Memoria explicativa de la carta geológica del Uruguay a escala 1: 500.000. DINAMIGE, Montevideo.

Prost, M. T. (1982). Heritages quaternaires et évolution géomorphologique des bords du Río de la Plata en Uruguay. Tesis de Doctorado. Universidad de París VII, 583 p.

Purdy, J. & Jäger, E. (1976). K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, 30, pp. 1–31.

Rapela, C., Fanning, C., Casquet, C., Pankhurst, R., Spalletti, L., Poiré, D., Baldo, E. (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), pp. 673-690.

Rossello, E., de Santa Ana, H., Veroslavsky, G. (2000): El Lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral precursor de la apertura Atlántica. Revista Brasileira de Geociências v. 30 (4): 749-756.

Sánchez Bettucci, L., Peel, E., Oyhançabal, P. (2010a). Precambrian geotectonic units of the Río de la Plata craton. International Geology Review, 52(1), pp.32-50.

Sánchez Bettucci, L., Peel, E., Masquelin, H. (2010b). Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay. International Geology Review, 52(1), pp.51-78.

Şengör, A. M. C. (2003). The Large-Wavelength Deformations of the Lithosphere: Materials for a History of the Evolution of Thought from the Earliest Times to Plate Tectonics. Geological Society of America memoir. 196. p 331.

Spoturno, J., Oyhantçabal, P., Goso, C., Aubet, N., Cazaux, S. (2004). Memoria Explicativa, Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Departamento de Canelones a Escala 1/100.000, Cap. II Geología. Proyecto CONICYT 6019 - Fondo Clemente Estable- DINAMIGE-Facultad de Ciencias, Montevideo.

Spoturno, J. J., Oyhantçabal, P., Loureiro, J. (2012). Mapa geológico del Departamento de Maldonado escala 1/100.000, Cap. 2 Geología. Facultad de Ciencias (UdelaR)–Dirección Nacional de Minería y Geología (MIEM), Montevideo.

Twiss, R.J. & Moores, E.M. (1992). Structural Geology, W. H. Freeman. 236 p.

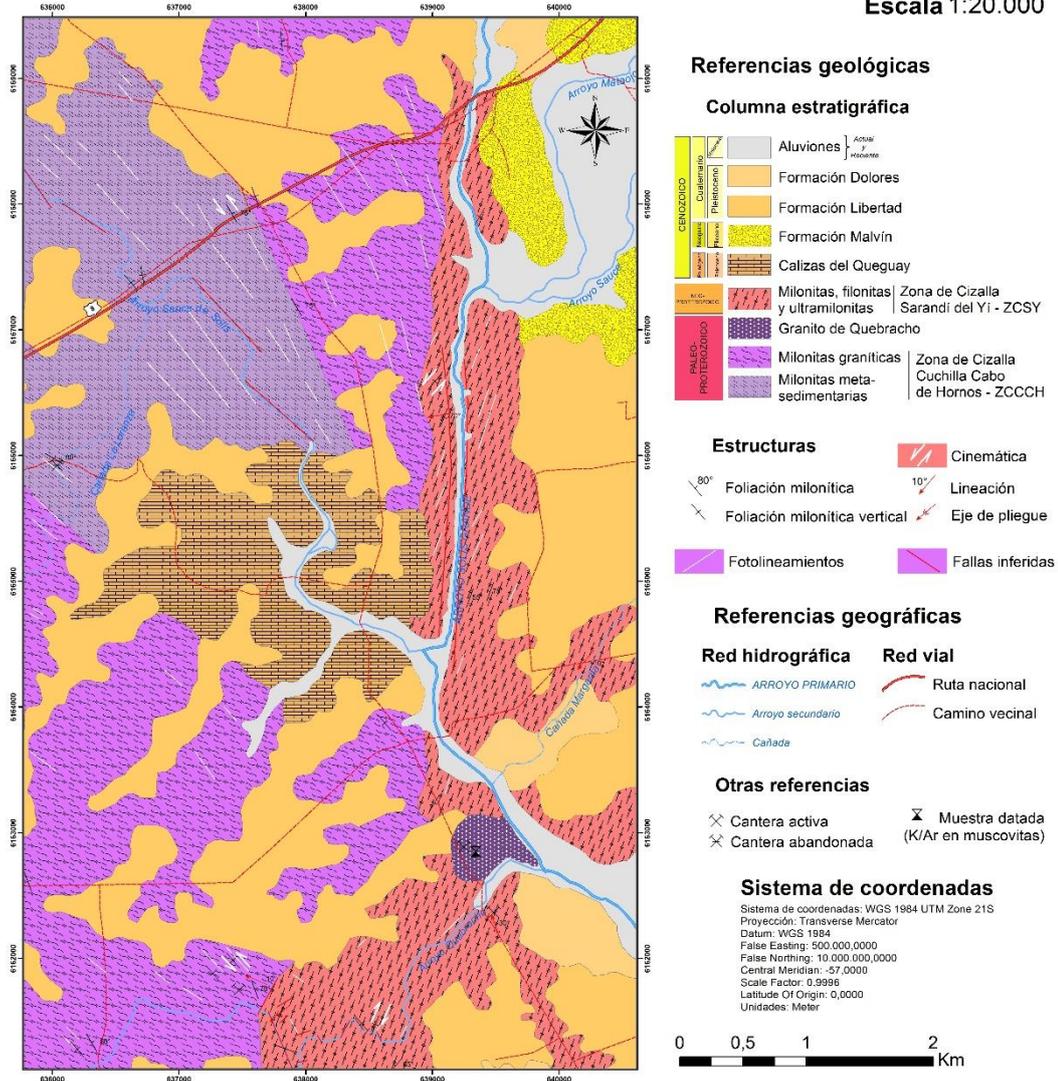
Veroslavsky, G., Martínez, S., De Santa Ana, H. (1997). Calcretas de aguas subterráneas y pedogénicas: Génesis de los depósitos carbonáticos de la Cuenca de Santa Lucía, sur del Uruguay (Cretácico Superior?-Paleógeno). Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología. 4, pp. 25-35.

## 7. ANEXO

### Mapa geológico

# Mapa geológico del área SW de Solís de Mataojo

Escala 1:20.000



Trabajo Final de Grado de la  
Licenciatura en Geología:

Autor:  
Mauricio Faraone Pimienta

Fecha:  
Julio de 2018

*Geología, petrografía y aspectos estructurales del  
extremo sur-occidental de la Zona de Cizalla  
Sarandí del Yí (área SW de Solís de Mataojo)*

