

FORMACIÓN POLANCO: PETROGRAFÍA, ESTRUCTURA Y METAMORFISMO EN LA REGIÓN DE POLANCO-MANGUERA AZUL

Silva Lara, H.¹, Masquelin, H.¹, Núñez Demarco, P.^{1,2}

¹ Instituto de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias - Universidad de la República, Montevideo, Uruguay.
² InGeBa, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales - Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina

Abstract

The Polanco-Manguera Azul region, comprised within the schist belt of the Dom Feliciano Belt, has a lithological association mainly composed of calcitic and dolomitic marbles, with intercalations of calc-schists, metaconglomerates, quartzites, BIF and micaschists. Studying in detail the marbles and particularly the calc-schists, it is found that they have a mineral association given by $\text{Cal}+\text{Qtz}+\text{Ab}+\text{Tr}+\text{Phl}+\text{Ep}+\text{Op}$, consistent with the upper green schist facies (450-500 °C and 200-600 MPa), as well as coherent microstructures. The structure of the region, with main EW strikes of S_1 , together with the relationships with the granitic bodies and the shear zones of the region, indicate that this area was operating as a low strain domain during the Brasiliano orogeny

OPEN ACCESS

Edited by:
Lic. Néstor Campal
DINAMIGE
Uruguay

Reviewed by:
Leda Sánchez Bettucci
DINAMIGE
Uruguay

Corresponding author:
Hernan Silva Lara
hsilva@fcien.edu.uy

Received: 28 Nov 2018
Accepted: 23 Dic 2018
Published: 22 Jan 2019

Citation:
Silva Lara, H., Masquelin, H.,
Núñez Demarco, P. (2018)
Formación Polanco: petrografía,
estructura y metamorfismo en
la región de polanco-manguera
azul, Revista Investigaciones
Montevideo, 1(2):17-29

Palabras clave: Metamorphism, Microtectonics, Marbles, Calc-schist, Brasiliano

Resumen

La zona de Polanco-Manguera Azul, abarcada dentro de la faja de esquistos del Cinturón Dom Feliciano posee una asociación litológica conformada predominantemente por mármoles calcíticos, subordinadamente dolomíticos, e intercalaciones de calcoesquistos, metaconglomerados, cuarcitas, BIF y micaesquistos. Al estudiarse en detalle los mármoles y particularmente los calcoesquistos, se encuentra que los mismos poseen una asociación mineral dada por $\text{Cal}+\text{Qtz}+\text{Ab}+\text{Tr}+\text{Phl}+\text{Ep}+\text{Op}$, coherente con la facies esquistos verde superior (450-500 °C y 200-600 MPa), así como microestructuras coherentes con ese grado. La estructura de la región, con rumbos predominantemente E-O de la superficie principal (S_1), junto con las relaciones de esta con los cuerpos graníticos y las transcurrencias de la zona, señalan que dicha área se encontraba operando como un dominio de baja deformación durante el Brasiliano.

Palabras clave: Metamorfismo, Microtectónica, Mármoles, Calcoesquistos, Brasiliano.

Introducción

La región de Polanco-Manguera Azul, estudiada en el presente trabajo, se enmarca dentro de la faja de esquistos asociada al cinturón orogénico neoproterozoico conocido como Dom Feliciano (Fragoso Cesar 1980; Fragoso Cesar *et al.*, 1987). Pese a las controversias estratigráficas desatadas en torno a dicha faja (véase Núñez Demarco *et al.*, 2018b), los distintos estudios realizados en ella apuntan a que la misma se encuentra integrada por rocas de distintas edades, reconociéndose en ella asociaciones litológicas diferentes y con atributos particulares (Oyhantçabal *et al.*, 2005, Sánchez Bettucci *et al.*, 2010, Oriolo *et al.*, 2016, Masquelin *et al.*, 2017, entre otros), las cuales se encuentran afectadas conjuntamente por la tectónica Neoproterozoica. Las rocas de la región de Polanco se componen predominantemente por mármoles dolomíticos y calcáreos foliados, plegados, y afectados por metamorfismo de contacto de intrusiones graníticas. Fueron descriptos clásicamente como de bajo grado, mencionándose la presencia de mica y tremolita (Walther 1927., Caorsi & Goñi 1958., Preciozzi *et al.*, 1985., Díaz *et al.*, 1990), siendo definidas como Mármoles de Polanco o Formación Polanco por Goñi (1958) y Goñi & Hoffstetter (1964). En la misma zona clásica de afloramiento esta formación y según criterios químicos, Cabrera *et al.*, (2014) separan a la formación Manguera Azul y afirman que *“Si la secuencia fue afectada por metamorfismo regional, posiblemente fue en condiciones de muy bajo grado metamórfico”*, asignándoles una edad paleoproterozoica en base a isótopos de Sr (2.32-2.22 Ga o 2.05-1.88 Ga). Sin embargo, Núñez Demarco (2014, 2018a), Silva Lara *et al.*, (2016, 2018) en base a estudios petrográficos y microtectónicos afirman un metamorfismo dentro del facies esquistos verdes para estas litologías.

Diferentes ideas han sido propuestas para la estructura general de la unidad estudiada. Preciozzi & Fay (1988) sugieren una estructura en domos y cubetas, que afecta un plegamiento anterior, así como una mayor deformación en las inmediaciones de los granitos. Por otro lado, Cabrera *et al.*, (2014) señalan la existencia de un pliegue volcado de escala regional con vergencia al sur, vinculado con el Cabalgamiento de Zapicán, señalando que las rocas aflorantes en la zona de Polanco corresponden al flanco inverso de dicho pliegue. Núñez Demarco (2014) sugiere la existencia de pliegues abiertos con ejes NE que afectan un plegamiento anterior. Masquelin *et al.*, (2017) proponen la existencia de un plegamiento tipo nappe para la región, donde están involucradas las rocas supracorticales de la región de Polanco y las rocas gnéisicas aflorantes inmediatamente al norte, a la cual se superpone una estructura de domos y cubetas.

Los mármoles de Polanco sólo han sido mapeados en zonas restrictas (Midot 1984, Preciozzi & Fay 1988, Preciozzi *et al.*, 1981, Díaz *et al.*, 1990, Gaucher 2000, Cabrera *et al.*, 2014, Núñez Demarco 2018a) y nunca se ha publicado un mapa completo de la unidad y sus límites. Según los diferentes autores esta unidad ha sido

considerada y mapeada como discordante sobre el Grupo Lavalleya (Preciozzi & Fay 1988, Gaucher 2000), parte del Grupo Lavalleya (Midot 1984, Masquelin *et al.*, 2017, Núñez Demarco 2018a) o incluso subyacente al Grupo Lavalleya (Hartman *et al.*, 2001, Bossi & Gaucher 2014). Asimismo, el área tipo de la Formación Polanco -región de Polanco-Manguera Azul- estudiada se encuentra al sur y este de las zonas que han sido reseñadas por distintos autores como parte del complejo Las Tetas, como ser la Zona de Maria Albina (Oriolo *et al.*, 2016) o la del E de Zapicán entre las rutas 40 y 14 (Hartmann *et al.*, 2002).

El objetivo de este trabajo es esclarecer la estructura y metamorfismo de la Formación Polanco en el área de Polanco-MangueraAzulpormedio de estudios petrográficos y estructurales. Pare ello se relevó estructuralmente un área de 16 km² ubicada entre las coordenadas (33°49'55.84" S; 55° 5'41.56" O) y (33°51'48.22"S; 55° 8'21.58" O) (Fig.3), y se confeccionaron laminas delgadas de mármoles y calcoesquistos de la región. Este relevamiento se llevó a cavo tanto en las cercanías como en las lejanías de los cuerpos graníticos para caracterizar y distinguir el metamorfismo regional del metamorfismo de contacto producido por los granitos en la unidad.

Resultados

Litologías y Cartografía

Del trabajo cartográfico realizado en el área se desprende que la geología del área se halla conformada por un basamento gnéisico de grado medio (Figura 2a) y una cobertura meta-sedimentaria. Basamento y cobertura se encuentran afectados por un sistema transcurrente y recortados por un complejo plutónico de edad brasiliana (Figura 2b). Así mismo, se constata la ocurrencia de magmatismo (Figura 2c) y tectónica frágil mesozoica en el área (Figura 1).

Dentro de la secuencia metasedimentaria se observó una asociación litológica conformada por metaconglomerados (Figura 2d), cuarcitas (Figura 2d), mármoles dolomíticos y calcíticos, calcoesquistos, micaesquistos y BIF. Similar secuencia es reconocida al sur y este de La Fm. Barriga Negra por Núñez Demarco (2014, 2018a). Los metaconglomerados afloran con actitud aproximada E-O, con buzamientos bajos a intermedios (20° a 40°). El esqueleto de dichos conglomerados se encuentra conformado por un 80% de cuarzo, 15-20 % de feldespato y ocasionales clastos líticos (< 1%). Los clastos de cuarzo se muestran fuertemente alargados (relación entre ejes 1:10 promedio). Presentan escaso desarrollo de mica en la foliación. Estas rocas aparecen intercaladas con cuarcitas feldespáticas masivas, cuarcitas y carbonatos. Los BIF son reconocidos en este trabajo, así como en los trabajos de Cabrera *et al.* (2014) y Núñez Demarco (2014). Estas rocas afloran escasamente, presentando

una foliación fuerte y penetrativa. Se tratan de cuarcitas con cantidades variables de óxidos. Los micaesquistos afloran escasamente. Los mismos aparecen asociados a los mármoles y se encuentran conformados esencialmente por mica blanca. Los mármoles son la litología dominante de la región, los mismos presentan diferentes niveles de pureza, siendo la asamblea más usual $Ms \pm Tr + Cal$ y

$Qtz + Dol$, Las características de los mismos, así como de los calcoesquistos asociados, se detallan *in extenso* más adelante.

Los cuerpos graníticos presentan una aureola de contacto de menos de un kilómetro de espesor (Figura 3) donde la zona interna se encuentra dominada por la asociación $Tr + Cal$ y la zona más externa por $Tlc + Cal$

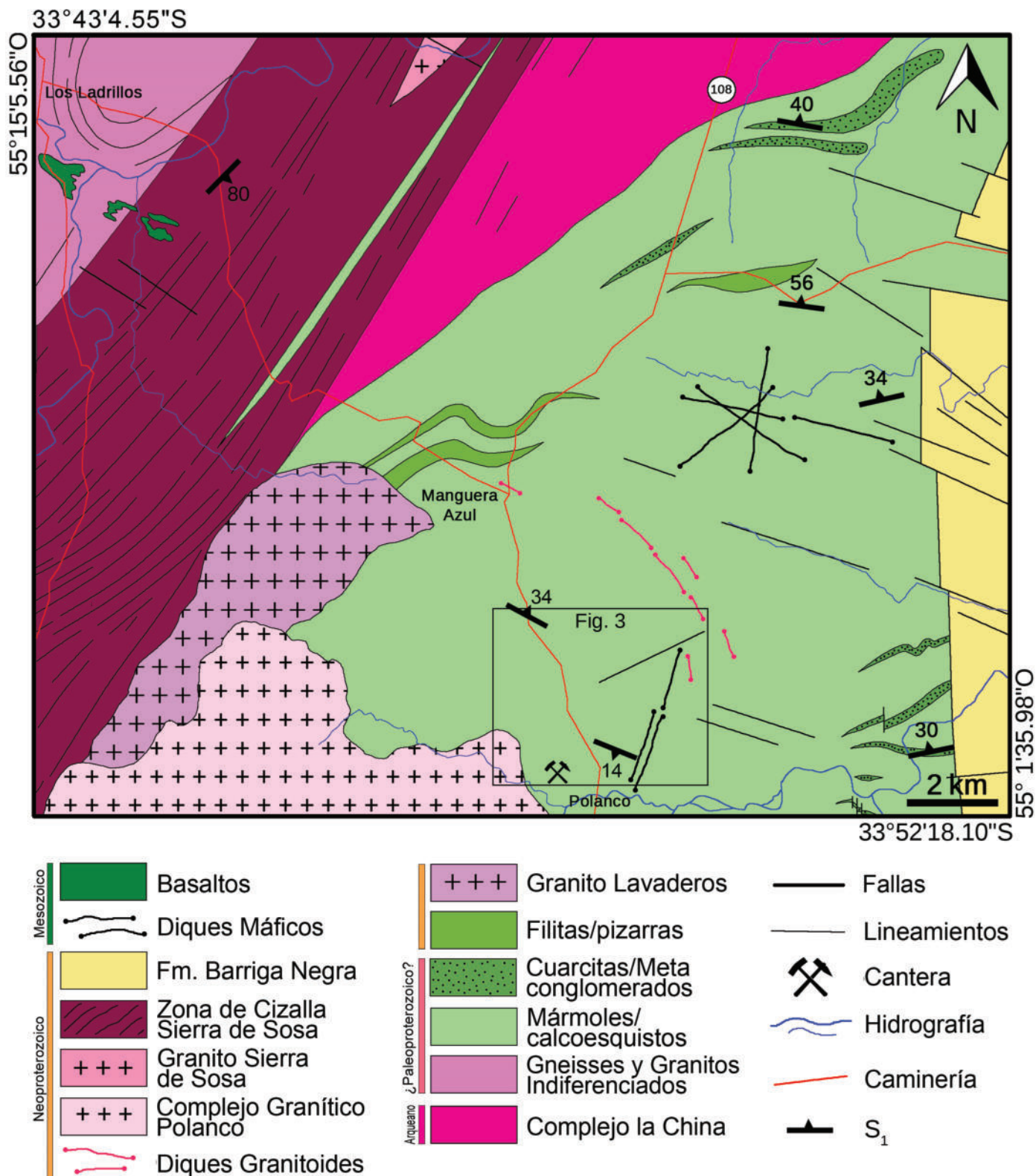


Figura 1. Mapa geológico de la región Polanco – Manguera Azul, donde se señala el área estudiada en detalle en el presente trabajo (Figura 3).

Descripción litológica de los mármoles y calcoesquistos

El litotipo dominante de la región son los mármoles impuros de grano fino, según la clasificación de [Rosen et al., \(2007\)](#). Estas rocas son relativamente monótonas en sus atributos microscópicos. Las mismas presentan una textura granoblástica de grano fino, y están compuestas esencialmente por calcita (>95%), y cantidades menores (<5%) de cuarzo, con tremolita, muscovita, óxidos y epidoto como accesorios ocasionales. El cuarzo suele acompañar el arreglo granoblástico de la calcita. En estas rocas el bandeo viene dado por la variación en el tamaño de grano y/o en el contenido de cuarzo e impurezas.

Niveles centimétricos a decimétricos de calcoesquistos se intercalan en los mármoles. Estos están compuestos por $\text{Cal}+\text{Qtz}+\text{Ab}+\text{Tr}+\text{Phl}+\text{Ep}+\text{Op}$ (Figura 5a y b). La tremolita es fibrosa, incolora, con colores de interferencia dentro del segundo orden. La flogopita aparece asociada a la tremolita y es en general de pequeño tamaño (10-30 μm), aunque en ocasiones aparece asociada a óxidos generando cristales de mayor tamaño (100-150 μm), débilmente pleocroicos en tonos pardos y con colores de interferencia en tonos rosa y verde.

Las albitas se presentan como cristales de gran tamaño (100-500 μm) con respecto a la matriz, las mismas son de tendencia automorfa aunque en ocasiones presentan bordes irregulares. Desarrollan maclas polisintéticas, simples o compuestas. Los cristales generalmente presentan una importante cantidad de inclusiones de epidoto y calcita. El cuarzo acompaña el arreglo textural de los carbonatos, y ambos tienen un carácter xenomorfo con cierta inequigranularidad. Los opacos se presentan como cristales automorfos prismáticos. Variaciones composicionales marcan bandas, siendo la principal variación la presencia de Albita. Dominios granoblásticos compuestos por $\text{Cal}\pm\text{Qtz}$ geometrías tipo boudins o figuras plegadas discordantes con el bandeo de la roca.

Estructura de los mármoles y calcoesquistos

La superficie de bandeo (S_b) es la superficie principal de las litologías estudiadas, la misma viene dada por la alternancia desde milimétrica a decimétrica entre coloraciones gris claro y gris oscuro, con tonalidades azuladas ([Figura 4a](#)). Esta variación de coloración es debida a diferencias composicionales entre las bandas, como fuera señalado por otros autores ([Cabrera et al.,](#)

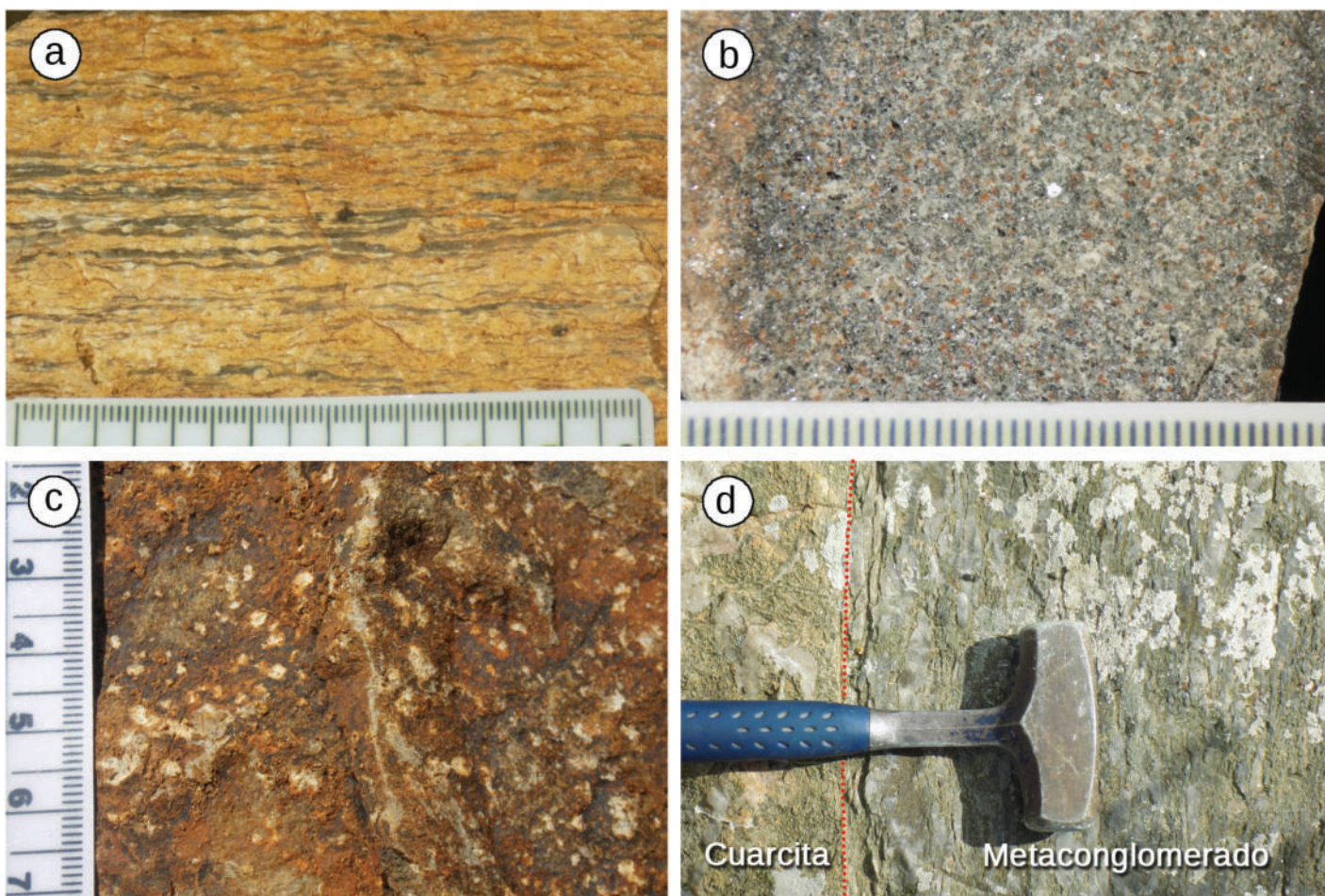


Figura 2. Rocas de la región Polanco-Manguera Azul, a) Gneisses miloníticos; b) Diques de granito a biotita y anfíbol; c) Diques de doleritas porfiriticas; d) Metaconglomerados estirados en contacto con cuarcitas feldespáticas masivas, el contacto es señalado con línea punteada roja.

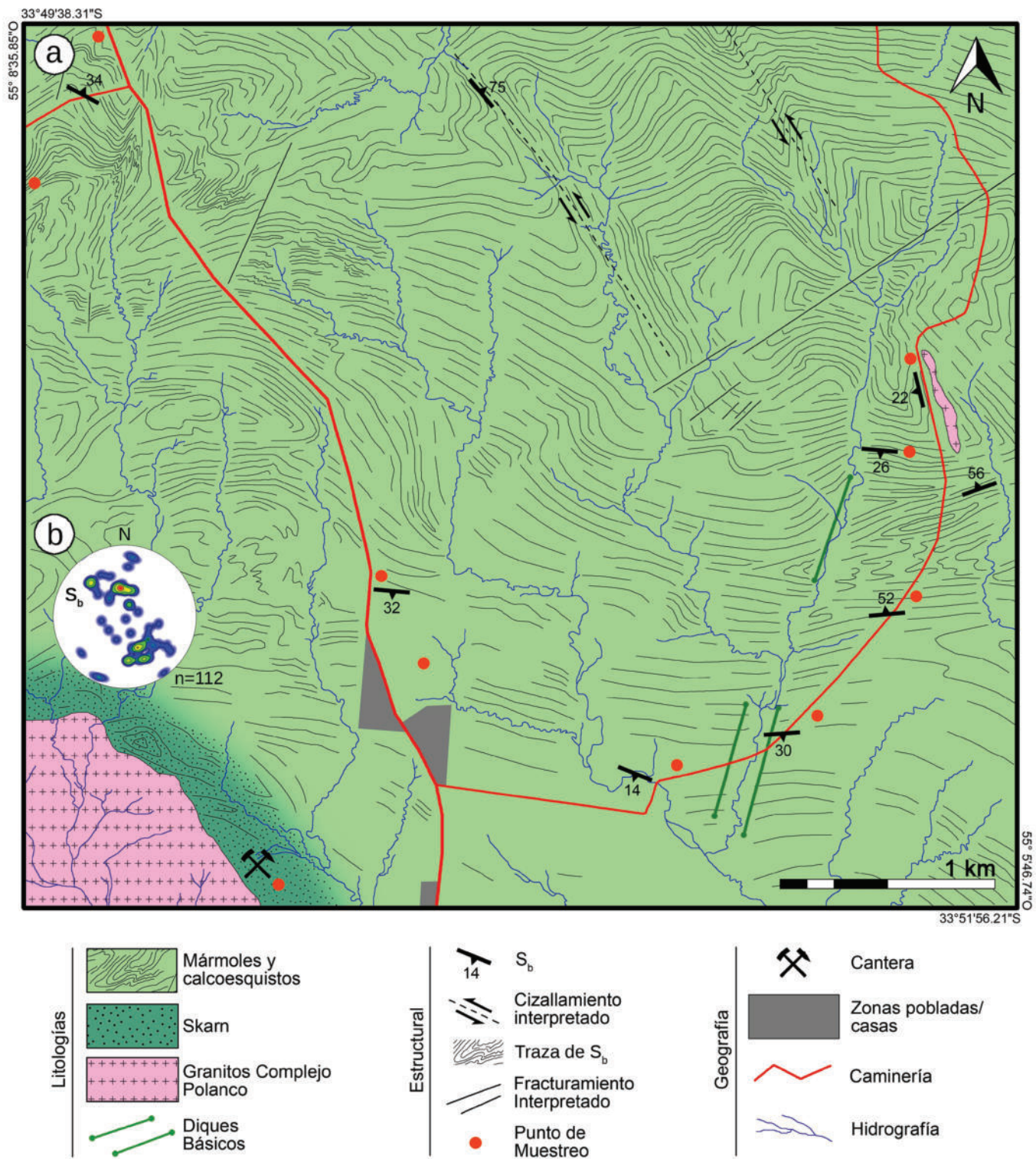


Figura 3. a) Mapa geológico de detalle de la región de Polanco – Mangüera Azul; b) Estereograma mostrando la actitud de S_b

2014) y como es constatado en el presente trabajo. La actitud estructural de S_b es variable, pero tiende a ángulos bajos o intermedios (15° a 55°). Dicha superficie es afectada por una foliación (S_{b+1}), la cual es paralela o está en bajo ángulo con respecto a S_b . Esta foliación es recta y paralela, de espaciada a penetrativa. La misma genera pliegues intrafoliares que afectan la S_b y transpone niveles competentes discordantes con el bandeo (posiblemente antiguas venillas) generando lentes (Figura 4b). En muestra de mano se reconoce como formada por

minerales blanquecinos de grano fino a muy fino, hábito micáceo o fibroso, estos últimos formando una lineación en este plano. A nivel microscópico, la foliación en los calcoesquistos es generada por la tremolita fibrosa y la flogopita, así como la orientación preferencial de forma de los carbonatos. Esta foliación es predominantemente recta y paralela, ocasionalmente anastomosada, y penetrativa. En los mármoles esta viene dada por la orientación preferencial de forma de los cristales de calcita, asistidos por cantidades menores de mica. Cuando no hay mica presente la foliación

que se observa es estrictamente una lineación de calcita. S_b y foliación suelen coincidir también a nivel petrográfico, aunque también es posible observar a la foliación en bajo ángulo con S_b , o recortándola como en el caso de pliegues. Los pliegues que afectan a la unidad pueden dividirse en dos grandes tipos: pliegues intrafoliares y pliegues tardíos: Los pliegues intrafoliares se reconocen como pliegues isoclinales con charnelas engrosadas y plano axial paralelo a la foliación afectando al bandeado a distintas escalas (desde centimétricos a métricos). Cuando afectan niveles

competentes es común encontrar pliegues sin raíz. En campo se presentan de reclinados a recumbentes, con vergencia variable (Figura 4c). Los pliegues tardíos son de escala métrica en afloramiento, presentan geometrías de abiertas a cerradas, con ejes derechos a levemente inmersos 10° a 15° al E, afectando al bandeado y por tanto a los pliegues intrafoliares, generando un patrón de interferencia (Figura 4d). No se reconoció la generación de una foliación o clivaje asociada a estos pliegues. Así mismo se observaron en los mármoles otra diversidad de

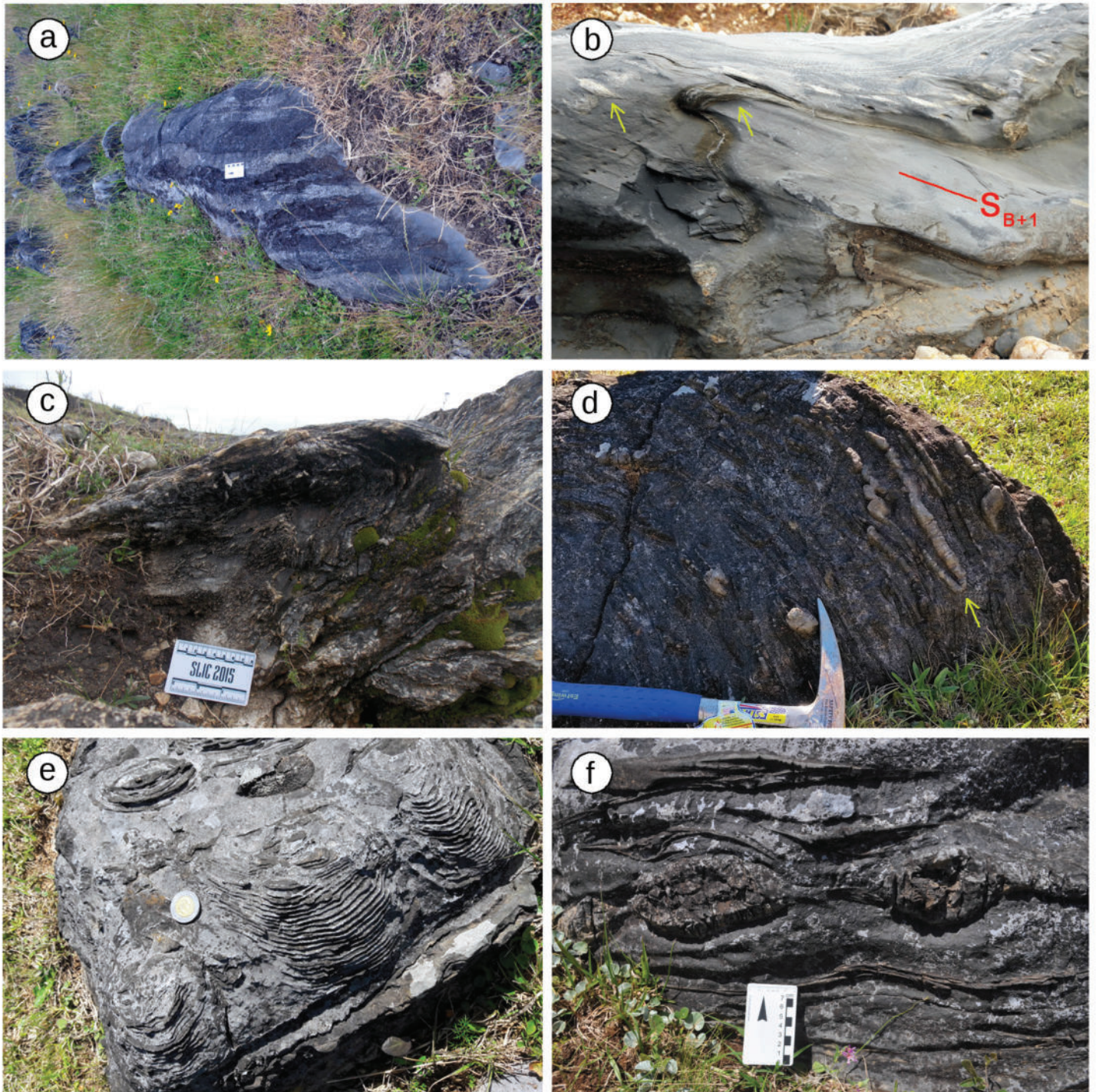


Figura 4. Estructuras observadas en la Formación Polanco, **a)** Bandeo centimétrico por color típico de la unidad (vista en planta); **b)** Relación entre S_b (flechas verdes) y S_{b+1} (señalada en rojo), nótese como pasa de paralela en los flancos del pliegue a discordante en la charnela, generando también lentes de transposición (vista en corte); **c)** Pliegue isoclinal reclinado con charnela engrosada (vista en corte); **d)** Pliegues isoclinales (flecha verde) siendo replegados por pliegues abiertos (vista en corte); **e)** Afloramiento con estructuras estromatolíticas (plano picado); **f)** Boudinage tipo lenticular, (vista en corte).

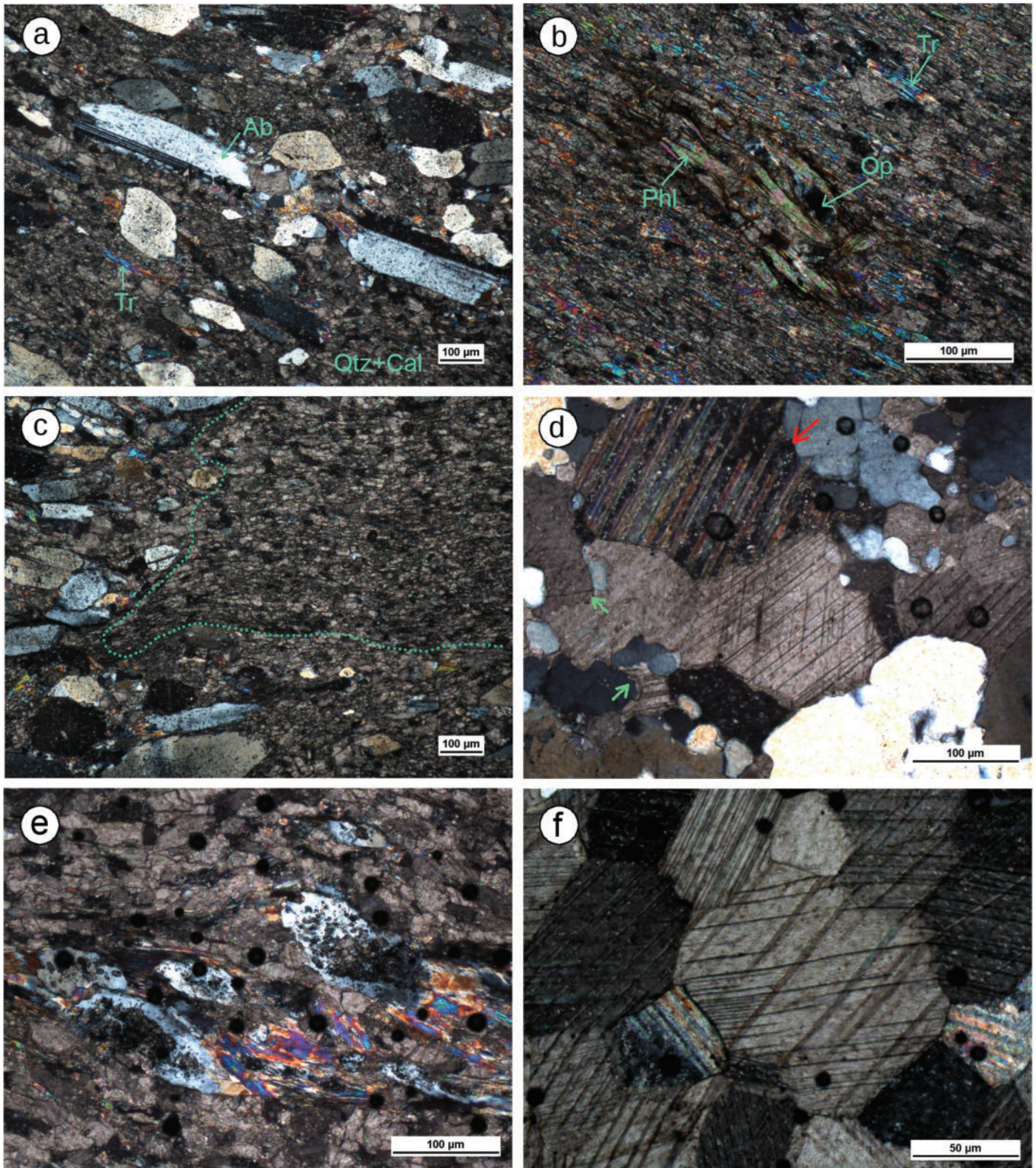


Figura 5. Fotomicrografías en nicols cruzados de calcoesquistos y mármoles de la Formación Polanco: **a)** Vista general de un calcoesquist, donde se señala la mineralogía del mismo, nótese el importante tamaño relativo de los cristales de albita con respecto a la matriz y sus maclas; **b)** Agregado de cristales de flogopita y opacos, nótese como los cristales de flogopita poseen un mayor tamaño con respecto a los cristales de tremolita; **c)** Dominios composicionales marcados principalmente por la presencia o no de albita, el límite entre ambos se señala en línea punteada; **d)** Agregado inequigranular de cuarzo y calcita donde se señala con flechas verdes bordes lobulados cuarzo/calcita y calcita/calcita, con flecha roja se señalan maclas en calcita que tienden a desaparecer hacia el borde del cristal; **e)** Cristales de albita con sombras de presión tipo σ , dichas sombras están formadas por tremolita y el conjunto presenta una geometría escalonada. Nótese la importante corrosión de los cristales de albita; **f)** Calcitas en mármol presentando maclas finas y gruesas, torcidas y compartidas por distintos cristales. También se observaron granos sin maclar

estructuras de deformación, a saber: Pliegues centimétricos tipo chevron, pliegues disármonicos, distintos tipos de *boudinage* (*pinch-and-swell*, boudines rectangulares, lenticulates, Figura 4f), venillas sigmoides, etc. La ocurrencia de estructuras primarias relictuales asociadas al bandeado es ocasional, siendo las principales estructuras reconocidas *hummockys*, laminaciones cruzadas y estromatolitos (Figura 4e). Dichas estructuras indican polaridades tanto normales como inversas en la unidad.

Microtectónica

La mayoría de las maclas reconocidas en los carbonatos son maclas de deformación. En los mármoles y en los calcoesquistos las maclas son predominantemente del Tipo I de la clasificación de Burkhard *et al.*, (1993). En los dominios granoblásticos de los calcoesquistos se observaron maclas tipo I y II de Burkhard, así como varios sistemas de maclado en un mismo cristal, maclas compartidas por varios cristales (Figura 5f), maclas torcidas, maclas en chevron, etc. Así mismo se constata importante ocurrencia de granos sin maclado (Figura 5f).

Evidencias de migración de borde de grano fueron reconocidas en cristales de calcita, como por ejemplo bordes aserrados o lobulados entre cristales o maclas, maclas gruesas que no alcanzan los bordes de los cristales, y bordes lobulados e inclusiones entre cuarzo y carbonato (Figura 5d) o el efecto de *pinning* ejercido por cristales de tremolita sobre la calcita. El carácter inequigranular de las calcitas sugiere la actuación de la rotación de subgranos como mecanismo de recrystalización. Además, se reconocieron subgranos en cristales de cuarzo y calcita, la visualización de estos últimos es mejorada por la inflexión en las maclas que genera su presencia (Figura 5d). Sombras de presión se desarrollan asociadas a los cristales de albita y a los opacos (Figura 5e). Las mismas se encuentran rellenas por tremolita, flogopita, calcita y cuarzo en proporciones variables, pudiendo dominar uno de estos minerales según el caso, aunque la tremolita suele ser el principal mineral la mayoría de las ocasiones.

Agregados de cuarzo suelen generar ribbons y boudins. Los mismos presentan dentro de ellos textura granoblástica, generalmente poligonal. Signos de recuperación fueron detectados entre cristales de calcita, por ejemplo, juntas triples entre cristales y cristales

pequeños entre cristales grandes, todos con bordes rectos, sugiriendo *grain boundary area reduction*. Rocas con cataclasis superpuesta fueron reconocidas en petrografía, en las mismas se reconocen fragmentos de diferentes texturas superpuestos, así como venillas de cuarzo y texturas de grano muy fino.

Además de las antes reseñadas estructuras se reconocieron venillas sigmoides escalonadas o solitarias, rellenas tanto de cuarzo como de calcita, venillas con bordes rectos, secantes a la foliación, pudiendo estas ser tanto de cuarzo como de calcita. Pequeñas fajas miloníticas con importante disminución del tamaño de grano. Estas últimas suelen aprovechar planos de foliación.

Discusión

Grado metamórfico

La albita en la proporción y tamaño en la cual se presenta en estas rocas es poco usual en los sistemas carbonáticos puros e impuros (Ferry, 1983; Bucher & Grapes 2011). Esto indica que, los niveles que la contienen posiblemente posean una composición más similar al sistema KNCMAS-HC (metamarga) que al sistema CMS-HC (metacarbonato, Bucher & Grapes 2011). La albita es estable desde presiones y temperaturas diagenéticas hasta la transición con el facies anfibolita (500-550 °C). En el sistema KNCMAS-HC la albita es señalada como: a) parte de la asociación del protolito y estable durante el metamorfismo hasta el inicio del facies anfibolita (Ferry, 1983; Bucher & Grapes 2011); b) como generada por cristalización metamórfica a partir de micas, o c) originada a partir de albitización de plagioclasas del protolito a través de la reacción del cuarzo, la plagioclasa y la calcita en presencia de exceso de cuarzo, calcita y fluido en el metamorfismo progrado de metamargas (reacción C, Tabla 1). La presencia de maclado en los cristales y el carácter automorfo de los mismos sugiere más bien un origen como plagioclasas detríticas (quizás volcanoclásticas), las cuales habrían sufrido albitización y eventualmente algunos recrecimientos o reacciones que determinarían los bordes irregulares de algunos ejemplares a través de la reacción descrita en (c).

La flogopita aparece en las rocas carbonáticas impuras alrededor de los 425 °C en gradientes progradados

| Reactivos | | Productos | |
|-----------|----------------------------------|-----------|---|
| A | 5 Dol + 8 Qtz + H ₂ O | → | Tr + 3 Cal + 7CO ₂ |
| B | 3 Dol + Kfs + H ₂ O | → | Phl + 2 Cal + 3 CO ₂ |
| C | 3 Pg + 6 Qtz + 4 Cal | → | 3 Ab + 2 Czo + 2 H ₂ O + 4 CO ₂ |

Tabla 1. posibles reacciones involucradas en la generación de la asociación mineral observada en la Formación Polanco, tomadas de Buche & Grapes (2011).

(350 MPa) en el sistema KNCMAS-HC (metamarga), siendo la misma muy estable en el metamorfismo progrado. Este mineral en asociación con la albita reafirma la idea de que los calcoesquistos poseen una composición asimilable al sistema KNCMAS-HC (metamarga).

La aparición de la tremolita es reseñada a distintas temperaturas en función de la presión, pero temperaturas del entorno de los 450 °C, son señaladas como una temperatura general en rocas carbonáticas a partir de la cual aparece abruptamente la tremolita en un gradiente progrado (*Tremolite-in*, reacción A, [Tabla 1](#)), correspondiente a condiciones del facies esquisto verde superior. La no aparición de diópsido en estas rocas es indicativa de que la asociación mineral actualmente observada no alcanzó los 600-650 °C y los 700 MPa, intervalo de aparición de el mismo en gradientes barrobianos ([Bucher & Grapes 2011](#)).

La asociación Qtz+Cal es muy estable en condiciones progradas ya que dichos minerales no son reactivos entre sí sin la presencia de otros componentes como K, Al o Mg. Esta asociación puede ser herencia del protolito o producto del metamorfismo. En este último caso, y según las reacciones propuestas por [Bucher & Grapes \(2011\)](#), el componente dolomítico de los carbonatos del protolito reacciona con el cuarzo, para formar silicatos de magnesio, dejando como producto calcita y como reactivo en exceso cuarzo. La presencia de este tipo de silicatos en los calcoesquistos de la unidad es indicativa entonces de que el cuarzo y la calcita presentes son derivados de reacciones metamórficas, habiendo sido el reactivo limitante para la formación de silicatos magnesianos, el componente dolomítico del protolito. En el caso de los mármoles más puros no se puede descartar que buena parte del cuarzo y la calcita pertenezcan a la asociación sedimentaria original, dado que el desarrollo de minerales metamórficos en estas tocas es escaso o nulo.

Es importante también considerar en las posibles reacciones el componente potásico y sódico, presentes en la flogopita y la albita respectivamente. El componente potásico del sistema podría derivar de minerales arcillosos o feldespatos potásicos autigénicos en el protolito (reacción B, [Tabla 1](#)). La eventual escasez relativa de estos últimos habría determinado que el potasio funcionase como reactivo limitante en la formación de la flogopita. La presencia del componente sódico, así como el origen de la albita es más difícil de elucidar para estas rocas, pero dicho componente podría derivar de los fluidos del protolito, por ejemplo, agua de mar.

Las condiciones de presión son difíciles de estimar, pero las texturas y estructuras de las rocas (foliación, sombras de presión, orientación preferencial de granos, entre otras) son indicativas de que las mismas sufrieron metamorfismo regional orogénico, por lo que los gradientes de presión de metamorfismo de contacto (presiones menores a 200 MPa) pueden ser descartados en la estimación de las condiciones metamórficas.

Al no haber ningún indicador de alta presión en

las rocas, puede tomarse como máximo de presión el gradiente barrobian (aproximadamente 500 a 600 MPa en esquistos verde superior). Sin embargo, la presencia ocasional de estructuras primarias en la secuencia podría indicar que la misma no alcanzó condiciones de presión barrobianas, hecho que dificultaría la preservación de las mismas.

La ocurrencia de migración de borde de grano es indicativa de que la recrystalización de la calcita operó por encima de los 400 °C ([Passchier & Trow 2005](#)). Mientras que, la ausencia de evidencias de migración de borde de grano en el cuarzo acotaría la temperatura de deformación por debajo de los 500 °C ([Hirth & Tullis 1992](#)). En cuanto al maclado se constata que el amplio porcentaje de los cristales de calcita poseen maclas tipo I o II de Buckhard o no poseen maclado. Este maclado no es consistente con las temperaturas que indican los minerales presentes en la roca ($T > 425-450$ °C) y la migración de borde de grano ($T > 400$ °C). [Burkhard et al., \(1993\)](#), muestra que el maclado contribuye de manera significativa a la deformación de la roca, hasta el facies esquisto verde medio (≈ 400 °C), pese a su efecto de *strain hardening*. Esto indica que el maclado no estaba operando como un mecanismo importante en la deformación total de la roca durante el pico metamórfico y que la mayoría de las maclas observadas son de naturaleza tardía en relación a la textura general.

En base a los diferentes minerales reconocidos y sus temperaturas de aparición reseñadas en la literatura, así como de las microestructuras y sus rangos de actividad térmica, se graficaron las posibles condiciones de metamorfismo para la unidad, ([Figura 6](#)), coincidentes con las del facies esquisto verde superior, hecho que es contrastante con lo hasta ahora propuesto por varios autores (que consideraban a la unidad sin metamorfismo o metamorfismo de muy bajo grado, [Cabrera et al., 2014](#), [Díaz et al., 1990](#), [Preciozzi et al., 1985](#), entre otros).

Bandeado, foliación y deformación de la unidad

El mayor o menor desarrollo de minerales metamórficos según la banda considerada da cuenta de que el bandeo corresponde a una variación composicional herencia del protolito de las rocas. A escala de afloramiento, al igual que a nivel microscópico, fue posible distinguir que el bandeo (S_b), de manera general, es paralelo a la foliación (S_{b+1}). Dichas superficies se intersectan cuando se observan pliegues de naturaleza intrafoliar. Estas características, sumadas a la preservación ocasional de estructuras primarias como los estromatolitos y las diferencias composicionales entre bandas confirmadas en petrografía, permiten afirmar que el origen del bandeo corresponde a la estratificación. La ocurrencia conspicua de pliegues intrafoliares isoclinales afectando a S_b , con plano axial paralelo a S_{b+1} , el reconocimiento de estructuras primarias en el bandeo que indican polaridades tanto inversas como normales, la pérdida de continuidad lateral

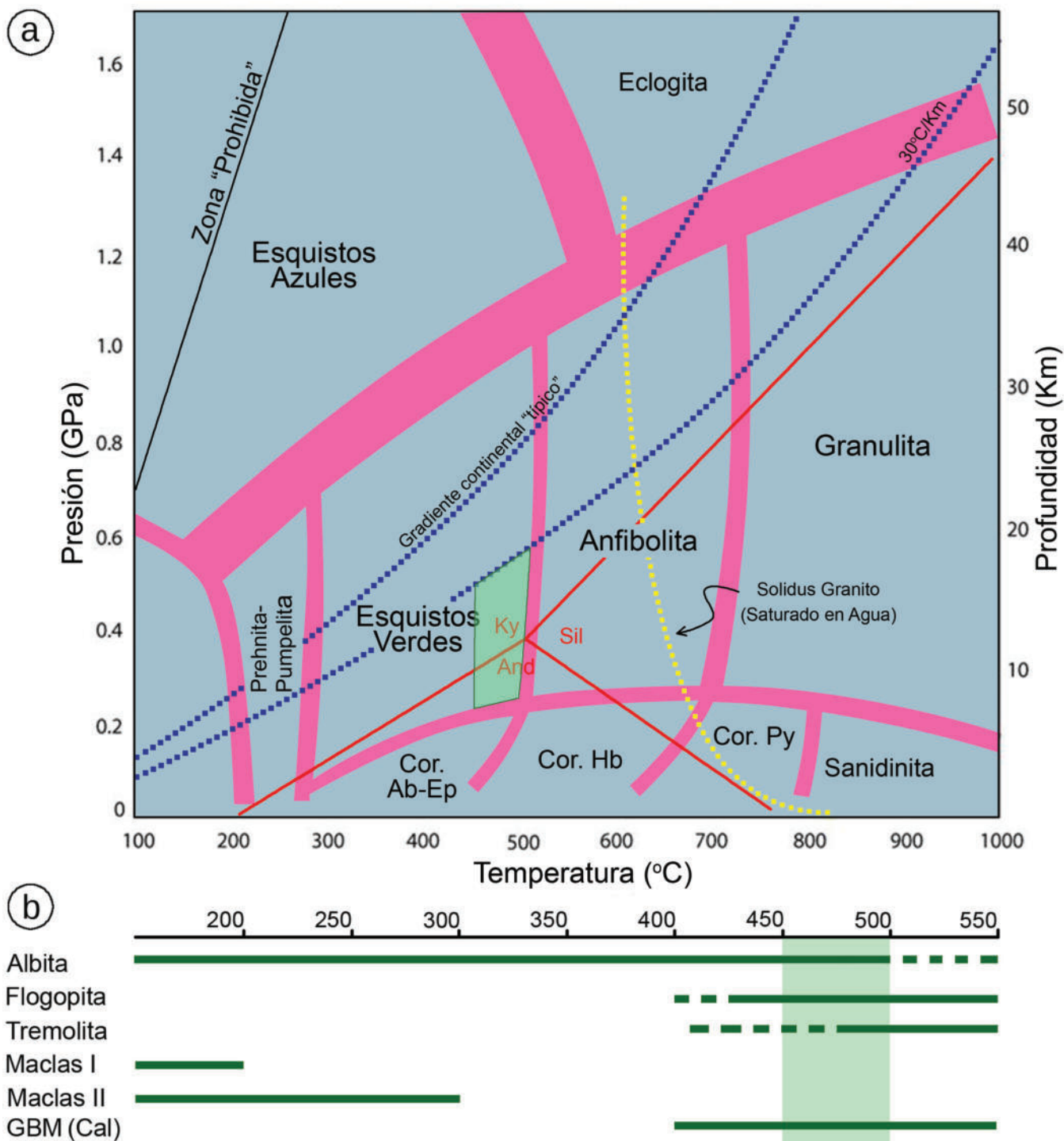


Figura 6. a) Diagrama Presión-Temperatura-Profundidad. En verde se señalan las condiciones estimadas de metamorfismo para la unidad en base a las distintas observaciones realizadas en el presente trabajo, dichas condiciones delimitan un campo en la facies esquistos verde superior; **b)** Principales minerales y microestructuras utilizadas como paleotermómetros para la estimación de las condiciones metamórficas de la unidad. En verde claro se señala el rango térmico estimado para el metamorfismo de la unidad. Modificado de Winter (2010)

de esas bandas y sus diversos grados de distorsión por la foliación, señalan la repetición de la secuencia, así como la transposición parcial de la estratificación original, características estructurales que impiden reconstrucciones estratigráficas certeras. Las características señaladas además permiten entender a la superficie de referencia general de la unidad, formada por la concordancia de S_b y S_{b+1} , como la foliación primaria (S_1), formada a expensas de la estratificación original (S_0) repetida y parcialmente

transpuesta. Así mismo no se reconoció en el área discontinuidades o variaciones en las rocas carbonáticas que justifiquen la separación de unidades estratigráficas diferenciadas.

La superficie S_1 es afectada a escala de afloramiento por pliegues de abiertos a cerrados, generándose un patrón de interferencia con los pliegues intrafoliares de esta. Estos pliegues abiertos presentan planos axiales aproximadamente verticales y ejes levemente buzantes.

La actitud de S_1 con tendencia a los ángulos bajos, sumado a la existencia de pliegues recumbentes como los señalados por [Cabrera et al., \(2014\)](#) o los del presente trabajo sugieren la existencia de una estructura de bajo ángulo, siendo difícil determinar su naturaleza y actitud exacta con los datos disponibles. Al graficarse la actitud de la S_1 se observan principalmente patrones de pliegues abiertos con planos axiales N70°/80°SE. El boudinage estaría asociado al desarrollo de la estructura general de S_1 , dado que muchos boudins se muestran rotados, plegados o envueltos por la foliación. Estas estructuras son indicativas de componentes de cizalla pura y simple en la deformación. Estructuras tales como venillas sigmoides escalonadas, venillas rectas y chevrones se entienden como tardías en el progreso de la deformación, dado que las mismas afectan a S_1 .

Metamorfismo de contacto

Las relaciones de contacto de la unidad con los cuerpos graníticos muestran características principalmente frágiles, apreciándose contactos netos de las intrusiones en fotointerpretación, y geometrías redondeadas de estos plutones, los cuales recortan el bandeado de la unidad. [Cabrera et al., \(2014\)](#), indica que las rocas no sufren cambios en su actitud en las inmediaciones del granito Lavaderos. Esto también es constatable en las canteras de la localidad de Polanco, donde los mármoles no desarrollan esquistosidades secundarias asociadas al granito ([Kornprobst 1996; Brun & Pons 1981](#)) ni variaciones estructurales con respecto a la actitud general de la unidad ([Bossi & Navarro 1989, Masquelin et al., 2017](#)) pese a la cercanía de la intrusión, la cual tampoco desarrolla planaridades importantes ([Gallardo, 2015](#)) ni otros signos de intrusión en condiciones dinámicas.

También se observaron en campo una serie de diques graníticos que recortan el bandeado de la unidad, en relación frágil con ella. Estos diques son asignados al Complejo Granítico Polanco en base a sus características geoquímicas ([Silva Lara et al., 2018](#)). Las relaciones de contacto frágiles podrían entenderse como devenidas de la intrusión brusca de los cuerpos graníticos en la roca caja plástica o de que los mármoles ya se encontraban en condiciones más superficiales y bajo un régimen más bien frágil.

El desarrollo de las aureolas de contacto que llegan a formar tremolita como principal mineral es coherente con una roca caja más bien fría y con las temperaturas esperables para la intrusión de un magma granodiorítico promedio, según lo modelizado por [Jeager \(1964\)](#). Si la intrusión de este magma granítico hubiera sido a mayores temperaturas sería esperable el desarrollo de otros minerales, como diópsido, el cual no se constata ni en este ni en trabajos anteriores. Así mismo si los cuerpos graníticos hubieran recortado una roca caja a mayor temperatura que la de la formación de la tremolita en un gradiente de

contacto (410 °C), y por lo tanto en condiciones plásticas para el caso de los mármoles, las aureolas deberían tener un desarrollo escaso o nulo, y presentar deformación dúctil. Por lo tanto, en el presente trabajo se descarta la idea de un sistema intrusión dúctil-encajante dúctil. Esto último es reforzado por los estudios químicos realizados por [Gallardo \(2015\)](#), apuntando hacia un carácter tardío a post-tectónico de los intrusivos. Estas relaciones de la unidad con los granitos son indicativas de que el área de estudio se encontraba operando como un dominio de baja deformación durante la Orogénesis Brasileña al momento de la intrusión de los granitos, situando a la unidad estratigráficamente por debajo de estos y acotando el metamorfismo y deformación dúctil de la unidad a menos de 610 Ma, edad más antigua obtenida para los granitos que la recortan (granito Lavaderos, [Cabrera et al., 2014](#)). La estructura aparentemente más deformada de la unidad al norte del granito Polanco, señalada por [Preciozzi & Fay \(1988\)](#) y [Núñez Demarco \(2014\)](#) como causada por efecto de la intrusión, es aquí entendida como subjetiva, en base a lo discutido anteriormente, y dado que la estructura de la unidad es igualmente compleja en otras zonas, como la zona del presente trabajo, e incluso es más simple en las inmediaciones de otros cuerpos graníticos, como el granito Lavaderos, ([Cabrera et al., 2014](#)).

En base a lo discutido se llega al siguiente modelo evolutivo:

- A) Generación de la estructura de bajo ángulo. Repetición y transposición parcial de la secuencia sedimentaria original, a causa del desarrollo de la foliación (S_1), con formación de pliegues intrafoliares.
- B) Desarrollo de pliegues tardíos sobre S_1 , retrabajo frágil de la trama con desarrollo de maclas de baja temperatura, zonas miloníticas y venillas extensionales.
- C) Exhumación de la unidad hasta condiciones de comportamiento frágil e intrusión de los cuerpos graníticos con el consecuente desarrollo de una aureola de contacto.
- D) Exhumación, fallamiento frágil de la región y magmatismo filoniano ácido y básico durante el brasiliano y mesozoico ([Núñez Demarco et al., 2018a](#)).

Conclusión

La asociación mineral general determinada para los calcoesquistos fue $Ab+Phl+Tr+Cal+Qtz\pm Op$ y para los mármoles $Cal\pm Qz\pm Op$. En base a la asociación mineral de los calcoesquistos fue posible determinar que la unidad

se encuentra en facies esquistos verde superior, entre 450 y 500 °C. Existen microestructuras coherentes con estos rangos de temperatura comprendiendo a estos minerales, tales como la foliación, las sombras de presión y el GBM de la calcita. Otras microestructuras son indicativas de un retrabajo frío de la trama, sin generación de minerales asociados a este retrabajo, como maclas tipo I y II, zonas de conminución de tamaño de grano y venillas extensionales. Las presiones estimadas son entre los 200 y 600 MPa (o entre 7 y 18 km de profundidad en un gradiente litostático normal)

Los granitos recortan a la unidad en una relación intrusión dúctil-encajante frágil. La aureola de contacto generada por las intrusiones es menor a un kilómetro de ancho y en base a sus características es indicativa de que la roca caja (los mármoles) se encontraban fríos en relación con los granitos al momento de la intrusión. Los granitos acotan el metamorfismo y la deformación dúctil de la unidad por debajo de los 610 Ma, indicando además que la misma se encontraba operando como un dominio de baja deformación durante la orogénesis brasiliana al momento de la intrusión de los mismos.

El origen del bandeo de la unidad es la estratificación, estando la misma parcialmente transpuesta y repetida conformando una S_1 . Esta repetición y transposición impiden reconstrucciones estratigráficas certeras.

Los buzamientos del bandeo de la unidad poseen ángulos bajos a intermedios (15° a 55°) y rumbos de tendencia E-O a N70°. Tendiendo a ser más conspicuos los buzamientos hacia el Sur. Esta característica denota la existencia de una estructura de bajo ángulo difícil de caracterizar en su geometría y actitud exactas con los datos disponibles. La unidad posee dos estilos principales de plegamiento superpuestos: uno isoclinal de naturaleza intrafoliar y recumbente, con planos axiales paralelos a S_1 y otro en pliegues tardíos abiertos con planos axiales N70/80°SE en interferencia con los primeros.

Referencias

- Bossi, J. & Navarro, R. (1989). *Geología del Uruguay* (3° edición). UdelaR - Depto. De Publicaciones, Montevideo, 2 tomos, pp. 1-966
- Bucher, K., & Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer, 428pp.
- Burkhard, M. (1993). Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journal of Structural Geology*, 15(3–5), 351-368.
- Brun, J. P. & Pons, J. 1981. Strain patterns of pluton emplacement in crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, southern Spain. *Journal of Structural Geology* (3), 219-229.
- Cabrera, J., Gaucher, C., Frei, R., Sial, A.N., Ferreira, V.P., (2014). Formación Manguera Azul. En: Bossi, J., Gaucher, C. (Eds), *Geología del Uruguay*, Tomo 1: Predevónico, pp. 191-208, Montevideo.
- Caorsi, J.H. & Goñi, J.C. (1958). *Geología Uruguaya*. Boletín Instituto Geológico del Uruguay, 37: 1-41, 1 mapa. Montevideo.
- Díaz, J., Albanell, A., Bossi, J. (1990). Memoria explicativa del Fotoplano Cerro Partido. Fac. Agron., UdelaR.
- Ferry, M (1983) Mineral reactions and element migration during metamorphism of calcareous sediments from the Vassalboro Formation, south-central Maine. *American Mineralogist*, (68):334–54.
- Fragoso Cesar, A.R. (1980). O cratón do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. En: *Anais 31 Congresso Brasileiro de Geologia*, vol. 5. Camboriú, pp. 2879–2891
- Fragoso Cesar A.R.S., Machado, R., Gómez Rifas, C. (1987). Observações sobre o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlações com o Escudo do Rio Grande do Sul. En: 3° Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, *Anais*. Curitiba, Short Papers, (2): 791-809.
- Gallardo, P. (2015). Estudio geoquímico del Complejo Polanco (Lavalleja, Uruguay). Trabajo final de grado. Facultad de Ciencias, UdelaR. Pp. 111.
- Gaucher, C., Frei, R., Sial, A.N., Castiglioni, E., Ferreira, V.P. 2014. Grupo Cebollati. En: Bossi, J., Gaucher, C. (Editores), *Geología del Uruguay - Tomo 1: Predevónico*, págs. 155 - 169, Montevideo
- Goñi, J. & Hoffstetter, R. (1964). Uruguay. *Lexique Stratigraphique International*, vol. V, Amérique Latine. Fasc. 9, CNRS.
- Hartmann, L.A., Campal J, Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Bossi, J., Schipilov, A. & Lafon, J.M. (2001). Archean crust in the Rio de la Plata Craton, Uruguay – SHRIMP U-Pb zircon reconnaissance geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 557-570.
- Hirth, G., & Tullis, J. (1992). Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14(2), 145-159.
- Jeager, J.C. (1964). Thermal effects of intrusions. *Reviews of geophysics*. Vol. 2, No 3.
- Kornprobst, J. (1996). *Manual de petrografía metamórfica y su contexto geodinámico*. Masson Ed. Paris. 217 pp.
- Masquelin H., Silva Lara H., Sánchez Bettucci L., Núñez Demarco P., Pascual S., Muzio R., Peel E., Scaglia F. (2017). Lithologies, structure and basement-cover relationships in the schist belt of the Dom Feliciano Belt in Uruguay. *Brazilian Journal of Geology*, 47(1): 21-42
- Núñez Demarco, P. (2014). Caracterización geológica de la porción Sur de la Formación Barriga Negra y las relaciones con su basamento. Trabajo Final de Grado, Facultad de Ciencias, UdelaR. Pp. 171

- Núñez Demarco, P., Masquelin, H., Peel, E., Sánchez Bettucci, L (2018a) Stratigraphy and tectonic setting of the Barriga Negra Formation in Uruguay: an update- Brazilian Journal of Geology- en prensa
- Núñez Demarco, P., Masquelin, H., Sánchez Bettucci, L (2018b). Historia de la Geología Precámbrica de Uruguay: Revisión de las divisiones estructurales, tecto-estratigráficas sus límites y nomenclaturas- - Revista Investigaciones (DINAMIGE). 1(2):1-16
- Oyhantçabal P, Sánchez Bettucci L, Pecoits E, Aubert N, Peel E, Preciozzi F, Basei MAS (2005) Nueva propuesta estratigráfica para las supracorticales del Cinturón Dom Feliciano (Proterozoico, Uruguay). XII Congreso Latino Americano de Geología, Quito (CD-ROM).
- Oyhantçabal, P., Oriolo, S., Philipp, R., Wemmer, K., Siegesmund S. (2018). The Nico Pérez Terrane of Uruguay and Southeastern Brazil. In Geology of Southwest Gondwana, S. Siegesmund, M.A.S. Basei, P. Oyhantçabal, S. Oriolo (Eds.) (2018), (688 pp.)
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. (2005). Microtectonics, Springer (289 pp.)
- Preciozzi F, Spoturno J, Heinzen W & Rossi P (1985). Memoria Explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a la escala 1:500.000. DINAMIGE– M.I.E.M. Montevideo, 90 pp., 2 figs., 1 mapa.
- Preciozzi, F., Fay, A. 1988. Carta Geológica del Uruguay escala 1:100.000 Hoja E-21 José Pedro Varela, DINAMIGE - UdelaR, Convenio Facultad de Agronomía, Facultad de Ciencias, Dirección Nacional de Minería y Geología, Uruguay.
- Sánchez Bettucci, L., Peel, E., Masquelin, H., (2010). The Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay. International Geology Review, 52(1): 51-78.
- Silva Lara H., Pascual, S., Masquelin H. (2016). Consideraciones sobre el metamorfismo y la microtectónica de los mármoles de Polanco. In: 8º Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo. Resúmenes expandidos (CD-Rom). ISBN: 978-9974-8434-5-5
- Silva Lara H., Pascual, S., Masquelin H. (2018). Metamorphic grade characterization of Polanco marbles, Uruguay. In: Anais 49º Congresso Brasileiro de Geologia. ISBN: 978-85-99198-20-9
- Silva Lara, H., Masquelin, H. (2018). Geochemistry and Structure of felsic dykes, Polanco, Uruguay: Correlations and implications. In Actas 49 Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. ISBN: 978-85-99198-20-9
- Walther, K. (1927). Consideraciones sobre los restos de un elemento estructural, aún desconocido del Uruguay y el Brasil más meridional. Instituto de Geología y Perforaciones. Boletín 10: 1-381, Montevideo.