



GEOLOGÍA DEL FOTOPLANO MAL ABRIGO

Curbelo López, A^{1,2}; Arduin Rode, F^{1,2}; Silva Lara, H¹; Pereyra Ortiz, N¹; Pedro Maltese, A¹; Viera Honegger, B¹; Spoturno Pioppo, J¹

1 Instituto de Ciencias Geológicas - Facultad de Ciencias (UdelaR), Iguá 4225, 11400 Montevideo - Uruguay
2 Dirección Nacional de Minería y Geología, Hervidero 28611, 11800 Montevideo - Uruguay

Resumen

OPEN ACCESS

Edited by:
Lic. Néstor Campal
DINAMIGE
Uruguay

Reviewed by:
Leda Sánchez Bettucci
Facultad de Ciencias-UdelaR
DINAMIGE
Uruguay

Corresponding author:
Anahi Curbelo
acurbelo@fcien.edu.uy

Received: 18 Nov 2019
Accepted: 17 Dec 2019
Published: 30 Dec 2019

Citation:
Curbelo López, A; Arduin Rode, F; Silva Lara, H; Pereyra Ortiz, N; Pedro Maltese, A; Viera Honegger, B; Spoturno Pioppo, J. (2019) Geología del Fotoplano Mal Abrigo. Revista Investigaciones, Montevideo, 2(2):15-40

La Hoja M-25 corresponde al fotoplano Mal Abrigo. Se ubica en el límite geográfico de los departamentos Colonia y San José de la República Oriental del Uruguay cuyas coordenadas geográficas según el elipsoide WGS84 son (34°1'12.15''S, 57°14'25.58''O); (34°1'12.15''S, 56°52'49.60''O); (34°12'0.47''S, 57°14'25.58''O); (34°12'0.47''S, 56°52'49.60''O).

En el área de trabajo es posible identificar buena parte de los cuerpos geológicos que caracterizan la geología del Terreno Piedra Alta (TPA): rocas volcano-sedimentarias de metamorfismo bajo a medio pertenecientes al cinturón metamórfico San José (esquistos, gneisses y anfibolitas) e intrusiones magmáticas sin a post-tectónicas. Por otro lado, se encuentra una gran densidad de diques y filones dioríticos que acompañan la estructuración regional SO-NE. Dichos diques conforman un haz de extensión regional conocido como el Haz de Diques de Florida.

Considerando datos de foliación y bandeado en los gneisses y anfibolitas es posible realizar un análisis respecto a la evolución de la deformación dúctil en el área. Así como también, las medidas de las principales familias de fracturas permiten elaborar una evaluación respecto a la deformación frágil.

Palabras clave: Cratón del Río de la Plata, Terreno Piedra Alta, Cinturón San José, Carta Geológica.

1. Introducción

Este trabajo forma parte del proyecto Mapas Geológicos Departamentales a Escala 1/100.000 que se lleva a cabo en el marco del convenio entre Facultad de Ciencias - Instituto de Ciencias Geológicas y la Dirección Nacional de Minería y Geología - División Geología (MIEM). En esta oportunidad y a partir de la compilación de mapeos a Escala 1/20.000 efectuados en la asignatura Cartografía Geológica, de la revisión de antecedentes y nuevas salidas de campo; se llevó a cabo en la Hoja Mal Abrigo, el mapeo completo de la misma, tendiente a aportar información geológica a la cartografía final del departamento de Colonia.

El fotoplano Mal Abrigo se encuentra ubicado en la región Sur del Terreno Piedra Alta (TPA, Bossi et al., 1993) que forma parte del Cratón del Río de la Plata (Almeida, 1973). El TPA se encuentra limitado al Este por la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, hacia el Norte y Oeste presenta cobertura de sedimentos fanerozoicos, y hacia el Sur presenta costa hacia el Río de la Plata. La estructuración regional de este terreno es OSO-ENE (Bossi et al., 1993; Oyhantçabal et al., 2011, 2018).

EL TPA (Figura 1) consiste en cinturones volcano-sedimentarios metamorfizados en grado bajo a medio, separados por extensas áreas de rocas gnéissicas y migmatíticas (Faja Florida según Bossi et al., 1993). Todo el terreno se encuentra intruído por un voluminoso magmatismo calcoalcalino. Los principales cinturones volcano-sedimentarios reconocidos en el TPA son el Cinturón San José al Sur, conformado por las formaciones Montevideo (grado medio) y Paso Severino (grado bajo); y el Cinturón Arroyo Grande al Norte (grado bajo a medio) (Ferrando & Fernández, 1971; Fernández & Preciozzi, 1974; Preciozzi et al., 1985; Bossi et al., 1993b; Preciozzi, 1993; Oyhantçabal et al., 2011, 2018). Un haz de filones básicos (tholeíticos de alto y bajo Ti) conocido como haz de diques de Florida recorta todo el terreno. Dicho haz presenta un rumbo general N60-70, representando el último evento tectónico del TPA en el Paleoproterozoico (Bossi et al., 1993; Teixeira et al., 1999, 2013; Halls et al., 2001; Morales Demarco et al., 2011; Oyhantçabal et al., 2011).

El rango de edades del Terreno Piedra Alta es acotado, encontrándose restringido al Paleoproterozoico (2100-1700 Ma; ver Tabla 1).

La hoja Mal Abrigo fue estudiada entre las décadas del 80's y 90's por la Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE) en el marco de diversos programas de prospección de minerales metálicos. Estos programas apuntaron principalmente a cuerpos geológicos máficos como Cerros Negros y el gabro de Mahoma. Recopilando los diversos trabajos (Arrighetti-Fay 1982; Preciozzi et al., 1985, Segal & Villar 1989; Villar & Segal 1990), se obtiene una base de antecedentes importante con descripciones de unidades geológicas, cartografía y análisis geoquímicos. Entre todas estas cabe destacar además el trabajo de Coronel et al., (1990) quienes realizaron una interpretación regional desde Ismael Cortinas hasta Mal Abrigo, abarcando gran parte del área.

En el año 2004, se publicó el Mapa Geológico y la Memoria Explicativa del departamento de San José a

escala 1:100.000 (Spoturno et al., 2004). Posteriormente, durante el 2018, en el marco de la materia Cartografía Geológica dictada por el Instituto de Ciencias Geológicas (Facultad de Ciencias - UdelaR) para la Licenciatura en Geología, fueron realizadas tres cartas geológicas a escala 1:20.000 dentro del fotoplano.

En base a todos estos antecedentes, al relevamiento geofísico aeroportado del territorio nacional del Uruguay y al relevamiento realizado en este trabajo, se generó una nueva carta geológica para el fotoplano Mal Abrigo a escala 1:100.000, profundizando en la región al Oeste de la ruta nacional N°23. Resultados preliminares fueron presentados por Arduin Rode et al., (2019).

2. Geología descriptiva

A continuación se describen las diferentes litologías identificadas en el área. Algunas de ellas ya han sido definidas anteriormente, por lo que en el presente trabajo se citan los nombres de las unidades formales correspondientes.

2.1. Rocas metamórficas de grado medio

Las litologías que se describen a continuación fueron identificadas por Arrighetti & Fay (1981), en el esbozo geológico correspondiente al Fotoplano Mal Abrigo, agrupándolas dentro de una única unidad denominada Complejo Basal. Según este autor, el Complejo Basal incluye una gran variedad de rocas metamórficas de grado metamórfico intermedio a profundo como leptinitas, gneises, anfíbolitas y migmatitas.

2.1.1 Gneises y Anfíbolitas

Aflora en gran parte al Oeste del fotoplano. La expresión superficial de esta unidad es escasa, aflorando en lomadas o en laderas formando pequeños bloques, directamente en planta sobre el suelo o en canteras y cortes de caminos.

Está constituida por gneises leucócratas de grano medio a grueso con foliación penetrativa, desde anastomosada a paralela determinada por escasa biotita (Figura 2B). Intercaladas con estos, se encuentran anfíbolitas de grano fino a medio de colores gris oscuro, verde oscuro y negro (Figura 2A). La intercalación puede ser desde centimétrica (generando un bandeado) hasta métrica. Cuando se encuentran alteradas, las anfíbolitas presentan tonalidades verdosas o anaranjadas, mientras que los gneises muestran coloraciones amarillentas. Hacia el Sur-Este de la unidad afloran mayormente anfíbolitas.

Existe una importante evidencia de deformación dúctil y frágil caracterizada por pliegues y fallas de pequeño porte que desplazan las bandas. También se distinguen estructuras de boudinage debido al contraste de competencias entre los ortogneises y anfíbolitas (Figura 2C). Toda la unidad se encuentra recortada por pegmatitas y aplitas de tamaño variable. Localmente se identifican intrusiones de venas graníticas concordantes al bandeado. La ocurrencia de rocas ricas en epidoto, tremolita y actinolita cerca de los contactos con las rocas magmáticas

Unidad	Litología	Edad (Ma)	Método	Referencias
San José	Gneiss	2202 ± 8		Peel & Preciozzi (2006)
Montevideo	Ortogneiss	2165 ± 38		Santos <i>et al.</i> , (2003)
Montevideo	Granito porfirítico	2158 ± 24	U/Pb	Peel & Preciozzi (2006)
Paso Severino	Metadacita	2146 ± 7	U/Pb SHRIMP	Santos <i>et al.</i> , (2003)
Piedra Alta	Granodiorita	2110 ± 4	U/Pb LA-ICPMS	Basei <i>et al.</i> , (2016)
Boca del Rosario	Migmatita/melanosoma	2099 ± 4	U/Pb	Basei <i>et al.</i> , (2016)
	Migmatita/leucosoma	2056 ± 28	U/Pb	Basei <i>et al.</i> , (2016)
Pajas Blancas	Ortogneiss	2170 ± 10	U/Pb LA-ICPMS	Basei <i>et al.</i> , (2016)
Granitos y gabros post-orogénicos	Empalme Olmos	2086 ± 20	U/Pb LA-ICPMS	Basei <i>et al.</i> , (2016)
Gabro Rospide		2086 ± 7	U/Pb SHRIMP	Hartmann <i>et al.</i> , (2008)
		2076 ± 6	U/Pb SHRIMP	Peel & Preciozzi (2006)
Zona de Cizalla Colonia	Milonita granítica (edad del protolito)	2078 ± 9	U/Pb LA-ICPMS	Ribotet <i>et al.</i> , (2005)
Granito Isla Mala		2074 ± 6	U/Pb SHRIMP	Hartmann <i>et al.</i> , (2000)
		2065 ± 9	U/Pb SHRIMP	Hartmann <i>et al.</i> , (2000)
		2131 ± 13	U/Pb LA-ICPMS	Basei <i>et al.</i> , (2016)
Gabro Mahoma		2033 ± 44	K/Ar en plagioclasa	Oyhantçabal <i>et al.</i> , (1990)
Granito Soca		2056 ± 6	U/Pb SHRIMP	Santos <i>et al.</i> , (2003)
		2079 ± 8	U/Pb LA-ICPMS	Basei <i>et al.</i> , (2016)
Granito Cufre		2086 ± 4	U/Pb LA-ICPMS	Basei <i>et al.</i> , (2016)
		2053 ± 14	U/Pb convencional	Peel & Preciozzi (2006)
Granito Mahoma		1930 ± 35	Rb/Sr roca total	Umpierre & Halpern (1971)
Haz de diques Florida	Dolerita	1780		Bossi & Campal (1991)
		1780	Rb/Sr roca total	Bossi <i>et al.</i> , (1993)
		1766 ± 124	Rb/Sr roca total	Teixeira <i>et al.</i> , (1999)
		1790 ± 5	U/Pb	Halls <i>et al.</i> , (2001)

Tabla 1. Selección de datos geocronológicos publicados para el Cratón del Río de la Plata (U-Pb SHRIMP en titanita y zircones, U-Pb LA-ICPMS y U-Pb multigrano. Modificado de [Oyantçabalet al., \(2018\)](#).

es interpretada como evidencia de hidrotermalismo generado por estas intrusiones.

En lámina delgada, las anfíbolitas presentan textura nematoblástica a nematogranoblástica. Las diferencias texturales son definidas por la abundancia de hornblenda. Los dominios félsicos se encuentran caracterizados por cuarzo y plagioclasa que ocasionalmente forman grandes agregados. Como principales minerales accesorios se encuentran titanita, epidoto, apatito y opacos. Las hornblendas son euhedrales a subhedrales con secciones basales rómbicas y hexagonales (**Figura 2D**). Su color varía de tonalidades verde pálida a verde oscuro. Cuando la hornblenda se encuentra alterada, es común la presencia de epidoto y filosilicatos. El cuarzo aparece de pequeño tamaño, anhedral, con generación de subgranos y extinción

ondulante, los bordes son bastante poligonales, aunque pueden ser algo irregulares. Es común el desarrollo de augens de cuarzo, feldespato y plagioclasa. En cristales de plagioclasa también es frecuente encontrar maclas de deformación.

Hacia su límite Norte, esta unidad, presenta predominancia de gneisses. La relación espacial de los gneisses con los cuerpos de anfíbolita incluidos en ellos podría sugerir una relación intrusivo-roca caja para los protolitos, siendo las anfíbolitas la roca caja. Las relaciones de contacto con las otras unidades del área indican que esta unidad es la más basal, siendo gradual el contacto con las otras unidades de basamento y siendo intruída por el Granito Mal abrigo.

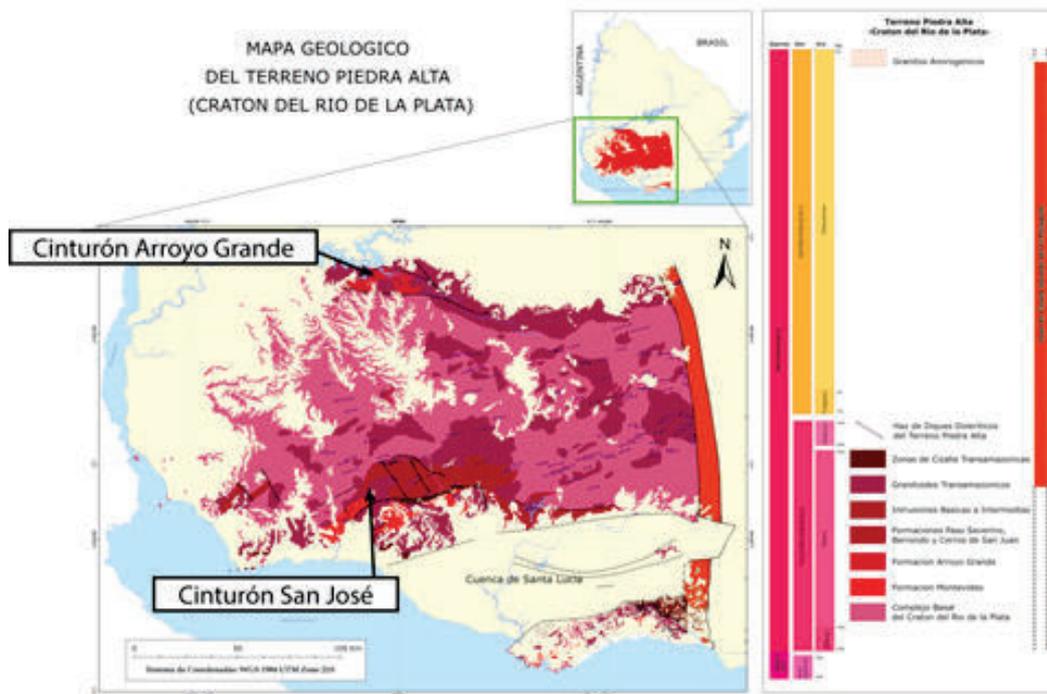


Figura 1. Mapa geológico del Terreno Piedra Alta (tomado de Loureiro & Sánchez Bettucci, 2019)

2.1.2 Ortogneisses leucócratas con biotita y anfíbol

En el presente trabajo se diferencian los gneises y anfibolitas de un segundo conjunto de gneises que afloran de forma importante y se disponen como bochas métricas (Figura 3A). Consisten en ortogneisses de grano medio a grueso, de textura granoblástica a granolepidonematoblástica desarrollando una foliación anastomosada espaciada e irregular, dada por los minerales máficos (Figura 3B,C). Es común la ocurrencia de venas de cuarzo ahumado y el recorte por pegmatitas y aplitas de tamaño variable que siguen la orientación estructural general de la zona. Generalmente se distinguen pequeñas zonas de cizalla internas. La principal diferencia con los gneisses anteriores es la densidad de afloramiento, su textura, menor deformación, porcentajes de minerales máficos y la ausencia de intercalaciones de anfibolitas.

Petrográficamente presentan grano medio y textura de granoblástica a granonematoblástica o a granolepidoblástica dependiendo de la abundancia de hornblenda o de biotita. La asociación mineral está dada por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, biotita, hornblenda, titanita y epidoto (Figura 3D, E, F). Presenta apatito y opacos como minerales accesorios. La biotita y hornblenda están asociadas y son de color marrón verdoso (Figura 3E).

El cuarzo representa un 25 -30 % de abundancia en la roca, es anhedral, de tamaño fino a medio con desarrollo de subgranos. Presenta bordes desde muy lobulados a poligonales, distinguiéndose intercrecimiento granofrítico con el feldespato. Es común la extinción ondulosa. Los feldespatos alcalinos alcanzan una abundancia de 20% donde un 10% de ellos corresponden a microclina anhedral que exhibe macla enrejillada típica. Los demás feldespatos

se presentan en cristales subhedrales con macla simple, muy fracturados, relleno de feldespato recristalizado; algunos denotan zonación y suelen tener maclas de deformación. Las plagioclasas son subhedrales a anhedrales, de gran tamaño, con desarrollo de maclas polisintéticas y maclas de deformación. Es común la presencia de sericita en los cristales de plagioclasa y feldespato potásico, así como en relleno de fracturas de estos minerales.

Las hornblendas son anhedrales a euhedrales y se presentan en gran abundancia en la roca (40-50 %). Presentan pleocroísmo con tonos amarillentos a verde oscuro y en luz polarizada aparecen generalmente enmascaradas. Cuando esto último no sucede, presentan colores de primer orden (amarillentos) en secciones basales y alcanzan colores de segundo orden en secciones longitudinales (azules y verdes) con nicols cruzados. Hay evidencias de propilitización a epidoto, biotita y clorita, llegando a reemplazarse totalmente. Las biotitas son de color castaño pálido a marrón oscuro, euhedrales a subhedrales, suelen aparecer como pseudomorfos de la hornblenda. Los epidotos aparecen principalmente asociados a otros minerales como feldespato, hornblenda y biotita. Usualmente tienen hábito granular pero pueden aparecer como cristales tabulares. La titanita varía entre un 1% y 5%, son rómbicos a subhedrales de color marrón oscuro. Se encuentran asociados a los dominios máficos. Los opacos son euhedrales a subhedrales y aparecen asociados a los anfíboles y biotitas.

El contacto con los “Gneisses y Anfibolitas” es gradual, constatándose una mayor deformación de las rocas en las zonas de contacto. Hacia el borde Este de la unidad, próximo al complejo máfico de Cerros Negros se encuentra una serie de granitoides ricos en feldespato y cuarzo grisáceo. Facies leucócratas y

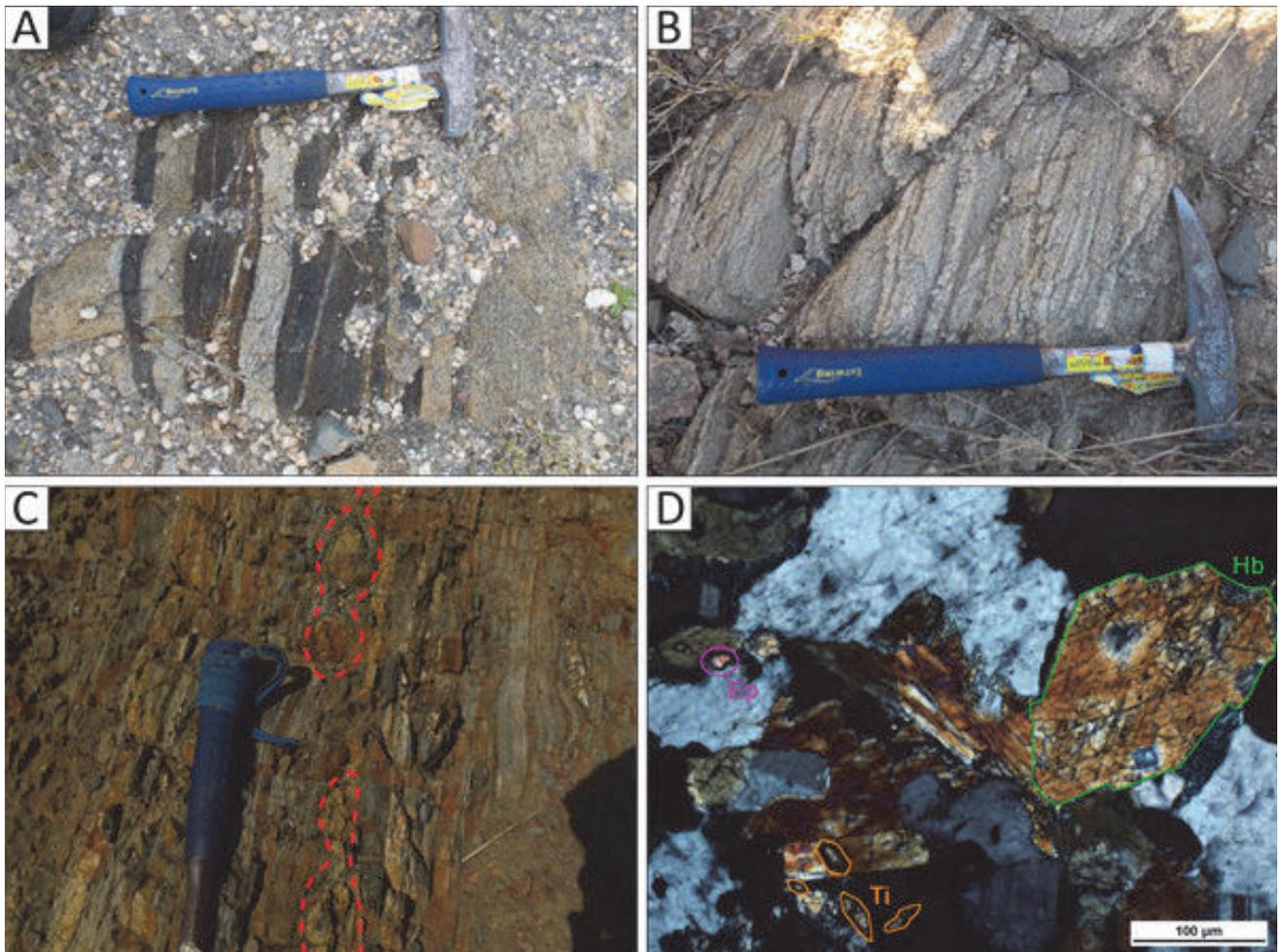


Figura 2. **A)** Intercalación de gneises y anfibolitas generando bandeado. Vista en planta. **B)** Gneisses leucócratas de grano medio a grueso. Vista en planta. **C)** Banda leucócrata de ortogneis boudinada por contraste de competencias. Vista en perfil vertical de frente de cantera. **D)** Mineralogía de las anfibolitas en lámina delgada en nicoles cruzados, conepidoto (Ep), hornblenda (Hb), titanita (Ti) y un fondo de cuarzo y plagioclasa.

melanócratas resultan de la abundancia variable de biotita, relacionándose a través de contactos tectónicos donde las facies leucócratas recortan las melanócratas y contactos magmáticos con indicadores de mezcla de magmas donde ambas facies se incorporan entre sí. El área presenta un gran desarrollo de suelo y vegetación lo cual dificulta definir con claridad los contactos entre estos granitoides y los gneisses anteriormente mencionados.

2.1.3 Gneisses y esquistos cuarzo-hornbléndicos

Esta unidad aflora en el centro-Norte del fotoplano conformando importantes elevaciones topográficas. Arrighetti & Fay (1981) también menciona la presencia de esquistos en esta zona.

Se encuentra constituida por una intercalación de gneisses leucócratas de grano fino a medio con esquistos cuarzo-hornbléndicos de grano fino. Los gneisses, si bien afloran extensamente (Figura 4A), se suelen encontrar en avanzado estado de meteorización y afectados por procesos de silicificación. Los esquistos tienen menor expresión en campo (Figura 4B), siendo visibles principalmente en cursos de agua y desmontes de caminos. Esta última

litología se hace dominante hacia el Oeste de la unidad. Los gneisses son cuarzo-feldespáticos, con proporciones variables de mica formando una foliación recta y paralela, penetrativa y apretada (litotipo dominante), anastomosada o un bandeado (Figura C,D,E). Es también común encontrar una lineación de biotita en el plano de la foliación. Los esquistos cuarzo-hornbléndicos (Figura 4F) presentan una foliación muy penetrativa y una importante lineación, dada por los cristales de anfíbol. Petrográficamente, poseen una textura granonematoblástica y se encuentran constituidos predominantemente por hornblenda y cuarzo en proporciones similares siendo los principales accesorios opacos, feldespato potásico, plagioclasas y titanita. El dominio granoblástico está formado por cuarzo y en menor cantidad feldespato potásico y plagioclasa. El cuarzo aparece anhedral, con subgranos, se pueden ver bordes irregulares a poligonales y extinción ondulante. Se observan agregados cristalinos de mayor tamaño compuestos por cuarzo y plagioclasa. En el dominio nematoblástico se encuentra hornblenda anhedral a euhedral. Las tonalidades varían de verdosas a amarronadas. Pequeñas secciones basales, en donde se observa el clivaje, son rómbicas y hexagonales. Los opacos son de gran tamaño.

La unidad está en contacto tectónico, al Este, a través de la zona de cizalla Guaycurú con rocas metamórficas de grado bajo (Formación Paso Severino). Es intruída por el Granito Mal Abrigo así como por las Hornblenditas del Cerro Mal Abrigo. Con los gneisses del Cerro Mal Abrigo y los “Gneisses y Anfibolitas” se observa un contacto gradual.

2.1.4 Gneisses del Cerro Mal Abrigo

Aflora aproximadamente en el centro del área, y agrupa a las rocas que conforman el resalto topográfico conocido como Cerro Mal Abrigo (Figura 5A). Está compuesta por ortogneisses leucócratas cuarzo-feldespáticos de grano fino y escasa biotita (litotipo dominante), con ocasionales zonas enriquecidas en biotita con estructura tipo schlieren, y gneisses de grano fino con lineación de biotita (Figura

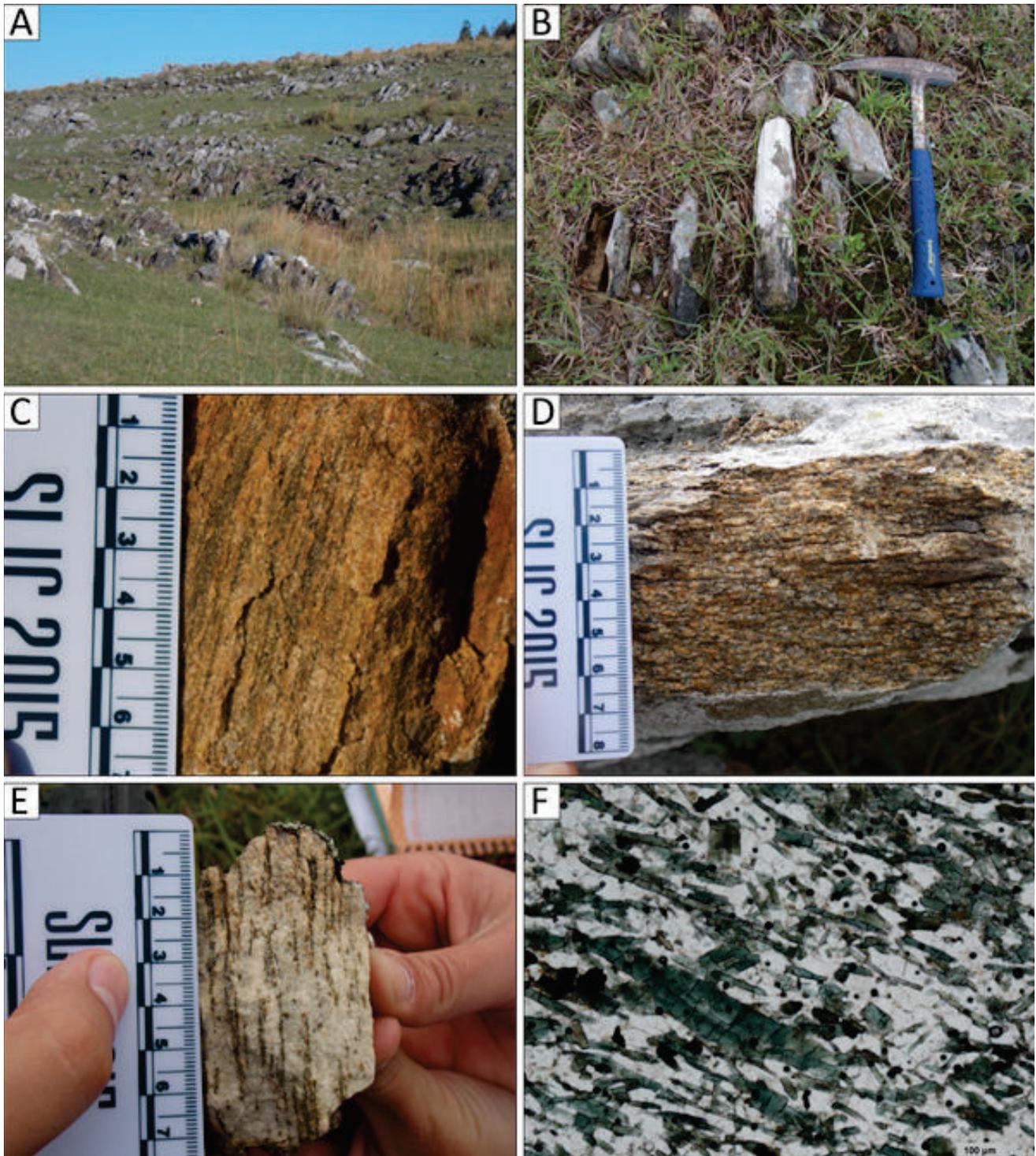


Figura 4. **A)** Aspecto en campo de los afloramientos característicos de los gneisses. **B)** Aspecto en campo de los afloramientos de los esquistos cuarzo-hornbléndicos (vista en planta). **C)** Gneisses leucócratas de grano fino con foliación paralela. **D)** Mismos gneisses que en (c) pero de grano medio y foliación algo anastomosada. **D)** Foliación paralela discontinua en los gneisses. **E)** Aspecto de los esquistos cuarzo hornbléndicos en lámina delgada; **F)** Nótese la importante orientación de la hornblenda.

5C). En estas rocas se desarrolla textura sacaroide y se encuentran venas de aplitas boudinadas (Figura 5B).

Petrográficamente son gneisses de grano fino, con textura granoblástica, compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios aparecen epidoto, muscovita y opacos. El cuarzo consiste en el mineral de mayor proporción en la roca y se presenta desde anhedral hasta formando bordes poligonales (Figura 5D). El principal feldespato identificado fue Microclina. Las plagioclasas desarrollan maclas polisintéticas, algunas con signos de deformación. La biotita se presenta subhedral de tonalidades amarronadas, ocasionalmente se encuentra granate asociado.

Las hornblenditas (secc. 2.3.1) se interpretan como intrusivas a estos gneisses. El contacto de estos con las otras unidades gnéissicas difuso.

2.2 Rocas metamórficas de grado bajo

2.2.1 Formación Paso Severino

La unidad fue definida por Fernández et al., (1965 in: Bossi et al., 1965) y consiste en una secuencia volcano-

sedimentaria en la que se pueden distinguir tres tipos de zonas, donde predominan (i) metasedimentarias, (ii) metavulcanitas ácidas y (iii) metavulcanitas básicas (Spoturno et al., 2004). De estas tres clasificaciones, en el área de estudio pueden ser encontrados los casos vinculados a mayor predominancia de metavulcanitas (Spoturno et al., 2004).

Aflora al Noreste del área y forma el basamento volcano-sedimentario metamorfozido en grado bajo de los cuerpos intrusivos sin-tardi tectónicos Gabro de Mahoma y Granito de Mahoma (Spoturno et al., 2004).

Arrighetti & Fay (1981) genera un corte esquemático en dirección NS de la zona Este del fotoplano para ilustrar las intercalaciones litológicas presentes: “roca verde”, metavulcanitas ácidas y tufos, metacuarcitas, esquistos sericíticos, esquistos negros y calizas.

La densidad de afloramiento depende de la litología. Los esquistos sericíticos y pizarras carbonosas tienen una densidad de afloramiento de escasa a nula, observándose fundamentalmente en desmontes de caminos. Las cuarcitas, así como los metabasaltos, afloran moderadamente y principalmente a media ladera de las colinas.

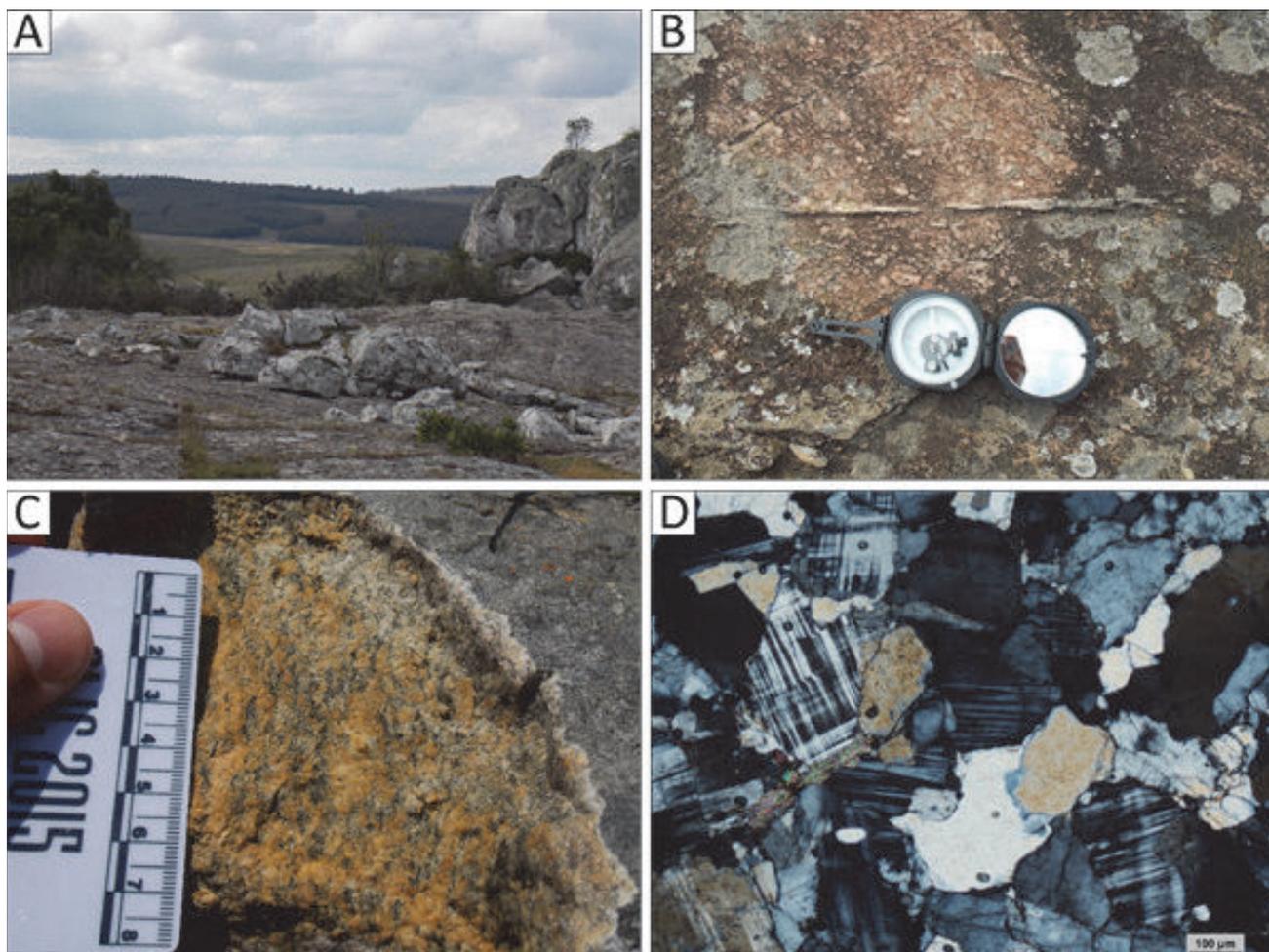


Figura 5. A) Afloramiento del Cerro Mal Abrigo. B) Venillas de aplitaboudinada en Cerro Mal Abrigo (Vista en planta). C) Lineación de biotita. D) Vista en lámina delgada con polarizadores cruzados.

2.2.1a Rocas paraderivadas

Arrighetti & Fay (1981) menciona la presencia de rocas metasedimentarias aunque no desarrolla importantes descripciones.

En este trabajo se incluyen en los términos paraderivados esquistos sericíticos, carbonosos (Figura 6A) y cuarcitas a biotita. Los esquistos carbonosos poseen una importante cantidad de materia orgánica que imposibilita la correcta observación de otros caracteres metamórficos en petrografía, distinguiéndose levemente su foliación y posibles estructuras extensionales tipo fringes (Figura 6C). Las cuarcitas presentan una foliación de paralela a anastomosada conformada por biotita. El cuarzo presenta subgranos con bordes de aserrados a irregulares o lobulados, y extinción ondulante, así como agregados policristalinos alargados. La muscovita y los opacos son los principales accesorios de esas rocas.

2.2.1b Rocas ortoderivadas

Los términos ortoderivados consisten en metavolcanitas ácidas riolíticas y metavolcanitas básicas a intermedias que generan un conjunto de rocas verdes (Arrighetti & Fay, 1981).

Aquellas litologías identificadas en el presente estudio consistieron en metabasaltos y metamicrogabros (Figura 6B). Presentan una paragénesis conformada por albita, clorita, actinolita, epidoto y sericita, característica de facies esquistos verdes (Figura 6D). Los principales accesorios son titanita y opacos.

La unidad se encuentra en contacto tectónico con las rocas metamórficas de grado medio a través de la Zona de Cizalla Guaycurú. La Tonalita Las Acacias (aquí definida) y el Granito Mal Abrigo se entienden como intrusivos en esta unidad.

2.3. Magmatismo Sin-Tardi Tectónico

2.3.1 Hornblenditas Cerro Mal Abrigo

Esta unidad se describe por primera vez en este artículo. Aflora en el cuadrante central del área, principalmente en la falda oriental del Cerro Mal Abrigo. La densidad de afloramiento es baja, encontrándose en bochas pequeñas a medianas (Figura 7A).

Estas rocas están compuestas fundamentalmente por fenocristales de hornblenda y plagioclasa inmersos en una matriz compuesta por feldespato potásico,

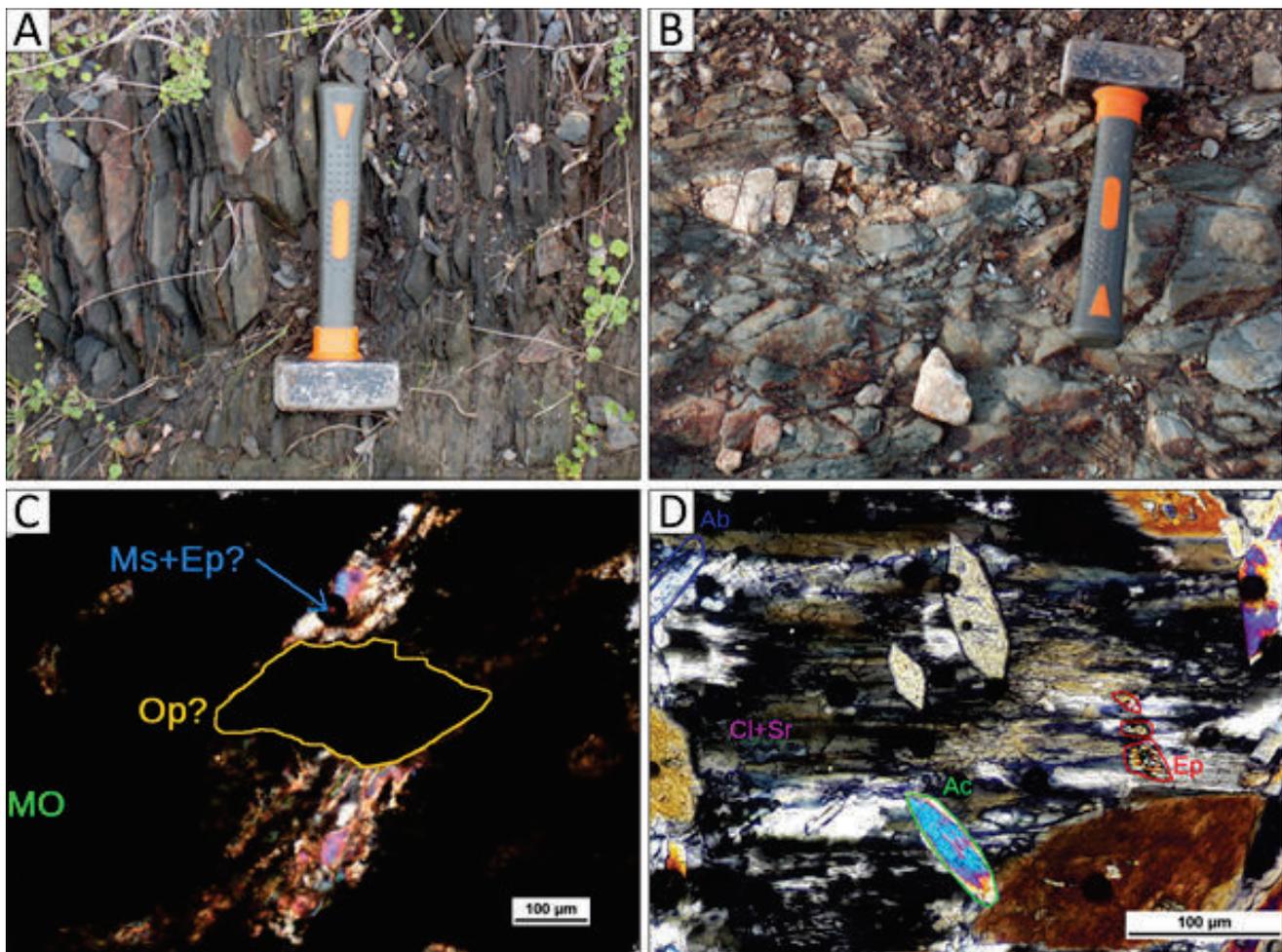


Figura 6. A) Detalle de afloramiento de esquistos carbonosos. Vista en planta. B) Detalle de afloramiento de metabasalto. Vista en planta. C) Posible opaco (Op) con estructuras asociadas similares a *fringes* o sombras de presión, quizás de muscovita y epidoto (Ms + Ep), todo esto inmerso en una masa oscura posiblemente de materia orgánica (MO). D) Detalle petrográfico de los metamicrogabros/metabasaltos, donde se aprecia la paragénesis $Ab+Ep+Cl+Sr+Ac$ característica para rocas máficas en facies esquistos verdes.

cuarzo, epidoto, clorita, actinolita y sericita (Figura 7D). Presenta diferentes variaciones texturales que incluyen hornblenditas porfíricas de grano fino, medio y grueso (Figura 7B), y rocas con textura similar a la subofítica o glomeroporfírica de grano grueso y medio (Figura 7C).

El Granito Mal Abrigo es intrusivo a este cuerpo, encontrándose diques del mismo recortándolo. Las relaciones con los gneisses y esquistos Qz-Hb no son tan claras, aunque se presume que este cuerpo es intrusivo a los mismos.

2.3.2 Cerros Negros

Esta unidad ha sido identificada por diferentes autores tales como: Arrighetti & Fay (1981), Coronel et al., (1990), Spoturnoet al., (2004) y ha presentado diversas denominaciones como “Conjunto asociado a metamorfitos profundos” (Arrighetti & Fay, 1981), LeucogabroAnortositicode Cerros Negros, Complejo máfico-ultramáficoestratificado de los Cerros Negros, Leucogabro bandeado Cerros Negros (Coronel et al., 1990), Metagabro de Cerros Negros (Spoturnoet al., 2004), entre otros.

Aflora en el centro-Sur del área. La geomorfología asociada a la misma es de relieves suaves. Se caracteriza

por generar poca densidad de afloramiento en zonas bajas e importantes densidades en regiones altas con buen estado de preservación (Figuras 8A, B). En barrancas de arroyos y cañadas se observa el desarrollo de suelos negros.

Consiste en rocas máficas (Figura 8C) donde se observan variaciones texturales en función del tamaño de grano. También se distingue variación de la abundancia de olivino y piroxeno observándose variedades más leucócratas que en campo se evidencian en bandas de rumbo N 340 con geomorfología positiva por erosión diferencial (Figura 8B).

La composición mineralógica de esta unidad se caracteriza por plagioclasas, clinopiroxenos (augita), olivinos y ortopiroxenos (Figura 8D). La abundancia relativa de estos minerales es variable, observándose casos en donde la plagioclasa llega a ocupar casi el 90% de la muestra en lámina delgadapudiendo estas rocas ser clasificadas como anortositas, y casos donde ocupan entre el 50-60% estando dentro de los dominios gábricos. En muestra de mano es posible observar que las plagioclasas son subautomorfas tabulares de tamaño menor al centímetro de largo y 0.5 cm de ancho, aunque hay casos de mayores dimensiones. En las texturas subafaníticas medias, es posible distinguir también un conjunto de plagioclasas de dimensiones menores a 1.5 x 0.3 cm orientadas, con brillo

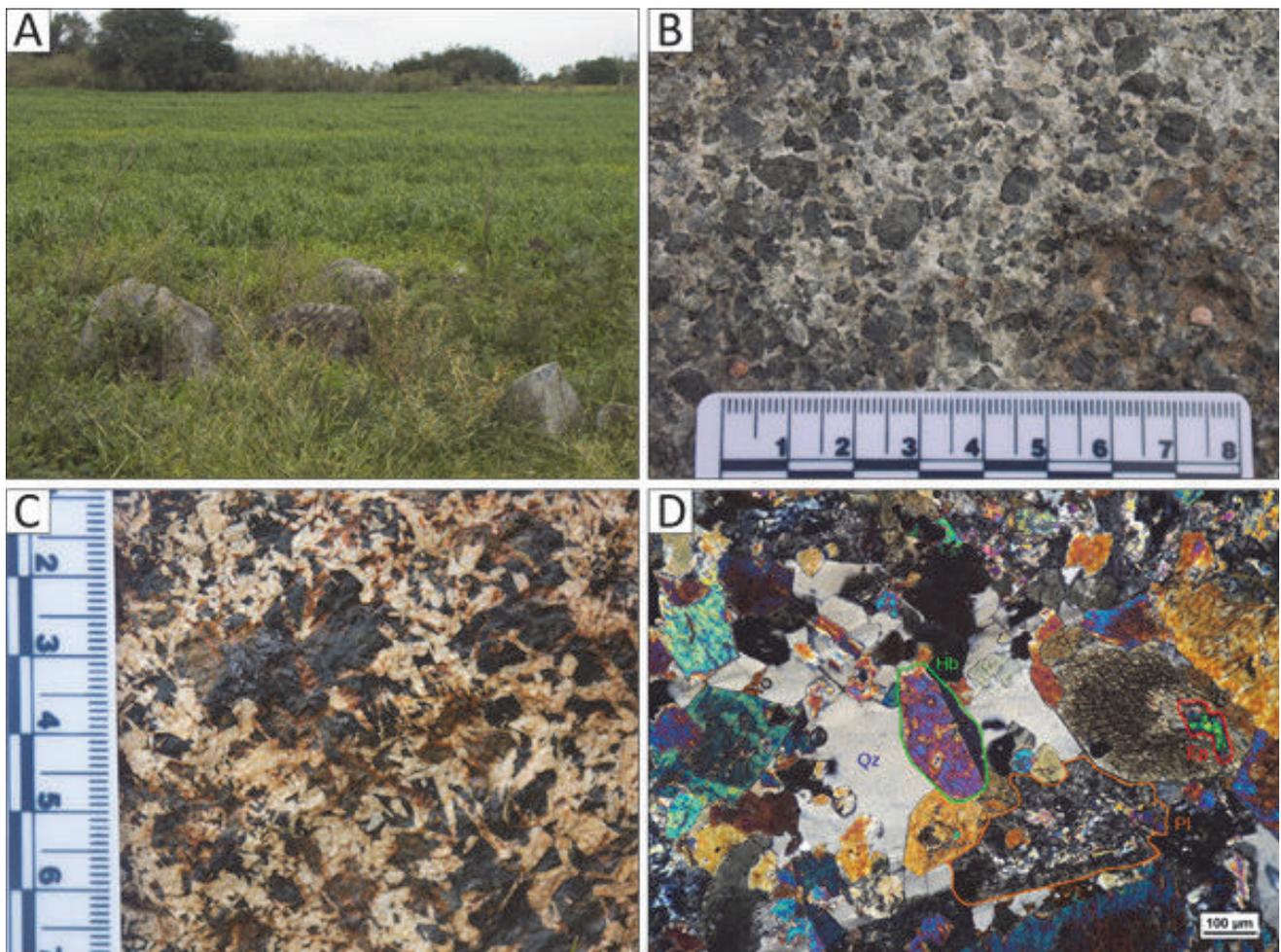


Figura 7. A) Aspecto de los afloramientos de hornblenditas (bochas pequeñas). B) Textura glomeroporfírica en hornblenditas. C) Textura característica de las hornblenditas con fenocristales de hornblenda. D) Vista de la roca en petrografía donde se aprecian fenocristales de hornblendamaclada (Hb), epidoto de alteración (Ep) en hornblenda, cuarzo (Qz) y plagioclasa alterada (Pl).

característico y claro desarrollo de maclas polisintéticas. A escala microscópica se distingue también el desarrollo de doble maclado y de tipo Albite-Carlsbad.

El grupo del piroxeno se encuentra representado principalmente por augita y en menor proporción por ortopiroxenos. En la facie más gábrica, ocupan alrededor del 30% de la lámina delgada. La augita, de tonalidades amarillentas y no pleocroica tiene formas subautomorfas a xenomorfas. Se caracteriza por presentar planos de clivaje longitudinales muy marcados dentro de los cuales

es común la concentración de minerales opacos y buen desarrollo de maclas polisintéticas. Los piroxenos suelen rodear a los olivinos xenomorfas con contactos irregulares. Localmente, muestran alteración a anfíbol y cloritización en sus bordes en contacto con las plagioclasas generando incluso pseudomorfismos de clorita.

Los ortopiroxenos tienen formas subautomorfas a xenomorfas con contactos cóncavo-convexos con las plagioclasas, golfos de corrosión y contactos netos, o con finos halos de alteración, con los olivinos y plagioclasas.

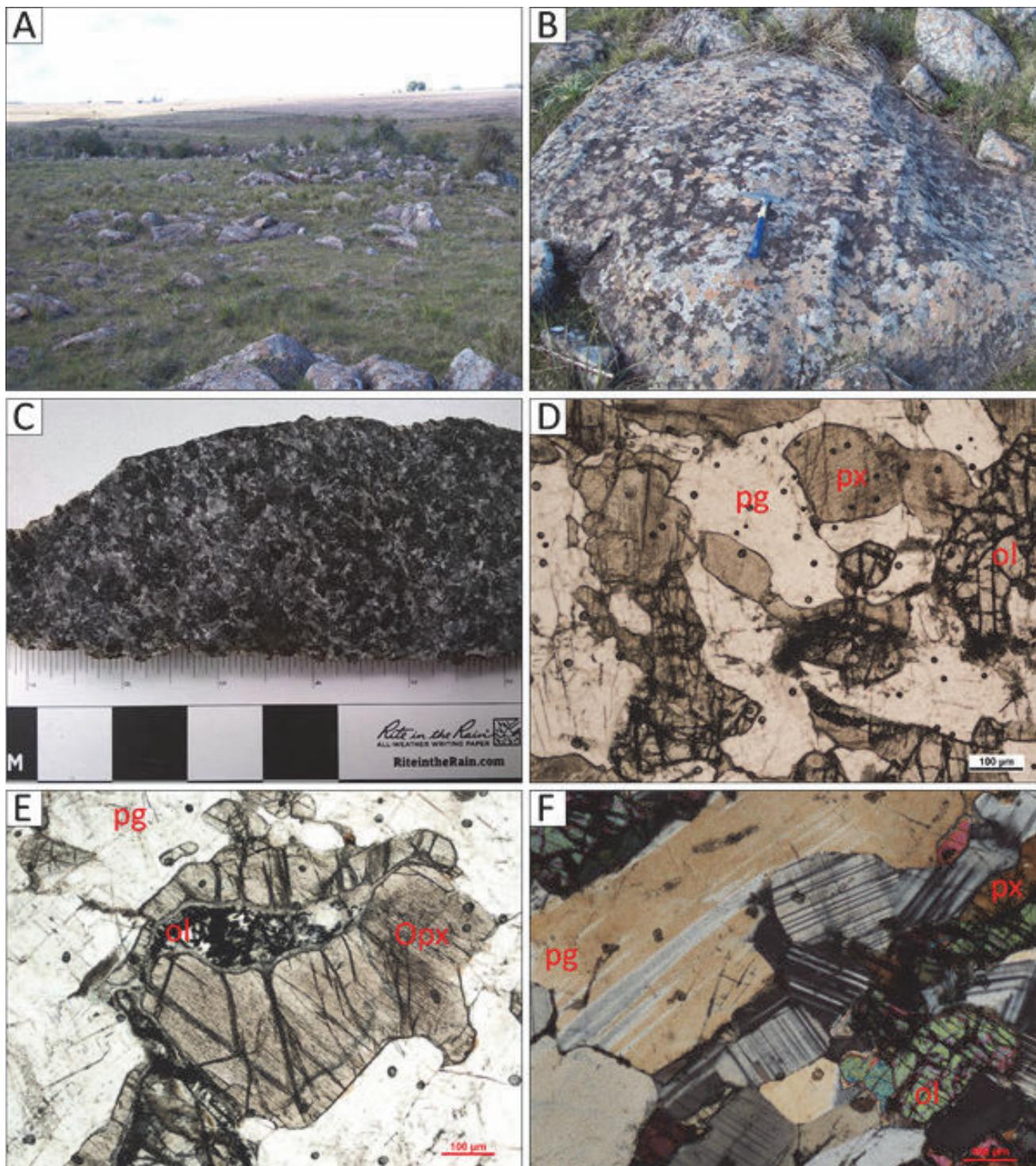


Figura 8. A) Vista general de afloramiento. B) Vista del bandeo marcado por erosión diferencial en planta. C) Muestra de mano de la litología predominante. D) Vista en lámina delgada de la textura general de la roca con la asamblea mineral compuesta por plagioclasas, clinopiroxenos, olivino. E) Detalle en lámina delgada de olivino el cual se encuentra bastante alterado, dando lugar a pseudomorfos de talco, inmerso en cristal de ortopiroxeno. F) Plagioclasas con maclas acuñadas por deformación.

Son levemente pleocroicos en tonalidades rojizas (tratándose posiblemente de hiperstena) y ocasionalmente presentan extinción ondulante. En una ocasión, asociado a los clinopiroxenos, fue identificado biotita titanífera de tonalidades rojizas con alto pleocroismo y anfíbol verde.

Los olivinos (ocupando alrededor del 15% en lámina de la facie más gábrica) se encuentran intensamente fracturados, de color neutro a ámbar claro no pleocroico y formas subautomórficas de la cara longitudinal y xenomórficas alargadas o redondeadas (Figura 8E). Con distintos grados de alteración, generan incluso pseudomorfos de talco y opacos, pudiendo apreciarse antiguas formas euhedrales.

El fracturamiento observable en la asamblea mineral muestra un conjunto de fracturas que afectan únicamente a los olivinos mientras que otro conjunto de fracturas, afectan también a plagioclasas y piroxenos.

Las texturas subafaníticas finas observadas responden al producto de importante fracturamiento, recristalización de las plagioclasas y alteración a sericita. Las fracturas son generalmente coincidentes con las direcciones conjugadas de debilidad de las plagioclasas mientras que las fracturas discordantes se encuentran rellenas de carbonato. Por otro lado, es posible observar signos de recristalización en la matriz, ya que se generan subgranos de borde lobados y extinción ondulante.

Dentro de esta unidad, también se encuentran facies afaníticas de textura porfírica seriada con pocos fenocristales que presentan dimensiones de hasta 2mm de su eje mayor, xenomorfos, con formas redondeadas y brillo platinado. La matriz es masiva, de coloración oscura y es inyectada por finas venillas cuarzosas.

Este complejo presenta cierto grado de deformación evidenciado a micro escala en la extinción ondulante y recristalización incipiente (por bulging) de las plagioclasas en contacto con los piroxenos, así como maclas de deformación y cristales deformados (curvados de dicho mineral, ver Figura 8F). A meso escala, al costado de la escuela N°121 Cerros Negros es posible observar un hábito de afloramiento (intensamente meteorizado) en forma de “paletas” con foliación penetrativa del tipo esquistosa y de planos anastomosados con dirección N092 que rodea relictos isótopos de comportamiento más frágil frente la deformación. Estos afloramientos se encuentran próximos a una estructura lineal EO visible en los mapas magnetométricos (primera derivada, segunda derivada) del relevamiento aéreo-geofísico para el territorio nacional (Figura 22C).

Por otro lado, aunque no representativo de la unidad debido a su ocurrencia puntual, se observó un cierto grado de deformación plástica evidenciado en la formación de pequeños ribbons de cuarzo y desarrollo de lineamiento mineral posiblemente de anfíbol. Por otro lado, también localmente, hay indicios de la actividad de una zona de cizalla donde es posible observar foliación milonítica con porfiroclastos de feldespato y pliegues de arrastre.

2.3.3 Metagranito porfírico

Esta unidad se describe en el área por primera vez en esta oportunidad. En el trabajo de Arrighetti & Fay (1981), se encuentra mapeado como Granito Cufre.

Se desarrolla en la región Sur del área y consiste en una roca cuarzo-feldespática biotítica de textura predominantemente inequigranular porfírica con fenocristales de feldespato potásico notablemente fracturados y desarrollo de foliación o bandeado gnéssico. Sin embargo, existen facies con textura equigranular. Es característica la generación de buena densidad de afloramientos, de cuerpos con forma de bochas o en planta, con importante alteración y la generación de costras de 2 cm de silicificación. La variación en la abundancia de minerales laminares genera diferentes grados de alteración así como la perfección en los planos de foliación.

El cuarzo se presenta de forma intersticial con textura sacaroides y coloración acaramelada. El feldespato potásico, bastante fracturado, es de coloración grisácea translúcida y blanco opaco. Presenta formas subautomorfias tabulares alcanzando hasta 2 cm de largo y uno de ancho. Una segunda familia de feldespatos, de dimensiones menores, se distribuye en la matriz y en general se encuentra muy alterada. Las biotitas se disponen de manera intersticial entre los feldespatos o conformando cumulos, ocasionalmente, con inclusiones de circón. De forma puntual, con un grado de alteración importante, se identificó la presencia de muscovita formando parte de la asociación mineral.

Es muy característico el desarrollo de bandeado melanócrata-leucócrata donde los fenocristales de feldespato cortan dicho bandeado (Figura 9B). Las actitudes de esta estructuración se encuentran entre los N046 a N290 (N110) con buzamientos subverticales a verticales como se muestra en la Figura 21.

Por otro lado, esta unidad presenta bandeado de tipo textural visible a escala de afloramiento desarrollado por variación en el tamaño de grano donde las bandas de grano más fino generan relieve positivo por erosión diferencial.

Esta unidad incorpora enclaves (Figura 9A) y xenolitos básicos y es recortado por venillas, lentes de cuarzo y diques félsicos de aplita y granito blanco de grano fino.

Su límite Norte coincide con la Zona de Cizalla Cufre (secc. 7.8) donde se desarrollan texturas protomiloníticas y miloníticas.

A escala microscópica (Figuras 9C,D) se observa recristalización de cuarzo con formación de nuevos granos subehedrales de contactos irregulares, aunque abundan los contactos rectos, y ocasionalmente forman puntos triples. Los fenocristales de feldespato potásico perfitico con importante fracturamiento y plagioclasas de menor tamaño. Algunos, desarrollan pequeños contornos de recristalización y extinción ondulante. En el caso de las plagioclasas, el sistema de maclas consiste en polisintéticas y tipo Albita-Carlsbad así como doble maclado. También fueron observadas plagioclasas deformadas (curvadas).

2.3.4 Complejo Jesús María

Esta unidad fue descrita por Spoturno et al., (2004). Aflora en el extremo inferior-Este y se encuentra recortado al Norte por la zona de cizalla de Cufre en el departamento de San José. Spoturno et al., (2004) lo describen como un complejo heterogéneo donde se pueden reconocer

al menos 3 facies petrográficas: **i)** granito porfiroide con megacrystales de feldespato y biotítico. **ii)** granito equigranular de grano medio a grueso, biotítico **iii)** granodiorita biotítica con plagioclasa, feldespato alcalino y hornblenda subordinada.

También agregan que es frecuente la aparición de mega xenolitos y xenolitos de paragneisses y micaesquistos de la Fm. Montevideo. A su vez, señalan que pueden aparecer localmente deformados, manifestada por incipiente foliación protomilonítica y por la orientación preferencial de biotitas y feldespato.

Petrográficamente, [Spoturno et al. \(2004\)](#) señalan que estas litologías presentan la típica textura hipidiomórfica granular, desarrollando ocasionalmente texturas granolepidoblásticas. Mineralógicamente se componen de ortosa + oligoclasa + cuarzo + microclina + biotita + hornblenda +/- apatito +/- clorita +/- epidoto +/- rutilo.

2.3.5 Granito Cuchilla de la Cruz

El granito Cuchilla de la Cruz es descrito por [Gianotti & Arrighetti \(2017\)](#) y se localiza en la porción Noroeste de la hoja Mal Abrigo. Estos autores lo describen como un cuerpo granítico levemente deformado con desarrollo de foliación mineral con actitudes N8 a N40, 78° al SE. Es mayormente equigranular de grano fino a

medio ([Figura 10](#)), leucócrata, cuya composición mineral es cuarzo, feldespato y escasa biotita. En reducidos sectores se identifica variaciones a grano grueso y bastante biotita. Se reconocen además diques pegmatíticos recortando el cuerpo granítico y vetas de granito de grano fino con rumbo N45W.

2.3.6 Granito Cañada de la Isla

Esta unidad se encuentra en el centro norte del área, es mapeada en el departamento de San José y definida por [Spoturno et al. \(2004\)](#) aunque no se detalla una descripción de la misma.

2.3.7 Gabro de Mahoma

El Gabro de Mahoma, denominado gabro de Mahoma-Guaycurú por [Coronel \(1990\)](#) y descrito detalladamente por [Oyhantçabal et al. \(1990\)](#), se encuentra presente en el cuadrante superior derecho de la hoja Mal Abrigo. Se trata de un cuerpo gábrico que intruye a la Fm. Paso Severino. [Oyhantçabal et al. \(1990\)](#) señalan que las litologías presentes son gabronoritas, pudiendo ser olivínicas, y presentan un incipiente bandeado composicional que buza al Suroeste.

[Spoturno et al. \(2004\)](#), señala que la asociación mineral dominante es labradorita y ortopiroxeno (hipersteno a

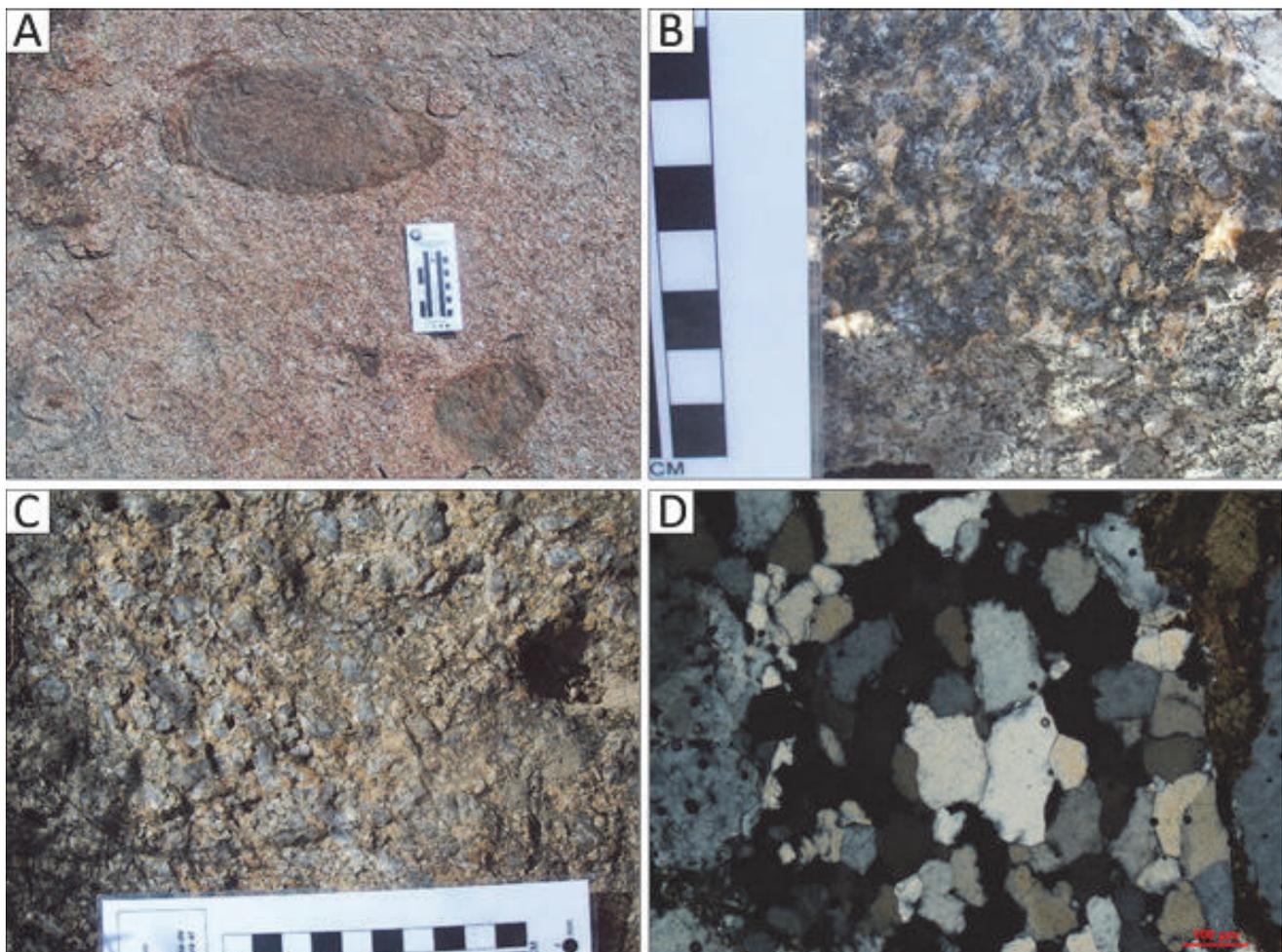


Figura 9. A) Vista en planta de afloramiento. B) Detalle de textura general de la roca en muestra de mano. C) Detalle en lámina delgada de textura general con la roca en luz natural. D) Vista en lámina delgada de la textura general de la roca con nicoles cruzados, cuarzo recrystalizado entre fenocristales de feldespato y biotita, con generación de nuevos granos y tendencia a formar puntos triples.

eulita) cumulares, clinopiroxeno y anfíbol primario post-cumulares, biotita y apatito accesorios. Con respecto a los opacos, los principales son ilmenita, pirrotina (con desmezcla de pentlandita), magnetita y calcopirita.

También señalan que es frecuente la presencia de venillas de anfíbol, asociadas a episodios tardi-magmáticos y de xenolitos de la roca caja.

2.3.8 Granito Mal Abrigo

Esta unidad fue descrita por [Arrighetti & Fay \(1982\)](#), [Preciozzi et al. \(1985\)](#). Se encuentra al centro del fotoplano. Consiste en un cuerpo rocoso de carácter geomorfológico importante. Genera un relieve positivo y contrastante respecto a aquel generado por las rocas básicas de Cerros Negros ubicadas inmediatamente al Sur ([secc. 2.3.2](#)). Al Oeste de la unidad, su límite se hace menos notorio en el contacto con granitoides. La roca se presenta muy bien preservada dando lugar a afloramientos densos ([Figuras 11A, B](#)).

Consiste en un granito rosado de textura equigranular, fanerítico, con cristales de dimensiones superiores a 0.5 cm. Tanto el feldespato, como el cuarzo y la biotita presentan formas subautomorfas ([Figuras 11C, D](#)).

En su borde Este, es afectado por la Zona de Cizalla Guaycurú ([Spoturno et al., 2004](#)), generando planos de foliación penetrativos.

2.3.9 Granito Albornoz

Denominado como Granito de Cerro Albornoz por [Arrighetti & Fay \(1982\)](#), esta unidad aflora en la región centro-Este del área de estudio. Presenta forma lobulada, de grandes dimensiones ([Figura 12A](#)).

La litología presenta textura fanerítica compuesta principalmente por feldespato, cuarzo y biotita. Esta última se encuentra distribuida de manera intersticial y generando finas bandas en distintos grados de desarrollo llegando a definirse zonas con foliación incipiente medible de actitudes $N092/87^\circ$ ([Figura 12B](#)) y zonas sin generación de la estructura. La foliación se presenta en bandas finas anastomosadas a rectas espaciadas cada 0.5 a 1.0 cm. El feldespato rosado se presenta con mayores

dimensiones subautomorfo con tendencias tabulares, bastante fracturado y frecuentemente alterado a caolín. El cuarzo es xenomorfo recristalizado presentando textura sacaroide de tonalidades blancas o acarameladas.

No es un cuerpo altamente diaclasado; sin embargo, presenta ciertas orientaciones dominantes NO-SE y se generan diaclasas conjugadas en forma de grilla romboédrica formando ángulos de entre 70 y 80° con rumbos N114-N040, N114-N058, N120-N038, N125-N040.

2.3.10 Granito Cufre

Este granito es reconocido por [Arrighetti & Fay \(1982\)](#). Es descrito también por [Preciozzi et al. \(1985\)](#).

Consiste en un plutón granítico de coloración grisácea que se encuentra aflorante en la porción central del límite entre el departamento de San José y Colonia aunque tiene su mayor expresión en este último e intruye a rocas metamórficas de la Fm. Montevideo ([Spoturno et al., 2004](#)). [Preciozzi \(1989\)](#) incluye granitos a granodioritas con variaciones texturales desde equigranular a porfirítica. Según este autor, el Granito Cufre está compuesto por oligoclasa, microclina, cuarzo, biotita y ocasionalmente anfíbol. Apatito, esfeno y opacos se encuentran como minerales secundarios.

En la porción más occidental del plutón ([Figura 13A](#)), se desarrollan actividades mineras de explotación donde el granito cumplía fines ornamentales ([Guerrero et al., 2018](#)). En la cantera Cufre se identifican enclaves máficos, diaclasas con arreglo ortogonal y diques pegmatíticos compuestos por cuarzo, muscovita, turmalina y granate. En el trabajo de [Guerrero et al. \(2018\)](#) también se menciona la presencia de cúmulos de biotita y foliación.

En la porción más oriental aflorante en el área de estudio ([Figura 13B](#)), este plutón es de grano fino con textura inequigranular seriada y se encuentra recortado por venas de cuarzo. Presenta como minerales primarios cuarzo, feldespato, plagioclasas y biotita verde y como minerales secundarios esfeno, muscovita y opacos. Aquí es posible observar una relación con rocas metamórficas máficas plegadas e incorpora xenolitos de ésta. En función de lo que plantea [Spoturno et al., \(2004\)](#), puede

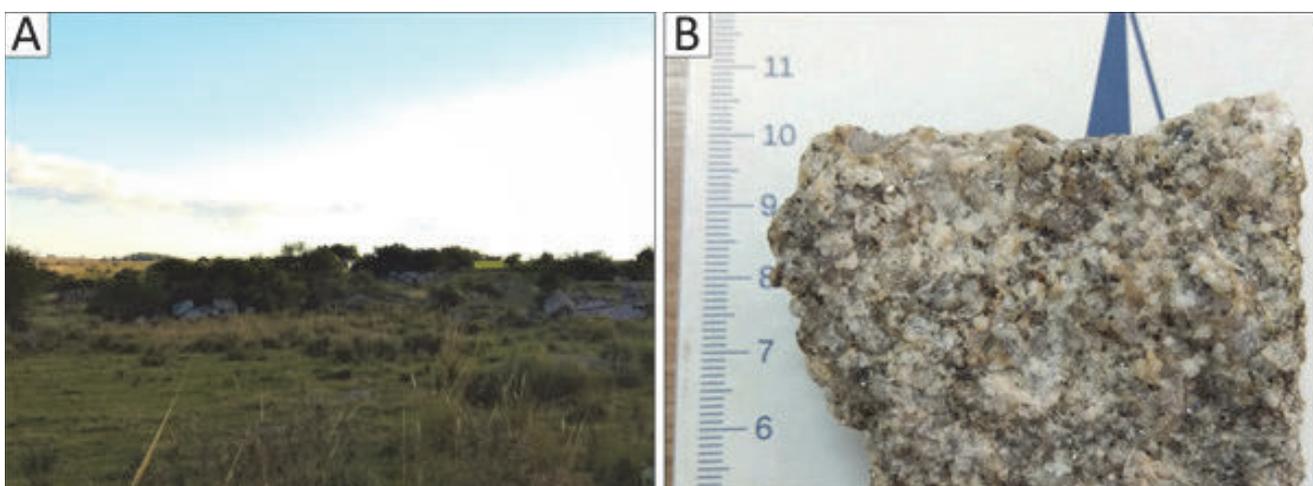


Figura 10. A) Vista general de afloramiento en bochas. **B)** Detalle de textura general de la roca en muestra de mano.

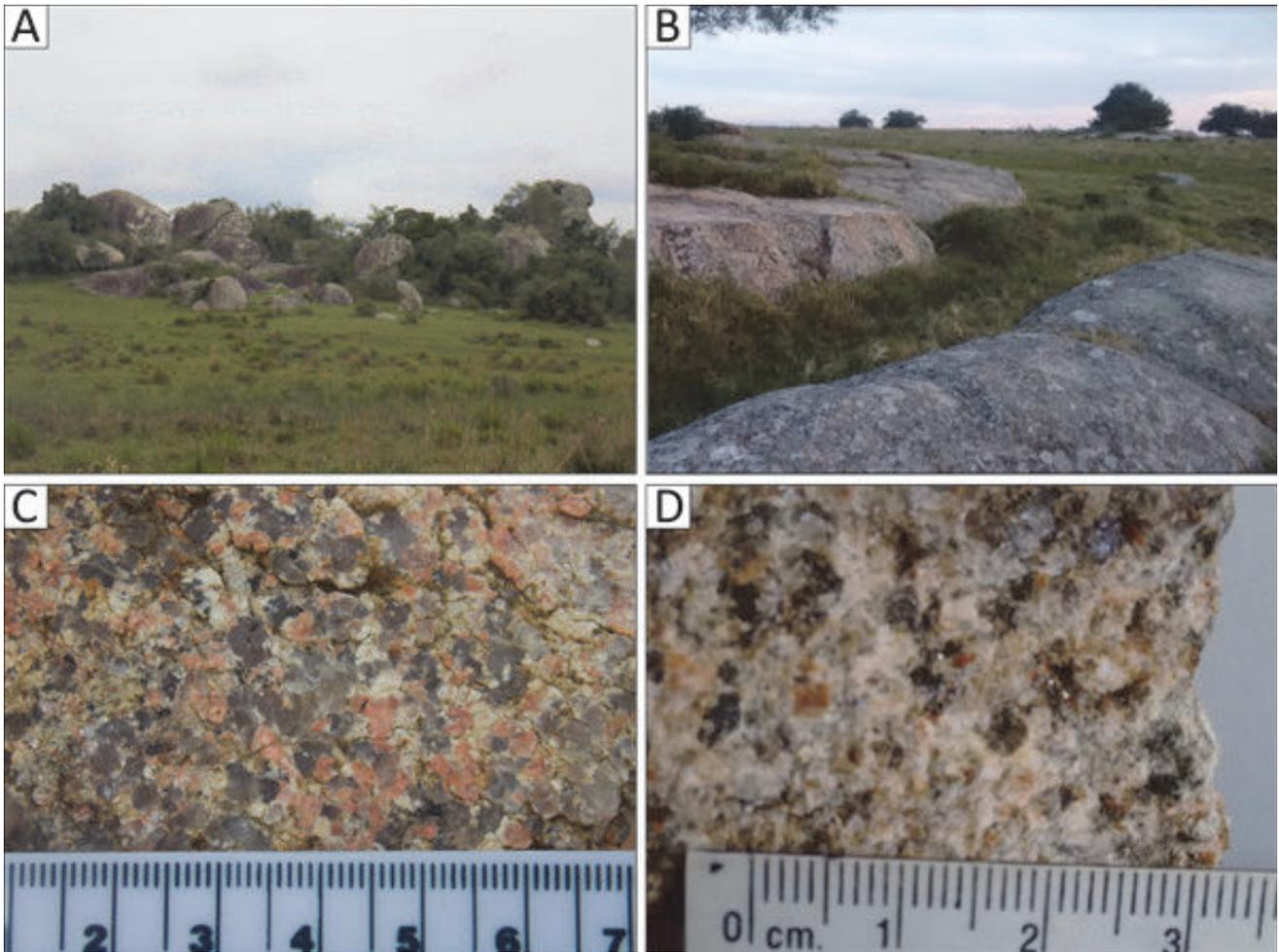


Figura 11. A), B) Vista general de afloramiento. **C)** Aspecto de la roca, con cuarzo, feldespato y escasa biotita accesoria. **D)** Aspecto de la roca, con cuarzo, feldespato y biotita.

corresponder con metamórficos de Fm. Montevideo.

En esta porción del cuerpo granítico, el cuarzo presenta extinción ondulante y se encuentra recrystalizado generando subgranos de bordes irregulares y nuevos granos. Los feldespatos de mayor tamaño presentan recrystalización en sus bordes con formas subhuedrales y maclas de deformación. Las plagioclasas se encuentran de diferentes tamaños y generan buenos sistemas de maclas. Los dominios de enriquecimiento en biotita, esfeno, muscovita y opacos se asocian a bordes de grano y fracturas

dando un aspecto bandeado a la muestra en una dirección principal visible tanto en lámina como en muestra de mano (**Figura 13C**) sin llegar a generar planos de foliación (no se observa orientación de minerales). Los opacos son hexagonales a rectangulares o con formas xenomorfas. La muscovita generalmente se dispone perpendicular a estas bandas. Por otro lado, el esfeno se presenta de color neutro con leve pleocroismo a tonalidades verdosas con formas alargadas subhuedrales preservando a veces caras piramidales o redondeadas (**Figura 13D**).

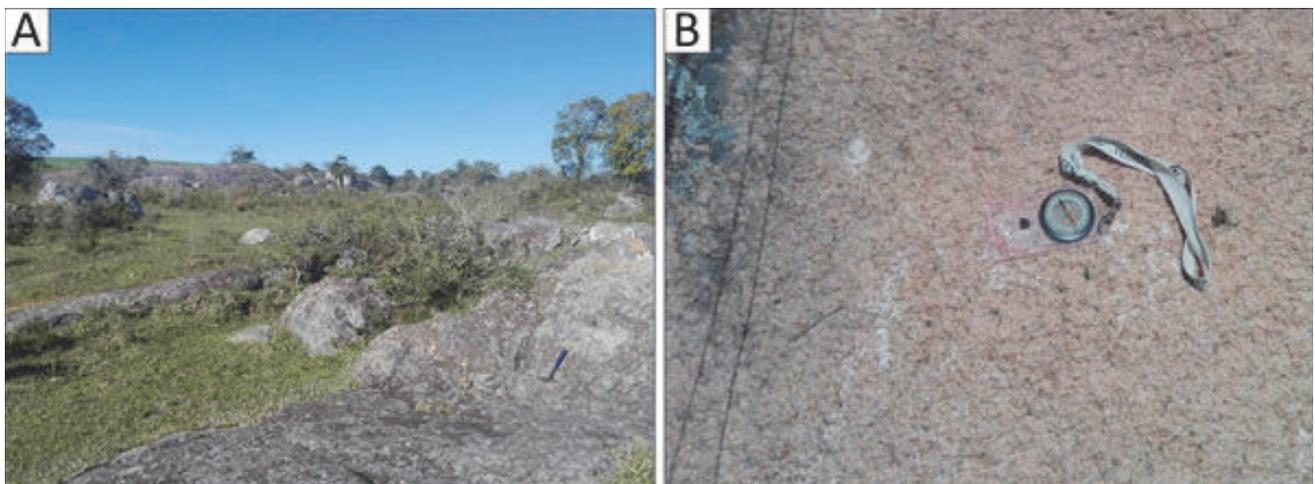


Figura 12. A) Vista general de afloramiento. **B)** Imagen de afloramiento con desarrollo de foliación incipiente de rumbo N90.

2.4. Magmatismo Post-tectónico

2.4.1 Granito de Mahoma

Fue descrito por Bossi et al. (1965) como Granito de Sierra Mahoma. Spoturno et al. (2004) describió esta unidad como una intrusión elíptica con su eje mayor con una dirección orientada aproximadamente al N060.

Esta unidad presenta un buen desarrollo geomorfológico caracterizado por un destaque topográfico positivo y abundantes afloramientos bochoides.

Sporturno et al. (2004) señala que petrográficamente se trata de un granito equigranular de grano medio, de color variable que va desde rosado a rojizo. Está compuesto por microclinasopertítica, biotita con pleocroísmo fuerte en tonos de verde amarronado y plagioclasa. También señala que la presencia de fluorita, muscovita secundaria y calcita evidencian una importante influencia de procesos tardimagmáticos. Frecuentemente se observan enclaves máficos ricos en biotita y anfíbol. El análisis de las características petrográficas sugiere un granito de afinidad alcalina que fue emplazado a escasa profundidad.

2.4.2 Tonalita - Granodiorita Las Acacias

Esta unidad es descrita por primera vez en esta oportunidad.

Cabe destacar, que en la Carta Geológica de San José; Escala 1:100000 (Spoturno et al., 2004) se encuentra mapeado un cuerpo granodiorítico aunque no se brinda una descripción en la memoria explicativa correspondiente.

Se encuentra aflorando al norte del fotoplano, en el departamento de San José, próximo a la ruta 23. El cuerpo aflora sobre el límite Norte de la hoja M-25. La densidad de afloramiento es baja a muy baja, presentándose como bochas pequeñas. La mejor exposición de esta litología se observa en la cantera de coordenadas (34° 1'19.16"S; 57° 5'44.99"O), donde la misma es recortada por un dique de dolerita el cual era extraído para su uso como roca ornamental (Figura 14A).

La tonalita es de grano fino a medio, de textura equigranular compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y anfíbol como minerales principales. Como accesorios se reconocen apatito, esfeno, circón y opacos (Figura 14B). Como productos de la alteración de los feldespatos se observan epidoto (pistacita), muscovita de pequeño tamaño, sericita y carbonatos (Figura 14B). El cuarzo tiene tendencia anhedral, presenta subgranos y por momentos aparece con aspecto intersticial entre otros cristales. Los feldespatos potásicos son principalmente anhedrales aunque se encuentran algunos cristales euhedrales. Presentan maclas simples y se encuentran parcialmente alterados a sericita/muscovita/epidoto, generando un aspecto "sucio" a los cristales.

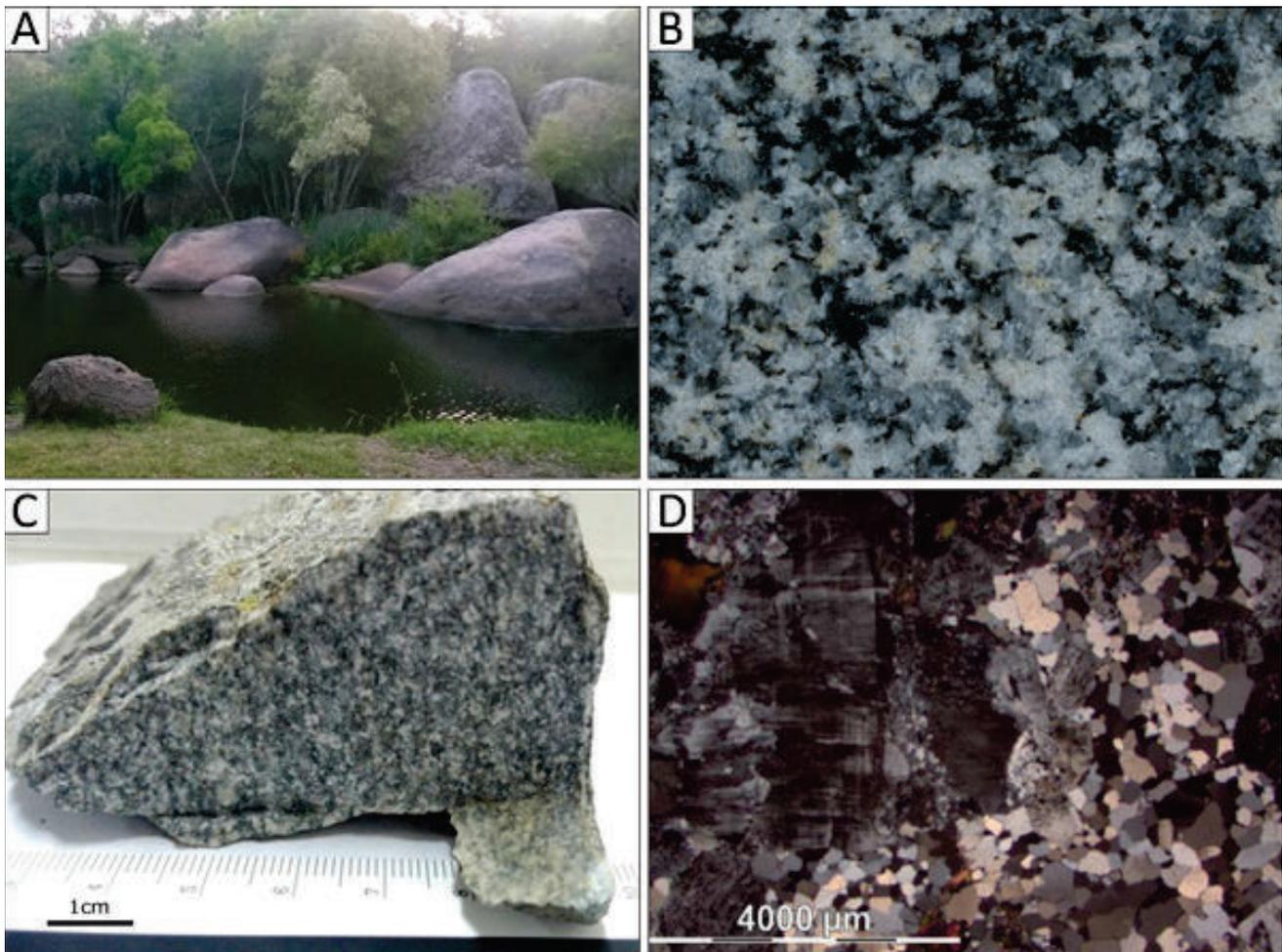


Figura 13. A) Vista general de afloramiento en bochas en porción occidental del plutón. B) Vista de textura general de la roca en placa pulida, tomado de Morales Demarco, (2012). C) Muestra de mano de (B). D) Detalle en lámina delgada con luz polarizada plana y nicols cruzados de la textura general de la roca, tomado de Morales Demarco, (2012).

Las plagioclasas son de anhedrales a subhedrales, muy alteradas, pero se pueden reconocer algunas maclas polisintéticas. Las biotitas forman cristales anhedrales de tonalidades principalmente marrón oscuro. El anfíbol se encuentra en menor proporción, con cristales de anhedrales a euhedrales, las secciones basales observadas son principalmente hexagonales. Algunos individuos se encuentran alterados a epidoto. Los circones están generalmente en los bordes o dentro de los granos de biotita, y generan aureolas en las mismas (Figura 14B).

La naturaleza precisa de sus límites es desconocida, se supone intrusivo a las rocas metamórficas de grado bajo de Fm. Paso Severino y se desconoce la naturaleza del contacto con las milonitas vinculadas a la Zona de Cizalla Guaycurú y gneisses correspondientes a “Gneisses y esquistos Qz-Hb”, aunque al no reconocerse ningún indicio de deformación en el cuerpo se lo supone intrusivo a estos y por tanto postectónico.

2.5. Rocas miloníticas

Estas litologías poseen una escasa exposición superficial, siendo generalmente cubiertas por suelo y/o coluviones. Dichas rocas se disponen conformando dos bandas estructurales, una al NE del área con dirección NOO-SE y otra hacia el sur, de dirección SOO-NEE. Estas estructuras corresponden según la bibliografía a la Zona de Cizalla de Cufre y Zona de Cizalla Guaycurú respectivamente.

2.5.1 Zona de Cizalla Cufre

Ha sido denominada, y descrita, como falla de Peblo González (Preciozzi et al., 1985), Faja milonítica Cufre - Mal Abrigo por Coronel et al., (1990) o Zona de Cizalla Cufre - Puntas de Cañada Tabárez por Spoturno et al., (2004).

En el área de estudio, los afloramientos se encuentran en planta, formando pequeños bochones o “paletas” aisladas meteorizadas. Las unidades que se vieron afectadas en campo son el Metagrano porfirítico (secc. 2.3.3), el basamento ortoneisico (secc. 2.1.2) y el Granito

Cerro de Albornoz (secc. 2.4.4). El Metagrano porfirítico, genera texturas con diferente grado de deformación milonítica. Es posible observar el pasaje de texturas protomiloníticas a ultramilonitas donde la deformación es tal que en muestra de mano es inidentificable el bandeo. El rumbo de la foliación milonítica es desde el N70 al N120 principalmente.

La textura protomilonítica se caracteriza por ribbons intercalados con bandas biotíticas y porfiroclastos de feldespato gris. A mesoescala (Figura 15A) y microescala se observa la disminución de tamaño de los fenocristales de feldespato del protolito y aumento de su redondez conformando “ojos” y formas sigmoidales con sombreros de biotita. Presentan recrystalización en bordes y fracturamiento, incluso desarrollando sistemas tipo book-shelf. Algunas plagioclasas se encuentran deformadas. Este bandeo presenta actitudes que van desde N070 a N100 con buzamientos mayores a 80°. A pesar de no generarse muy buenos indicadores cinemáticos, se desarrollan algunas estructuras tipo micafish en biotitas y book-shelfs señalando desplazamiento sinistral. Por otro lado, el cuarzo se presenta recrystalizado con generación de nuevos granos equigranulares de bordes rectos.

Las rocas con texturas miloníticas-ultramiloníticas, presentan comúnmente tonalidades oscuras debido posiblemente, a la ruptura de la red cristalina del cuarzo durante su deformación.

En estas condiciones de mayor deformación, el feldespato denota recrystalización por bulging, observándose bandas feldespáticas recrystalizadas en tamaños de grano muy pequeños intercaladas con ribbons de cuarzo. El cuarzo recrystalizado en los ribbons desarrolla subgranos de bordes irregulares donde genera foliación oblicua, aunque también son visibles subgranos con tendencia a formar caras rectas y puntos triples. Subordinadamente, se encuentran granos monocristalinos, inmersos en la matriz, redondeados, con extinción ondulante y ocasionalmente idiomorfos. Los minerales laminares (en gran cantidad) se encuentran alterados a sericita concordantes al bandeo y rellenando fracturas junto a óxidos de disolución. Los porfiroclastos de feldespato y plagioclasa conforman granos redondeados, con extinción ondulante, poiquilíticos

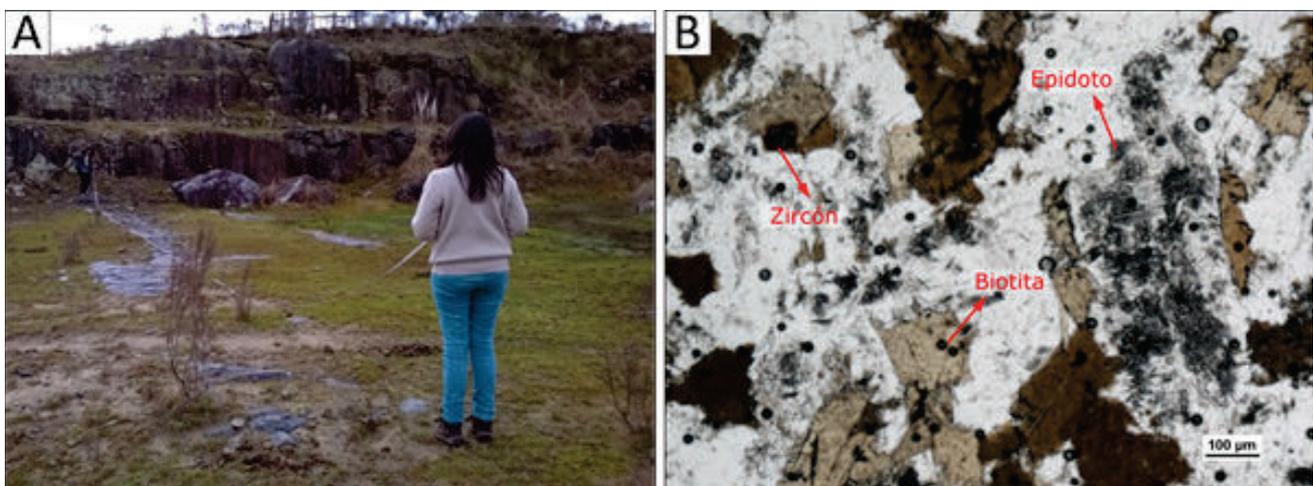


Figura 14. A) Tonalita en cantera, donde constituye la roca caja de un dique de dolerita. **B)** Detalle petrográfico de la tonalita en luz natural donde se señala una inclusión de circón (Zr) en una biotita, un epidoto (Ep) y una biotita (Bt).

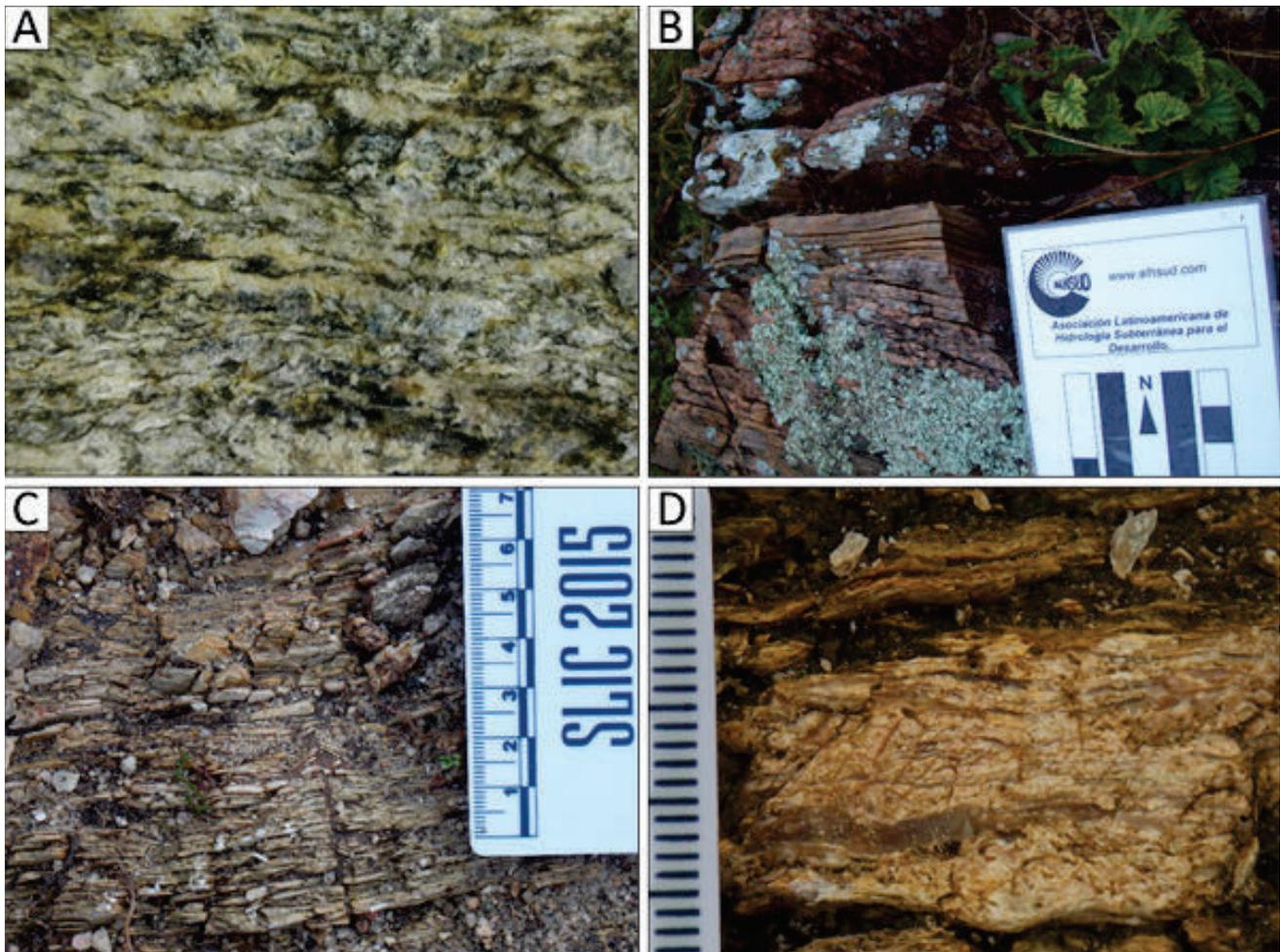


Figura 15. A, B) Milonitas Zona de Cizalla Cufre. En **A** se observa detalle de textura protomilonítica con fenocristales de feldespato aún distinguibles, cortantes a una matriz bandeada félsica-máfica compuesta de cuarzo, feldespato y biotita. Es notorio la redondez y la disminución de tamaño de los fenocristales. En **B** es notorio el pasaje de textura milonítica a ultramilonítica. **C, D)** Milonitas Zona de Cizalla Guaycurú. En **D** se muestra el aspecto de las rocas, concuarzos muy estirados (ribbons) y feldespatos sin asimetría clara.

y a veces, recrystalizados en sus bordes o alterados y fracturados. Estas milonitas se encuentran afectadas por una tectónica que denota temperaturas cercanas a 500°C por recrystalización dinámica de cuarzo e inicio del feldespato y al menos un evento posterior de carácter frágil le adjudica bandas finas cataclásticas concordante al bandeado y a fracturamientos discordantes.

Intercalado concordantemente a estas milonitas, se encuentra un cuerpo de tonalidades verdosas, de grano muy fino cubiertas por sericita y con desarrollo de planos de clivaje N120 subvertical. Está compuesto por clorita tabular extremadamente fina en un hábito decusado, carbonato y aglomerados de cuarzo recrystalizado que a pesar de no desarrollar una orientación preferencial forman un bandeado. A su vez, el carbonato y el cuarzo rellenan fracturas y oquedades. Se puede apreciar cuarzo recrystalizado con extinción ondulante y fenocristales de plagioclasas fracturados y alterados, de coloración beige a luz natural y gris rosácea a luz polarizada.

Por otra parte, es posible observar heterogeneidad en el espaciado entre los planos de foliación dando un carácter anastomosado o planos de clivaje perfectos donde el tamaño de grano es menor (Figura 15B).

En la porción Oeste, afectando a un cuerpo granítico (en el presente trabajo, indiferenciado del basamento ortogneissico) se desarrollan fracturas que

evidencian importante tectónica, así como el desarrollo de texturas esquistas de grano fino, coloración verdosa y brillo sericítico. Los esquistos presentan baja densidad de exposición superficial, se encuentran altamente alterados y presentan orientaciones entre N110 y N120.

2.5.2 Zona de Cizalla Guaycurú

Fue reconocida por Medina et al. (1989) Coronel et al. (1990), Garat (1990), Spoturno et al. (2004). Esta zona de cizalla presenta rumbo de foliación NO-SE. Aflora en desmontes de caminos o pequeñas canteras y constituye el límite entre las rocas metamórficas de grado bajo de Fm. Paso Severino y los “Gneisses y esquistos cuarzo-hornblédicos”. Presenta un rumbo general N330°, buzamientos de verticales a sub-verticales y una potencia de entre 300 y 400 metros. Presentan grano fino, son cuarzo-feldespáticas y en muestra de mano presentan cuarzos muy estirados (Figura 15C, D). No se encuentran indicadores cinemáticos claros que permitan determinar el sentido de la cizalla.

2.6. Magmatismo extensional

Coronel et al., (1990) señala la presencia de actividad

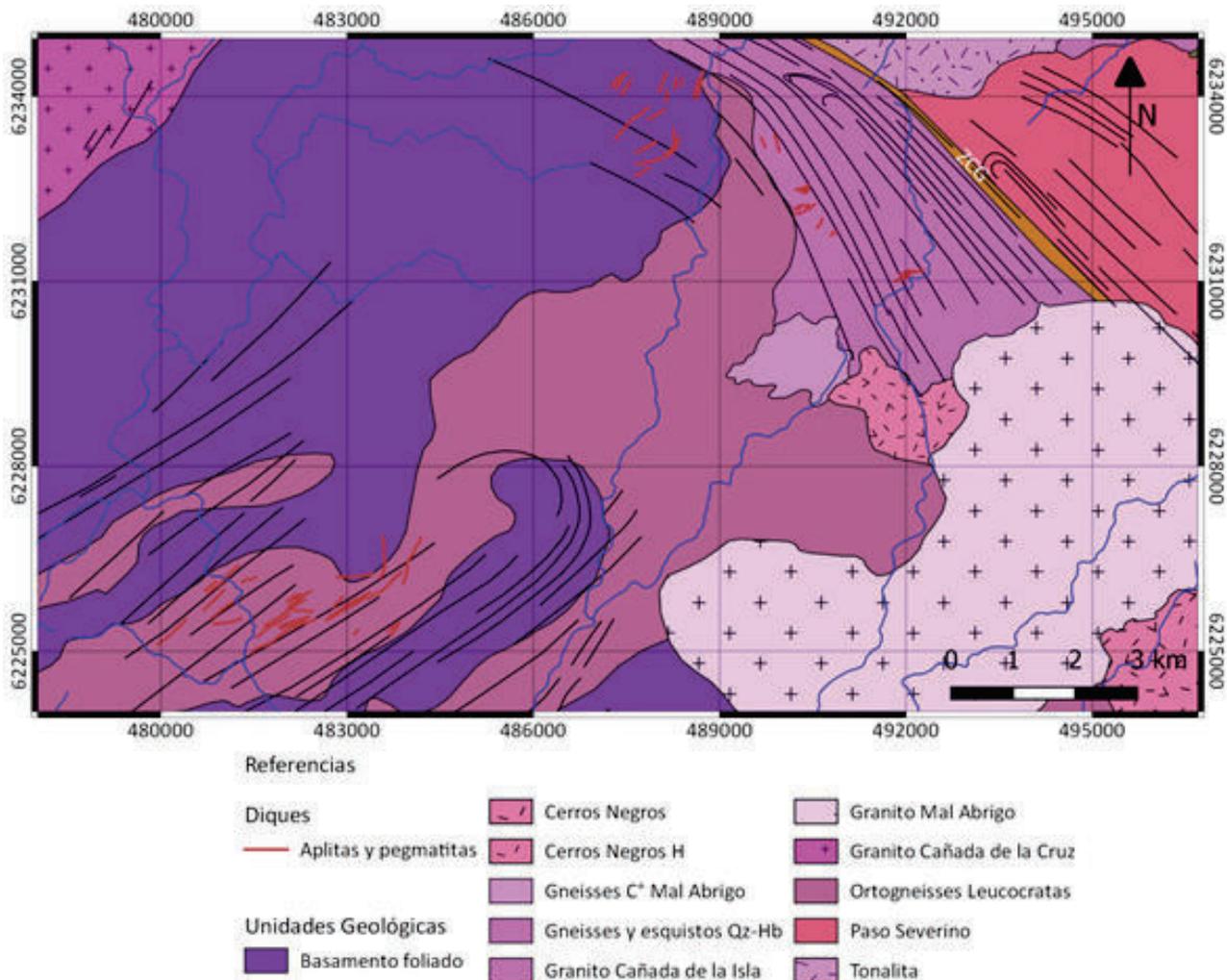


Figura 16. Distribución de los haces de diques aplíticos y pegmatíticos. SRC WGS 84/ zone 21S. EPSG: 32721.

filoniana ácida (filones de cuarzo o graníticos) vinculadas al Granito de Mahoma y esparcidos de forma dispersa próximos al Granito Mal Abrigo. Cercanos a estos últimos, menciona también la existencia de otros filones con composición granítica que presentan rumbos cercanos a E-O que coinciden con el rumbo general regional.

La actividad filoniana descrita a continuación se desarrolla intensamente recortando las unidades anfibólicas y ortogneisses del basamento. Se manifiestan como diques y filones félsicos de dimensiones variables que siguen la orientación regional aunque varían levemente (Figura 16). Estos filones estarían asociados a la actividad magmática ácida que se identifica en el área y algunos se encuentran deformados.

Esta unidad está constituida por pegmatitas y aplitas, los filones de cuarzo no son tan frecuentes y son de aspecto “lechoso” pudiendo estar recrystalizados.

2.6.1 Pegmatitas

Las pegmatitas presentan una importante densidad de afloramiento con formas bochoides y disyunción esférica (Figura 17A). Son de grano grueso, están compuestas principalmente por cuarzo, feldespato alcalino, moscovita aglomerada y muy baja proporción de biotita aglomerada +/- granate. Se observa zonación desde los bordes al centro de la pegmatita en términos texturales.

2.6.2 Aplitas

Las aplitas se presentan como filones de grano fino bien angulosos y de menor espesor. Desarrollan una red de afloramientos tipo crestas que se intersectan entre sí (Figura 17B) y siguen relativamente la orientación regional. Son de color rosáceo a blanquecino constituidos por cuarzo, feldespato alcalino y aglomeraciones de máficos (Figuras 17C,D).

2.6.3 Haz de diques de Florida

Esta unidad fue reconocida y descrita por Bossi and Campal (1991) y Bossi et al. (1993).

Recorta a gran parte de las unidades anteriores. En campo se manifiestan de manera variada dependiendo la extensión y dimensión de cada uno.

Los grandes diques forman importantes afloramientos (Figura 18A) que se asocian a las partes altas de las lomadas y se encuentran acompañados por intensa vegetación arbustiva. Aparecen como bochas métricas, muy diaclasadas y usualmente con disyunción esférica (Figura 18B).

Los diques más pequeños son de grano fino y afloran con poco desarrollo, generalmente sobre el suelo en pequeños fragmentos. Usualmente se distinguen

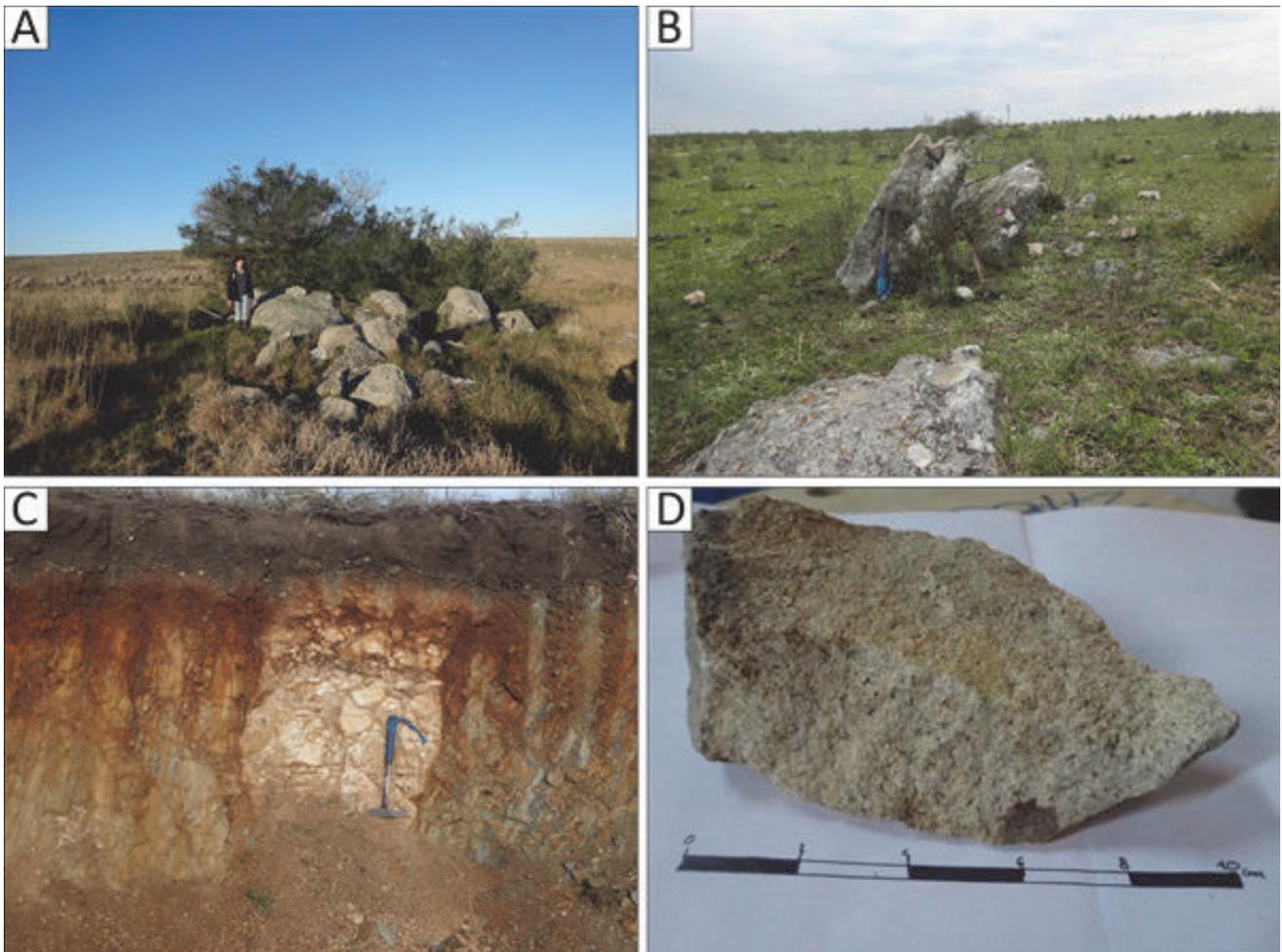


Figura 17. A) Vista general de afloramiento de pegmatita. **B)** Aspecto en campo de afloramiento tipo crestas en aplitas. **C)** Vista en frente de cantera de intrusión aplítica en anfibolita. **D)** Detalle de muestra de mano de aplita, se distingue el grano fino y manchas rojizas que corresponden a aglomeraciones de máficos.

desplazamientos de rumbo de los filones félsicos asociado a la intrusión de estos diques, indicando posterioridad de los últimos.

A simple vista se observan piroxenos, plagioclasas y opacos. En las facies de grano medio, las plagioclasas se presentan como bastones y pueden estar aglomeradas.

Petrográficamente presentan clinopiroxeno y plagioclasa con textura subofítica (Figura 19B) y glomeroporfirítica (Figura 19A), intercrecimiento granofírico, opacos y como mineral accesorio, apatito.

Los clinopiroxenos corresponden a augita y son subhedrales a anhedrales, algunas veces aparecen maclados. Hay anfíbol como pseudomorfo del clinopiroxeno (Figura 19A). Las plagioclasas son de gran tamaño, prismáticas y euhedrales, con inclusiones de apatito muy fino.

El cuarzo y el feldespato alcalino se presentan como intercrecimiento granofírico. Los opacos son abundantes y se expresan desde euhedrales a anhedrales (posible magnetita) y con forma esquelética (típica de ilmenita). En fracturas y en las plagioclasas aparece alteración sericitica.

Es de destacar que estos diques se explotan con fines ornamentales generando el producto comercial conocido como Granito Negro en sus variedades Negro Oriental y Negro Absoluto.

2.6.4 Diques básicos

En el trabajo de Coronel et al. (1990) fueron reconocidos filones básicos (diabasas) con el mismo rumbo general NO-SE, uno de ellos recortando la porción más occidental del complejo Cerros Negros y otro próximo a la cantera de AFE sobre la ruta nacional N°23. Uno de ellos recorta discordantemente al granito Mal Abrigo y a la Fm. Paso Severino. Son de color negro, de grano fino, de textura subofítica, con plagioclasa zoneada y clinopiroxeno fundamentalmente con anfíbol secundario (Coronel et al, 1990). El mismo autor los relaciona con otros presentes en la zona datados entre los 1400 y 1600 Ma (Coronel et al, 1990) utilizados con fines ornamentales.

En este estudio, se reconoció otra serie de diques con menor expresión y rumbo NO-SE que pueden corresponder al evento Paleoproterozoico con otra dirección estructural subordinada o corresponder a un evento más joven como Mesozoico que es el otro evento conocido con generación de diques, diabasas, etc.

2.7. Cobertura Fanerozoica

2.7.1 Formación Libertad

Esta unidad fue definida por Goso (1965) integrando

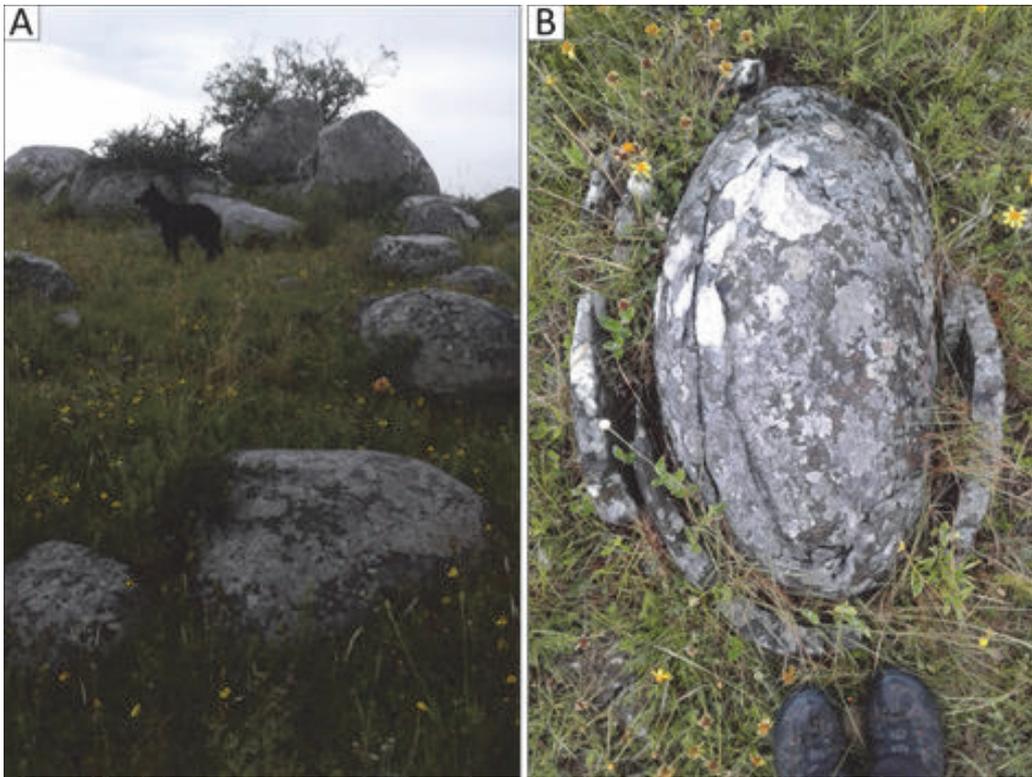


Figura 18. A) Aspecto en campo de afloramiento de dolerita bien desarrollado donde se distinguen grandes bochas. B) Disyunción esferoidal en dolerita.

dominantemente arcillitas, limo arcillas y limos loésicos. Se distribuye tapizando escasamente la porción Sur del área de estudio.

2.7.2 Eluviones, coluviones y aluviones

Los eluviones se desarrollan con poco espesor (30-40 cm) tanto sobre ortogneisses como sobre las anfibolitas en las zonas más altas (Figura 20). Los coluviones se desarrollan en las laderas y están compuestas por bloques angulosos de rocas aledañas sostenidos en una matriz de suelo. Los depósitos aluviales están conformados por fragmentos líticos de tamaño arena media a gravilla, de las rocas del basamento.

3. Geología Estructural

Las actitudes de las foliaciones gnéissicas correspondientes a las rocas metamórficas de grado medio muestran una inflexión desde rumbos N250 (en el Oeste) a N340 con buzamientos subverticales hacia el Este. De forma similar, los valores estructurales medidos en las rocas metamórficas de grado bajo reflejan un rumbo de foliación que varía entre N280 y N330 también con buzamientos subverticales. Es de destacar que el 75% de los datos representados en el estereograma de la Figura 21A, corresponde a ortogneisses y esquistos de la región próxima al Cerro Mal Abrigo. El 25% restante, de ortogneisses y anfibolitas aflorantes en la porción Oeste del basamento de grado medio metamórfico. El comportamiento estructural que se visualiza está

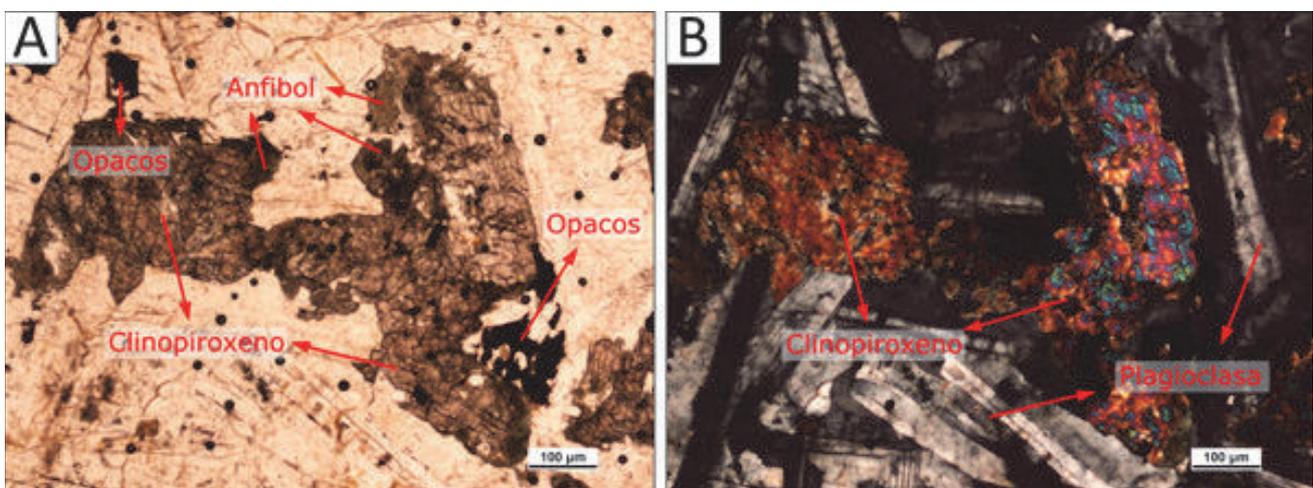


Figura 19. A) Detalle en luz natural donde se señalan grandes cristales de ClPx con polimorfos de Anf en la parte superior de la imagen. También se señalan opacos anhedrales hacia la derecha de la imagen y ehuedrales en la parte superior de la imagen. B) Detalle en luz polarizada, donde se señalan los ClPx rodeados por una matriz de grandes cristales de Pg brindando una textura subofítica a la roca.

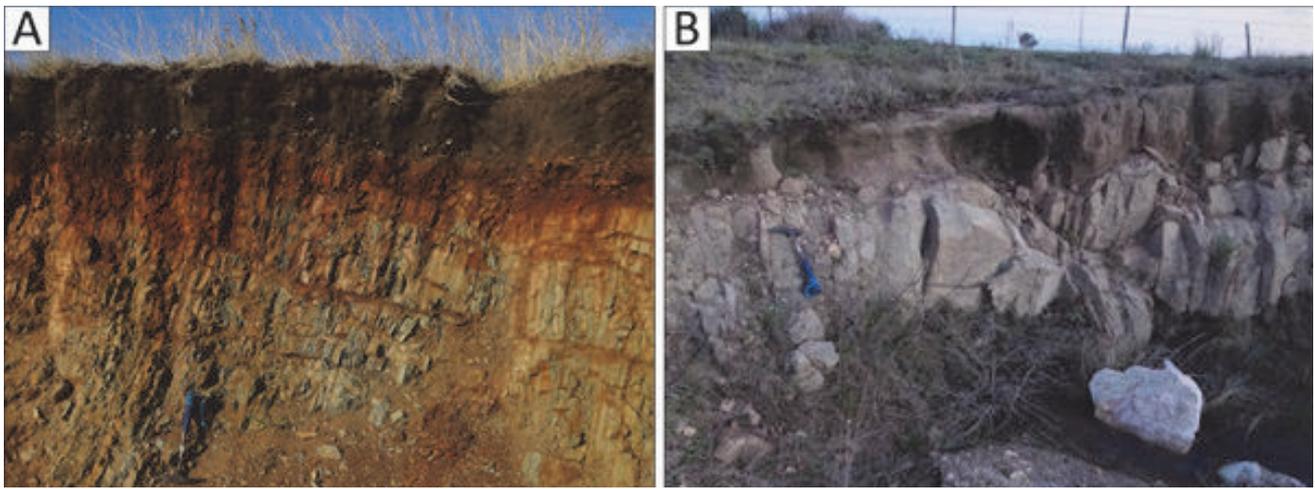


Figura 20. A) Perfil de suelo desarrollado sobre afloramiento anfibolitas; B) Eluvi3n desarrollado sobre ortogneisses.

vinculado a la Zona de Cizalla (Coronel et al., 1990; Garat 1990), la cual, como se observa en la Figura 21E. Aqu3, se desarrolla foliaci3n milon3tica con rumbos generales N330 y buzamientos subverticales a verticales. Dos posibilidades se plantean en consecuencia a estos resultados: por un lado, que esta inflexi3n de la foliaci3n general se deba al desarrollo de dos eventos de deformaci3n; uno donde el eje de mayor strain presente direcci3n NO, generando la foliaci3n NE del basamento gn3isico y luego el desarrollo de la Zona de Cizalla Guaycur3, dando lugar a la inflexi3n de la foliaci3n. Por otro lado, tambi3n podr3a tratarse de una deformaci3n progresiva, donde se va enfriando el sistema y el elipsoide de deformaci3n rota, pero esto no se

puede probar con los datos.

La segunda gran estructura del 3rea corresponde a la Zona de Cizalla Cufre, la cual genera foliaci3n milon3tica con rumbos generales N110 a pesar de presentar una direcci3n estructural (en campo) NEE. Estos datos estructurales reflejan una estructuraci3n oblicua en algunos sectores de la cizalla de entre 10-20° respecto al rumbo de su expresi3n geomorfol3gica. A su vez, existe la posibilidad de que esta cizalla haya tenido una componente vertical en su din3mica existe, si consideramos que no fue comprobada la continuaci3n del Metagranito porfir3tico m3s all3 de la estructura y que en el departamento de San Jos3 es l3mite tect3nico entre Fm. Paso Severino y Fm.

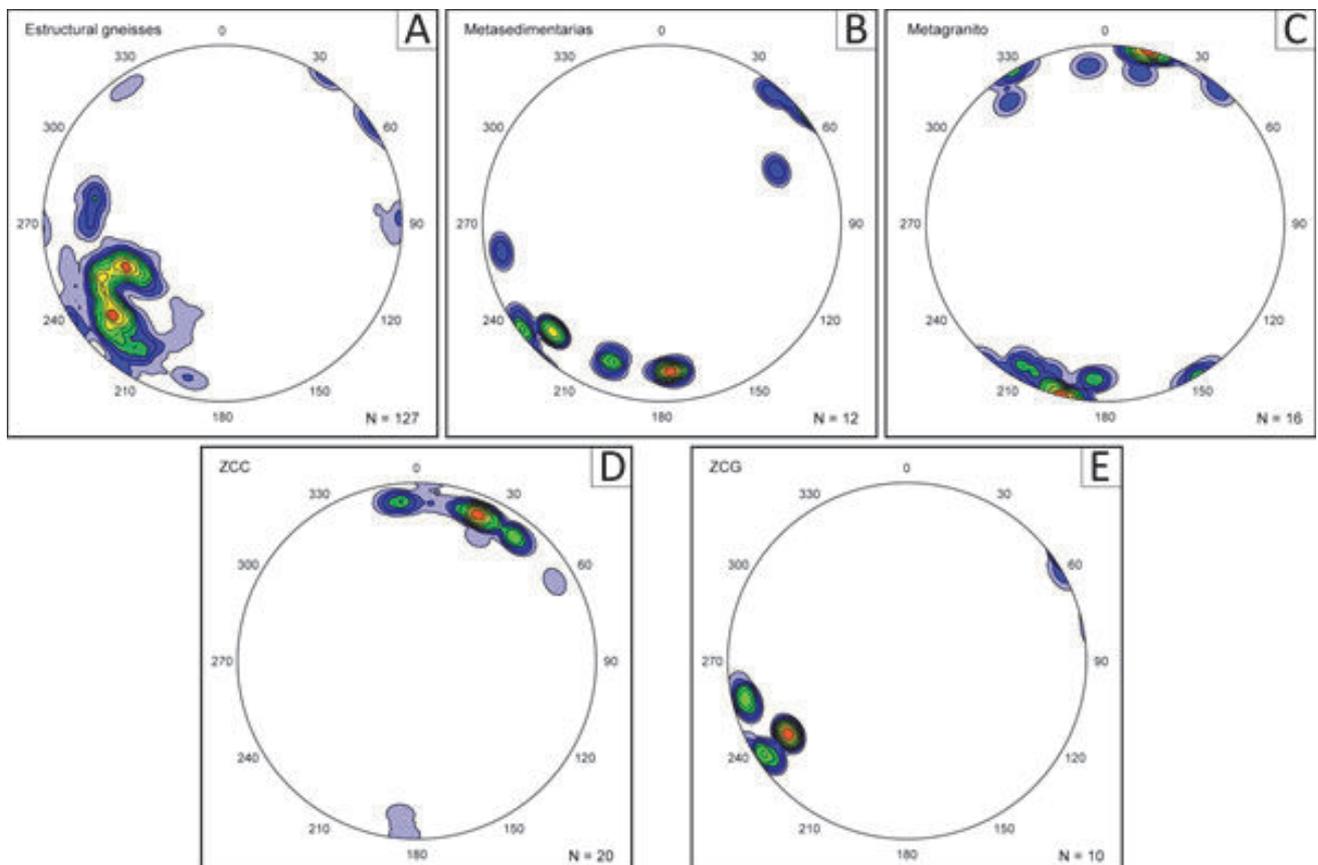


Figura 21. Diagramas de isodensidad de polos (Schmidt). A-B) Representaci3n de la foliaci3n correspondiente a las rocas de medio y bajo grado metam3rfico respectivamente. C) Representaci3n del bandeo gn3isico del Metagranito porfir3tico. D-E) Caracter3sticas estructurales de la foliaci3n milon3tica de la Zona de Cizalla Cufre y Guaycur3 respectivamente.

Montevideo. Sin embargo, es necesario contar con mayor cantidad de datos estructurales para aseverar este planteo.

4. Aereogeofísica

En el 2014 se realizó en Uruguay un relevamiento aéreo de datos geofísicos que involucró radimetría, magnetometría y de elevación. Como producto final, se obtuvieron diversos mapas, los cuales en el presente estudio se utilizaron para corroborar relevamientos de campo así como para realizar interpolaciones y corrección de contactos geológicos interpretados en trabajos anteriores. Diversas unidades geológicas referidas anteriormente presentan algún tipo de respuesta en la aereogeofísica: Granito Mal Abrigo, Cerros Negros, Gabro Mahoma, Granito Mahoma, Granito Cañada de la Cruz, contacto entre granitos y basamento gnéssico, diques y la unidad Gneisses y Esquistos Qz-Hb. El Granito Mal Abrigo, Granito Mahoma, el Granito Cuchilla de la cruz, Granito Cufre y Metagranito porfirítico presentan contrastes importantes de alto potasio (K) respecto a los cuerpos geológicos circundantes (Figura 22A). Los bordes de estas anomalías son netos. Esta característica permite definir el límite de las unidades en aquellos lugares donde el contraste de litologías no permite su distinción petrológica o por fotointerpretación (como sucede por ejemplo en la porción Sur-Oeste del Granito Mal Abrigo en contacto con los ortogneisses del basamento).

En los mapas derivados de los datos magnetométricos (Figura 22C) (reducido al polo, susceptibilidad magnética, primera derivada y segunda derivada), los cuerpos máficos como Cerros Negros, Gabro de Mahoma y los diques máficos paleoproterozoicos se distinguen fácilmente. En estos mapas, se puede observar que el área presenta una estructuración predominantemente NE (O1, Figura 22C). Sin embargo, es de destacar una estructura NOO-E (O2, Figura 22C, de dirección coincidente con una estructuración general regional O-SE) que se extiende a lo ancho del departamento de San José adoptando un rumbo SE y se encuentra muy marcada en los resultados derivados de los mapas de campo magnético (Figura 22C). La interpretación de la empresa Sander Geophysics Limited de sus resultados de la aereogeofísica, le da la signatura de dique a esta estructura. Dos puntos de control en el campo se efectuaron próximos, donde en uno de ellos se identificó un dique básico a la altura de las coordenadas 480479, 6222283 (SRC WGS 84/ UTM zone 21S. EPSG: 32721). Por otro lado, en la Escuela de Cerros Negros aflora una roca con textura esquistosa (secc. 2.3.2); en esta oportunidad se lo incluye dentro de la unidad de Cerros Negros.

Las anfíbolitas próximas a la ZCG se destacan en el mapa reducido al polo por una magnetización concordante con el campo magnético actual dando una anomalía positiva respecto a los cuerpos geológicos circundantes.

5. Discusión y conclusiones

Las unidades geológicas aflorantes en el área de estudio

representan diferentes etapas de la orogenia que dio lugar, durante el Paleoproterozoico, a los cinturones metamórficos del Cratón del Río de la Plata en el territorio uruguayo. Las rocas metamórficas de grado medio (orto-paragneisses, anfíbolitas, esquistos cuarzo-hornblendíticos) junto a la secuencia metamórfica volcanosedimentaria de grado bajo (metapelitas, metareniscas, metabasaltos y metagabros) del cinturón San José (Oyhantçabal et al., 2003), conforman el basamento del área. Tal como se puede observar en la Zona de Cizalla Guaycurú donde, al Este de la misma aflora la Formación Paso Severino y al Oeste los esquistos hornblendíticos y ortogneisses, el basamento gnéssico se encuentra delimitado por transurrencias sinestrales (Zona de Cizalla Cufre) y dextrales (Zona de Cizalla Guaycurú). De forma similar, en el departamento de San José (Spoturno et al., 2004), las Formaciones Paso Severino y Montevideo se encuentran separadas por la Zona de Cizalla Cufre-Cañada Tabárez.

El origen de los gneisses y anfíbolitas puede corresponder con un antiguo basamento de anfíbolitas y esquistos Qz-Hb (posiblemente paraderivados) que es incorporado como xenolitos dentro de granitoides intrusivos. Los gneisses, serían el resultado de la recrystalización metamórfica de estos granitoides. Por otro lado, los esquistos podrían ser el resultado del retrometamorfismo de anfíbolitas en condiciones hidratadas vinculadas a la actividad de la zona de cizalla.

El cinturón San José se encuentra intruído por diversos cuerpos ígneos sin-tardiorogénicos. En base a las relaciones de contacto y evidencias de metamorfismo (o falta de las mismas) se clasifican como sin-tectónicos a las unidades: Hornblenditas del Cerro Mal Abrigo, Cerros Negros, Metagranito porfirítico, Complejo granítico Jesús María, Granito Cuchilla de la Cruz, Gabro Mahoma, Granito Mal Abrigo, Granito Albornoz, Granito Cañada de la Isla y Granito de Cufre. Por otro lado, la Tonalita las Acacias y el Granito de Mahoma se consideran como post tectónico.

Dentro de los cuerpos sin-tectónicos, el Metagranito porfirítico no habría alcanzado temperaturas mayores a 600 °C en base al inicio de la recrystalización de los feldespatos (Hirth y Tullis, 1992). El Granito Albornoz es un cuerpo emplazado dentro de la Zona de Cizalla Cufre, y si bien no fueron encontradas texturas miloníticas, la foliación dada por la orientación incipiente de la biotita, con actitudes paralelas a la zona de cizalla, sugiere simultaneidad entre su emplazamiento y el movimiento de la zona de cizalla. El granito Mal Abrigo no muestra signos de metamorfismo más allá de su porción oriental que se encuentra afectado por la Zona de Cizalla Guaycurú. Debido a esto es que se lo considera aquí sin-tardio tectónico. En cuanto a la Zona de Cizalla Cufre, los indicadores cinemáticos encontrados fueron visibles únicamente a microescala: foliación oblicua dentro de ribbons de cuarzo y fracturamientos sintéticos en porfiroclastos de feldespato (book-shelves). Los mismos indicaron un sentido sinistral, mientras que Spoturno et al., (2004) indican sentido dextral según evidencias en el departamento de San José.

Por otro lado, es de destacar que no fue comprobada la continuación del Metagranito Porfirítico hacia el Norte de la Zona de Cizalla de Cufre. Esto podría ser indicativo de una componente vertical en el deslizamiento sobre el

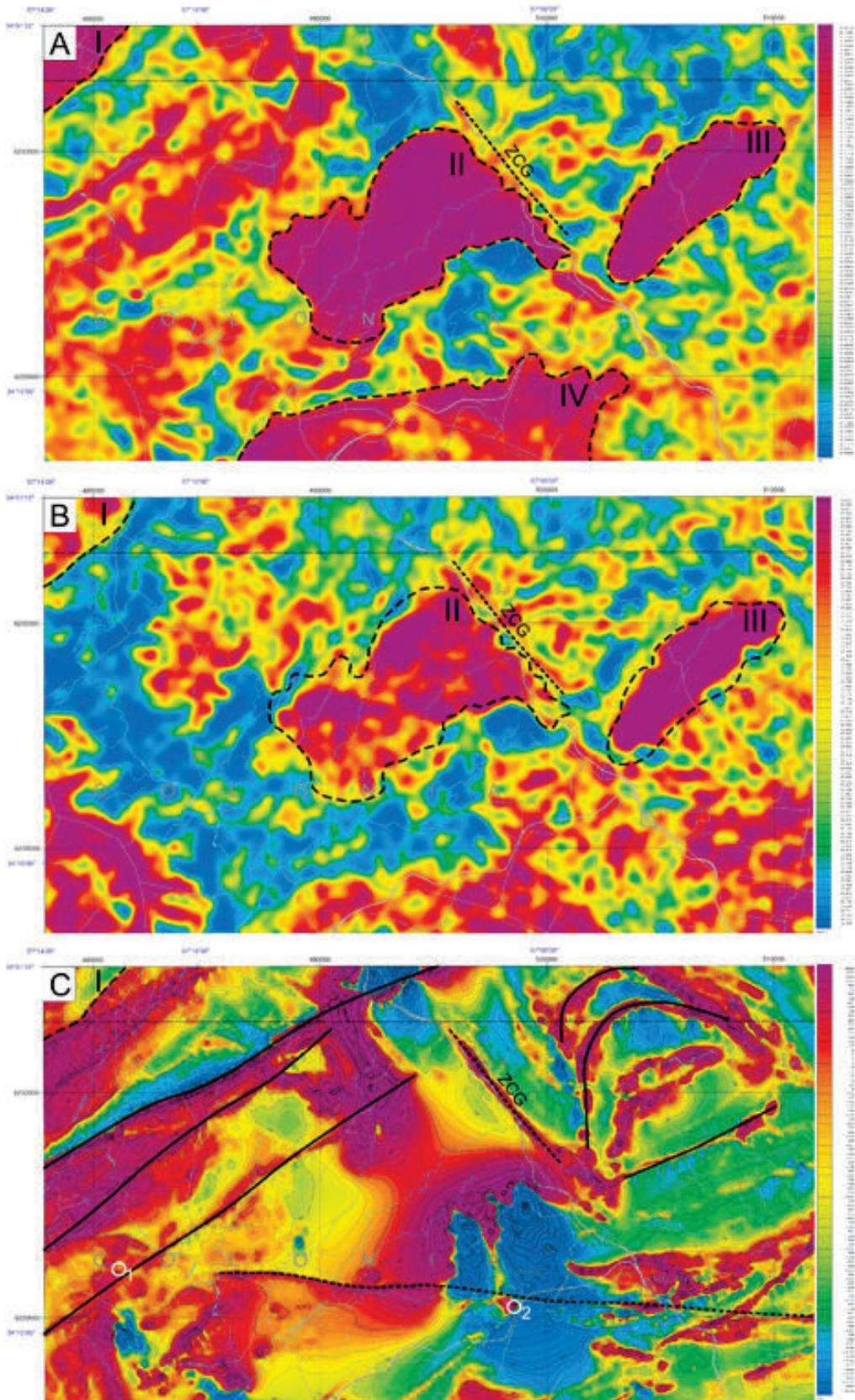


Figura 22. A) Concentración de Potasio (%). **B)** Concentración Thorio Equivalente (ppm). En **A y B** se indica entre trazos discontinuos el Granito Cañada de la Cruz (izquierda), Granito Mal Abrigo (centro), Granito Mahoma (derecha). **C)** Campo magnético reducido al polo (nT). Se indican en trazos continuos las principales direcciones estructurales de la zona (O1). En trazo discontinuo, una dirección estructural incipiente (O2) y la Zona de Cizalla Guaycurú con dirección NOO-SE. Se indican además, las unidades y estructuras con representación en los mapas **A y B**: I-Granito Cañada de la Cruz, II-Granito Mal Abrigo, III-Granito de Mahoma, IV-Granito porfíritico, ZCG- Zona de Cizalla Guaycurú.

plano de falla. Sin embargo, para realizar una afirmación al respecto es necesario la realización estudios estructurales en detalle.

En cuanto a la actividad filoniana, se entiende aquí, que la intensa actividad ígnea plutónica granítica en la zona fue la generadora de la ocurrencia de importante actividad filoniana félsica, representada con diferentes características (potencia, composición, estructura, distribución areal). La actividad filoniana básica, por otro lado, se encuentra representada por un haz de diques máficos (doleritas), con rumbo general N70. Estos se conocen como Haz de diques de Florida datados en 1790 ± 5 (Halls et al., 2001), asociados a un evento extensional.

Finalmente, los procesos de exhumación y erosión hicieron posible el afloramiento de las unidades correspondientes a niveles corticales más profundos.

La cobertura sedimentaria está representada por la Formación Libertad (Cenozoico) la cual aflora escasamente. Los procesos actuales fueron los responsables

de la generación de eluviones, coluviones y aluviones.

En base a lo expuesto y discutido en este trabajo sobre las relaciones de contacto entre los cuerpos y los antecedentes geocronológicos disponibles se ha elaborado una columna estratigráfica local (Figura 23).

Agradecimientos

Los autores de este trabajo desean agradecer a la Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE) por su facilitación a los datos de la campaña aerogeofísica y en particular a la Lic. Alejandra Pascale quien, en el marco de sus responsabilidades dentro de la dirección, nos acompañó en la última tarea de campo. A Facultad de Ciencias (UdelaR), en particular al Instituto de Ciencias Geológicas.

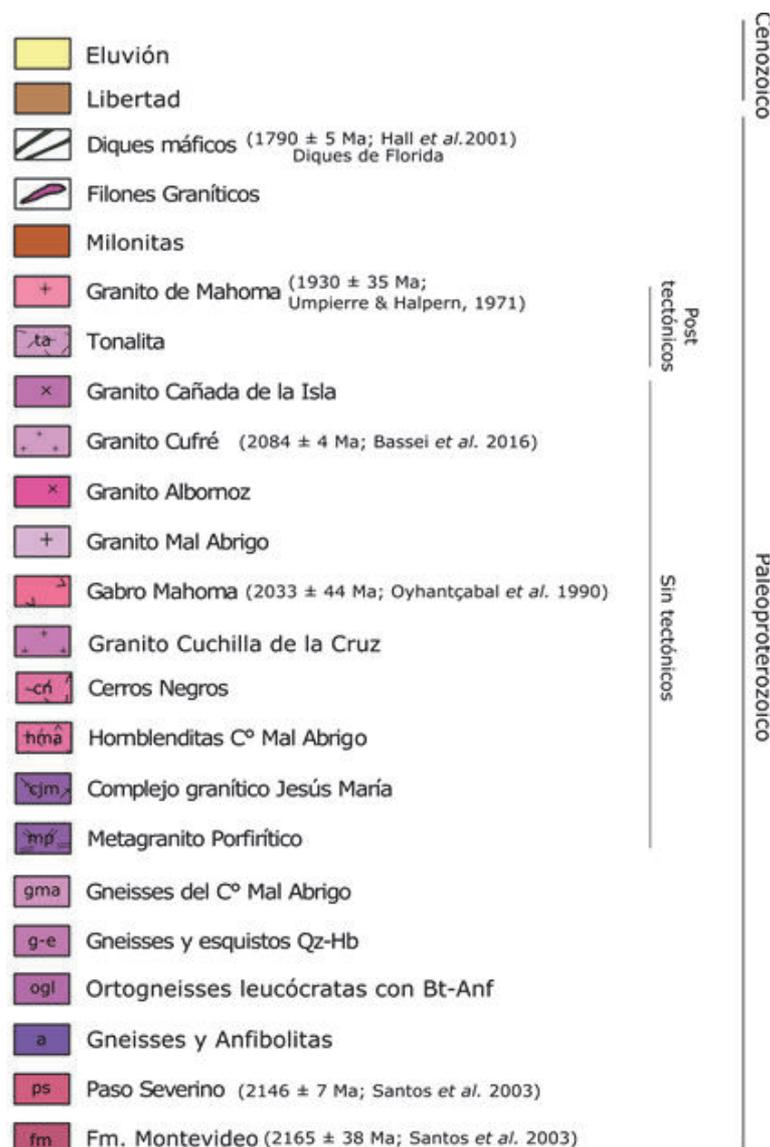


Figura 23. Columna Estratigráfica. Tanto las tramas como los códigos corresponden a los utilizados en el mapa geológico (Figura 24).

Referencias

- Almeida, F.F.M., Amaral, G., Cordani, U.G., Kawashita, K. (1973) The Precambrian evolution of the South American cratonic margin, South of Amazona. En: Nairn, A. C. M., Kanes, W. H. y Stehli, F. G. (Eds) The ocean basins and margins. Plenum, Nueva York. pp 411-446.
- Arduin Rode, F., Curbelo Lopez, A., Silva Lara, H., Pedro Maltese, A., Pereyra Ortiz, N., Viera Honegger, B., Spoturno Pioppo, J. (2019) Geología de la Región Mal Abrigo, Terreno Piedra Alta, Cratón del Río de la Plata (Uruguay). Actas IX Congreso Uruguayo de Geología, Flores, Uruguay. pp82.
- Arduin Rode, F & Pereyra Ortiz, N. (2018). Mapa Geológico 1:20.000 de la Región Paso de la Quinta, Colonia. Trabajo final de Cartografía Geológica, Licenciatura en Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de la República.
- Arrighetti R., A. Fay (1981).- "Geología del Fotoplano Mal Abrigo". Informe Interno. DI.NA.MI.GE. Montevideo, Uruguay.
- Basei, M. A. S., Sánchez Bettucci, L., Peel, E., & Preciozzi, F. (2016). LAICPMS U–Pb zircon ages from basement and metamorphic cover of Piedra Alta Terrane. In Río de la Plata Craton, Uruguay. Actas VIII Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo.
- Bossi, J., Fernández, A., Elizalde, G. (1965). Predevoniano en el Uruguay. Bol. N° 78. Facultad de Agronomía. Universidad de la República Oriental del Uruguay.
- Bossi, J., Campal, N. (1991) Granitos negros filonianos del Uruguay - Resultados de las Investigaciones. Ed Facultad de Agronomía, Montevideo.
- Bossi, J., Campal, N., Preciozzi, F. (1993) Precámbrico del Uruguay, parte I: Terreno Piedra Alta. DINAMIGE–UdelaR, pp. 1-58.
- Bossi, J., Preciozzi, F., Campal, N. (1993b) Predevoniano del Uruguay. Parte I: Terreno Piedra Alta. Ed. DINAMIGE. 1-50. Montevideo - Uruguay.
- Coronel, N., Techera, J., Ramos, E., Pineyro, G. 1990. Fotointerpretación regional y zonas de interés prospectivo en los alrededores de Ismael Cortinas, Mal Abrigo - San José / Colonia, Uruguay (Parte I), DINAMIGE, Div. Geología Aplicada, Montevideo, Informe interno, 26 pags., 1 mapa.
- Fernández, A., Preciozzi, F. (1974). La formación Arroyo Grande y los granitoides asociados. In: Anuales. XXVIII Congreso Brasileiro de Geología pp 212-226
- Ferrando, L. & Fernández, A. (1971). Esquema tectónico-cronoestratigráfico del predevoniano en Uruguay. In: XXV Congreso Brasileiro de Geología I: 199-210. San Paulo.
- Garat, I (1990). Carta Geológica del Uruguay. Escala 1:100000, Hoja M-24 Guaycurú. DI.NA.MI.GE, Fac. de Agronomía, Fac. H. y Ciencias
- Goso, H. (1965). El Cenozoico en el Uruguay. Inst. Geol. Uruguay, Ed. Mimeogr. Montevideo- Uruguay.
- Guerrero, S., Faraone, M., & Carrión, R. (2018). Aplicación de fotogrametría y modelación 3d en geología y minería; el Granito de Cufre. Revista Investigaciones DINAMIGE-MIEM. Número 1, v.1.
- Halls, H.C., Campal, N., Davis, D.W., Bossi, J. (2001) Magnetic studies and U-Pb geochronology of the Uruguayan dykes warm, Río de la Plata craton, Uruguay: Paleomagnetic and economic implications. Journal of South American Earth Sciences, 14(4): 349-361.
- Hartmann, L. A., Piñeyro, D., Bossi, J., Leite, J. A., & McNaughton, N. J. (2000). Zircon U-Pb SHRIMP dating of Palaeoproterozoic Isla Mala granitic magmatism in the Río de la Plata Craton, Uruguay. Journal of South American Earth Sciences, 13(1-2), 105-113.
- Hartmann, L., Bossi, J., Santos, J., Mc Naughton NJ, Piñeyro D (2008). Geocronología SHRIMP U-Pb en circones del Gabro Rospide del Cinturón Paleozoico San José, Terreno Piedra Alta, Uruguay: una prueba geocronológica de magmas coetáneos. Revista Sociedad Uruguaya de Geología N° 15, p 40-53.
- Hirth, G y Tullis, J. (1992) Dislocation creep regimes in quartz aggregates. J Struct Geol 14:145–159.
- Loureiro, J. & Sánchez Bettucci, L. (2019) Texto Explicativo de la Carta Geológica del Uruguay, Revista Investigaciones, Montevideo, 2(1):10-27
- Morales Demarco M, Oyhantçabal P, Stein KJ, Siegesmund S. (2011). Black dimensional stones: geology, technical properties and deposit characterization of the dolerites from Uruguay. Environ Earth Sci 63:1879–1909
- Demarco, M. M. (2012). Mineralogical, petrophysical and economical characterization of the dimensional stones of Uruguay; implications for deposit exploration (Doctoral dissertation, Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen).
- Oyhantçabal, P., Spoturno, J., Aubet, N., Cazaux, S. & Huelmo, S. (2003). Proterozoico del Sureste del Uruguay: Nueva propuesta estratigráfica para la Formación Montevideo y el magmatismo asociado. Rev. Soc. Urug. Geol., Publ. Especial (CD), 1: 38-48.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., & Wemmer, K.

- (2011). The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2-3), 201-220.
- Oyhantçabal P., Cingolani C.A., Wemmer K., Siegesmund S. (2018) The Río de la Plata Craton of Argentina and Uruguay. In: Siegesmund S., Basei M., Oyhantçabal P., Oriolo S. (eds) *Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews*. Springer, Cham. pp 89-105.
- Oyhantçabal, P., Medina Estefan, E., & Spoturno Pioppo, J. J. (1990). Geología y petrología del stock de gabro del arroyo Mahoma. Resúmenes ampliados del Primer Congreso Uruguayo de Geología. In Congreso Uruguayo de Geología 1er. Montevideo, UY. 25-27 abr. 1990.
- Peel, E. & Preciozzi F. (2006) Geochronologic Synthesis of the Piedra Alta Terrane, Uruguay. In: V South American Symposium on Isotope Geology, Punta del Este, Uruguay, pp. 234–237.
- Preciozzi, F. (1993) Petrography and geochemistry of five granitic plutons from southcentral Uruguay. Contribution to knowledge of the Piedra Alta Terrane. PhD Thesis, Université du Québec, Quebec, 189 pp
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W., & Rossi, P. (1985). Carta geológica del Uruguay a escala 1: 500.000. Dirección Nacional de Geología y Minería, Montevideo.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. y Rossi, P., (1985). Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000. Dirección Nacional de Minería y Geología Montevideo. 92p.
- Ribot, A., Bossi J., Cingolani C. A y Piñeyro, D., 2005. Caracterización petrográfica y cinemática de la faja milonítica Colonia- Arroyo Pavón en el Sur del Terreno Piedra Alta, Uruguay: zona de cizalla principal en basamento precámbrico?. XVI Congreso Geológico Argentino.
- Santos, J., Hartmann, L., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., Piñeyro, D., & McNaughton, N. J. (2003). Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South Americabasedon U-Pb SHRIMP geochronology of the La Plata Craton, Uruguay. *International Geology Review*, 45(1), 27-48.
- Segal, S.J., Villar, L.M. (1989) Caracterización petrológica y metalogenética del Complejo Gábrico próximo a San José de Mayo, DINAMIGE - UNESCO, Montevideo, Inédito, 40 págs.
- Spoturno, J., Oyhantcabal, P., Aubet, N., Cazaux, S., Morales, E. (2004) Carta Geológica y Memoria Explicativa a Escala 1:100.000 del Departamento de San José. CONICYT. Proyecto 6019. Fondo Clemente Estable [CDRom].
- Teixeira, W., D'Agrella Filho MS; Hamilton, M; Ernst, RE; Girardi, VAV; Mazzuchelli, M; Bethencourt JS (2013). U-Pb (ID–TIMS) baddeleyite ages and paleomagnetism of 1.79 and 1.59 Ga tholeiitic dyke swarms, and position of the Rio de la Plata Craton within the Columbia supercontinent. *Lithos* 174:157–174.
- Teixeira, W., Renne, P.R., Bossi, J., Campal, N., D'Agrella-Filho, M.S., (1999). 40Ar–39Ar and Rb–Sr geochronology of the Uruguayan dike swarm, Rio de la Plata Craton and implications for Proterozoic intraplate activity in western Gondwana. *Precambrian Research* 93, 153–180.
- Umpierre, M., & Halpern, M. (1971). Edades Sr–Rb del Sur de la República Oriental del Uruguay. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 26, 133-155.
- Villar, L. M. & Segal, S. J. (1990) Caracterización petrológica y metalogenética del complejo gábrico próximo a San José de Mayo, Dpto. de San José, Uruguay. En 1er Congreso Uruguayo de Geología. Montevideo.