



TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA EN GEOLOGÍA

Análisis microtectónico y cinemático de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí en el área del arroyo Chamamé (Lavalleja - Florida, Uruguay)

INSTITUTO DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

FACULTAD DE CIENCIAS

UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA

Autor: Bach. Federico Caro Segundo

Tutor: Prof. Dr. Pedro Oyhantçabal

Diciembre de 2015

RESUMEN

El área de estudio se encuentra ubicada aproximadamente 16 km al este-sureste de la localidad de Alejandro Gallinal, entre los departamentos de Florida y Lavalleja, Uruguay.

El objetivo de este trabajo es conocer con mayor detalle la evolución tectónica de tres dominios identificados en el área de estudio, siendo estos la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY) y parte del basamento adyacente a ésta, i.e, los terrenos Piedra Alta (TPA) y Nico Pérez (TNP).

A fin de cumplir los objetivos del presente trabajo, se realizó un levantamiento de muestras de roca en campo, orientadas según la foliación y lineación mineral presente en cada una de ellas. Una vez concluida esta etapa, se generaron cortes petrográficos de las muestras, para su análisis mediante el microscopio petrográfico.

Por su parte, producto de la interpretación de los datos litológicos y estructurales levantados en campo (foliaciones y lineaciones), así como de la fotointerpretación de fotografías aéreas e imágenes satelitales, se confeccionó un esbozo estructural a escala 1:70.000 del área de estudio. Asimismo, se realizó el análisis de los datos de foliación mediante representación estereográfica.

A partir del análisis macro-, meso y microestructural y la revisión de los antecedentes, se concluye que la zona de estudio experimentó al menos tres eventos de deformación de edades diferentes ($E1 \approx 1200$ Ma, $E2 \approx 580$

Ma y $E3 < 550$ Ma), a lo largo de su historia geológica. Asimismo, de la interpretación de las microestructuras observadas se pudo determinar las condiciones de temperatura ($E1 \approx 600^\circ$ C, $E2 \approx 450^\circ - 400^\circ$ C y $E3 < 400^\circ$ C) a las cuales se desarrollaron cada uno de los eventos. Por su parte, a partir de la interpretación de los indicadores cinemáticos presentes en los cortes, se logró determinar el sentido de rotación y dirección de cizalla desarrollado en cada dominio durante cada uno de los eventos ($E1$: dextral en la ZCSY y TPA, $E2$: reactivación sinistral en la ZCSY y $E3$: reactivación cataclástica del borde de la ZCSY adyacente al TNP).

AGRADECIMIENTOS

A mis padres y hermanos, por su incondicional apoyo, enseñanzas y cariño. Eternamente agradecido.

A Chiqui, por su amor, alegría, compañerismo y paciencia.

A los amigos de la vida por su gran amistad luego de tantos años.

Al Dr. Pedro Oyhançabal por su apoyo y dedicación al transmitir su conocimiento durante la realización de este trabajo así como durante toda la carrera.

Al tribunal evaluador por sus sugerencias y observaciones, especialmente a la Dra. Leda Sánchez y al Prof. Jorge Spoturno, así como a todos los docentes del Instituto de Geología responsables de mi formación durante todos estos años.

Al querido GeoClan (Gen 04') por ser parte de esto desde el inicio de los tiempos. A los amigos y compañeros que esta carrera me permitió conocer, especialmente a la Lic. Alejandra Pascale por sus sugerencias y apoyo durante la realización del trabajo.

Al Lic. Ignacio Figueroa por su amistad y por ser, directa e indirectamente, colaborador de este trabajo.

Al Lic. Alejandro Ramos y Daniel Picchi por su ayuda a la hora de realizar los cortes petrográficos y al Lic. Sebastián Oriolo por sus sugerencias.

INDICE

I.	INTRODUCCIÓN	8
	A. OBJETIVOS DEL TRABAJO	8
	B. LOCALIZACIÓN	9
	C. METODOLOGÍA	12
II.	GEOLOGÍA GENERAL	13
	A. GEOLOGÍA REGIONAL	13
	B. MARCO GEOLÓGICO	15
	1. Zona de Cizalla Sarandí del Yí	15
	2. Terreno tectono-estratigráfico Piedra Alta	18
	3. Terreno tectono-estratigráfico Nico Pérez	20
III.	MARCO TEÓRICO	25
	A. DEFINICIONES	25
	1. Zona de Cizalla	25
	2. Milonita	28
	3. Cataclasita	30
	4. Foliación	31
	5. Lineación	32
	B. MECANISMOS DE DEFORMACIÓN	33
	1. Presión-solución	33
	2. Deformación intracristalina	33
	3. Maclado mecánico	34

4.	Recristalización dinámica	35
5.	Reducción de área del borde del grano (GBAR)	38
C.	MICROESTRUCTURAS	40
1.	Indicadores del sentido de cizalla en rocas cizalladas	41
2.	Potenciales indicadores cinemáticos	48
D.	MINERALES: MICROESTRUCTURAS Y DEFORMACIÓN	50
1.	Cuarzo	51
2.	Feldespato potásico y plagioclasa	52
3.	Calcita y dolomita	55
4.	Mica	56
5.	Agregados cuarzo - feldespato	57
IV.	RESULTADOS	60
A.	MACRO Y MESOESTRUCTURAS	60
B.	GEOLOGÍA DEL ÁREA	63
1.	Dominio Central	63
2.	Dominio Occidental	65
3.	Dominio Oriental	68
C.	ANÁLISIS MICROTTECTÓNICO	70
1.	Dominio Central	70
2.	Dominio Occidental	74
3.	Dominio Oriental	79

V.	DISCUSIÓN	81
A.	DOMINIO CENTRAL	81
B.	DOMINIO OCCIDENTAL	83
C.	DOMINIO ORIENTAL	85
VI.	CONCLUSIONES	86
A.	EN RELACIÓN A LOS DOMINIOS	86
B.	EN RELACIÓN A LOS EVENTOS, SU EDAD Y CINEMÁTICA	86
C.	EN RELACIÓN A LAS CONDICIONES DE DEFORMACIÓN	87
1.	Evento E1	87
2.	Evento E2	88
3.	Evento E3	89
VII.	BIBLIOGRAFÍA	92

I. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo corresponde al trabajo final de la Licenciatura en Geología (Facultad de Ciencias, Universidad de la República), el cual intenta contribuir a un conocimiento más profundo y con mayor detalle, de la evolución tectónica de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí y parte del basamento cristalino adyacente a ésta, i.e., los terrenos tectonoestratigráficos Piedra Alta y Nico Pérez (Bossi et al. 1993). En este trabajo se realizó el análisis, utilizando principalmente microscopio petrográfico, de muestras de roca a partir de cortes petrográficos con el fin de identificar microestructuras e indicadores cinemáticos presentes en las muestras.

A. OBJETIVOS DEL TRABAJO

Los objetivos principales del trabajo fueron identificar en cada unidad geológica de la zona de estudio: (i) rocas miloníticas y (ii) microestructuras presentes en las rocas. A partir de esto, intentar determinar: (a) las relaciones estructurales y de contacto entre las unidades, (b) la sucesión de eventos a lo largo de la evolución tectónica de la región, (c) la cinemática y (d) las condiciones de deformación de los diferentes eventos.

Para lograr estos objetivos, fue necesario que durante la campaña de campo se obtuvieran muestras de roca orientadas, representativas de cada dominio. Esta orientación, luego debió ser mantenida a lo largo de todo el proceso de confección de los cortes petrográficos. Finalmente, estos cortes fueron analizados mediante el uso de microscopio petrográfico.

B. LOCALIZACIÓN

El área de estudio se localiza aproximadamente 16 km al este-sureste de la localidad Alejandro Gallinal y 130 km al noreste de Montevideo, capital de la República Oriental del Uruguay. El área se encuentra entre los departamentos Florida y Lavalleja, cartografiada en el margen oeste de la hoja topográfica Polanco (G-24) del Servicio Geográfico Militar (figura 1).

Como se observa en la figura 2, al área se accede a través de dos caminos vecinales. Uno de estos se deriva de la ruta Nacional N° 40 al noroeste de la localidad de Espuelitas atravesando, la localidad de Puntas de Polanco. El otro camino nace sobre la ruta Nacional N° 7 1,280 km al noreste de la localidad de Alejandro Gallinal y se dirige en dirección este, por la cima de la Cuchilla Grande Inferior.

El área de estudio se encuentra comprendida aproximadamente por el siguiente conjunto de coordenadas del sistema WGS84 UTM 21S:

$$X_1 = 643.526 \text{ m} , Y_1 = 6.252.967 \text{ m}$$

$$X_2 = 657.285 \text{ m} , Y_2 = 6.252.750 \text{ m}$$

$$X_3 = 657.019 \text{ m} , Y_3 = 6.236.694 \text{ m}$$

$$X_4 = 643.283 \text{ m} , Y_4 = 6.236.912 \text{ m}$$

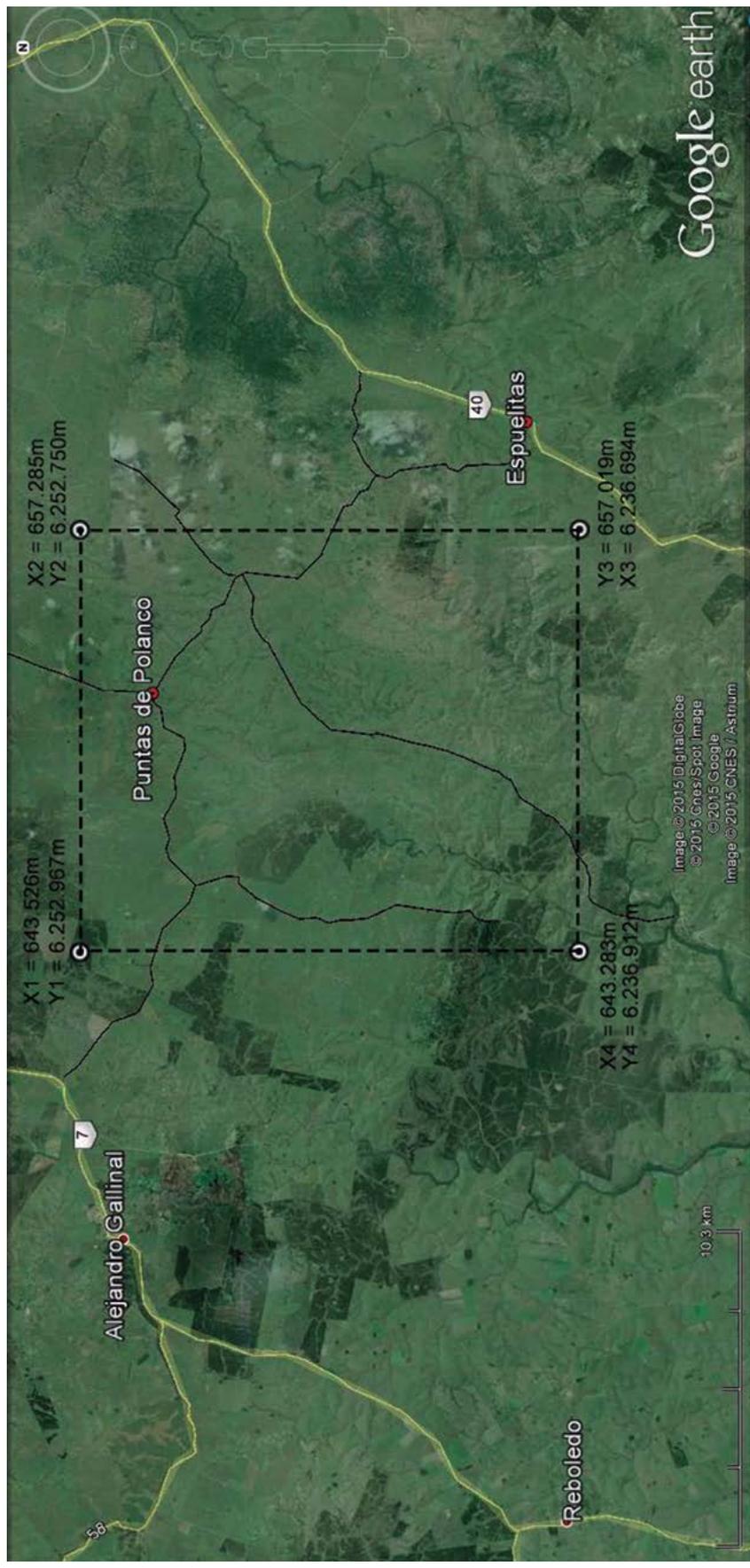


Figura 2. Ubicación de la zona de trabajo. En trazo segmentado negro la zona de trabajo y en trazos amarillos y negros continuos los principales caminos de acceso a la zona (Google-earth).

C. METODOLOGÍA

Durante el trabajo de campo se realizaron, en zonas diferentes del área de estudio, observaciones de las litologías, mediciones de elementos estructurales así como la caracterización de indicadores cinemáticos macro y mesoscópicos para finalmente levantar un número representativo de muestras.

Para la obtención de muestras orientadas fue necesario la medición de la orientación de la foliación y la lineación mineral presente en cada muestra. En el caso de que la lineación mineral estuvo ausente o no pudo ser percibida, se obtuvo un plano normal a la foliación que mejor se aproxime a la sección XZ estimada del elipsoide de deformación. Para la identificación de los posibles indicadores cinemáticos y su correcto análisis cinématico, fue necesario que la orientación tomada en campo de las rocas fuese mantenida a lo largo de todo el proceso de confección de los cortes petrográficos.

El instrumental que se utilizó para el análisis de los cortes petrográficos fue un microscopio petrográfico Nikon el cual cuenta con maquina fotográfica.

Finalmente, como parte fundamental del trabajo de gabinete y como marco teórico a la hora de realizar el análisis de las microestructuras e indicadores cinemáticos observados, este trabajo se basó principalmente en la obra *Microtectonics* de Passchier & Trouw (2005).

II. GEOLOGÍA GENERAL

A. GEOLOGÍA REGIONAL

La geología del territorio uruguayo está *sensu lato* formada por dos terrenos precámbricos – Terreno Piedra Alta y Terreno Nico Pérez –, una faja plegada y corrida de piel gruesa (Sánchez Bettucci et al. 2010b) – Cinturón Dom Feliciano (CDF) – y un conjunto de cuencas sedimentarias de diferentes génesis y edades – Cuenca Paraná (Cuenca Devónica; Cuenca Norte; tectosecuencia volcano-sedimentaria), Cuenca Santa Lucía-Aiguá-Merín y Cuenca Litoral Cretácica – (figura 3).

Los terrenos Piedra Alta y Nico Pérez conforman el Cratón del Río de la Plata (CRP) definido por Almeida et al. (1973). Según Bossi et al. (1998), el basamento precámbrico del Uruguay está formado por los terrenos tectono-estratigráficos Piedra Alta (TPA), Nico Pérez (TNP) y el Terreno Cuchilla de Dionisio (TCD), separados entre sí por el desarrollo de dos discontinuidades tectónicas de primer orden, el Lineamiento Sarandí del Yí-Piríapolis y la Zona de Cizalla de Sierra Ballena. Por su parte Sánchez Bettucci et al. (2010a y 2010b), sugieren que el basamento precámbrico del Uruguay puede dividirse en dos unidades tectónicas mayores – TPA y TNP siguiendo parte de lo propuesto por Bossi et al. (1998), pero manteniendo los límites propuestos por Preciozzi et al. (1979), el Lineamiento Sarandí del Yí y la Zona de Cizalla Fraile Muerto-María Albina (ZCFM-MA).

La propuesta de que el CRP esté comprendido por los TNP y TPA se encuentra actualmente en discusión, ya que Oyhantçabal et al. (2011) sugieren que el TNP no formaría parte del CRP. Esta propuesta se basa en estudios geológicos, geofísicos y geocronológicos, que revelan la diferencia en los basamentos de ambos bloques y la evidencia de los registros de orogénesis brasiliana que se observan sólo en rocas del TNP. La ausencia de registros de esa orogénesis en el TPA se debería, según estos autores, a que durante el ciclo orogénico brasiliano este terreno presentaba una gran madurez térmica y un engrosamiento litosférico significativo. En este contexto, el CRP pasaría a estar formado en el territorio uruguayo, solamente por el TPA.

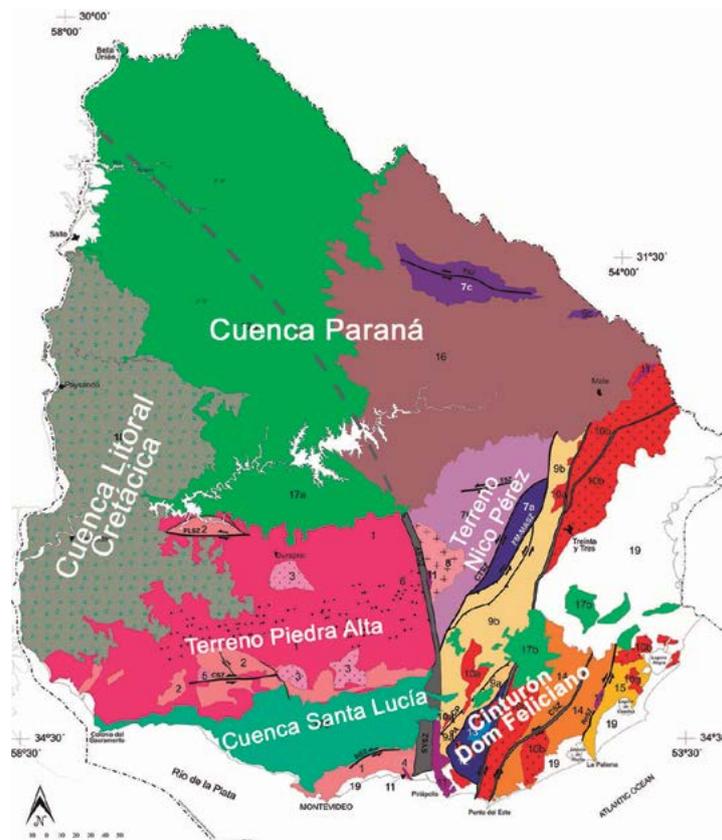


Figura 3. Mapa tectónico del Uruguay (modificado de Sánchez Bettucci et. 2010b).

Por otro lado el CDF definido por Fragoso César (1980), corresponde a un cinturón transpresivo de escala continental, producto del Ciclo Orogénico Panafricano-Brasiliano. Éste, según Sánchez Bettucci et al. (2010b), se encuentra limitado al oeste por la ZCSY y al noroeste por la ZCFM-MA que lo separa del TNP.

B. MARCO GEOLÓGICO

1. Zona de Cizalla Sarandí del Yí

La Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY), fue reconocida y definida informalmente por Preciozzi et al. (1979) como Lineamiento Sarandí del Yí de rumbo regional N10°O. Posteriormente, Bossi & Campal (1992) definen esta unidad como un lineamiento con sentido de cizalla dextral. Asimismo, Oyhantçabal et al. (1993) definen a esta unidad como una discontinuidad tectónica de primer orden que se desarrolló con posterioridad a la intrusión del enjambre de diques básicos de Florida de edad 1,7 Ga y con anterioridad a la orogénesis Brasiliana. Ésta separa los terrenos Piedra Alta y Nico Pérez y tiene un espesor máximo de hasta 13 km y más de 250 km de longitud con una dirección preferencial N-S (Sánchez Bettucci et al, 2010b y referencias allí).

Según Oyhantçabal et al. (1993), esta zona de cizalla se habría reactivado con sentido de cizalla sinistral durante el evento orogénico brasiliano, borrando los indicadores cinemáticos registrados en un evento dextral previo.

El granito Cerro Caperuza presenta tamaño de grano medio, contiene biotita y anfíbol y está asociado al magmatismo del Complejo Sierra de Ánimas,

donde la naturaleza levemente deformada (sólo deformación frágil) del complejo indicaría que la intrusión fue posterior a la fase dúctil con sentido de cizalla sinistral de la ZCSY (Oyhantçabal et al. 1993).

Oyhantçabal et al. (2001) describen en el Complejo Granulítico Solís de Matajojo (CGSM) una serie de características microestructurales, en función del enfriamiento progresivo durante la deformación. Algunas de las principales características que estos autores remarcan son (es una deformación progresiva en condiciones de temperatura decreciente): subgranos basales de cuarzo desarrollando granos con elongación óptica positiva paralela a la foliación, indicando una deformación de estado sólido que ocurrió a altas temperaturas cercanas al "solidus" de los granitos (700-800 °C), mimerquitas indicando temperaturas por encima de los 500-550 °C, *ribbons* de cuarzo, biotita y muscovita con *kink-bands*, maclas dobladas en plagioclasa con orientación preferencial evidenciando una deformación plástica tardía (300-400 °C), cuarzo, mica, clorita y calcita recristalizando en los cuellos de los feldespatos boudinados indicando aplastamiento en estado sólido y recristalización dinámica en condiciones de metamorfismo en facies esquistos verdes (300-400 °C), feldespatos fracturados rellenos de agregados de cuarzo y calcita tamaño de grano fino, denotando comportamiento frágil en condiciones de baja temperatura (por debajo de 300 °C).

Dentro de la ZCSY, Oyhantçabal (2005) reconocen tres litologías diferentes tales como milonitas, un complejo granítico deformado – CGSM –, y un plutón levemente deformado –granito Caperuza –. Las milonitas derivarían de la deformación extrema del CGSM. Éstas, varían desde protomilonitas hasta ultramilonitas, en las cuales el protolito generalmente es granítico,

pero también es posible reconocer milonitas derivadas de micaesquistos y anfibolitas.

Por su parte, el CGSM es considerado como una intrusión sintectónica estratificada, compuesta por tres facies litológicas principales: tonalita, granodiorita y granito.

La ZCSY en su extremo sur, presenta milonitas graníticas con abundante moscovita y biotita, con una orientación promedio de la foliación ca. N010°/60°NO la que forma un pequeño ángulo con la zona de cizalla, sugiriendo un sentido de cizalla sinistral (Oyhantçabal et al. 2010). Como parte de la caracterización petrográfica, estos autores sugieren que las milonitas varían desde protomilonitas, milonitas y filonitas, donde mayoritariamente los porfiroclastos son de feldespato potásico – desde milimétricos a centimétricos – y subordinadamente plagioclasa. Asociado a la matriz las litologías presenta cuarzo, feldespato recristalizado, biotita y moscovita y como minerales accesorios apatito y zircón.

A partir de la integración de datos macro y microestructurales Oriolo et al. (2015) proponen que la ZCSY representa una zona de cizalla de escala cortical que se desarrolló durante una compleja sucesión de eventos deformacionales de larga duración. Asimismo, estos autores indican que durante la convergencia del TPA y TNP, la deformación en la ZCSY comenzó bajo condiciones de metamorfismo en facies anfibolita media a superior, con sentido de cizalla dextral en la porción más oriental del TPA.

A su vez, relacionan el metamorfismo en facies anfibolita-esquistos verdes superior con la deformación dominada por cizalla pura con sentido de rotación sinistral, el cuál es contemporáneo al plutonismo reflejado en el Complejo Granítico Solís de Mataojo. Por su parte, el magmatismo post-milonitas, está representado por el granito Caperuza. Por último, plantean el desarrollo de un evento cataclástico tardío, el cual retrabajó el borde oriental de la ZCSY.

2. Terreno tectono-estratigráfico Piedra Alta

El TPA aflora mayoritariamente en las porciones centro-sur y suroeste del territorio uruguayo. Como se observa en la figura 4, este terreno comprende vastas áreas granito-gnéisicas separada por dos cinturones supracrustales de bajo-medio grado metamórfico – Cinturón Arroyo Grande (CAG), Cinturón San José (CSJ) - Cinturón Montevideo (CM) – (Bossi et al. 1993). Estos cinturones corresponderían a antiguas secuencias volcano-sedimentarias que fueron metamorfizadas y deformadas durante el paleoproterozoico. Por su parte, Peel & Preciozzi. (2006) sugieren que el TPA representa una unidad paleoproterozoica juvenil estabilizada desde ca. 1,7 Ga. y no afectada internamente por eventos neoproterozoicos.

El CAG definido por Bossi & Ferrando (2001), está limitado por fallas y se encuentra en contacto tectónico con el área granito-gnéisica del TPA. Posee un rumbo regional E-O y está definido como una sucesión volcano-sedimentaria plegada en facies en esquistos verdes – Formación Arroyo Grande – y la asociación intrusiones graníticas.

Por su parte Oyhantçabal et al. (2003) sugieren que, basándose en la proximidad geográfica, similitud de términos estructurales y edades U-Pb, los dos cinturones definidos como CSJ y CM, serían un único cinturón –CSJ– interrumpido por el desarrollo de la Cuenca Santa Lucía-Aiguá-Merín. El CSJ está comprendido por rocas pertenecientes a una sucesión volcano-sedimentaria plegada en facies esquistos verdes –Formación Paso Severino–, así como por anfibolitas, paragneisses y mica-esquistos –Formaciones San José y Montevideo– (Preciozzi 1993; Oyhantçabal et al. 2003, 2007).

Asociados al TPA y a sus cinturones metamórficos (SJ y AG), Oyhantçabal et al. (2007) identifican varios plutones tardi- y post-orogénicos que intruyen estas unidades. La composición de elementos mayores permite indicar que la mayoría de las intrusiones son calco-alcalinas con medio a alto contenido de potasio, a pesar de reconocerse también algunos plutones de composición alcalina (Preciozzi 1993; Oyhantçabal et al. 1998; Hartmann et al. 2008). Asimismo, el TPA se encuentra recortado por un enjambre de diques de composición gabro/diorítica con dirección ca. N60° de más de 250 km desde la porción más occidental del CRP en el Uruguay hasta la ZCSY.

Individualmente estos diques son sub-verticales con espesores de hasta 50 km y 20 km de largo, y donde datos geoquímicos en roca total y análisis petrográficos permiten la distinción entre diques tolehíticos de bajo y alto TiO₂ de composición basalto-andesítica y andesítica (Bossi et al. 1993). Una determinación U-Pb en badeleyita de 1790 ± 5 Ma es la mejor aproximación en la edad de cristalización de los diques con alto-Ti, considerados más jóvenes que los diques con bajo-Ti (Halls et al. 2001).

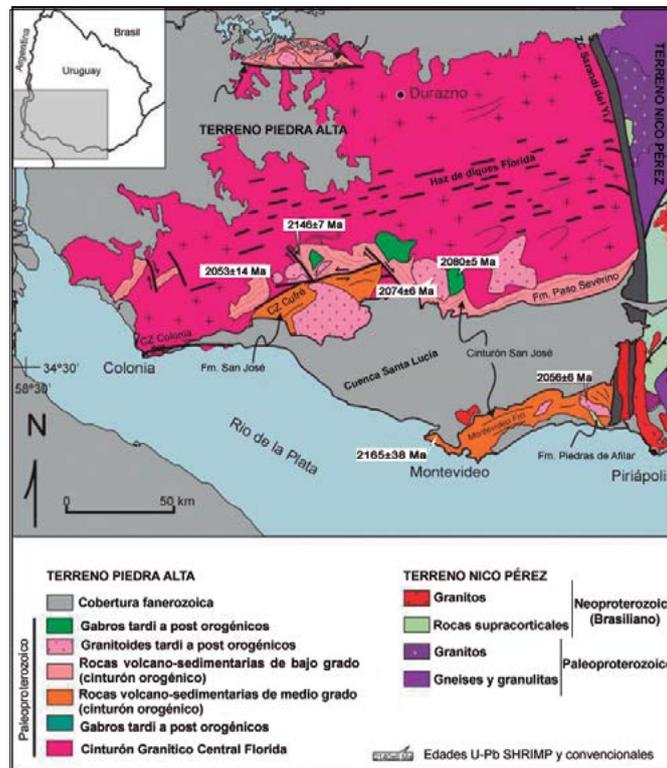


Figura 4. Mapa geológico del Terreno Tectonoestratigráfico Piedra Alta (modificado de Oyhantçabal et al. 2011).

3. Terreno tectono-estratigráfico Nico Pérez

Esta unidad, definida inicialmente por Preciozzi et al. (1979) como Bloque Valentines y posteriormente redefinido como TNP por Bossi & Campal (1992), está constituida por una secuencia paleoproterozoica metamórfica de alto grado, granitos, milonitas y magmatismo post-tectónico Brasiliano.

En este contexto, el terreno se conforma por tres unidades paleoproterozoicas afectadas por metamorfismo de medio y alto grado – bloques Pava, Valentines y Rivera (figura 5) –. Por su parte, Gaucher et al. (1996) y Gaucher (2000) definen el Grupo Arroyo del Soldado, como la cobertura neoproterozoica depositada sobre el basamento del TNP.

En la porción noreste del Uruguay y separado del resto de los bloques dentro del TNP por el desarrollo de la secuencia sedimentaria paleozoica – Grupo Durazno y Cuenca Norte –, aflora el bloque Rivera caracterizado por orto-gneisses en facies granulita, subordinadamente ortopiroxenitas y granulitas máficas con granate (Oyhantçabal et al. 2012). Según estos autores, el bloque está recortado por la zona de cizalla de Rivera (ZCR) de uno a dos km de ancho y por lo menos 100 km de largo, donde la foliación milonítica es principalmente vertical con rumbo ONO-ESE y donde las lineaciones de estiramiento muestran un buzamiento bajo hacia el ESE. Estos datos, junto con los pliegues de la foliación milonítica, evidenciarían una transcurrancia oblicua compresiva. Los indicadores cinemáticos observados muestran un sentido de cizalla sinistral.

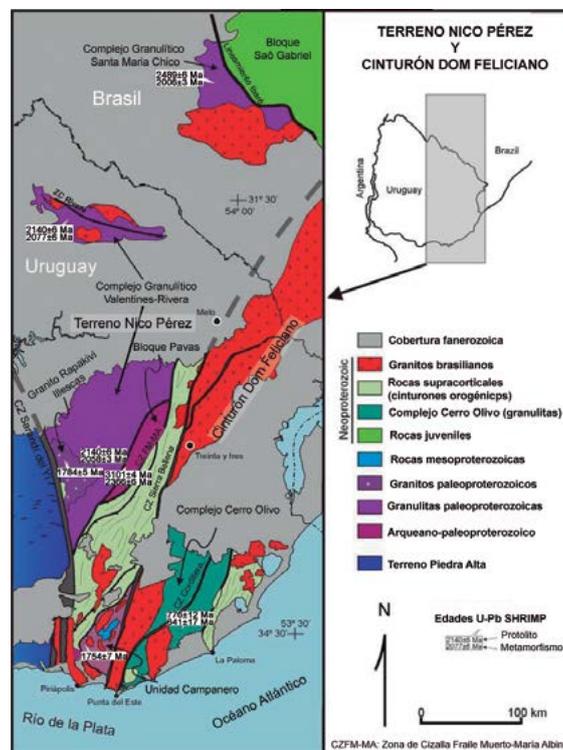


Figura 5. Mapa geológico del Terreno Tectono-estratigráfico Nico Pérez y del Cinturón Dom Feliciano (modificado de Oyhantçabal et al. 2011).

El bloque se encuentra representado por una sucesión supracortical plataformal – Formación Vichadero – que incluye formaciones de hierro bandeadas (BIFs), fels-piroxeníticos, gneisses aluminosos mármoles a-forsterita, junto a una secuencia neoproterozoica supracrustal – Formación Minas de Corrales – representada por una sucesión meta-sedimentaria en facies esquistos verdes que incluye pelitas, areniscas de grano-fino, rocas volcánico-clásticas, dolomias y conglomerados (Cazaux 2009 y referencias allí).

El granito Las Flores ($586,1 \pm 2,7$ Ma) presenta forma de plutón sub-circular y se emplaza dentro del basamento granito- gnésico del bloque Rivera o Isla Cristalina Rivera (ICR). Éste comprende principalmente granitos a granodioritas grises, equigranulares tamaño de grano medio, compuesto por plagioclasa subedral a eudral, feldespato potásico subedral, cuarzo anedral y biotita (Oyhantçabal et al. 2012).

Por otro lado, el bloque Valentines se localiza entre la ZCSY y la Zona de Cizalla Cueva del Tigre (ZCCT) – figura 6 – y está caracterizado por gneisses granulíticos, meta-piroxenitas y cuarcitas magnetítico-augíticas (Sánchez Bettucci et al. 2010a). Según Preciozzi et al. (2001), se registran en este bloque evidencias de que el mismo fuera afectado por intrusiones graníticas neoproterozoicas como por el desarrollo de la Zona de Cizalla de Tupambaé (Preciozzi et al. 1979) – figura VI –. Edades U-Pb (SHRIMP) fueron obtenidas en granulitos graníticos de Valentines: 2058 ± 3 Ma para el metamorfismo y 2163 ± 8 Ma para la cristalización magmática (Oyhantçabal et al. 2011 y referencias allí).



Figura 6. Carta Geoestructural. A-B. Límite Orogénesis Brasiliana; C-D. Falla Sarandí del Yí; E-F. Falla Cueva del Tigre; a. Subregión Valentines; b. Subregión Pablo Páez; c. Subregión Pavas (Preciozzi et al. 1979).

El bloque Pavas, formalmente reconocido y definido por Preciozzi et al. (1979), se manifiesta como una unidad de forma alargada con rumbo regional NNE, limitada al este y sur por la ZCFM-MA y al oeste y norte por la ZCCT (Preciozzi et al 1979, Sánchez Bettucci et al. 2010a). Este bloque se caracteriza por gneisses anfibólicos, anfibolitas, cuarcitas con fuchsita y esquistos meta-ultramáficos con tremolita y actinolita (Oyhantçabal & Vaz 1990).

Por su parte Hartmann et al. (2001) divide al bloque Pavas en dos, resultando esto en el Complejo La China (CLC) con una edad de 3,4 Ga y en el Complejo Las Tetas (CLT) de 2,4 Ga. El CLT corresponde a la cobertura sedimentaria plataformal deformada que sobreyace al CLC.

Por su parte, Gaucher et al. (2010) redefine esta cobertura sedimentaria como Grupo Cebollatí – comprendiendo a las formaciones Arroyo Malo, Cerro de Villalba y Cerro del Diamante –, la que comprende metaconglomerados, cuarcitas, gneisses turmalina-muscovíticos, micaesquistos, mármoles y rocas calco-silíceas.

Finalmente, el batolito de Illescas representa un cuerpo alcalino intrusivo que es cortado al oeste por la ZCSY. El batolito es considerado como un granito tipo rapakivi con una edad Pb-Pb de 1784 ± 5 Ma. Por otra parte, granitos intrusivos neoproterozoicos están dispersos en todo el TNP y están relacionados al ciclo Brasileño (Campal & Shipilov 1995).

III. MARCO TEÓRICO

Este capítulo resume principalmente, las secciones 3, 4, 5 y 6 de la obra “*Microtectonics*” de Passchier & Trouw (2005), y se definen las zonas de cizalla y los principales tipos de roca que la conforman. Asimismo se detallan los principales aspectos geológicos así como los diferentes mecanismos deformacionales, microestructuras, indicadores cinemáticos y características de los principales minerales formadores de roca, que se generan durante desarrollo de las zonas de cizalla.

A. DEFINICIONES

1. Zona de Cizalla

Se define así a una zona de intensa deformación que generalmente contiene componentes de rotación que reflejan el desplazamiento lateral, uno respecto de los otros, de varios segmentos de la roca caja. Esta deformación está caracterizada por el desarrollo de fábricas y asociaciones minerales que reflejan condiciones de presión-temperatura (P-T), tipo de flujo, sentido de movimiento e historia de la deformación de la zona de cizalla (Passchier & Trouw 2005).

Ramsay (1980) clasifica las zonas de cizalla en: zonas de cizalla frágiles o de falla, zonas de cizalla frágiles-dúctiles y zonas de cizalla dúctiles. Las zonas dúctiles se activan generalmente a condiciones metamórficas mayores que las zonas frágiles.

Las zonas de cizalla de gran escala o megacizallas, poseen segmentos tanto dúctiles como frágiles. La profundidad en la transición de un segmento a otro, depende de muchos factores como lo son la tasa de deformación total, el gradiente geotérmico, el tamaño de grano, el litotipo, la presión de fluido, la orientación del campo de esfuerzos así como de la fábrica preexistente. Estas zonas pueden permanecer activas por largos períodos de tiempo y el material en ellas puede ser transportado verticalmente hacia arriba o abajo en la corteza (figura 7).

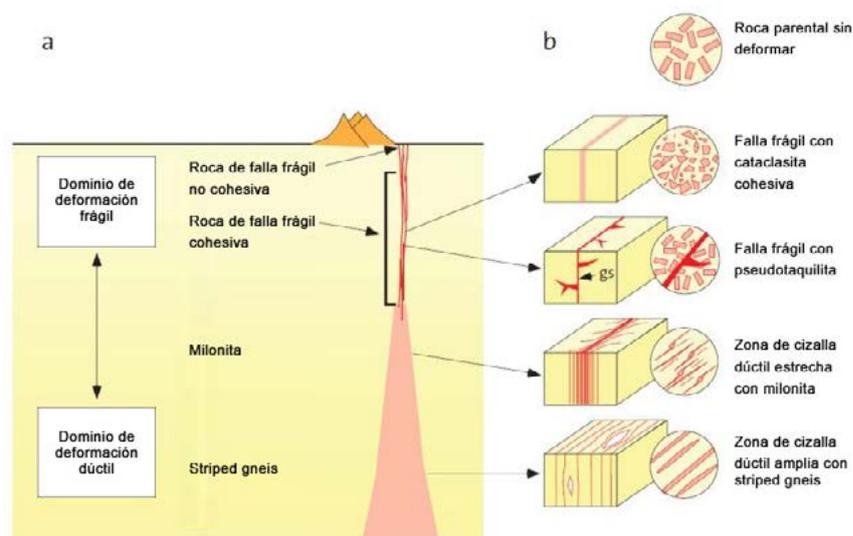


Figura 7. Distribución de los principales tipos de rocas de falla, con el aumento de la profundidad en la corteza. a) Corte esquemático a través de una zona de cizalla transcurrente. b) Representación esquemática sin escala de los cuatro tipos de roca de falla principales y la geometría local de la zona de cizalla en un bloque de un metro de ancho (modificado de Passchier et al. 2010).

En condiciones de metamorfismo de alto grado, las zonas de cizalla tienden a ser más anchas que las cizallas en condiciones de bajo grado debido a que los mecanismos de “ablandamiento” son menos eficientes en condiciones metamórficas de bajo grado (Passchier & Trouw 2005 y referencias allí).

Particularmente, las zonas de cizalla desarrolladas en terrenos gnéisicos de alto grado metamórfico presentan cristales individuales o agregados de cristales que son aplanados y estirados en forma de lentes y/o en forma de agregados, ambos determinantes del tipo de fábrica de la roca.

Las zonas de cizalla dúctiles, pueden mostrar un desarrollo gradual de la foliación desde la roca caja hacia el núcleo de la zona. En esos casos la foliación tiene una forma característica en curva, pasible de ser utilizada para determinar el sentido de cizalla, siempre y cuando la dirección del movimiento sea, definida por la lineación de estiramiento, perpendicular al eje de curvatura de la foliación. Sin embargo, este criterio debe ser tomado con precaución para no confundirlo con la desviación de una foliación anterior, donde la dirección del movimiento puede ser oblicua al eje de curvatura de la foliación, indicando un sentido de cizalla falso (Passchier & Trouw, 2005).

En las zonas de cizalla dúctiles la deformación y el desplazamiento diferencial de la roca caja es alcanzado completamente por flujo dúctil, no observándose discontinuidades a nivel de afloramiento. Por su parte, las zonas de cizalla frágiles están asociadas al fallamiento frágil, la que es controlada por las propiedades elásticas limitantes de la roca, bajo esfuerzos orogénicos (Ramsay 1980).

2. Milonita

El término deriva del griego $\mu\omicron\lambda\iota\nu\omicron$ (molino), ya que originalmente se pensaba que estas rocas eran formadas por la “molienda fina” de una roca preexistente (Lapworth 1885 *apud* Passchier & Trouw 2005).

Descrita como una roca foliada y generalmente orientada, la milonita muestra evidencias de una fuerte deformación dúctil que normalmente contiene elementos de fábrica con forma simétrica (Passchier & Trouw 2005 y referencias allí).

Se define como milonita, a una roca de cualquier composición asociada generalmente a zonas de cizalla, la cual presenta una estructura característica producto de una deformación dúctil más intensa que el de las rocas adyacentes. La estructura está caracterizada por la presencia de una matriz tamaño de grano fino con porfiroclastos inmersos en ella (ausentes en ultramilonitas) (Passchier et al. 2010).

Las milonitas son clasificadas de acuerdo al grado metamórfico al cual fueron sometidas (milonita de alto grado) o según el litotipo o mineralogía a partir de la cual fueron desarrolladas (milonita cuarzo-feldespática).

Otra clasificación comúnmente utilizada está basada en la comparación visual entre el porcentaje de matriz y porfiroclastos que conforman la roca. Por consiguiente, rocas con 10-50% de matriz se clasifican como protomilonita, rocas con 50-90% de matriz como milonitas y rocas con más de 90% de matriz como ultramilonitas. Sin embargo, este tipo de clasificación genera problemas producto de la arbitrariedad de los límites a definir entre los porcentajes presentes de matriz y porfiroclastos.

Otro problema es que las milonitas desarrolladas en condiciones metamórficas de alto grado o a partir de protolitos monominerales o de grano fino, normalmente no desarrollan porfiroclastos. Esto se deriva, por ejemplo, en que una ultramilonita no necesariamente represente que fue deformada producto de una deformación mayor a la que generó una milonita o protomilonita.

Las milonitas pueden desarrollarse a partir de cualquier litología y han sido observadas tanto a escala milimétrica como a macroescala siendo en este caso zonas de varios kilómetros de espesor (Passchier & Trouw 2005). Estas rocas presentan principalmente dos componentes: los porfiroclastos y la matriz.

El desarrollo de porfiroclastos es debido a la diferencia reológica entre los constituyentes minerales. En consecuencia, minerales relativamente más “duros” formaran porfiroclastos mientras que, aquellos relativamente más “blandos”, formaran parte de la matriz. Sin embargo, no siempre los porfiroclastos se forman en los mismos minerales ya que las propiedades reológicas de los minerales dependen de la condición metamórfica a la cual es sometida la roca, así como del tamaño de grano original.

3. Cataclasita

Es una roca formada por fragmentos angulares de roca y de minerales, la cual se forma principalmente por la fracturación frágil de una roca con participación mínima de procesos de deformación dúctil. Las cataclasitas se desarrollan por la fracturación in-situ de rocas.

La mayoría de las cataclasitas poseen una fábrica aleatoria, sin embargo, el desarrollo de foliación en las cataclasitas ocurre especialmente cuando la roca caja posee un alto contenido de micas (Passchier & Trouw 2005).

Estas rocas pueden contener un bandeamiento composicional y una orientación preferencial de los fragmentos de minerales micáceos, granos estirados o nuevos cristales de mica, que engloban los grandes granos de minerales resistentes en rocas graníticas, como por ejemplo de cuarzo y feldespato. La foliación también puede ser espaciada y resultantes del alineamiento paralelo de fracturas en cizallas menores o por relleno de material opaco en los planos de disolución (Passchier & Trouw 2005 y referencias allí).

Las rocas de falla no-cohesivas de régimen frágil se encuentran generalmente en fallas, que han sido activadas en niveles superiores de la corteza y ocurren en zonas de falla de espesor variable que pueden ser subdivididas en brechas no-cohesivas, cataclasitas o harinas de falla. Las brechas no-cohesivas consisten en más del 30% en volumen de fragmentos angulares de la roca caja o de venillas fracturadas, ambas separadas por una matriz de grano fino.

4. Foliación

La foliación, corresponde a cualquier característica planar penetrativa en un cuerpo de roca. Según Passchier & Trouw (2005), la foliación puede estar definida por la variación espacial en la composición mineral o en la granulometría, por la orientación preferencial de granos o agregados de éstos, estirados o aplastados, por discontinuidades planares como las microfracturas así como también por la combinación de alguno de estos elementos. Las foliaciones son subdivididas en dos grupos siendo las primarias de origen sedimentario o ígneo y las secundarias formadas a partir de procesos deformacionales. Su descripción refiere a sus características morfológicas y pueden ser clasificadas de acuerdo a dos grandes grupos: foliaciones continuas y foliaciones espaciadas.

Los mecanismos responsables del desarrollo de las foliaciones pueden ser: rotación mecánica de granos preexistentes, disolución por presión (*dissolution transfer*), deformación cristal-plástica, recristalización dinámica, recristalización estática, crecimiento mimético, crecimiento orientado según el esfuerzo diferencial, microplegamiento.

El estudio de la foliación a nivel de lámina delgada, incluyendo la interpretación de las condiciones metamórficas y deformacionales durante su formación, son herramientas claves para intentar comprender la evolución tectónica y metamórfica de un área.

Por otro lado, las foliaciones también son utilizadas como estructura de referencia para establecer el período relativo del crecimiento de minerales metamórficos, especialmente los porfiroblastos.

5. Lineación

Se define como lineación a cualquier característica lineal penetrativa que ocurre en un cuerpo de roca. La presencia de fibras o estrías no son consideradas lineaciones ya que éstas ocurren sólo superficialmente en un cuerpo de roca (Passchier & Trouw, 2005).

Las rocas fuertemente cizalladas tienden a desarrollar una lineación por extensión con orientación subparalela a la dirección de la cizalla.

Existen dos tipos principales de lineaciones: lineación de objetos y lineación de la traza (*trace lineations*). La lineación de objetos está definida por los elementos constitutivos que tienen un volumen específico, mientras que la lineación de traza está definida por la intersección de planos o micropliegues sobre planos de foliación que carecen de volumen.

B. MECANISMOS DE DEFORMACIÓN

La deformación de las rocas depende de un gran número de procesos que se producen individualmente en cada grano. Asimismo, estos procesos dependen de factores tales como: mineralogía, composición de los fluidos intergranulares, tamaño de grano, orientación preferencial de los retículos cristalinos, porosidad y permeabilidad, así como de controles externos como: temperatura, presión litoestática, esfuerzo diferencial, presión de fluidos y tasas de esfuerzo externamente impuestas.

Dentro de estos procesos, los principales son: Presión-solución, Deformación intracristalina, Maclado mecánico, Recristalización.

1. Presión-solución

Este proceso se localiza en los bordes de los granos donde la tasa de deformación es alta, generalmente donde los granos están en contacto a lo largo de superficies de alto ángulo respecto a la dirección instantánea de acortamiento. Se produce disolución en zonas de alta tasa de deformación y el material disuelto precipita en las zonas de baja deformación (Passchier & Trouw 2005 y referencias allí). Este proceso se encuentra evidenciado principalmente, por la presencia de objetos truncados.

2. Deformación intracristalina

Este proceso se produce en aquellos minerales que se pueden deformar internamente sin evidencias de una fracturación frágil debido al desplazamiento de defectos en el retículo cristalino. Este desplazamiento en el retículo no puede ser apreciado por microscopía óptica sino solamente por

el método de microscopio electrónico de transmisión (TEM). Sin embargo, es posible observar el efecto de las dislocaciones en un cristal como: extinción ondulosa irregular, presencia de micro-*kinks* en cuarzo y feldespato, presencia de lamelas con alto relieve (común a bajas temperaturas) y con una orientación preferencial. En algunos minerales como la calcita, estas dislocaciones se pueden formar por maclado mecánico.

Una evidencia notoria de este proceso, es el desarrollo de una orientación preferencial del retículo cristalino.

3. Maclado mecánico

Este maclado ocurre generalmente en zonas donde la tasa de deformación es de las más bajas principalmente en plagioclasa y calcita como también en dolomita, microclina, biotita y cuarzo (Passchier & Trouw 2005). Estas maclas comúnmente presentan forma de cuña o tabular y se pueden propagar por movimiento de la punta de la macla o por movimiento de los bordes de la macla hacia el material no maclado, en el cual los bordes de la macla se mantienen rectos. La migración de los bordes de la macla no produce crecimiento del grano, ya que los bordes del grano no se ven afectados.

Kink

Este proceso se asemeja al maclado mecánico pero no está tan limitado a los planos cristalográficos y sus direcciones. El *kink* es común en micas pero también ocurren en cuarzo, feldespato, anfíbol, y a bajas temperaturas, en piroxenos (Passchier & Trouw 2005 y referencias allí).

4. Recristalización dinámica

Como lo muestra la figura 8, existen tres procesos principales dentro de la recristalización dinámica: el *bulging*, la rotación de sub-grano y la migración del borde de grano.

Este proceso de recristalización se asocia a dos tipos de fábricas microestructurales características como los son las fábricas parcialmente recristalizadas y las fábricas completamente recristalizadas.

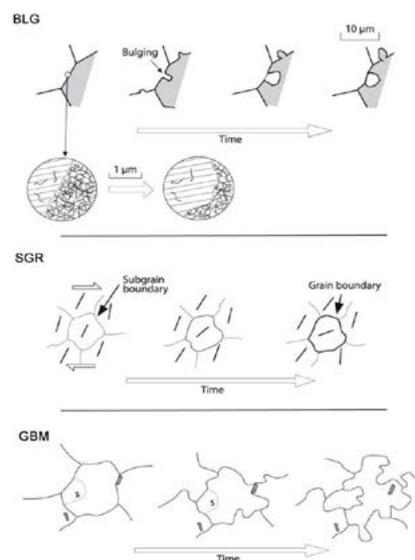


Figura 8. Principales procesos principales de recristalización: *bulging* (BLG), rotación de subgrano (SGR), migración de borde de grano (GBM) (modificado de Passchier & Trouw 2005).

En las fábricas parcialmente recristalizadas existe una distribución bimodal del tamaño de grano, con agregados de pequeños nuevos granos de tamaño uniforme entre grandes granos viejos con extinción ondulosa. La uniformidad en el tamaño de grano responde a la deformación y recristalización en situaciones de esfuerzos diferenciales específicos.

a. Movilidad del borde del grano

Este proceso es producto de la reorganización del material en donde los nuevos granos sustituyen granos anteriores (viejos). Esta reorganización es conducida por cambios en el tamaño de grano, la forma y la orientación preferencial dentro del mismo mineral.

b. *Bulging* (BLG)

El BLG equivale al Régimen 1 de Hirth & Tullis (1992), se produce en zonas a bajas temperaturas donde la movilidad de los bordes los granos es de carácter local y donde el borde del cristal puede sobresalir (*bulge*) formando pequeños cristales nuevos e independientes . Los granos remanentes pueden presentar un manto formado por granos recristalizados que los rodea, definiendo una estructura tipo manto-núcleo (Passchier & Trouw 2005 y referencias allí).

Los granos viejos pueden presentar extinción ondulosa irregular, *kinks*, lamelas de deformación y evidencias de fracturación frágil, mientras que sus bordes son irregulares y con lóbulos del tamaño de los granos nuevos. Los granos nuevos se forman a expensas de los granos viejos a lo largo de los bordes, formando por lo tanto agregados de pequeños granos equidimensionales.

c. Rotación de subgrano (SGR)

Este proceso equivale al Régimen 2 de Hirth & Tullis (1992) y generalmente ocurre en zonas con temperaturas mayores que el BLG. El ángulo entre los retículos cristalinos aumenta gradualmente a ambos lados del borde del subgrano, hasta que el grano no puede ser más clasificado como parte del mismo grano. Los subgranos y los nuevos granos ocurren en láminas entre los relictos de granos anteriores o directamente por reemplazo de los granos viejos por redes compuestas de subgranos y nuevos granos.

Los granos viejos se presentan estirados y aplanados o formando *ribbons*, mostrando extinción ondulosa y conteniendo subgranos del tamaño de los nuevos granos. Durante la recristalización ocurre una transición gradual en la orientación de los subgranos hacia los granos nuevos. Asimismo, puede ocurrir la orientación preferencial del retículo cristalino en agregados recristalizados, que pueden derivarse de grandes cristales parentales que fueron sustituidos completamente por la SGR.

d. Migración de borde de grano (GBM)

La GBM corresponde al Régimen 3 de Hirth & Tullis (1992) y se da principalmente en zonas de alta temperatura, donde la movilidad de los bordes de grano aumenta hasta un punto en que los bordes de grano pueden migrar a través del cristal entero removiendo tanto dislocaciones como bordes de los subgranos (figura 9). Los bordes de los granos se presentan lobados y el tamaño de grano es variable, con tendencia de los nuevos granos a ser de mayor tamaño que los subgranos coexistentes. La diferenciación entre granos viejos y nuevos es difícil.

A temperaturas muy altas, los granos presentan bordes fuertemente lobados o ameboideos, subdivididos internamente en subgranos más pequeños.

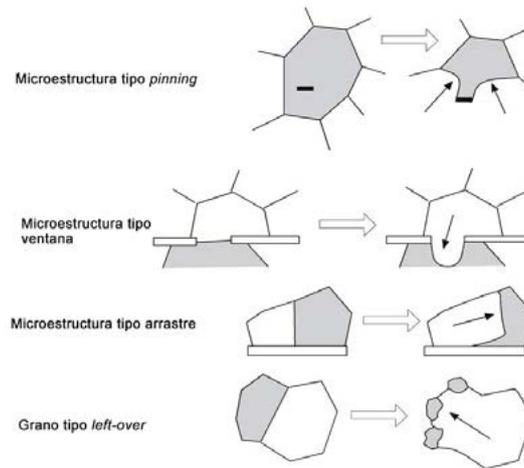


Figura 9. Cuatro microestructuras que indican la dirección del movimiento de la migración de borde de grano durante la recristalización por GBM (modificado de Passchier & Trouw 2005).

El poder distinguir una fábrica completamente recristalizada de una fábrica equigranular no recristalizada, es difícil. Sin embargo, en un agregado de granos formados por recristalización dinámica los granos mostrarán evidencias de deformación interna, una orientación preferencial del retículo cristalino así como un tamaño de grano relativamente uniforme.

5. Reducción de área del borde del grano (GBAR)

Este mecanismo de recuperación se produce por el crecimiento del grano junto con una redistribución en la disposición de los bordes de granos. Los bordes de granos irregulares se forman durante la deformación, mientras que la recristalización dinámica (también la estática) redistribuye estos bordes a una forma poligonal, junto con la eliminación de algunos granos.

El GBAR (figura 10), ocurre durante la deformación pero se vuelve más evidente y dominante luego del cese ésta, particularmente a altas temperaturas.

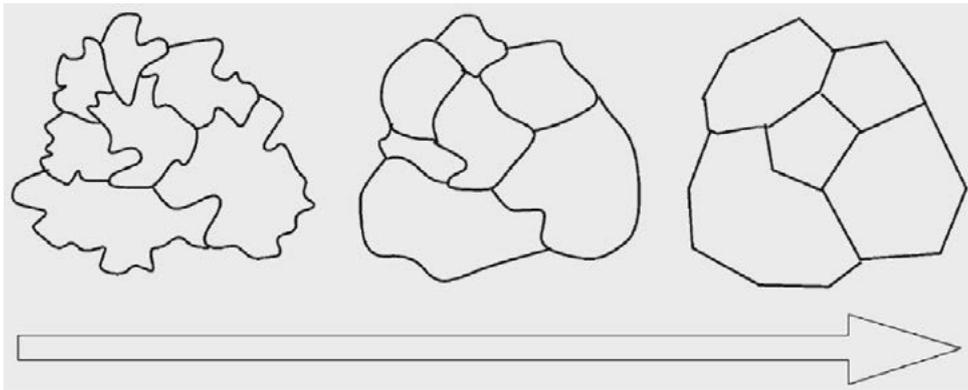


Figura 10. Esquema ilustrando el desarrollo del GBAR, donde la flecha indica la evolución de la recuperación (tomado de Passchier & Trouw 2005).

C. MICROESTRUCTURAS

Para el análisis de las microestructuras y con el objetivo de determinar la deformación en el espacio y la dirección de movimiento de las masas rocosas que las contienen, es fundamental confeccionar cortes petrográficos a partir de muestras de roca debidamente orientadas en el campo (figura 11). Estos cortes, deben ser realizados en dirección paralela a la lineación mineral y normal al plano de foliación principal. En el caso de que la lineación mineral esté ausente o no pueda ser percibida, es necesario obtener un plano normal a la foliación lo más próximo a la sección XZ del elipsoide de deformación.

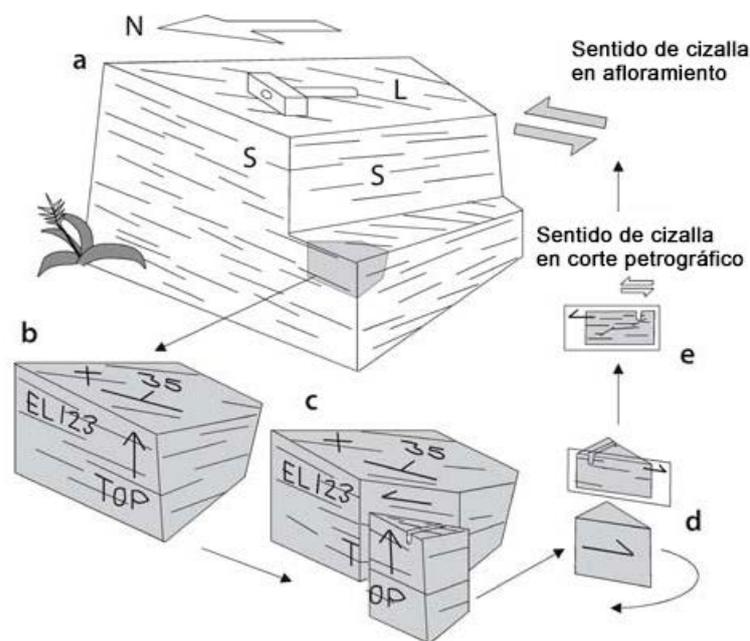


Figura 11. Método para la toma de una muestra orientada en un afloramiento y como obtener, a posteriori, una sección delgada orientada de la muestra en el laboratorio (modificado de Passchier & Trouw, 2005).

1. Indicadores del sentido de cizalla en rocas cizalladas

Los indicadores de sentido de cizalla o indicadores cinemáticos son, estructuras con simetría monoclinica que se desarrollan durante la deformación de un cuerpo de roca (figura 12). Estas estructuras son el resultado de la deformación progresiva no-coaxial en zonas de cizalla, debido al desplazamiento relativo de éstas respecto de la roca de caja y pueden ser utilizadas para determinar el sentido de cizalla en una roca milonítica o proto-milonítica. Las lineaciones, los ejes de deformación finita y las foliaciones rotan según el eje de la fábrica, el cual es oblicuo al eje de esfuerzo instantáneo (Passchier & Trouw, 2005).

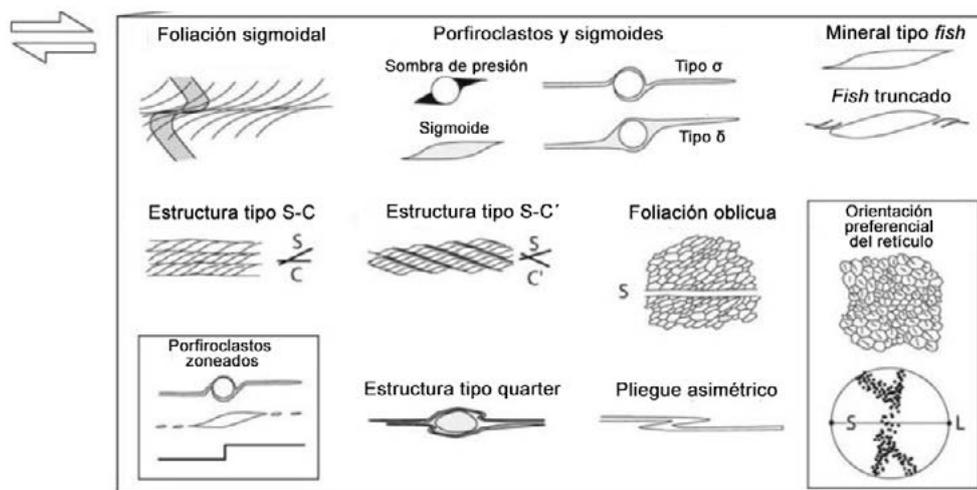


Figura 12. Esquema que ilustra los principales tipos de indicadores cinemáticos presentes en zonas miloníticas, para el caso de una roca con sentido de cizalla dextral (modificado de Passchier & Trouw, 2005).

a. Foliación sigmoidal

El desarrollo de este tipo de foliación se debe principalmente a la heterogeneidad en la deformación finita que existe en las zonas de cizalla. Las foliaciones pueden desarrollarse por la orientación preferencial de micas,

por el bandeamiento composicional o por la orientación preferencial en la forma de los agregados minerales, formando la foliación un ángulo bajo con el límite entre la zona de cizalla y la roca caja. Si éstas se desarrollan sin-genéticamente con las milonitas, pueden considerarse como indicadores fehacientes del sentido de cizalla.

La intensidad de la foliación tiende a aumentar hacia el centro de la zona de cizalla, debido también al aumento del grado de deformación. Comúnmente, estas estructuras se desarrollan en rocas isotrópicas como granitos, gabros y gneises de grano grueso.

Generalmente, cuando en un cuerpo de roca existe la sobre-impresión de varias fases de deformación – muchas foliaciones y lineaciones – , el sentido de cizalla puede ser solamente determinado para la última o las últimas fases de deformación.

Tanto la orientación preferencial de la mica como la orientación preferencial en la forma de los agregados minerales son foliaciones “pasivas” y levemente oblicuas a los límites de la zona de cizalla (Passchier & Trouw 2005 y referencias allí). Generalmente, dentro de un dominio monomineral la orientación preferencial en la forma del grano es oblicua al bandeamiento composicional o a la orientación preferencial de la mica.

b. Estructuras tipo S-C y S-C´

Este tipo de estructuras se asemejan al clivaje por crenulación, con la diferencia que las estructuras se desarrollan por extensión de la foliación anterior, en vez de por acortamiento de ésta. Según Passchier & Trouw (2005) y referencias allí, es posible distinguir dos tipos de estructuras tipo bandas de cizalla las cuales corresponden a las estructuras tipo S-C y tipo S-C (figura 13).

La estructura tipo S-C se forma, comúnmente, en zonas de cizalla de grado metamórfico medio. Estas estructuras consisten en pequeños planos de cizalla separados centimétrica a milimétricamente entre sí y orientados subparalelamente a los bordes de la zona de cizalla principal.

Contrariamente a la estructura tipo S-C´, la estructura tipo S-C se desarrollaría a partir de una fase más temprana de la deformación, sin-genéticamente con la milonita.

Por su parte, las estructuras tipo S-C´ se desarrollan principalmente en rocas miloníticas fuertemente foliadas tales como filonitas y micaesquistos miloníticos. Sin embargo, estas estructuras pierden continuidad en capas foliadas más débilmente, como lo son las capas ricas en cuarzo.

Generalmente, las tipo S-C´ poseen una forma pequeña, anamostosada y ondulada y su desarrollo se produce en una fase tardía de la deformación, luego de ocurrido la orientación preferencial de los minerales más resistentes.

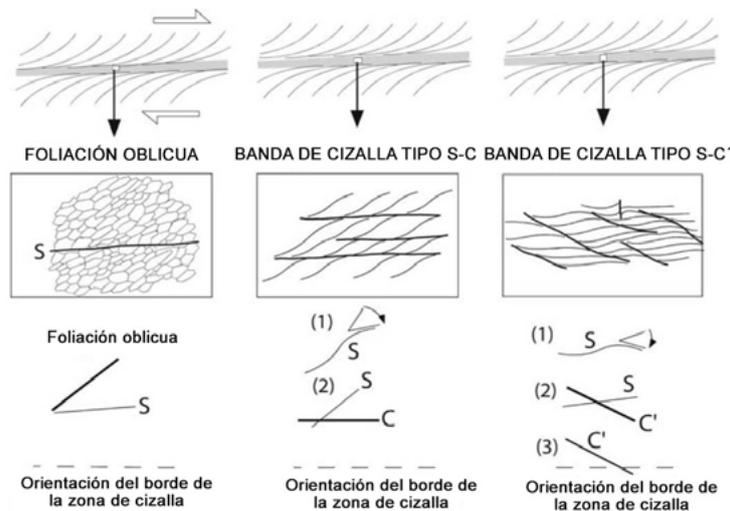


Figura 13. Tres tipos de foliaciones más comunes en zonas de cizallas dúctiles. Las estructuras mostradas son producto de un desplazamiento con sentido de cizalla dextral (modificado de Passchier & Trouw, 2005)

En ambas estructuras (S-C y S-C'), la intersección entre la foliación más vieja (S) y la zona de cizalla (C o C') es normal a la lineación de los granos o agregados de granos, lo que es utilizado para inferir que ambas estructuras se formarían durante el mismo evento de deformación milonítica. Sin embargo, la estructura tipo S-C' puede tener una composición mineral diferente indicativa, principalmente, de condiciones de metamorfismo de retrógrado (McCaig 1987; Norrell et al. 1989; apud Passchier & Trouw 2005).

Asimismo, ambas estructuras (S-C y S-C') poseen asimetría interna y externa, las cuales pueden ser utilizadas como indicadores cinemáticos. La asimetría interna, perteneciente a la foliación original, está determinada por la geometría sigmoide de la foliación (S) entre las bandas de cizalla (C), mientras que la asimetría externa es el ángulo entre la foliación (S) y la banda de cizalla (C) (figura 13).

El sentido de cizalla en ambos tipos (S-C y S-C') es sintético a aquel presente en la zona de cizalla principal. Por su parte, la asimetría en el clivaje tipo-C' es opuesto al que presenta la foliación oblicua (figura 13).

c. Porfiroclastos

Como se observa en la figura 14, existen tres clases principales para clasificar porfiroclastos, que pueden encontrarse inmersos en la matriz de una roca milonítica.

i. Cristal individual

Cuando se tiene clastos individuales en contacto neto con la matriz, se los denomina clastos desnudos.

En cambio, cuando los clastos presentan una forma alargada se los denomina minerales tipo *fish*. Éstos, se desarrollan en planos paralelos a la dirección de máxima extensión y perpendiculares a la foliación y se encuentran frecuentemente asociados a rocas con desarrollo de estructuras del tipo S-C'.

ii. Sistema porfiroclástico

Se denomina sistema porfiroclástico a los porfiroclastos que presentan un manto policristalino que lo rodea y que es igual o distinto en estructura y/o composición con la matriz. Estos sistemas poseen varias formas, las cuales pueden ser utilizadas para determinar el sentido de cizalla junto a otros parámetros cinemáticos.

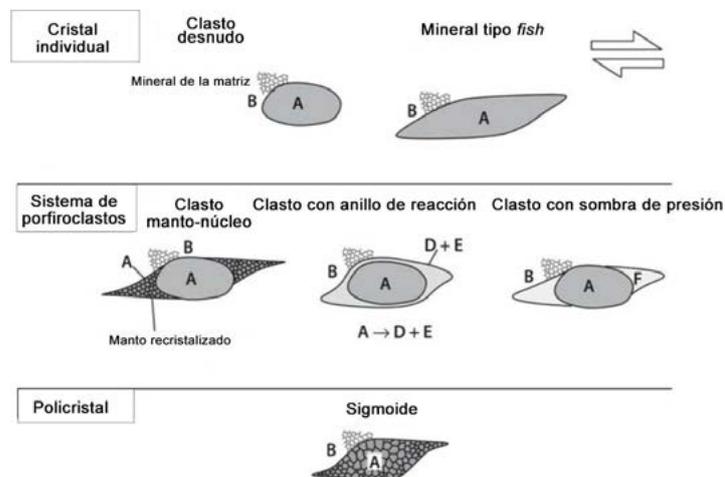


Figura 14. Tipos de porfiroclastos en la matriz de una roca milonítica donde A, B, C, D y E responden a minerales con diferente composición química (modificado de Passchier & Trouw, 2005).

Se define como clasto tipo manto-núcleo, si el manto que rodea al clasto tiene forma cónica en los lados opuestos del mismo, con la misma composición. Por su parte, si se pudiese comprobar que el manto se formó por transformación del clasto, a la estructura se la define como clasto con manto de reacción. En cambio, si la composición del manto, de la matriz y del clasto difieren entre si, la estructura es denominada clasto con sombra de presión. Esta última, suele estar compuesta de carbonato, cuarzo, mica o minerales opacos y no se forma por reacción con el clasto pero si por precipitación de una solución.

iii. Policristal

Por último, los sigmoides son agregados de granos, inmersos en una matriz de otra composición. En estos casos se carece de un clasto como núcleo y éstos pueden tener una forma similar a los porfiroclastos tipo sigmoide o tipo *fish*.

d. Porfiroclastos tipo manto-núcleo

El manto que rodea al núcleo puede deformarse paralelamente a la orientación preferencial en la milonita, generando alas que se extienden a ambos lados del porfiroclasto (Passchier & Trouw 2005 y referencias allí).

Mientras que el porfiroclasto se mantiene rígido o continúa recristalizando a lo largo del contacto con el manto, las alas tienden a estirarse y cambiar de forma, disminuyendo en tamaño. Estas alas pueden ser utilizadas como indicadores cinemáticos y basándose en la forma que éstas presentan (figura 15), existen cuatro tipos de porfiroclastos tipo manto-núcleo (Passchier & Trouw 2005 y referencias allí):

Tipo Θ : carecen de alas pero posee un manto con simetría ortorrómbica.

Tipo σ : poseen simetría monoclinica, con un amplio manto próximo al porfiroclasto, con dos caras planas y dos caras curvas que definen la asimetría. Existe una diferencia en la elevación de las puntas formando una estructura escalonada.

Tipo Φ : Iguales a los tipo σ , pero sin tener un escalonamiento de las alas. Estos son comunes en milonitas de alto grado tamaño de grano grueso.

Tipo δ : poseen alas delgadas y curvadas, las cuales adyacentemente al porfiroclasto, forman pequeñas bahías con material de la matriz.

Tipo complejos: estos porfiroclastos poseen más de un sistema de alas.

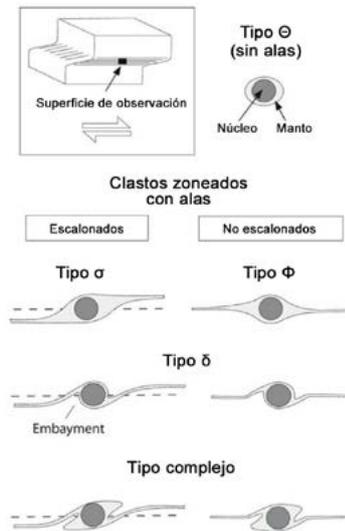


Figura 15. Porfiroclastos tipo manto-núcleo (modificado de Passchier & Trouw 2005).

Los porfiroclastos tipo δ y los complejos, ocurren generalmente en milonitas de alto-grado, mientras que los tipo σ ocurren también en milonitas de menor grado. Los clastos desnudos ocurren principalmente en ultramilonitas, preferentemente de alto-grado. Finalmente, los porfiroclastos tipo ϕ ocurren a condiciones de alto grado, en milonitas de grano grueso.

2. Potenciales indicadores cinemáticos

a. Boudines asimétricos

Los boudines deben presentar forma asimétrica y como se observa en la figura 16, existen estructuras boudinadas tipo banda de cizalla y los boudines tipo dominó.

Los boudines tipo banda de cizalla, son indicadores cinemáticos más confiables que los tipo dominó, ya que mayoritariamente los tipo banda de cizalla se encuentran asociados con el desplazamiento sintético entre los boudines.

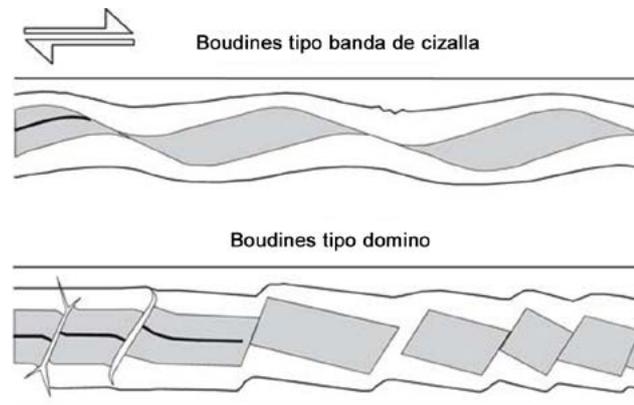


Figura 16. Estructuras tipo boudines (modificado de Paschier & Trouw 2005).

i. Boudines tipo banda de cizalla

Tienen forma alargada y curvada, con un gran desplazamiento relativo y una estructura de arrastre sintética sobre las superficies inter-boudines. Esta estructura se encuentra levemente inclinada hacia el exterior de la superficie externa del boudin.

ii. Boudines tipo domino

También llamados tipo *book-shelf*, tienen forma angular con la superficie interboudin inclinada, en forma escalonada, hacia la superficie exterior del boudin con un pequeño desplazamiento relativo y pliegues únicos con flancos antitéticos.

b. Porfiroclastos fragmentados

La geometría depende del sentido de cizalla global y de la orientación de las microfallas en los granos, las cuales son controladas por la dirección cristalográfica en el porfiroclasto y por el tipo de flujo.

Como lo ilustra la figura 17, existen tres tipos de porfiroclastos fragmentados: tipo domino o *book-shelf*, tipo mosaico, tipo banda de cizalla, en donde la forma general del agregado es similar a la de un sigmoide. Esta forma sigmoidea, junto con el sistema de fractura inferido, tipo domino o tipo banda de cizalla, pueden ser utilizados para determinar el sentido de cizalla.

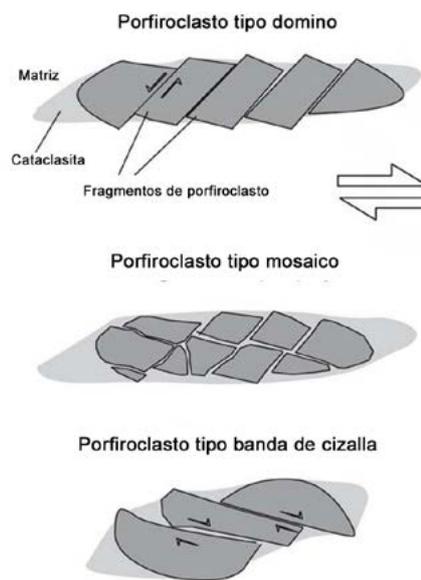


Figura 17. Principales estructuras de porfiroclastos fragmentados (modificado de Passchier & Trouw 2005).

D. MINERALES: MICROESTRUCTURAS Y DEFORMACIÓN

A continuación se detalla, una variedad de microestructuras y mecanismos de deformación que presentan algunos minerales formadores de roca, en función de las condiciones de temperatura y/o grado metamórfico presentes durante la deformación (figura 18).

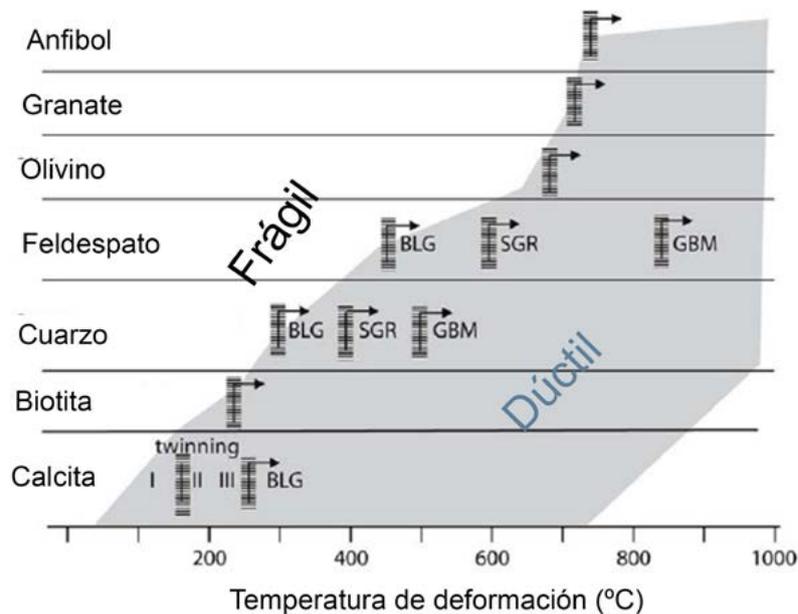


Figura 18. Mecanismos de recrystalización que presentan los principales minerales formadores de roca en función de la temperatura (modificado de Passchier & Trouw (2005)).

1. Cuarzo

El proceso que afecta principalmente el comportamiento del cuarzo durante la recrystalización dinámica, es la temperatura. Sin embargo, existen otros factores físico-químicos que también influyen sobre su comportamiento como la son la tasa de deformación a la que se encuentra sometido, el esfuerzo diferencial así como también la presencia de agua en los retículos y bordes de los cristales.

En condiciones de facies esquistos verdes inferior, la recrystalización dinámica del cuarzo ocurre predominantemente por BLG y afecta solamente la zonas de borde del porfiroclasto. A condiciones metamórficas más altas, la recrystalización predominante es SGR , y si las condiciones metamórficas siguen aumentando, la recrystalización por GBM pasa a ser la predominante (Stipp et al. 2002).

i. Muy bajo grado (>300°C)

Fracturas de grano; Extinción ondulosa; *Kink-bands*; Evidencias de presión-solución; Redeposición de material; recristalización por BLG.

ii. Bajo grado (300° - 400°C)

Dislocation creep y dislocaciones por deslizamiento según el plano basal; a mayores temperaturas: extinción ondulosa y lamelas de deformación.

iii. Medio Grado (400° - 500°C)

Dislocation creep; estiramiento de cristales originales; posible ocurrencia de presión-solución; recristalización por SGR; reemplazo de granos originales; foliación oblicua con SGR y recristalización por GBM.

iv. Alto Grado (500° - 700°C)

Recristalización por GBM; bordes de granos lobados; microestructuras de migración; extinción ondulosa tipo tablero de ajedrez; *ribbons*.

2. Feldespatos potásico y plagioclasa

Ambos grupos minerales tienen un comportamiento similar frente a la deformación. La deformación de estos minerales es dependiente, exclusivamente, de las condiciones metamórficas. Sin embargo, las temperaturas son válidas solamente cuando existe un equilibrio químico entre los granos viejos y los nuevos (Passchier & Trouw 2005 y referencias allí).

Los bordes rectos en granos recristalizados de plagioclasa conformando una textura en mosaico con uniones triples a 120°C., indica condiciones de alta temperatura.

i. Bajo grado (<400°C.)

Presencia de fracturación frágil y flujo cataclástico; fragmentos de granos angulares de gran tamaño; deformación intracristalina incluyendo fallas, planos de clivaje y maclado; extinción ondulosa irregular y subgranos con bordes esfumados. En la plagioclasa, maclado por deformación según ley de albita (formada en los bordes de micro-fallas) y de periclina.

En el feldespato, la textura mimerquítica en los bordes de los porfiroclastos que presentan una morfología de bulbos redondeados y suaves, puede formarse en respuesta a esfuerzos diferenciales en sectores localizados sobre granos de feldespato potásico, indicando condiciones metamórficas en facies anfibolita inferior (Simpson & Wintsch, 1989).

ii. Bajo – medio (400° - 500°C)

Microfracturación interna, pero con dislocaciones por deslizamiento; maclado mecánico; extinción ondulosa, bandas deformacionales y *kink-bands* con bordes rugosos; ausencia de estructuras tipo manto-núcleo; recrystalización por BLG; pertitas tipo flamas; porfiroclastos fragmentados tipo *book-shelf* a bajas temperaturas; pertitas por remplazo de feldespato por albita, asociado a alteración de plagioclasa y crecimiento de sericita (preferentemente entre dos feldespatos en contacto).

El número limitado de sistemas activos promueve la recrystalización dinámica y las estructuras tipo manto-núcleo. A bajas temperaturas, la recrystalización por BLG puede centrarse sobre pequeños fragmentos frágiles en zonas de colisión.

iii. Medio (450° - 600°C)

Dislocation climb; recristalización por BLG a lo largo de los bordes; desarrollo de mantos de grano fino con bordes aserrados alrededor de granos originales o “más viejos”, sin zona de transición con estructuras de subgrano; estructuras tipo manto-núcleo; microcizallas dentro del núcleo de feldespato.

La fracturación se vuelve menos importante, pero si es importante la presencia de *micro-kinking*. Si ocurren grandes *kink-bands*, estos no presentan bordes aserrados. La recristalización de grano fino puede asemejarse a cataclasis, pero existe un tamaño de grano uniforme con granos poligonales. Otro mecanismo propuesto para la deformación de feldespato a estas temperaturas es *Grain Boundary Sliding* pero ópticamente el único criterio útil para reconocerlo es la ausencia de orientación preferencial de los retículos cristalinos, junto con la inusual mezcla de granos de feldespatos y otros minerales en los agregados finos de minerales.

iv. Temperatura Media-alta

Menos presencia de maclado mecánico; crecimiento de mimerquitas en los bordes del feldespato, a lo largo de los borde paralelos a la foliación; abundancia de pertitas tipo flama. La recristalización de plagioclasa a altas temperaturas tiene lugar por GBM, lo cual es evidenciado por el pronunciado aumento de granos recristalizados.

El comportamiento dúctil de la plagioclasa indica que estos procesos tuvieron lugar a temperaturas entre 500°– 600°C. y profundidades superiores a los 10 – 15 km (Rosenberg & Holger 2003).

v. Alto grado (>600°C)

Dislocation climb y la recuperación se vuelven mecanismos importantes; recristalización por SGR y BLG a tasas de deformación alta; pueden desarrollarse estructuras tipo manto-núcleo pero con sus bordes menos marcados; mimerquitas a lo largo de los planos de foliación; micro *kink-bands* aisladas junto con la ausencia de pertitas tipo flama; puede existir fracturación de los granos; extinción ondulosa.

vi. Ultra-alto grado (> 850°C)

Recristalización por GBM en plagioclasa en presencia de una fase de mezcla, indicada por granos libres de deformación con bordes de grano interlobados y granos tipo *left-over*.

3. Calcita y dolomita

La dolomita presenta un comportamiento diferente a la calcita, ya que ésta se deforma por deslizamiento según plano basal en dirección <a> a temperaturas bajas a moderadas y por maclado sobre los planos f a temperaturas moderadas-altas. El maclado mecánico en dolomita no se desarrolla a temperaturas por debajo de 300°C, en contraste con la calcita la cual puede desarrollar este maclado a temperatura ambiente y en planos diferentes a la dolomita.

i. Muy bajo grado

Fracturación frágil y flujo cataclástico; granos gruesos fuertemente maclados y con extinción ondulosa, recortados por venillas y/o estilolitos; granos finos sin presentar maclado ni extinción ondulosa, pero si presentando dislocación por deslizamiento y recristalización por BLG.

ii. Bajo grado y con presencia de H₂O

Presión solución en calcita permitiendo el desarrollo de estilolitos; maclado de la calcita a partir del pasaje de condiciones diagenéticas a esfuerzos de cizalla (2-12MPa) dependientes de la temperatura y del esfuerzo principal.

iii. Bajo - Medio grado

Dislocación por deslizamiento en planos $\langle r \rangle$ intersección $\langle f \rangle$; recristalización por BLG a bajas temperaturas; recristalización por SGR; deslizamiento de los bordes de grano y si es muy fino, comportamiento super-plástico.

4. Mica

Las micas se deforman principalmente por desplazamiento sobre los planos (001) $\langle 110 \rangle$ o (001)[100]. Por lo tanto, muestran evidencia de mecanismos de acomodamiento tales como presión-solución y fracturación, extinción ondulosa, *kinking* y plegamiento sobre los bordes de los cristales.

La fracturación está generalmente asociada con la deflexión de las caras basales, promoviendo el *boudinage* de granos de mica tipo *fish* o tipo barril. Se observa también la recristalización por GBM, la que se vuelve más importante a condiciones de metamorfismo de grado medio a alto.

En régimen frágil, la biotita desarrolla *kink* o deslizamiento paralelo a las capas, para así desarrollar “escalones de clivaje” o mica *fish*. Generalmente, la muscovita es más resistente frente a la deformación que la biotita, por lo que es común que forme estructuras tipo *fish* en las milonitas. A temperaturas mayores a 250°C., la biotita se comporta dúctilmente.

La existencia de pequeñas láminas recrystalizadas de biotita indicaría que la deformación se ha producido a un grado metamórfico medio a alto debido principalmente, a los mecanismos de desplazamiento de dislocaciones y a la recrystalización por GBM.

5. Agregados cuarzo - feldespato

El estudio de la deformación en rocas cuarzo-feldespáticas tales como los granitos, evidencia una dependencia estructural del grado metamórfico (Passchier & Trouw 2005 y referencias allí) – figura 19 –.

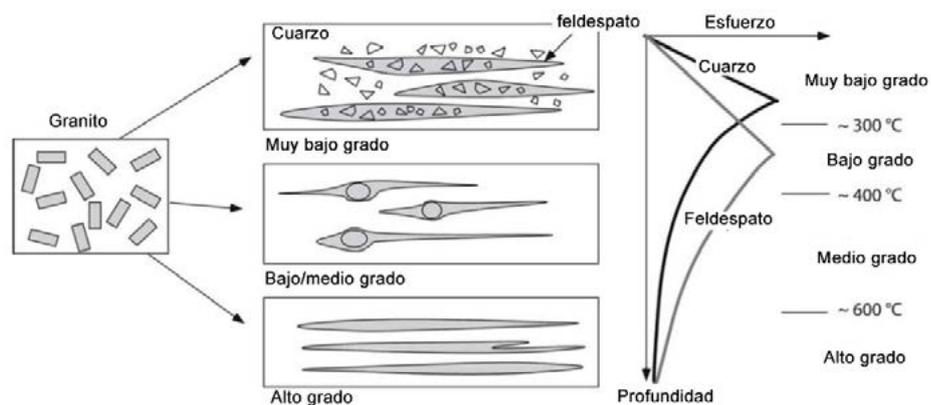


Figura 19. Esquema mostrando el comportamiento diferencial del cuarzo y feldespato frente al aumento del esfuerzo y profundidad a los que son sometidos (modificado Passchier & Trouw 2005).

Las diferencias en el comportamiento del cuarzo y el feldespato a bajas temperaturas y altas tasas de deformación, se expresan en la tendencia del feldespato a desarrollar estructuras tipo manto-núcleo, mientras que el cuarzo muestra una microestructura más homogénea. Tullis et al. (1990) sugieren que esto es el resultado de diferentes mecanismos de deformación en el cuarzo y el feldespato, donde en el feldespato es difícil que ocu-

rra la dislocation-climb-controlled-creep de dislocaciones pero si que ocurra la deformación por recristalización por BLG.

En el cuarzo, el arrastre de dislocaciones es acomodado por la reptación de dislocaciones por lo que domina la recristalización por SGR.

i. Muy bajo grado

En condiciones de muy bajo grado metamórfico tanto el cuarzo como el feldespato, se deforman por fracturación frágil formandose como resultado agregados elongados de cuarzo y feldespato cataclástico. A nivel de estudio microestructural, se observa que el feldespato se comporta más débil que el cuarzo a estas condiciones, por la transformación del feldespato – especialmente potásico – a caolinita y sericita.

ii. Bajo grado

El feldespato mantiene su fragilidad mientras que el cuarzo ya se deforma dúctilmente por el desplazamiento y reptación de dislocaciones. El cuarzo pasa entonces a ser el mineral más débil; los porfiroclastos de feldespato se deforman por fracturación y pueden desarrollar estructuras tipo manto-núcleo como resultado de la nueva cristalización producto de un desequilibrio en la composición química. El desarrollo de *ribbons* de cuarzo tiende a generar los límites de los granos y subgranos, paralelos al eje largo del *ribbon*. El desarrollo de *ribbons* de cuarzo tiende a generar los límites de los granos y subgranos, paralelos al eje largo del *ribbon*.

iii. Medio - alto grado

El cuarzo y el feldespato se deforman por la reptación de dislocaciones asistida por difusión y recristalización. Ambos minerales forman *ribbons* mono y poliminerales que le brindan un aspecto bandeado a la roca. Estos *ribbons* de alta temperatura tienden a tener los bordes de los granos y sub-granos, oblicuos al eje mayor del *ribbon*.

iv. Alto grado

Es común que los bordes de grano entre el cuarzo y feldespato están fuertemente curvados con formas lobadas, en cúspide o incluso ameboideo. Estas geometrías pueden ser producto de la deformación a condiciones de alto-grado.

IV. RESULTADOS

En el marco de este trabajo, se separa y propone 3 dominios en el área de estudio, basado en los distintos aspectos geológicos presentes. Estos dominios son: Occidental, Central y Oriental. El Dominio Occidental corresponde al Terreno Piedra Alta, el Dominio Central corresponde a la Zona de Cizalla Sarandí del Yí y el Dominio Oriental corresponde al Terreno Nico Pérez.

A. MACRO Y MESOESTRUCTURAS

Como resultado del levantamiento de datos estructurales y litológicos en campo (foliaciones y lineaciones), así como de la fotointerpretación de fotografías aéreas del SGM e imágenes satelitales de los servicios *Google-Earth* y *Bing*, se confeccionó un esbozo estructural del área de estudio a escala 1:70.000 (figura 20) utilizando el software libre QGIS Chugiak versión 2.4.0. Asimismo, para la realización del mapa, se tomó como base el trabajo inédito de Caro & Figueroa (2012) correspondiente al examen final de la asignatura de grado Cartografía Geológica, quienes confeccionaron un mapa geológico de parte del área a escala 1:20.000. Complementariamente, se realizó la representación estereográfica para el hemisferio inferior de los planos de foliación con sus respectivos polos, utilizando el software *Stereonet* versión 9.0.6 (Allmendinger et al. 2013).

En el dominio central -ZCSY-, los afloramientos presentan un fuerte control estructural marcado por planos de foliación (S_{mil}) con orientación ca. 70° N300° (buzamiento/dirección de buzamiento). A su vez, y en contados ca-

sos, se pudo obtener datos de lineación de estiramiento mineral, resultando la orientación media ca. 30° al $N220^\circ$. A partir de la fotointerpretación, se pudo confirmar este control estructural, evidenciado por estructuras con dirección de buzamiento al $N210^\circ$ y ángulos de buzamiento medios a altos.

Por su parte, el dominio oriental - TNP - presenta planos de foliación con dirección ca. $060^\circ/N145^\circ$ (buzamiento/dirección de buzamiento). Particularmente, en algunos afloramientos se obtuvieron planos de foliación al $N000^\circ$ (dirección del buzamiento) producto, posiblemente, de pliegues no observables en campo. Sin embargo, mediante la fotointerpretación de la fotos aéreas e imágenes satelitales, se observó que muchas estructuras con dirección ca. $N055^\circ-N235^\circ$, se curvan hasta presentar un rumbo general N-S.

Finalmente, el dominio occidental - TPA -, presentó planos de foliación con dirección ca. $60^\circ/N045^\circ$.

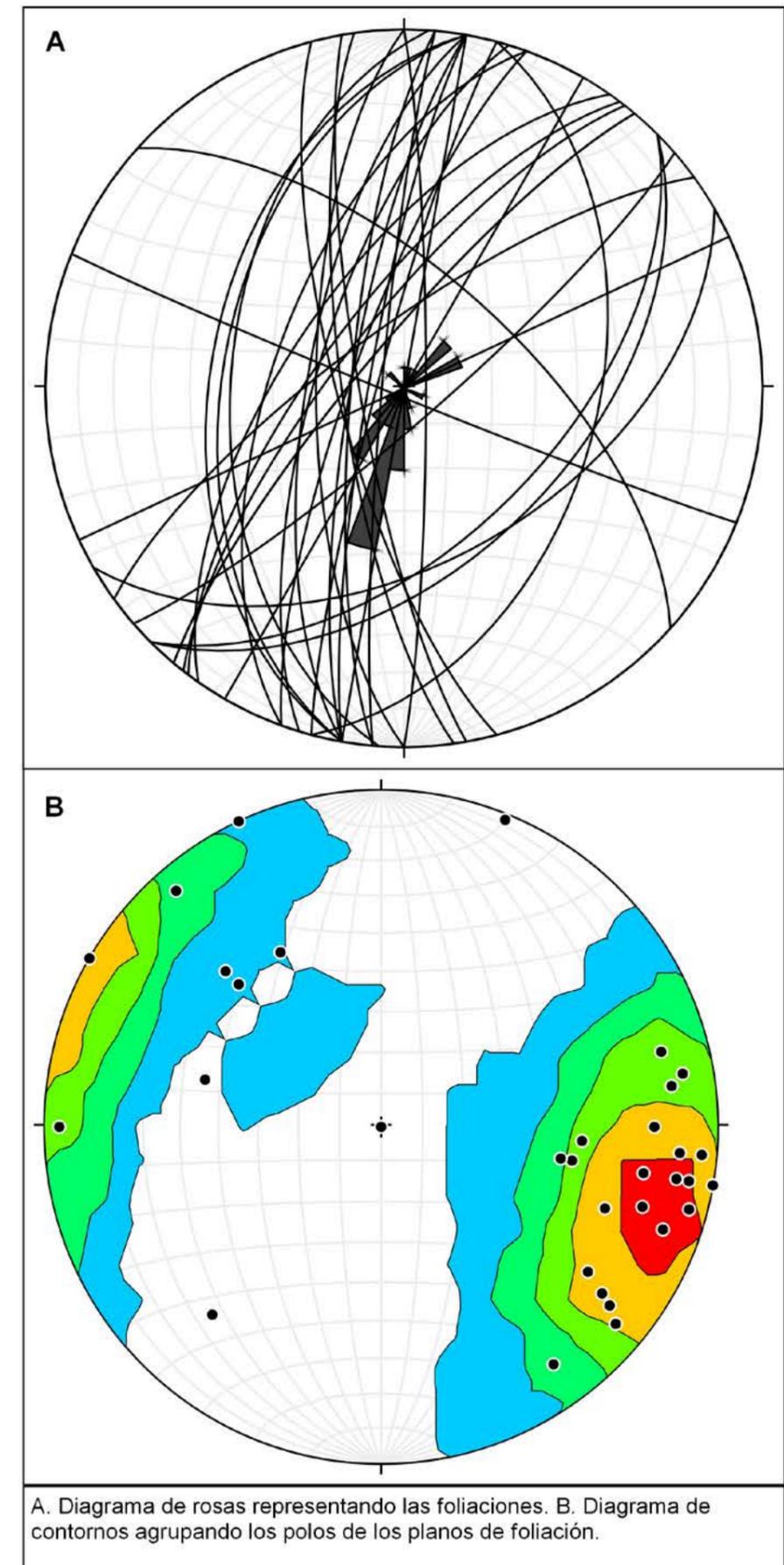
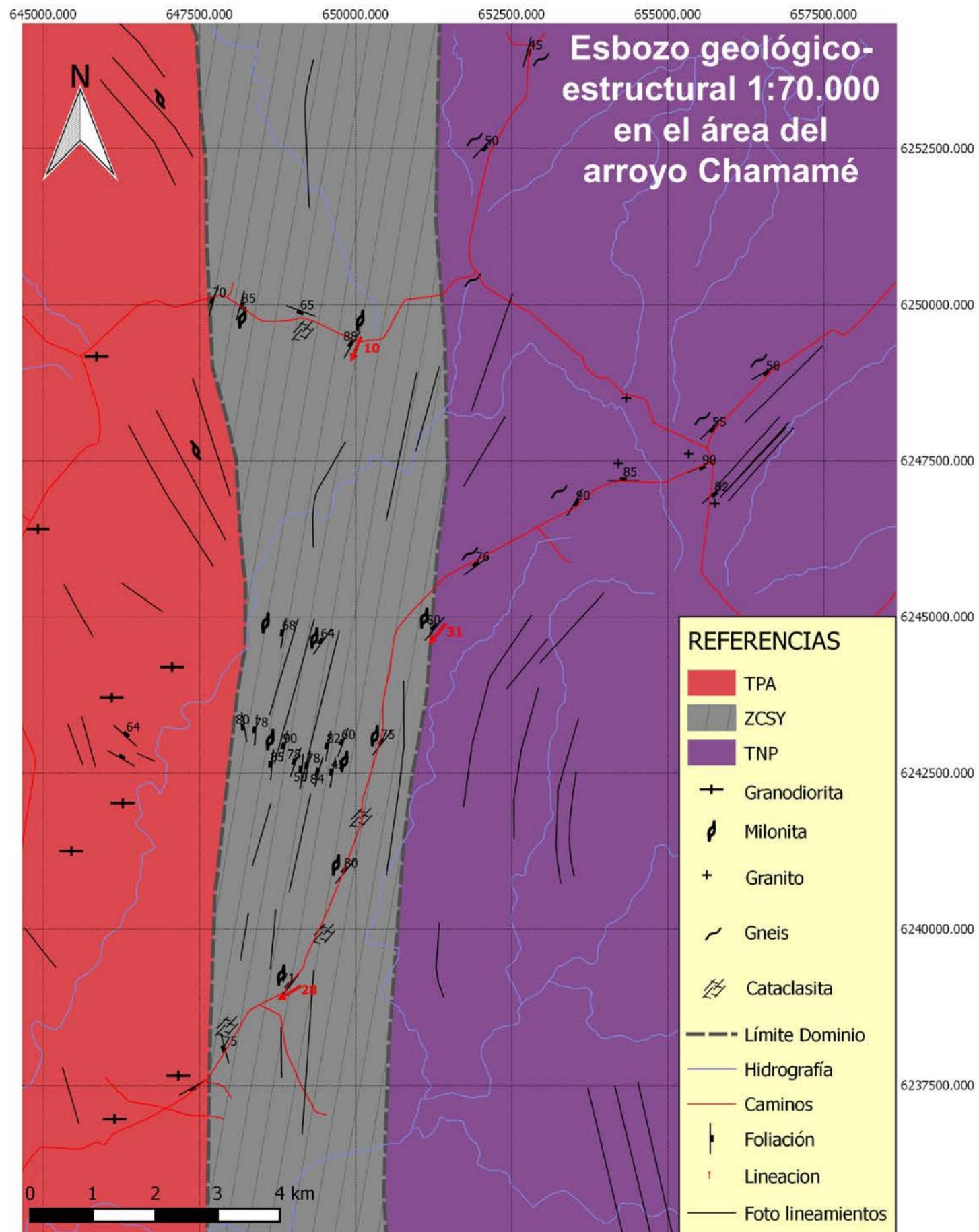


Figura 20. Esbozo geológico-estructural del área de estudio. Proyección equiareal, hemisferio inferior de la foliación y diagrama de rosas (arriba), con sus respectivos polos agrupados según diagrama de contornos (n=35).

B. GEOLOGÍA DEL ÁREA

1. Dominio Central

Este dominio, que ocupa casi en su totalidad la zona central del área, está caracterizado por un conjunto de rocas deformadas y presenta una distribución muy heterogénea debido a la intercalación de las litologías que lo forman como lo son: desde protomilonitas a milonitas y ultramilonitas y cataclasitas, cuyos protolitos principalmente en el área de estudio son granitoides y gneises.

Este dominio, presenta una foliación milonítica NNE-SOO con altos ángulos de buzamiento al OSO (figura 21) y se presenta aflorando con un espesor variable de 2 a 4 km. El dominio limita al este con el dominio oriental – TNP – y al oeste con el dominio occidental – TPA –. La deformación en los dominios oriental y occidental, se vuelve menos intensa cuanto más lejos se esté del contacto de éstos con el dominio central.



Figura 21. Afloramiento típico de milonitas del Dominio Central. Es evidente el alto ángulo de buzamiento que presenta la foliación (líneas punteada negra).

i. Milonitas, protomilonitas y ultramilonitas

En muestra de mano se observan porfiroclastos rotados de feldespato potásico rodeado e inmerso en una matriz afanítica de color oscuro en la cual se observa la presencia de muscovita. Complementariamente es posible identificar en la roca bandas de cuarzo estiradas (figura 22).

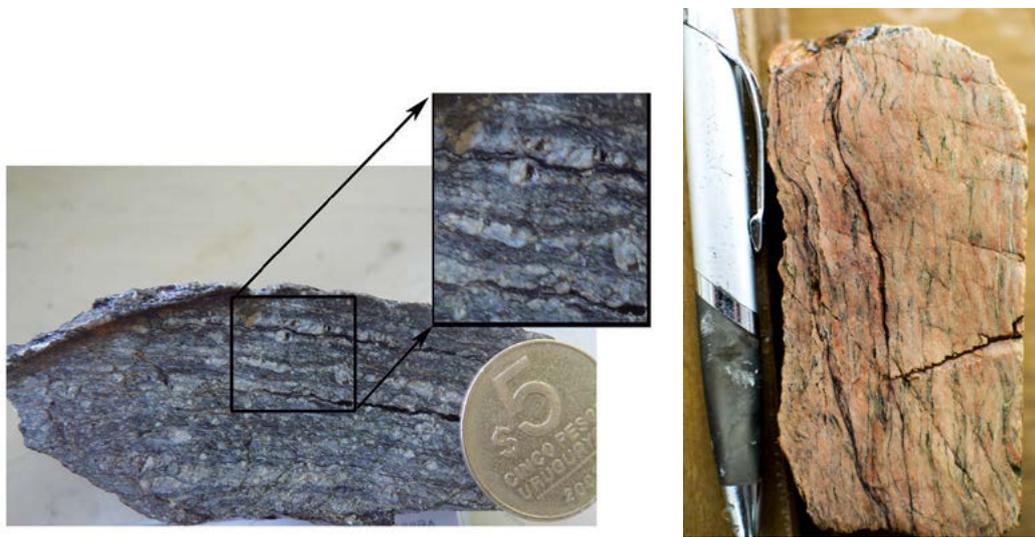


Figura 22. Muestras de mano de milonitas del Dominio Central. Cuarzos estirados y deformados formando *ribbons* (bandas), así como también la rotación de un porfiroclasto de feldespato (cuadro superior en la izquierda).

ii. Cataclasitas

Por otro lado, en las cataclasitas el desarrollo de porfiroclastos rotados y estirados es menor, dando lugar a porfiroclastos con bordes rectos y angulosos. Éstas afloran principalmente hacia el borde oriental del dominio, adyacentes al TNP. El contenido de matriz es similar al de las rocas miloníticas (40%-50%) pero se destaca el color verde que posee la matriz, debido al contenido de clorita.

2. Dominio Occidental

Este dominio comprende granitos y granodioritas, tanto en el área de estudio como en toda la región nororiental del TNP, están recortados por una serie de diques máficos. Próximo al contacto con el Dominio Central, afloran un conjunto de milonitas-cataclasitas.

i. Granodiorita

Esta aflora al oeste-suroeste del área de estudio dominando los altos topográficos, en forma de bochas redondeadas de tamaño variable, resistentes a la meteorización mostrando la típica disyunción tipo cáscara de cebolla, sobre las cuales es posible apreciar la típica vegetación arbórea-arbustiva asociada con afloramientos graníticos (figura 23)



Figura 23. Muestra de mano de una granodiorita del Dominio Occidental, donde se observa la presencia de cuarzo, feldespato potásico, biotita y anfíbol.

Se presenta como cuerpos isótropos de colores grisáceos-rosados, tamaño de grano medio-grueso, leucócratas y mostrando textura granoblástica.

En algunos afloramientos es posible identificar una esquistosidad, donde los minerales identificables a ojo desnudo son: cuarzo, feldespato potásico, biotita, muscovita y anfíbol. A nivel de campo, fue posible observar en algunos afloramientos, indicadores cinemáticos con una componente de cizallamiento sinistral con rumbo ca. N300°.

ii. Microgabro/Dolerita

Son cuerpos de forma tabular que afloran en la porción suroeste del área de trabajo próximo al arroyo Chamamé. Fue posible reconocer, en el interior del pit del proyecto aurífero “Crucera” (Orosur Mining), un ejemplar que recorta la granodiorita, como también éste es recortado y desplazado por veta de cuarzo con un desplazamiento con sentido de rotación dextral (figura 24).



Figura 24. Granodiorita del Dominio Occidental que es recortada por un dique máfico (trazo punteado rojo), que a su vez es recortado y desplazado por una veta de cuarzo (trazo punteado blanco).

A nivel de campo se presentan como rocas con textura porfirítica, tamaño de grano fino, melanocratas, con fenocristales de plagioclasa inmersos en una matriz afanítica compuesta por minerales oscuros, no identificables a ojo desnudo, así como también muscovitas tamaño de grano fino.

iii. Cataclasita-Milonita

Son rocas que afloran próximo al contacto con el dominio central en la porción noroeste del área de estudio. En éstas, se puede identificar cierto desarrollo de foliación con dirección ca. N060°-N100°, donde a ojo desnudo se identifica una matriz verde afanítica, posiblemente biotita alterada y/o clorita, con porfiroclastos de feldespato potásico y cuarzo diseminados (figura 25).



Figura 25. Muestra de mano de milonita del Dominio Occidental próximo al contacto con el Dominio Central (ZCSY), en la cual se observan porfiroclastos de feldespato potásico y cuarzo inmersos en una matriz afanítica de color verde.

En función de su composición, textura y ubicación respecto del dominio central, se podría inferir que este paquete de rocas podría haberse generado durante una fase de deformación anterior a la que generó el dominio central.

3. Dominio Oriental

Este dominio, en el área de estudio, se encuentra caracterizado principalmente por granitos y gneises, aunque es posible observar también filones de composición pegmatítica que recortan concordantemente a los gneises con dirección N040°.

i. Granito-gneis

Se lo propone como un gran complejo granito-gnéisico, en el cual se intercalan gneises y granitos, algunos foliados localmente (figura 26) .

En muestra de mano, los gneises presentan un incipiente bandeamiento composicional, formado principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Por su parte, los cuerpos graníticos se componen principalmente por cristales de cuarzo tamaño de grano fino coexistiendo con cristales de feldespato potásico y plagioclasa y secundariamente biotita.

Por su parte, se identifican también cuerpos graníticos isótopos, inferidos como granitos de edad neoproterozoica. Por su parte, hacia la porción este-sureste del dominio y en dirección hacia la ruta nacional N°40, afloran granitos porfiroides con una leve foliación magmática que formarían parte del complejo Polanco.



Figura 26. Muestras de mano de rocas del Dominio Oriental. Arriba, gneis con lentes ricos en biotita y otros ricos en cuarzo y feldespato. Centro, granito. Abajo, granito foliado ca. E-O.

C. ANÁLISIS MICROTTECTÓNICO

A continuación se presenta el estudio de los cortes petrográficos de muestras de campo seleccionadas, utilizando microscopio petrográfico y cámara fotográfica anexada a éste. De este estudio, se obtuvo como resultado la identificación de microestructuras e indicadores cinemáticos presentes en las muestras de roca para cada dominio: figuras 27, 28, 29 corresponden al Dominio Central, figuras 30, 31, 32 al Dominio Occidental y figura 33 al Dominio Oriental.

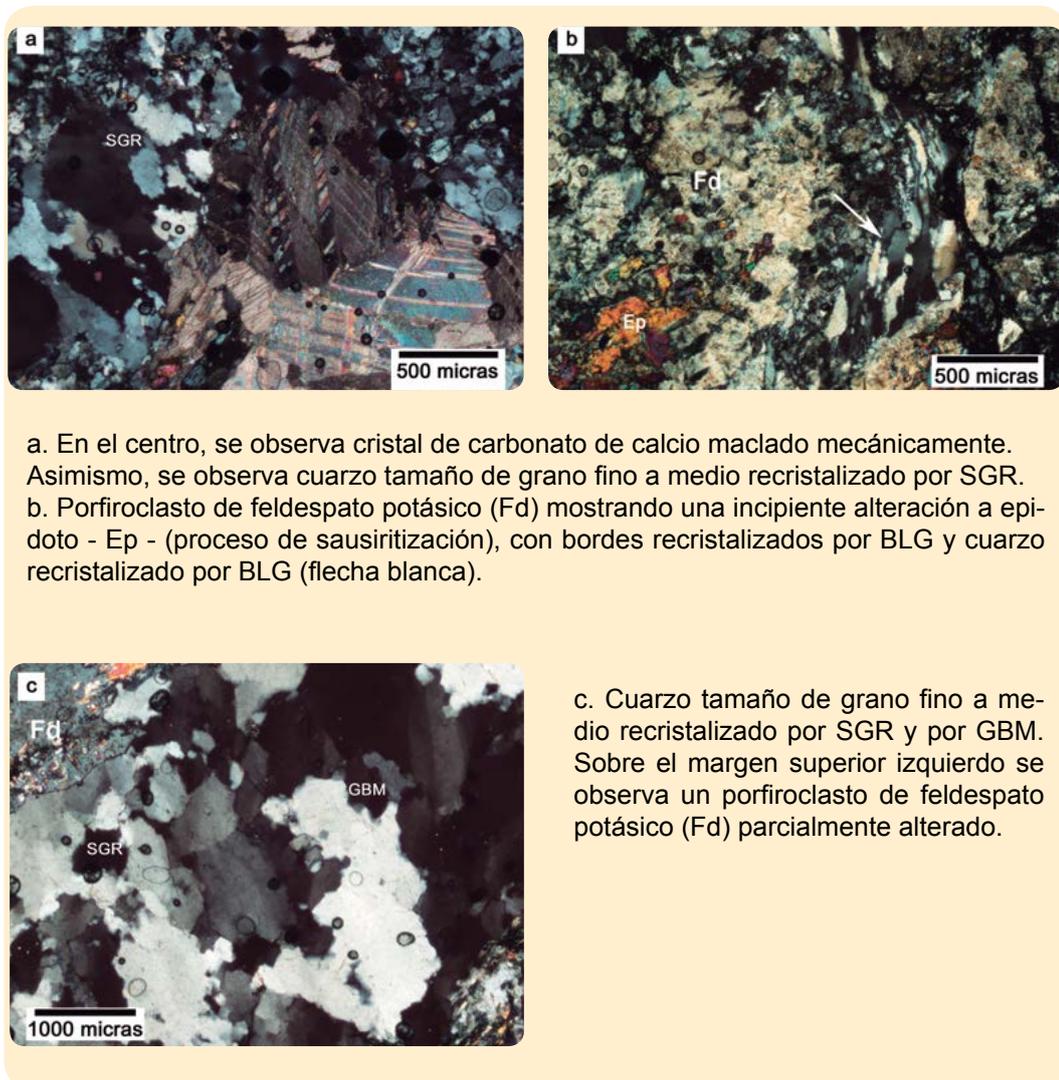
Asimismo, y tal como se planteó en el capítulo II.C, a la hora de determinar el sentido de rotación y dirección de la cizalla, es fundamental contar con muestras cuyos cortes sean paralelos a la dirección de la lineación mineral y normal al plano de foliación. En consecuencia y en el marco de este trabajo cuando la lineación mineral no fue percibida se la consideró, basándose en la definición de la ZCSY como una falla tipo transcurrente (*Strike-slip fault* de Ramsay & Huber, 1987), coincidente con el plano horizontal.

1. Dominio Central

El cuarzo tamaño de grano-muy fino a fino (0.5mm) que forma mayoritariamente la matriz, presenta extinción ondulosa y estructuras tipo *left-over*, producto de la recristalización por GBM, así como también agregados de cuarzo producto de la recristalización por SGR. Sin embargo, en rocas próximas a su límite con el TPA es posible observar cristales de cuarzo con sus bordes lobados producto de la recristalización BLG.

Por su parte, los porfiroclastos de feldespato potásico, que en algunos casos alcanzan hasta 20mm en su eje mayor, se presentan rotados y estirados

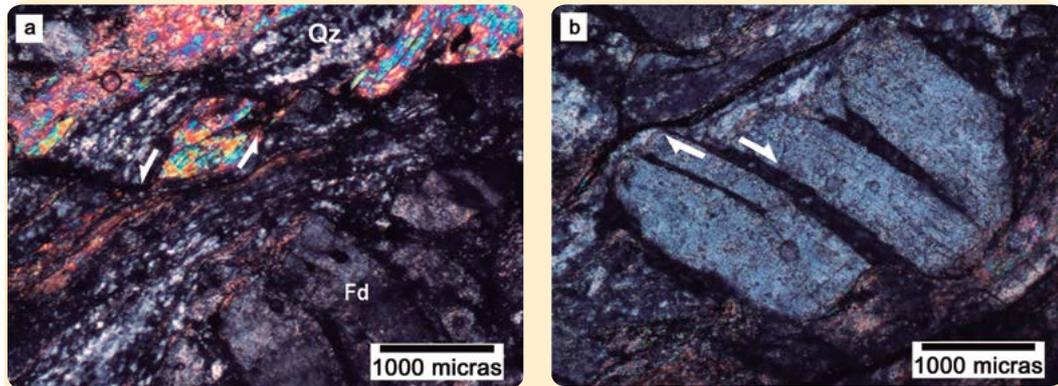
concordantemente a la foliación, presentando también recristalización de sus borde por SGR. Esta recristalización es evidenciada en algunos feldespatos que presentan estructuras tipo *book-shelf*, junto con el desarrollo de maclado mecánico y *kinking*. Asimismo, algunos porfiroclastos de feldespato se encuentran fragmentados. Finalmente son evidentes también cristales de muscovita tamaño de grano-fino presentando estructuras tipo *fish*.



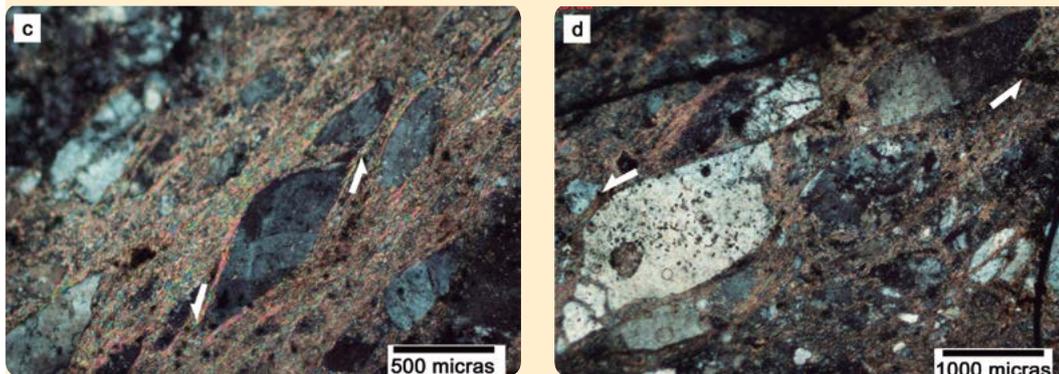
a. En el centro, se observa cristal de carbonato de calcio maclado mecánicamente. Asimismo, se observa cuarzo tamaño de grano fino a medio recristalizado por SGR.
 b. Porfiroclasto de feldespato potásico (Fd) mostrando una incipiente alteración a epidoto - Ep - (proceso de sausiritización), con bordes recristalizados por BLG y cuarzo recristalizado por BLG (flecha blanca).

c. Cuarzo tamaño de grano fino a medio recristalizado por SGR y por GBM. Sobre el margen superior izquierdo se observa un porfiroclasto de feldespato potásico (Fd) parcialmente alterado.

Figura 27. Microfotografías con polarizadores cruzados de **protomilonitas** del dominio central.

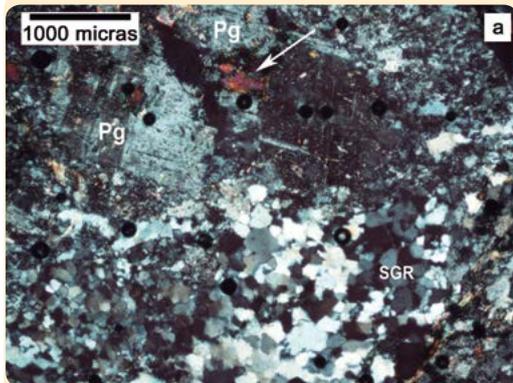


- a. En el centro de la imagen, cristal de muscovita tipo *fish* con sentido de rotación sinistral, inmerso en un matriz muy fina de cuarzo (Qz) recristalizada por BLG. En la matriz, bandas de muscovita y sericita acompañan la foliación. Sobre el margen inferior derecho se aprecia un porfiroclasto de feldespato potásico (Fd) rotado y fracturado.
- b. Porfiroclasto de feldespato potásico fragmentado tipo *book-shelf*, con sentido desplazamiento dextral antitético al sentido de cizalla global de la roca. Éste, se encuentra envuelto por bandas de cizalla que evidencian presión-solución.

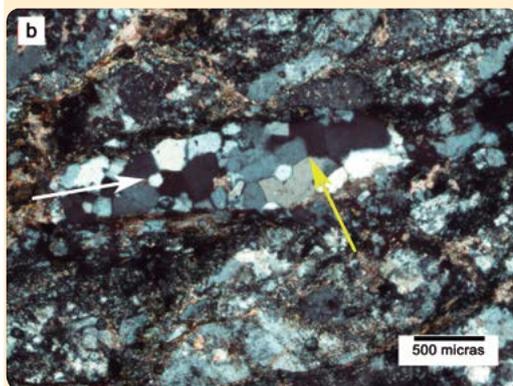


- c. Porfiroclasto de cuarzo tipo *fish* con sentido de rotación sinistral, presentando extinción ondulante inmerso en una matriz sericítica muy fina, posiblemente producto de la alteración del feldespato. Se observa también que el estiramiento de cuarzo acompaña el sentido preferencial de la foliación.
- d. En el centro, porfiroclasto de cuarzo estirado y boudinado con desplazamiento con sentido de rotación sinistral, inmerso en matriz sericítica.

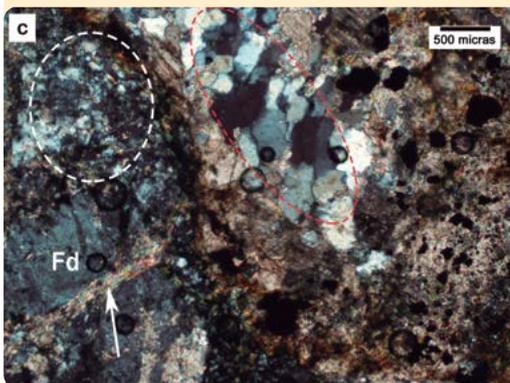
Figura 28. Microfotografías con polarizadores cruzados de milonitas del dominio central.



En el margen superior izquierdo se observan porfiroclastos de plagioclasa (Pg) presentando recrystalización por BLG sobre el borde, con incipiente alteración a sericita y epidoto (flecha blanca). Adicionalmente, se observa cuarzo tamaño de grano fino recrystalizado por SGR.



Agregados de cuarzo formando *ribbons*, presentando estructuras tipo *left-over* (flecha blanca) producto de la recrystalización por GBM e incipiente desarrollo de contactos triples entre los bordes producto del GBAR (flecha amarilla). Asimismo, se observa fragmentos de feldespato potásico estirado y rotado. Presencia de material micaceo muy fino y minerales opacos.



Cuarzo tamaño de grano fino recrystalizado por GBM (trazo rojo). Sin embargo, se observa cuarzo tamaño de grano muy fino recrystalizado por BLG (trazo blanco). Sobre el margen inferior izquierdo, porfiroclasto de feldespato potásico (Fd) fracturado, con presencia de carbonato de calcio rellenando las fisuras (flecha blanca). Diseminado en la matriz carbonato de calcio, biotita alterada, clorita y minerales opacos.

Figura 29. Microfotografías con polarizadores cruzados de: a) protomilonita, b y c) milonita del dominio central.

2. Dominio Occidental

En algunas muestras, es posible observar la coexistencia de dos eventos de deformación, siendo uno de ellos dúctil y el otro dúctil-frágil. Estos ejemplares, presentan por un lado una matriz fina de cristales de cuarzo con extinción ondulosa mientras que por otro lado presentan *ribbons* de cuarzo tamaño de grano-medio, en los cuales los cristales poseen bordes irregulares y lobados, producto de la recristalización por GBM. Asimismo, en algunos de estos *ribbons* se observan cristales de cuarzo tamaño de grano-grueso con contactos triples, producto de la recuperación por GBAR.

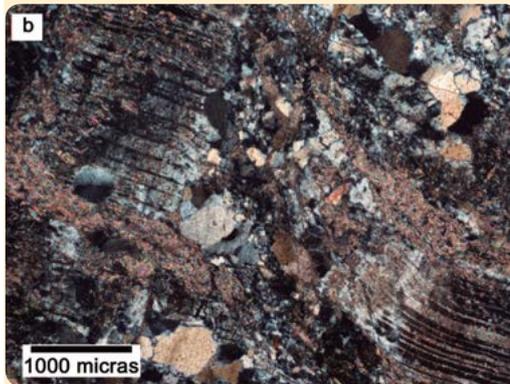
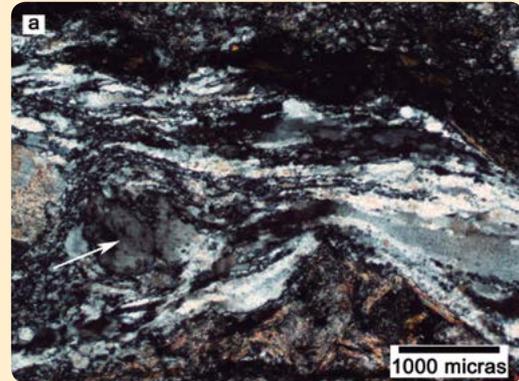
El feldespato potásico se presenta como porfiroclastos tamaño de grano grueso (algunos de hasta 20mm) rotados y estirados y con incipiente alteración a sericita. Se observan también porfiroclastos con extinción ondulosa. No obstante, se observan, entre grandes porfiroclastos de feldespato, sectores con recristalización de cuarzo tamaño de grano-fino presentado bordes finamente lobados típicos de la recristalización por BLG. Adicionalmente, se identifica la presencia de núcleos de biotita con sus bordes totalmente transformados a clorita y a su vez, la asociación clorita-epidoto.

Por su parte, en las muestras correspondientes a diques máficos es posible identificar en algunos de estos, una asociación mineral primaria donde predomina plagioclasa y piroxeno como minerales formadores, junto a algunos piroxenos parcialmente alterados a anfíbol. Adicionalmente, se observan otros diques con una textura afanítica en los cuales es notoria la transformación de la mineralogía primaria, con el remplazo casi total del piroxeno por anfíbol junto con cuarzo, como la presencia de minerales opacos, apa-

tito, espinela, clorita y epidoto, clinozoisita, muscovita/sericita y biotita como accesorios. Los minerales opacos presentan una incipiente orientación preferencial la cual es cortada oblicuamente por fracturas rellenas de cuarzo. El cuarzo y la plagioclasa presentan extinción ondulosa, con bordes recristalizados por GBM. Se observan también fracturas rellenas por la recristalización dinámica del cuarzo y estructuras tipo *kink* en algunas plagioclasas.

Finalmente, en la porción nor-oriental del TPA próximo al límite con la ZCSY, afloran un grupo de milonitas y protomilonitas con rumbo general NNO, compuestas principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, muscovita, epidoto, anfíbol y opacos como accesorios. El cuarzo presenta extinción ondulosa y recristalización dinámica. El feldespato potásico se presenta como porfiroclastos tamaño de grano medio con una incipiente alteración a sericita. La plagioclasa tamaño de grano medio, presenta pequeñas fracturas con recristalización de epidoto, producto de su alteración.

Típica fábrica por recristalización dinámica, formada por cuarzo tamaño de grano fino a medio recristalizado por BLG, donde también se observa relictos de cuarzos más viejos con extinción ondulante. Se puede observar también la rotación de uno de los granos viejos (flecha blanca)



Ocupando la mayor parte de la imagen se puede apreciar un porfiroclasto de plagioclasa deformado, lo cual es evidenciado por la curvatura en los planos de macla.

Los filosilicatos tamaño de grano muy fino serían de sericita, posiblemente producto de la alteración del feldespato presente en la roca. Los filosilicatos junto con carbonato de calcio, engloban al porfiroclasto.

Porfiroclasto de feldespato potásico (Fd) recristalizado por SGR y con extinción ondulosa en parches. Megacristal de biotita (Bt) presentando una incipiente deformación plástica. Cuarzo tamaño de grano fino recristalizados por BLG (flecha blanca).

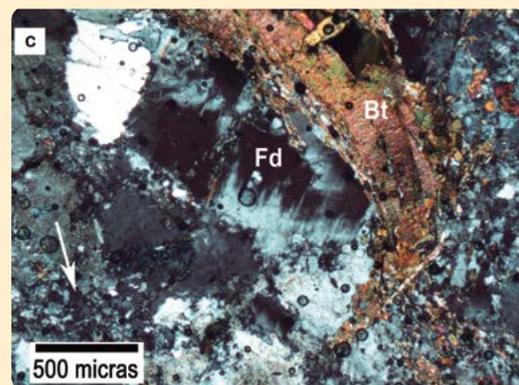
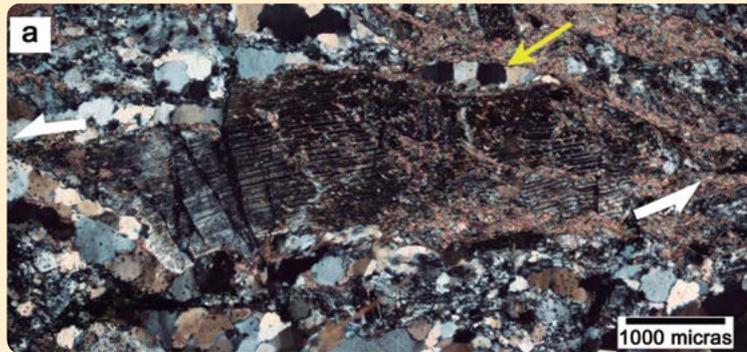
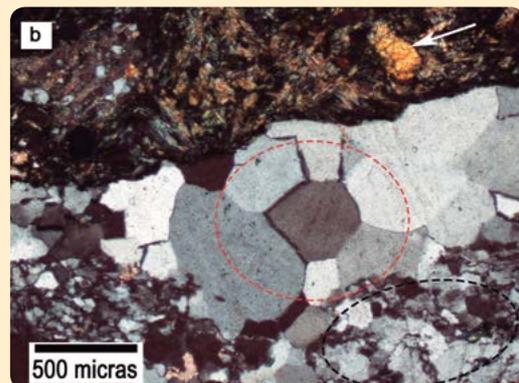


Figura 30. Microfotografías con polarizadores cruzados de granodiorita del dominio occidental (a,b y c).



Porfiroclasto de plagioclasa boudinado y fracturado presentando colas de presión asimétricas producto de un sentido de rotación sinistral, con incipiente alteración a sericita. Se observa también el desarrollo de *ribbons* (flecha amarilla) policristalinos de cuarzo tamaño de grano medio recristalizado por SGR y GBM.

Dos generaciones de cuarzo, una tamaño de grano medio con recuperación por GBAR con contactos triples entre los granos ca. 120° (trazo rojo). Por su parte, la otra generación tamaño de grano fino, se encuentra recristalizada por BLG (trazo negro). Asimismo, se observa cristal de epidoto inmerso en una banda fina de biotita-clorita (flecha blanca).



Porfiroclasto de feldespato potásico con extinción ondulosa. En el centro se observa una fractura (flecha blanca) rellena por feldespato recristalizado y donde los bordes muestran cierta angulosidad. Englobando al feldespato se aprecia el desarrollo de bandas evidenciando presión-solución.

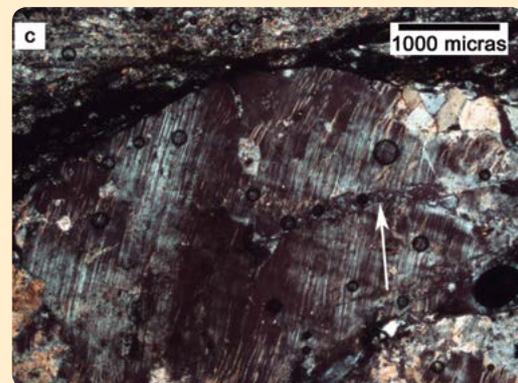
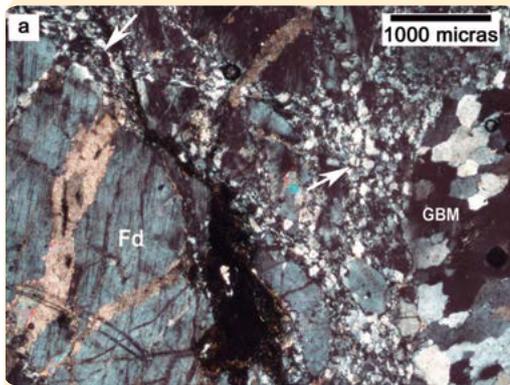
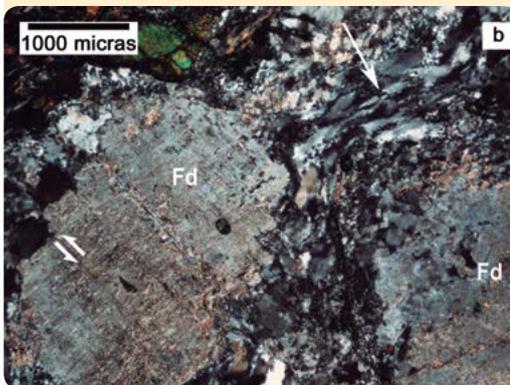


Figura 31. Microfotografías con polarizadores cruzados de: a y b) granodiorita, c) milonita del dominio occidental.

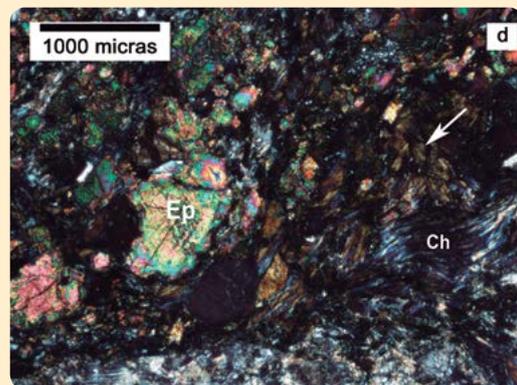
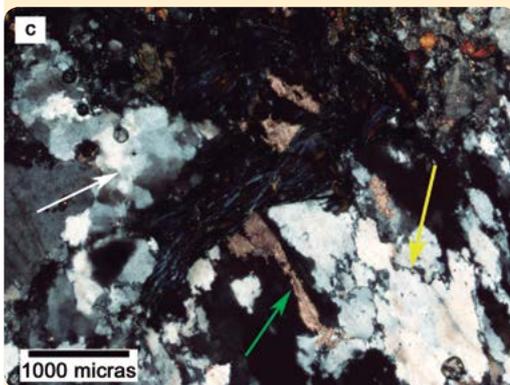


Se observan dos generaciones de cuarzo, una tamaño de grano fino recrystalizada por BLG (flecha blanca) y otra, tamaño de grano medio recrystalizada por GBM.

También se identifica un porfiroclasto de feldespato potásico fracturado, donde las fracturas presentan recrystalización de cuarzo tamaño de grano muy fino y carbonato de calcio (posiblemente calcita).



Porfiroclastos de feldespato potásico tamaño de grano grueso. En uno, margen izquierda, es evidente el desplazamiento interno del porfiroclasto por los planos de clivaje con sentido sinistral el cual es antitético al sentido de cizalla global de la roca. En el otro, margen inferior derecho, se observa el desarrollo de subgranos sobre el borde del porfiroclasto. Adicionalmente, se observa la recrystalización por BLG de cuarzo tamaño de grano fino (flecha blanca).



c. Cuarzo recrystalizado dinámicamente por BLG (flecha amarilla) y por SGR (flecha blanca) presentando extinción ondulante. Se identifica la presencia de carbonato, (flecha verde) posiblemente de composición calcita.

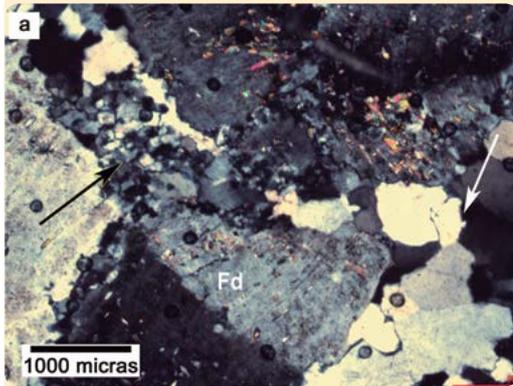
d. Cristales de epidoto (Ep) asociados con clorita (flecha blanca). Asimismo, se identifica también clorita (Ch), presentando colores anómalos de birrefringencia (azul de 1^{er} Orden).

Figura 32. Microfotografías con polarizadores cruzados de: a) milonita, b, c y d) granodiorita del dominio occidental.

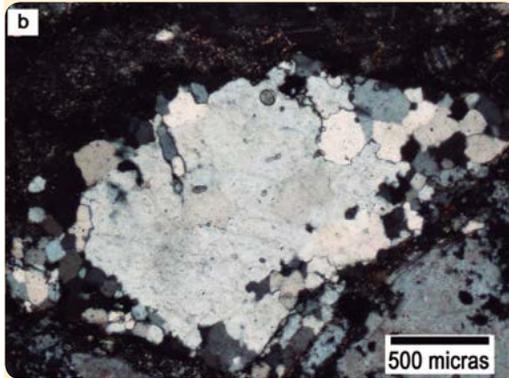
3. Dominio Oriental

El cuarzo es tamaño de grano-fino a medio (1.5mm), presentando extinción ondulosa y ocasionalmente extinción tipo tablero de ajedrez. Asimismo, en algunos cristales se observan bordes lobados producto de la recristalización por BLG, mientras que otros cristales presentan contactos triples. Adicionalmente, se observan cristales de cuarzo como cristales de hasta 6mm. en su eje mayor, los cuales se desarrollan oblicuamente a la orientación preferencial de la biotita, formando típicas estructuras tipo S/C.

Por su parte, el feldespato potásico se presenta como porfiroclastos de hasta 7 mm. en su eje mayor. Puntualmente, se puede apreciar el desarrollo de mimerquitas sobre los bordes de los porfiroclastos y tanto el feldespato como la plagioclasa, presentan una incipiente alteración a sericita. Asimismo, se observan porfiroclastos de feldespato recristalizados por GBM, lo cual es evidenciado por el desarrollo de estructuras tipo ventana en los bordes.



Cuarzo formando dos dominios, uno tamaño de grano fino recrystalizado por GBM (flecha blanca) y el otro, tamaño de grano muy fino, recrystalizado por BLG (flecha negra). Porfiroclasto de feldespato potásico (Fd) maclado mecánicamente con incipiente recrystalización por GBM sobre el borde.



Porfiroclasto de cuarzo con desarrollo interno de subgranos dentro del clasto. Sobre los bordes del porfiroclasto, desarrollo de nuevos granos recrystalizados por GBM y contactos triples entre algunos de los bordes de los granos, evidenciando la recuperación por GBAR.

Porfiroclastos de feldespato potásico (Fd) recrystalizado por GBM, con desarrollo de estructuras tipo ventana (flecha blanca). Algunos feldespatos presentan también desarrollo de mimerquitas sobre los bordes (flecha amarilla).

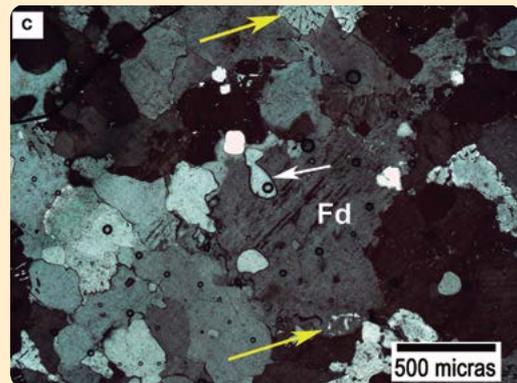


Figura 33. Microfotografías con polarizadores cruzados de: a y b) gneis y c) granito foliado del dominio oriental.

V. DISCUSIÓN

A. DOMINIO CENTRAL

En este dominio las rocas que lo componen, poseen estructuras que responden claramente a dos o más eventos deformacionales distintos. Asimismo, fue posible identificar indicadores que, tanto en el cuarzo como en el feldespato, permitieron determinar el sentido de cizalla sinistral que los desarrolló.

Los cuarzos se presentan formando dos dominios bien diferenciados en función del tamaño de grano, uno fino recristalizado por BLG y otro medio recristalizado por SGR y GBM. La recristalización por SGR y GBM correspondería a un primer evento deformacional de alta temperatura. En algunas muestras fueron identificados granos de cuarzo presentando microestructuras tipo *fish* y otros boudinados, indicando un sentido de cizalla sinistral durante el segundo evento, que es sintético con el sentido de rotación global en la cizalla.

Adicionalmente, se observaron *ribbons* de cuarzo recristalizados por GBAR, con contacto triple entre los bordes de los granos formando ángulos de ca. 120°, que permiten inferir condiciones de temperatura entre 450° y 600°C.

Por otro lado, un grano número de los porfiroclastos de feldespato potásico como de plagioclasa, presentan una incipiente alteración a sericita y epidoto. En alguno de estos, se identificó desarrollo de estructuras tipo *bookshelf* en las que las microfallas, muestran un desplazamiento dextral de los

planos el cuál, según Simpson & Schimdt (1983), es antitético al sentido de cizalla de la roca. En consecuencia, se podría asumir que las milonitas y por ende el dominio central, presentarían un sentido de cizalla sinestral, siendo ésto consistente con lo propuesto por Oyhantçabal et al. (2010) para milonitas en la porción sur de la ZCSY. Asimismo, Oyhantçabal et al. (2001, 2007b) sugieren que el sentido de rotación sinestral de la ZCSY es de edad neoproterozoica, el cual es evidenciado por el emplazamiento sintectónico del Complejo Granítico Solís de Mataojo y por los indicadores cinemáticos presentes en las milonitas derivadas de la deformación de éste (Oyhantçabal et al. 1993; 2010). Asimismo, en estas muestras se observaron cristales de muscovita desarrollando estructuras tipo *fish*, denotando un sentido de rotación sinestral. El desarrollo de estas estructuras es, según Passchier & Trouw (2005), sintética al desarrollo del sentido de rotación global de la cizalla, por lo que confirmaría lo supuesto anteriormente en base a los porfiroclastos tipo *book-shelf*.

Finalmente, se observaron cristales de calcita con un marcado maclado mecánico, resultante de la deformación a condiciones de baja temperatura.

La presencia de muscovita en las milonitas, posiblemente producto de la alteración de los feldespatos, correspondería a eventos deformacionales ocurridos a temperaturas menores a 500 °C (Wiberley, 1999). Ésto junto con el maclado mecánico de la calcita, permite inferir que la ZCSY tuvo un comportamiento dúctil en facies esquistos verdes posterior al primer evento dúctil, producto de la exhumación del dominio a lo largo de su evolución.

B. DOMINIO OCCIDENTAL

En los ejemplares de roca de este dominio, fue posible identificar combinación de estructuras desarrolladas a diferentes condiciones metamórficas, que evidencian que el dominio pudo haber experimentado dos o más eventos deformativos a lo largo de su historia.

Particularmente, fueron identificados porfiroclastos de plagioclasa fracturados junto con el desarrollo de colas de presión. La fracturación de la plagioclasa y demás feldespatos corresponde, según Passchier & Trouw (2005), a condiciones de temperaturas menores a 400 °C.

Por otro lado, se observaron porfiroclastos de plagioclasa deformados plásticamente, evidenciado por láminas de macla y desarrollo de pertitas levemente curvadas. Tal cual lo describen en su obra Passchier & Trouw (2005) basados en Rosenberg & Holger (2003), el comportamiento dúctil de la plagioclasa indicaría que estos procesos tuvieron lugar a condiciones de temperatura entre 500 °C y 600 °C y profundidades superiores a los 10 – 15 km. Se logró también identificar, porfiroclastos de feldespato con incipiente desplazamiento interno del retículo por los planos de clivaje, lo que correspondería a un comportamiento frágil-dúctil del material. Simultáneamente con esto, se aprecia también porfiroclastos con extinción ondulosa.

A su vez, fue posible identificar el desarrollo de subgranos en los bordes de otro clasto producto de la recristalización por SGR que indicaría condiciones de temperatura > 600 °C.

Mayoritariamente, los cuarzos se presentan formando dos dominios, uno tamaño de grano muy fino a fino y el otro, tamaño de grano medio. El dominio muy fino a fino recristalizado por BLG, indicaría condiciones de temperaturas baja entre 300° y 400° C mientras que el grano medio, marcaría condiciones de temperatura media a alta entre 500° y 700° C evidenciado por la presencia de granos recristalizados por GBM. La presencia de *ribbons* de cuarzo policristalinos, recristalizados por SGR y GBM, permitirían inferir condiciones de temperatura entre 450° y 600° C.

Por su parte, la presencia diseminada de cristales de biotita deformados dúctilmente, indicarían una estabilidad térmica de ésta producto de condiciones de temperatura mayores a 400 °C.

La asociación clorita-epidoto en las muestras como minerales secundarios, podrían confirmar que el dominio experimentó al menos un evento deformacional en condiciones menores a 400° C, producto de metamorfismo en facies esquistos verdes inferior.

Una gran cantidad de las fracturas observadas en las rocas así como también en los porfiroclastos de feldespato, se encuentran rellenas por carbonato de calcio, posiblemente calcita. Este relleno de carbonato, la asociación clorita-epidoto y la presencia de minerales opacos (posiblemente pirita), serían producto del hidrotermalismo en facies propilítica que habría afectado al dominio en el área de estudio.

C. DOMINIO ORIENTAL

La presencia de feldespatos recristalizados por GBM e incluso el desarrollo de microestructuras tipo ventana, evidencian que las rocas de este dominio fueron sometidas, en algún momento de su historia geológica, a condiciones metamórficas de muy alto grado con temperaturas mayores a 600° C. Asimismo, el desarrollo de mimerquitas sobre los bordes de los feldespatos indicarían, siguiendo lo propuesto por Simpson & Wintsch (1989), que estas rocas alcanzaran condiciones metamórficas al menos en facies anfibolita inferior.

Sin embargo, rocas de este mismo dominio presentan dos generaciones de cuarzos que coexisten con los feldespatos. Una de éstas, tamaño de grano muy fino, presenta sus bordes recristalizados por BLG, proceso que se genera a condiciones metamórficas de bajo a medio grado, con temperaturas que oscilan entre 300° C y 400° C. Por su parte la otra generación, tamaño de grano fino a medio, presenta granos recristalizados por GBM generado a condiciones de temperatura 400° y 700° C. Localmente en algunos ejemplares, se aprecia el desarrollo de contactos triples entre los bordes de los granos ca. 120°, característico de recuperación por GBAR.

VI. CONCLUSIONES

A. EN RELACIÓN A LOS DOMINIOS

El área de estudio se caracteriza por la existencia de tres dominios. El dominio occidental corresponde a granitoides del Terreno Piedra Alta (TPA) mientras que el dominio oriental comprende a rocas del basamento, fundamentalmente gneises, del Terreno Nico Pérez (TNP). Por su parte, el dominio central corresponde a la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY), el cuál es límite de los otros dos dominios.

B. EN RELACIÓN A LOS EVENTOS, SU EDAD Y CINEMÁTICA

La ZCSY experimentó al menos tres eventos de deformación que responden a tres momentos diferentes de su historia geológica. Estos eventos, que denominamos E1, E2 y E3, afectaron también de forma diferente al TPA y TNP.

El evento E1, dúctil y de sentido dextral, está representado en el área de trabajo en diques deformados de dolerita del haz de diques de Florida, de rumbo $\sim N330^\circ$, observados en la mina Crucera. Corresponden a la rotación, por efecto de la cizalla, del rumbo normal de estos diques ($N060^\circ$). Por su fuerte alteración, estos diques son difícilmente observables en afloramientos naturales. Bossi & Cingolani (2009) y Gaucher et al. (2011a) postulan que este evento dextral sería de edad Mesoproterozoica.

Por su parte, el evento E2, también dúctil y con sentido de rotación sinestral, se considera de edad Neoproterozoica, indicada por el emplazamiento sintectónico del complejo granítico Solís de Mataojo, de edad ca. 584 ± 13 Ma. (Oyhantçabal et al., 2001; 2007).

Finalmente, el evento E3 está asociado a reactivación cataclástica afectando el borde oriental de la ZCSY, adyacente al TNP. La edad del evento E3 se supone menor a 584 Ma y pre-Devónico.

C. EN RELACIÓN A LAS CONDICIONES DE DEFORMACIÓN

1. Evento E1

Las rocas tanto en el borde oriental del TPA como en la ZCSY, se vieron afectados por deformación con sentido de cizalla dextral, en condiciones de alta temperatura ($\sim 600-650^\circ$ C, facies anfíbolita media a superior). Esta deformación está registrada en las microestructuras observadas en muestras de ambos dominios (plagioclasa con macla curvada, extinción ondulosa en parches, ribbons de cuarzo). El sentido de rotación dextral en el TPA, es confirmado por los indicadores cinemáticos observados y coincide con lo propuesto por Bossi & Campal (1992) y Mallmann et al (2004) (y referencias allí.) Las altas temperaturas durante la deformación están marcadas por la recristalización de cuarzo por GBM y recuperado por GBAR y feldespato recristalizado por SGR.

Por su parte, en las muestras pertenecientes al TNP no se encontraron indicadores cinemáticos con sentido de rotación dextral. Esta ausencia podría deberse a que estos indicadores fueron borrados o retrabajados o que

el TNP no se encontraba en contacto con la ZCSY durante el evento destral. Asimismo, las microestructuras de muy alta temperatura desarrolladas como feldespato y cuarzo recristalizado por GBM indicarían, siguiendo lo propuesto por Oyhantçabal & Vaz (1990), que el TNP habría alcanzado en instancias anteriores al E1 condiciones metamórficas en facies granulita inferior - anfibolita superior (~600-850 °C),.

2. Evento E2

Durante el desarrollo de este evento el TPA y la ZCSY presentaron un comportamiento diferencial frente a la deformación. En la ZCSY el cuarzo y el feldespato presentan microestructuras características de deformación en condiciones de temperatura media (~400 - 550° C) que sobreimprimen parcialmente a las microestructuras correspondientes al E1. Las condiciones de temperatura media (facies anfibolita inferior - esquistos verdes superior) durante el evento E2, de cinemática sinistral, son corroboradas por la presencia de biotita estable. Este cambio en las condiciones de temperatura y facies metamórfica, fue debido a la exhumación de la ZCSY. La convergencia del TNP y el TPA habría favorecido el desarrollo de una falla transcurrente con desplazamiento vertical (en flor positiva) que asimismo produjo la reactivación del sentido de cizalla en la ZCSY, con componente de rotación sinistral (Oyhantçabal et al. 1993) y la sobreimpresión de los indicadores cinemáticos pertenecientes al E1.

Por su parte en el TPA no se encontraron evidencias de una reactivación del sentido cizalla, ya que se preservan los indicadores cinemáticos de componente de rotación dextral. Esto, se explica según lo propuesto por Oyhantçabal et al. (2011), por la cratonización del TPA durante el Paleopro-

terozoico producto del enfriamiento del macizo y el engrosamiento litosférico de éste durante el Precámbrico, condicionándolo a un comportamiento más rígido. Sin embargo, las rocas del borde oriental del TPA desarrollaron, al igual que en la ZCSY, microestructuras en el cuarzo y feldespato de media a baja temperatura (~400 °C) condiciones que son a su vez confirmadas por la asociación mineral clorita-epidoto, típica asociación del metamorfismo en facies esquistos verdes inferior. Esto permite asumir que, a pesar de registrarse indicios de la influencia de esfuerzos asociados al evento E2, éste no fue lo suficientemente intenso como para re trabajar los indicadores cinemáticos del evento anterior (E1) en el TPA.

Por último, en el TNP se observaron microestructuras en el cuarzo indicativas de condiciones de temperatura baja (~300-400 °C), que indicarían que el E2 afectó parcialmente al TNP, pero éste no fue lo suficientemente intenso como para favorecer el desarrollo de planos de rotación con sentido sinistral. Sin embargo, la variación de las foliaciones en el TNP, desde subparalelas a la ZCSY hasta ca. N40°, indicarían que si.

3. Evento E3

En el borde oriental de la ZCSY, adyacente al TNP, las rocas presentaron típicas texturas cataclásticas. Sin embargo, ni el TPA ni en el TNP, en el área de trabajo, se encontraron evidencias fehacientes que este evento haya generado registros de cataclasis. Dada la fuerte partición de la deformación que ocurre en condiciones de baja temperatura, no se puede descartar que en ambos terrenos, fuera del área de trabajo, se encuentren zonas cataclásticas correlacionables con este evento.

La presencia de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, epidoto, minerales opacos, y secundariamente clinozoisita, clorita, sericita, carbonato en la matriz y rellenando fracturillas y las microestructuras cataclásticas observadas, son indicativas de condiciones metamórficas en facies esquisto verdes inferior o más frías y/o altas tasas de deformación durante el evento E3. Se presume que el evento E3 tuvo lugar luego de una exhumación adicional.

Finalmente, en la figura 34 se presenta un modelo evolutivo para la zona de estudio, el cuál integra todas las conclusiones previamente planteadas.

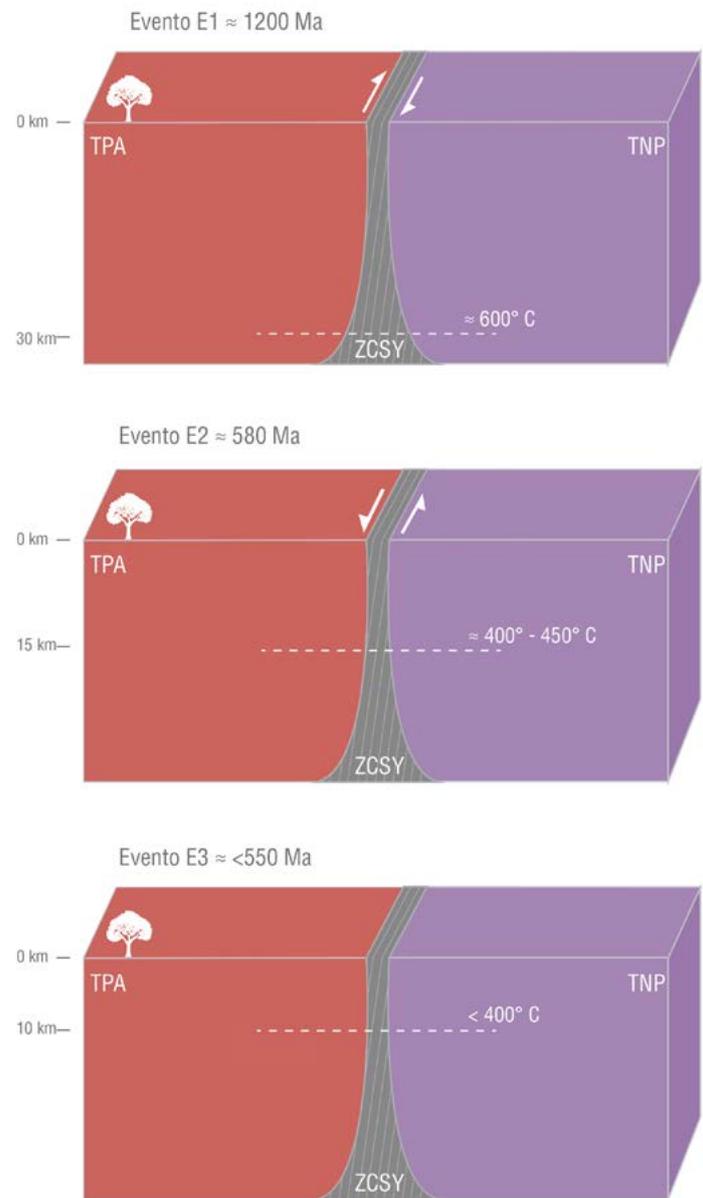


Figura 34. Modelo evolutivo propuesto para la zona de estudio.

VII. 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, 411–446.

Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., Fisher, D. 2013. *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge, England. Cambridge University Press. 289 pp.

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., Cingolani, C. 2009. Extension and general evolution of the Río de la Plata Craton. In: Gacuhher, 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., Ferrando, L.A., Montaña, J., Morales, H., Campal, N., Gancio, F., Piñeiro, D., Shipilov, A. & Sprechmann, P. 1998. *Carta Geológica del Uruguay*, escala 1/500.000. Geoeditores. Montevideo. Uruguay

Bossi, J., Preciozzi, F. & Campal, N. 1993. Predevoniano del Uruguay Parte I: Terreno Piedra Alta. Ed. Dirección Nacional de Minería y Geología. Montevideo, Uruguay.

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

Campal, N. & Schipilov, A. 1995. The Illescas bluish-quartz rapakivi granite (Uruguay - South America): Some geological features. Symposium on Rapakivi Granites and related rocks. Belen, Brazil.

Caro, F. & Figueroa, I. 2012. Mapa geológico a escala 1:20.000 en los alrededores de la localidad Puntas del Chamamé (departamentos de Florida y Lavalleja). Trabajo final del curso Cartografía Geológica de la Licenciatura en Geología. Inédito. pp. 1-80.

Cazaux, S. 2009. Geología, Petrología y análisis estructural de la zona de Curtume – Zona centro de la Isla Cristalina Rivera. Trabajo Final de la Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencia – Udelar. Sin publicar. pp. 1-76.

Fragoso César, A.R.S. 1980. O Craton do Rio de la Plata e o Cinturao Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. XXXI Congresso Brasileiro de Geología, SBG. Camboriú. Anais 5: 2879-2891.

Gaucher, C. 2000. Sedimentology, palaeontology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay). *Beringeria*, 26: 1-120, Würzburg. Germany.

Gaucher, C., Chemale Jr., F., Bossi, J., Castiglioni, E.A. 2010. Grupo Ce-bollatí, Terreno Nico Pérez: definición y edad. VI Congreso Uruguayo de Geología, Minas (CD-ROM).

Gaucher, C., Frei, R., Sial, A.N., Cabrera, J. 2011. Constrasting Sr isotope composition of Paleo- and Neoproterozoic high-Sr limestones successions from the Nico Pérez Terrane, Uruguay.

Gaucher, C., Sprechmann, P., Schipilov, A. 1996. Upper and Middle Pro-terozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Pérez Terrane of Uruguay: Lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhand-lungen*, 199: 339- 367.

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 Ame-rican Earth Sciences*, 14, 349–361.

Hirth G, Tullis J (1992) Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* 14:145–159

Hartmann L.A., Bossi, J., Santos, J.O.S., Mc Naughton, N.J., Piñeyro, D. 2008. Geocronología SHRIMP U-Pb en circones del Gabro Rospide del Cinturón Paleoproterozoico San José, Terreno Piedra Alta, Uruguay: una prueba geocronológica de magmas coetáneos. *Revista Sociedad Uruguaya de Geología* 15:40–53.

Hartmann, L.A., Campal, N., Santos, J.O., McNaughton, N., Bossi, J., Schipilov, A., Lafon, J.M. 2001. Archean crust in the Río de la Plata Craton, Uruguay–SHRIMP U–Pb zircon reconnaissance geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 557–570.

Mallmann, G., Chemale, Jr. F., Morales, L. F. G. 2004. Evolução estrutural da porção Sul do Terreno Nico Pérez, Uruguai: Registro da convergência entre as placas Rio de La Plata e Kalahari no final do Neoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências* (2004) 34, pp. 201-212.

Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Heidelberg, 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.

Oyhantçabal, P. 2005. The Sierra Ballena Shear zone: kinematics, timing and its significance for the geotectonic evolution of southeast Uruguay. PhD thesis, Universität Göttingen, pp. 1-147.

Oyhantçabal, P., Derégibus, M. T., Muzio, R. & Nardi, L.V.S. 1998. The Soca intrusion: a rapakivi granite of Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol.11(2): 169-178. Elsevier.Letters 12, 310. En: Schobbenhaus et al., (eds), *Geología do Brasil*, DNPM, pp. 331-335, Brasilia.

Oyhantçabal, P., Heimann, A., Miranda, S. 2001. Measurements and interpretation of strain in the syntectonic Solís de Mataojo Granitic Complex, Uruguay. *Journal of Structural Geology*, 23, 807-817.

Oyhantçabal, P., Muzio, R., de Souza, S. 1993. Geología y aspectos estructurales del borde orogénico en el extremo sur del cinturón Don Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, 23, 296–300.

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, 201–220.

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, p. 38–48.

Oyhantçabal, P., Spoturno, J., Loureiro, J. 2007. 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., Suárez, I., Seluchi, N., Martínez, X. 2010. Análisis Microtectónico de las Milonitas del Extremo Sur de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí: Cinemática y Condiciones de Deformación. In: Actas VI Congreso Uruguayo de Geología. CD-ROM.

Oyhantçabal P. & Vaz, N. 1990. Una asociación de cuarcitas y rocas máficas y ultramáficas en los alrededores de Isla Patrulla, Treinta y Tres, Uruguay. In: Primer Congreso Uruguayo de Geología, vto 1. Montevideo, pp 137–144.

Oyhantçabal, P., Wegner–Eimer, M., Wemmer, K., Schulz, B., Frei, R., Siegesmund, S. 2012. Paleo– and Neoproterozoic magmatic and tectonometamorphic evolution of the Isla Cristalina de Rivera (Nico Pérez Terrane, Uruguay). *International Journal of Earth Sciences*, 101, 1745–1762.

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

Passchier, C. W., Trouw, R.A.J., Wiersma, D.J. 2010. *Atlas of Mylonites - and related microstructures*. 1st Edition, Springer Verlag, Heidelberg. DOI: 10.1007/978-3-642-03608-8. 322pp.

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

Preciozzi, F. 1993. Petrography and Geochemistry of five Granitic plutons from South - Central Uruguay: Contribution to the knowledge of the Piedra Alta terrane. Thesis, Universidad Quebec Montreal, Canada.

Preciozzi, F., Peel, E., Muzio, R., Ledesma, J., Guerequiz, R. 2001. Western cratonic domains in Uruguay: Geochronology. III Simposio Sudamericano de Geología Isotópica. Versión CD. Pucon – Chile.

Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. 1979. Carta geo-estructural del Uruguay, escala 1:2.000.000. Instituto Geológico Ing. Terra Arocena.

Ramsay, J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology* Volume 2, Issues 1-2. DOI: 10.1016/0191-8141(80)900038-3. pp. 83-99.

Ramsay, J.G., Huber, M.I. 1987. The techniques of modern structural geology. Volume 2: folds and fractures. Academic Press, London.

Rosenberg, C. y Holger, S. 2003. Deformation and recrystallization of plagioclase along a temperature gradient: an example from the Bergell tonalite. *Journal of Structural Geology* 25(3): 389-408.

Sánchez Bettucci, L., Peel, E., Masquelin, H. 2010a. Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay. *International Geology Review*. Volume 52, Asunto 1 enero 2010. pp 32-50.

Sánchez Bettucci, L., Peel, E., Oyhantçabal, P. 2010b. Precambrian geotectonic units of the Río de la Plata craton, *International Geology Review*, 52: 1, 32-50.

Simpson, C. & Schimdt, S.M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin*, V. 94, p. 1281-1288, 11 figs.

Simpson, C. & Wintsch, R.P. 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite: *Journal of Metamorphic Geology*. v. 7. p. 261-275. doi:10.1111/j.1525-1314.1989.tb00588.x.

Wiberley, C. 1999. Are feldspar-to-mica reactions necessarily reaction-softening processes in fault zones?. *Journal of Structural Geology*, 21. 1219-1227.