



UNIVERSIDAD
DE LA REPÚBLICA
URUGUAY



FACULTAD DE
CIENCIAS
UDELAR | fcien.edu.uy

UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA
FACULTAD DE CIENCIAS

Trabajo Final de Grado
Licenciatura en Geología

**“PETROGRAFÍA, ESTRATIGRAFÍA
Y AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN
DE LA FORMACIÓN SAN
CARLOS”**

Estudiante: Federico Akerman

Tutor: Dr. Claudio Gaucher

Montevideo, 2022

Agradecimientos

Agradezco en primer lugar a mis padres por el apoyo constante y el cual hicieron posible que llegara a esta etapa de mi vida, también por darme la oportunidad de ir a estudiar a Montevideo.

Agradezco a mi tutor Claudio Gaucher, quien me ayudó a elegir el tema para realizar la tesis, por siempre estar a disposición para responder mis dudas y por su constante apoyo. También por sus innumerables enseñanzas que me dio.

A todos mis compañeros y amigos que me acompañaron durante la carrera. Al Laboratorio del Instituto de Ciencias Geológicas por realizar las láminas delgadas. Finalmente, a todos los docentes que me formaron y a la Facultad de Ciencias.

Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología.

Akerman, F., 2022

Facultad de Ciencias, UdelaR.

Resumen

Se presentan las cartas geológicas escala 1:20.000 del área de ocurrencia de la Formación San Carlos (FmSC), ubicada a 3 km al SE de la localidad homónima (Departamento de Maldonado, Uruguay) y del Cerro Bellaco, ubicado a unos 6 km al E de la ciudad de San Carlos. En ésta última localidad fueron descritos flujos piroclásticos y lavas. Se pretende aportar nuevos datos sobre la geología del área de San Carlos, mediante el estudio petrográfico y estratigráfico, así como también comprender el ambiente depositacional.

La FmSC, que aflora como un relicto alargado de unos 5 km² de extensión, presenta un rumbo paralelo a la cercana Zona de Cizalla Sierra Ballena. La estructura corresponde a un sinclinal inclinado con eje de rumbo N20E y plano axial buzando unos 70° al WNW, con desarrollo de clivaje de plano axial. La paragénesis de clorita + sericita + estilpnomelano en pelitas sugiere un metamorfismo en facies esquistos verde inferior.

La FmSC presenta unos 500 m de potencia, con una sucesión globalmente grano- y estratodecreciente. En la base afloran areniscas medias a gruesas, bastante maduras, con composición sublitarenítica. Pasan a un paquete de 100 a 150 m de espesor de ortoconglomerados intercalados con areniscas y areniscas conglomerádicas con estratificación cruzada en artesa y hacia el tope diamictitas y wackes. La unidad remata con pelitas con intercalaciones de wackes y tobas ácidas.

Respecto a la petrografía de las areniscas, se distinguen arenitas y wackes. Las arenitas presentan composición de sublitarenita a subarcosa lítica, y los wackes son predominantemente feldespáticos, con wackes líticos subordinados. En los diagramas ternarios de proveniencia las areniscas de la unidad abarcan los campos de “orógeno reciclado” y “arco disecado”. La influencia de un arco es confirmada por dataciones de circones detríticos publicadas, que muestran un pico dominante de edad brasiliana (máximo en 620 Ma). Asimismo, se registran edades de 700-800 Ma y mesoproterozoicas, que coinciden con la edad del basamento (Complejo Cerro Olivo).

En cuanto al ambiente sedimentario de la FmSC, se propone que es de tipo abanico aluvial asociado a ríos entrelazados (*braided*), con flujos gravitacionales o, menos

probablemente, influencia glacial. El tope de la secuencia se caracteriza por un ambiente lacustre con vulcanismo explosivo sinsedimentario. Es de destacar que se observa un acuñaamiento de las facies gruesas hacia el E, sugiriendo que el nivel de base de la cuenca se encontraba en esa dirección.

Las riolitas del Cerro Bellaco no se encuentran asociadas a litologías sedimentarias y además difieren petrográficamente de las vulcanitas ácidas de la FmSC, por lo cual se sugiere que se trata de formaciones diferentes. Se propone asimismo una correlación con las formaciones Stockdale y Breckhorn del Subgrupo Fish River (Grupo Nama, Namibia), las que poseen una edad, ambiente de sedimentación y proveniencia similares. La FmSC tendría en este modelo una posición más proximal respecto al arco magmático "Aiguá-Pelotas" (Arachania; Masquelin, 2006) que las unidades africanas.

Índice

1. Introducción	1
2. Objetivos del trabajo	1
2.1. Objetivo general	1
2.2. Objetivos específicos	1
3. Localización y características geográficas	2
3.1. Localización	2
3.2. Características geográficas.....	3
3.2.1. Localidades y población	3
3.2.2. Hidrografía y red de drenaje.....	3
3.2.3. Uso y manejo de suelo.....	5
3.2.4. Geomorfología y topografía	6
4. Materiales y metodología	8
4.1. Materiales	8
4.2. Metodología	8
5. Antecedentes geológicos	9
5.1. Geología regional.....	9
5.2. Terreno Cuchilla Dionisio	11
5.3. Cinturón Dom Feliciano	13
5.4. Geología de la zona de estudio	15
5.4.1. Complejo Cerro Olivo	15
5.4.2. Formación San Carlos.....	16
6. Resultados	18
6.1. Cartografía geológica	18
6.2. Geología estructural y metamorfismo	25
6.3. Litoestratigrafía	27
6.4. Petrografía	32
6.4.1. Diamictita	32
6.4.2. Ortoconglomerado.....	33
6.4.3. Arenitas	36
6.4.4. Wackes	37
6.4.5. Pelitas	39
6.4.6. Tobas	41
6.4.7. Ignimbritas riolíticas	42
6.4.8. Riolitas	44
6.4.8.1. Área Cerro Bellaco	44
6.4.8.2. Clasto de riolita en Formación San Carlos	45
6.4.9. Granito a dos micas (área Cerro Bellaco)	46
6.5. Proveniencia	48
7. Discusión	52
7.1. Ambiente sedimentario	52
7.2. Proveniencia	56

7.3. Ambiente tectónico.....	57
7.4. Geología regional y posibles correlaciones.....	58
7.4.1. Comparación entre las rocas volcánicas de la Formación San Carlos y el Cerro Bellaco	58
7.4.2. Correlación entre la Formación San Carlos y la Formación Las Ventanas	59
7.4.3. Correlación entre la Formación San Carlos y la Formación Stockdale/Formación Breckhorn	61
8. Conclusiones	62
9. Bibliografía	63
10. Anexo.....	71
10.1. Descripción y coordenadas de puntos.....	71
10.2. Descripción de láminas delgadas.....	82
10.2.1. Wacke	82
10.2.2. Ortoconglomerados	94
10.2.3. Arenitas	98
10.2.4. Diamictita	100
10.2.5. Pelitas	104
10.2.6. Ignimbrita riolítica.....	110
10.2.7. Toba	112
10.2.8. Riolita.....	114
10.2.9. Granito.....	118
10.3. Mapas de puntos geológicos	120
10.4. Mapas geológicos	122

1. Introducción

Se presenta aquí el trabajo de grado requerido para la culminación de la Licenciatura en Geología de la Facultad de Ciencias, Universidad de la República. Este trabajo procura generar conocimientos a través de la interpretación y el reconocimiento de la geología en la región al SE de la ciudad de San Carlos (estratotipo de la Formación San Carlos) y el Cerro Bellaco, Departamento de Maldonado, Uruguay.

Se realizó la cartografía a detalle, 1:20000 en un área de aproximadamente 17.6 km² para el área de afloramiento de la Formación San Carlos y en un área también de aproximadamente 17.6 km² para la zona del Cerro Bellaco, delimitando las unidades geológicas. Según los antecedentes geológicos disponibles, se infiere que en el área de la Formación San Carlos las litologías presentes corresponden a la Formación San Carlos (Masquelin, 1990) y al Complejo Cerro Olivo (Preciozzi *et al.*, 1999; Masquelin, 2004; Masquelin *et al.* 2011), mientras que en el área del Cerro Bellaco las litologías presentes son flujos piroclásticos y lavas (Oyhantçabal *et al.*, 2013).

2. Objetivos del trabajo

2.1. Objetivo general

Aportar nuevos datos sobre la geología del área de San Carlos, Departamento de Maldonado, mediante el estudio petrográfico y estratigráfico, y comprender el ambiente depositacional.

2.2. Objetivos específicos

- Realizar el mapa geológico a escala 1:20000 o mayor de las dos áreas donde ocurriría la formación.
- Confirmar la pertenencia de las piroclastitas y vulcanitas ácidas descritas por Oyhantçabal *et al.* (2013) en el Cerro Bellaco a la Fm San Carlos.
- Estudiar petrográficamente los términos sedimentarios y volcánicos.
- Reconstruir estratigráficamente la Fm San Carlos y elaborar una columna estratigráfica sintética para la unidad.
- Interpretar el ambiente depositacional a partir de las estructuras sedimentarias y de la petrografía.

3. Localización y características geográficas

3.1. Localización

El área de trabajo se localiza en el Departamento de Maldonado, en la región de San Carlos. Está separada en dos subáreas, localizadas al sureste (área 1) y este (área 2) de la ciudad de San Carlos (Figura 1). La primera de ellas, se encuentra a unos 3 km de distancia a la ciudad de San Carlos y se accede por el camino del “Cerro Eguzquiza”, abarca unos 17.6 km² aproximadamente y es el área de ocurrencia conocida de la Formación San Carlos (Masquelin, 1990). La segunda área, de unos 17.6 km² aproximadamente, se ubica 6 km al E de San Carlos y se accede por la Ruta General Leonardo Olivera (Ruta N°9).

La zona 1 queda comprendida entre las latitudes y longitudes 34°48'30.51"S - 54°53'56.85"W / 34°50'55.34"S - 54°51'17.27"W y la zona 2 entre 34°44'50.86"S - 54°50'11.84"W / 34°47'5.08"S - 54°47'23.50"W.

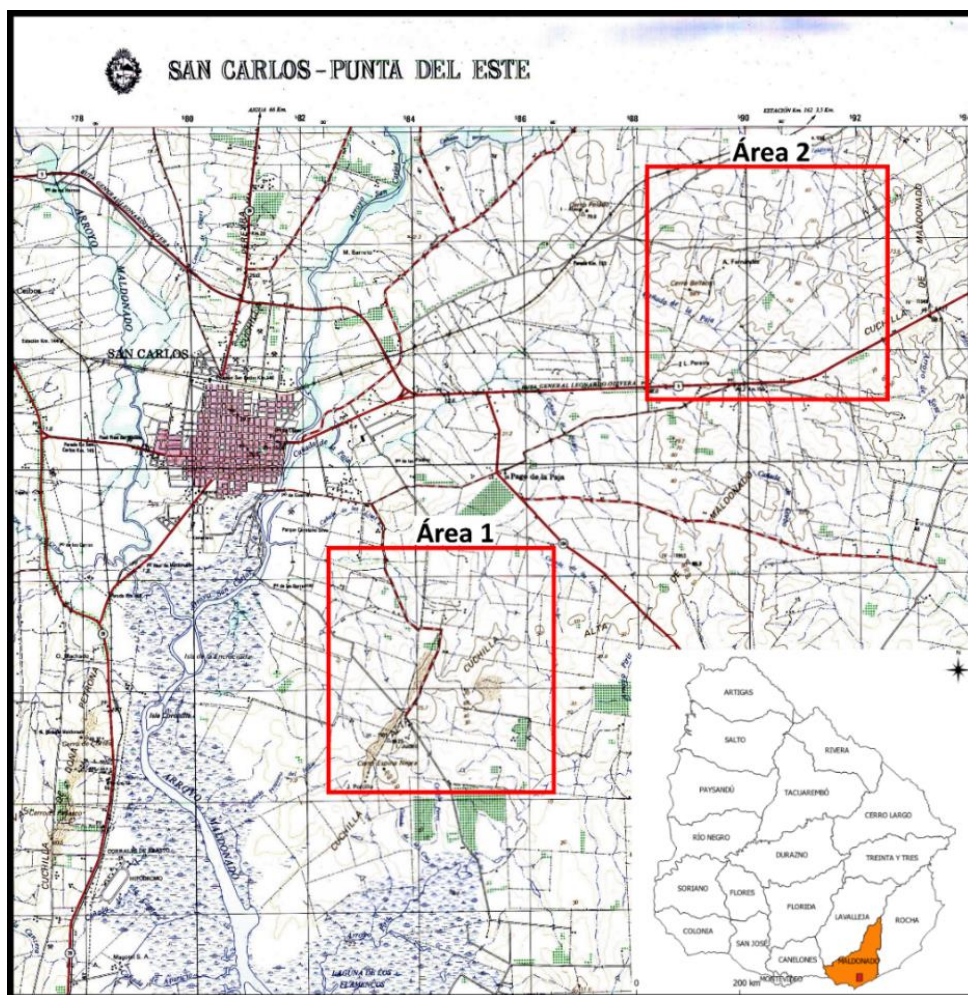


Figura 1: Ubicación de las áreas de trabajo en la Carta Topográfica (1:50000): San Carlos – Punta del Este

3.2. Características geográficas

3.2.1. Localidades y población

El poblado más cercano al área de estudio es la ciudad de San Carlos, ubicada al norte de la capital del Departamento de Maldonado, a unos 15 km de la misma. Tiene una población de 24.771 habitantes (según censo del 2011). Es una importante ciudad artesanal y agropecuaria de la región, además cuenta con un gran agroturismo (estancias turísticas, hoteles).

3.2.2. Hidrografía y red de drenaje

Las áreas de estudio pertenecen a las cuencas hidrográficas de nivel 3 (Figura 2): Arroyo San Carlos y a la de Arroyo Maldonado entre Arroyo San Carlos y Océano Atlántico. La Cuchilla Eguzquiza es la principal divisoria de aguas.

Los cursos de agua principales que se localizan en el área 1 son (Figura 3): Cañada de la Cruz y Cañada Pérez, ambos con sus respectivos afluentes de primer y segundo orden intermitentes en su mayoría. La red de drenaje es de tipo dendrítica.

En el área 2, el curso principal es la Cañada de la Paja (Figura 4), junto a sus afluentes de primer orden forman una red de drenaje dendrítica.

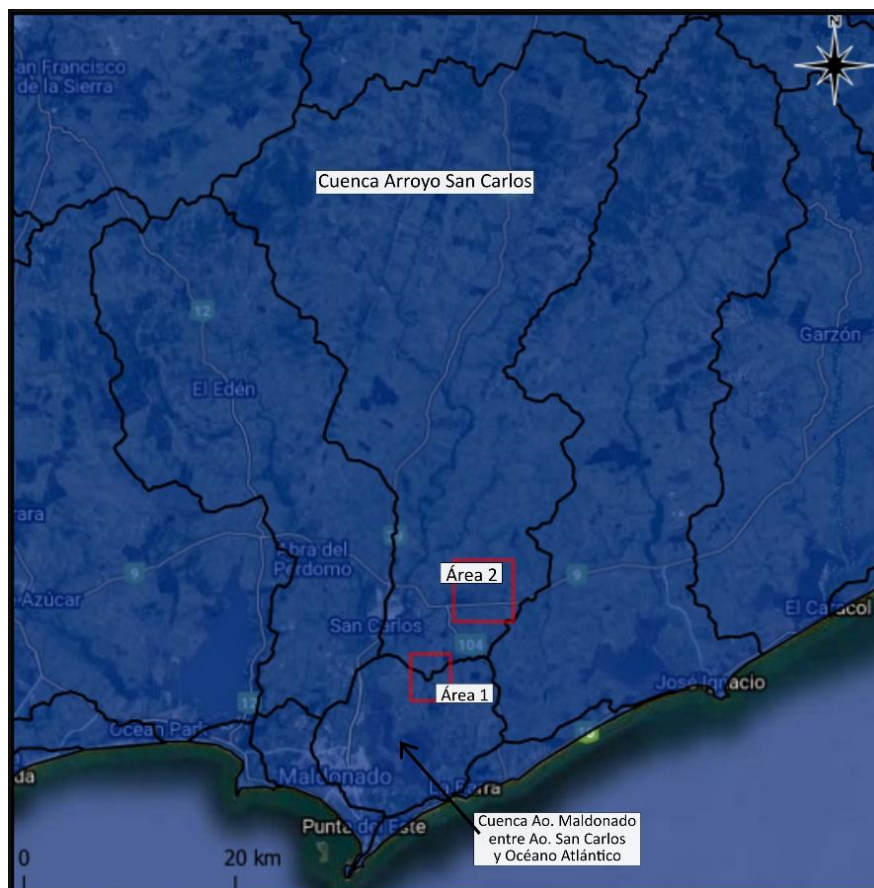


Figura 2: Ubicación de las áreas en las Cuencas nivel 3

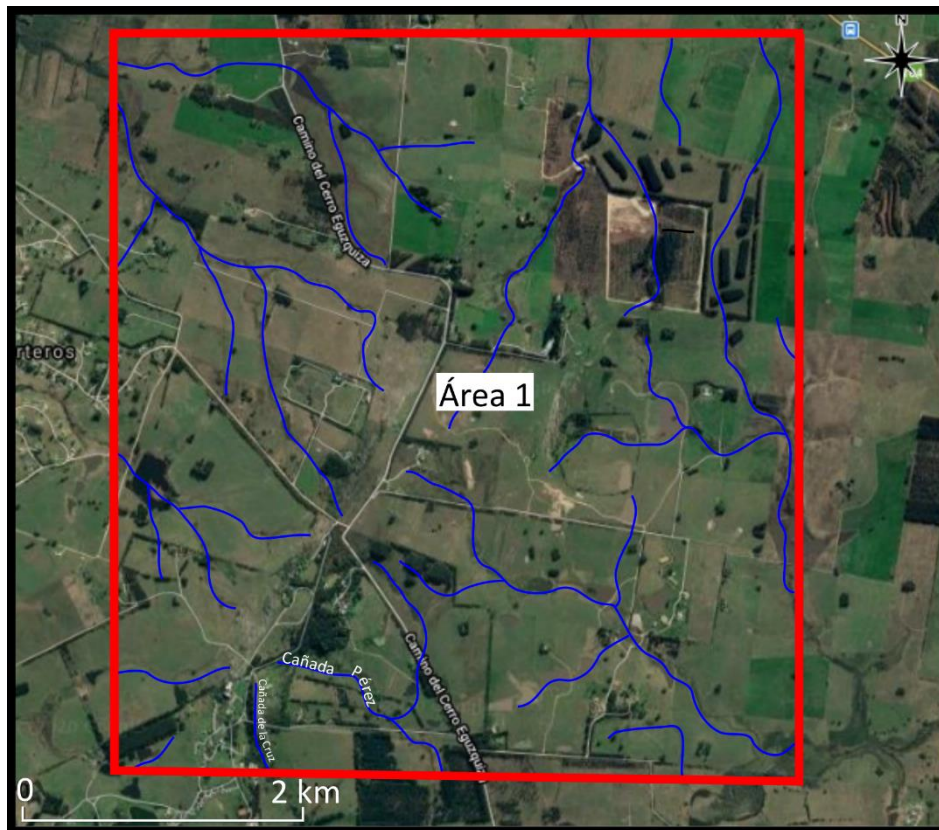


Figura 3: Cursos de agua y red de drenaje en el área 1



Figura 4: Cursos de agua y red de drenaje en el área 2

3.2.3. Uso y manejo de suelo

La información de suelos recabada para el área de mapeo pertenece a la descripción de los suelos según la Comisión Nacional de Estudio Agroeconómicos de la Tierra (CONEAT, 1979). En la zona se encuentran los grupos de suelos 2.21, 3.31, 4.2, 10.7 (Figura 5).

- Grupo 2.21: Los suelos son Brunosoles Lúvicos (Praderas Pardas máximas), de textura fina y buena fertilidad y Argisoles Subeútricos Melánicos Abrupticos (Praderas Planosólicas). Los Brunosoles se dan en las laderas convexas o planas, en tanto que los Argisoles se relacionan a la zona alta más suave de los interfluvios. Ambos pertenecen a áreas más disectadas o entalles, o a proximidades de afloramientos rocosos. El material madre está constituido por un débil manto (a veces discontinuo) de sedimentos limo arcillosos cuaternario sobre la roca del basamento cristalino. El índice de Productividad es 105.
- Grupo 3.31: se da en las llanuras bajas, inundadas varias semanas al año, que bordean las principales vías de drenaje del área. Los suelos se clasifican como Gleysoles Háplicos Melánicos y Gleysoles Lúvicos Melánicos Típicos, de texturas limosas y limo arcillosas, (Gley húmicos). Asociados a ellos ocurren Fluvisoles (suelos Aluviales). El material geológico está formado por sedimentos aluviales de texturas variables. El índice de Productividad es 53.
- Grupo 4.2: los suelos dominantes ocupan, dentro del paisaje, las laderas extendidas y son Argisoles Subeútricos Ócricos Típicos/Abrupticos, de texturas francas, profundos, de drenaje moderadamente bueno a imperfecto y fertilidad media a baja (Praderas Pardas máximas). El material madre está constituido por sedimentos limo arcillosos de poco espesor que recubren el basamento cristalino alterado. Su índice de Productividad es 61.
- Grupo 10.7: los suelos dominantes son Brunosoles Subeútricos Lúvicos (Praderas Pardas) y Argisoles Subeútricos Melánicos Abrupticos (Praderas Planosólicas), de color pardo oscuro, textura franca a franco limosa, fertilidad media y drenaje moderadamente bueno a algo imperfecto. Los Brunosoles ocupan las laderas ligeramente convexas, mientras que los Argisoles ocurren en las mismas posiciones o en los interfluvios ligeramente convexos. El material madre es una lodolita limo arcillosa que recubre con espesores variables el basamento cristalino. Índice de Productividad 131.

De acuerdo a CONEAT (1979) el uso del suelo varía por la composición del mismo. Principalmente el uso actual es pastoril y parcialmente agrícola. La vegetación es pradera estival e invernal (de tapiz denso y algo abierto). Asociada a la vegetación estival hay comunidades hidrófilas.

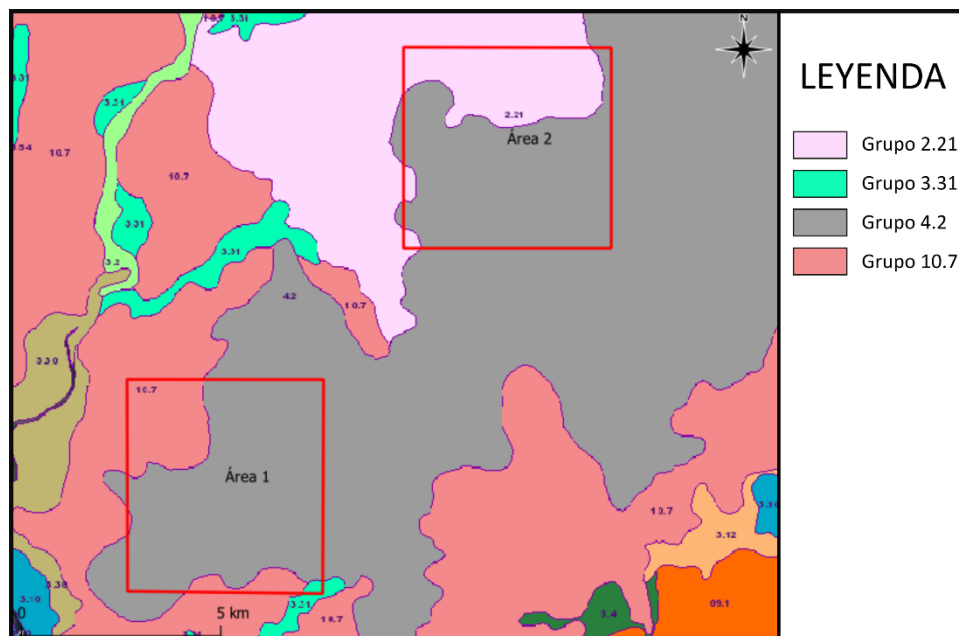


Figura 5: Áreas de estudio dentro de la Carta de Clasificación de Suelos CONEAT (1979)

3.2.4. Geomorfología y topografía

El relieve en las áreas es ondulado suave (4-8%) para el área 1 en el sector Norte, Este y Sureste y para el área 2 en la parte Norte, Este y Sur, a ondulado (6-12%) para el área 1 en el sector centro y Suroeste y para el área 2 en la parte Oeste y centro, con interfluvios ligeramente convexos y laderas extendidas con afloramientos rocosos.

En el área 1, la curva de nivel máxima es entre 70-80 msnm (metros sobre el nivel del mar) y la mínima es entre 10-20 msnm (Figura 6). Los interfluvios en general tienen direcciones NNE-SSW y NW-SE.

En el área 2, la cota máxima es entre 70-80 msnm y la mínima es 40 msnm (Figura 6). Los interfluvios tienen una dirección de N-S.

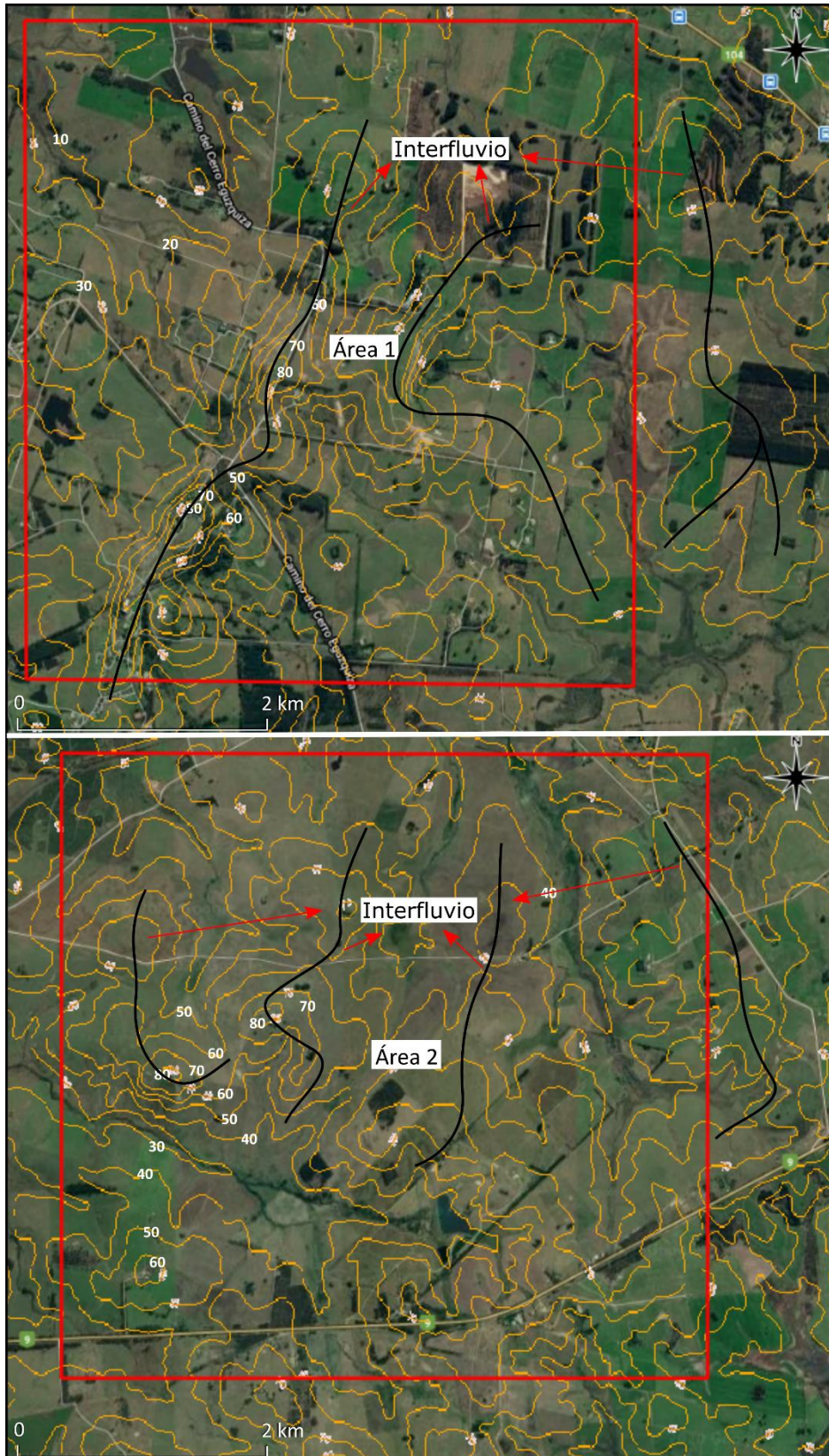


Figura 6: Curvas de nivel e interfluvios para el área 1 y el área 2

4. Materiales y metodología

4.1. Materiales

Los materiales utilizados para realizar el trabajo son:

- Carta topográfica 1:50000 (San Carlos – Punta del Este)
- Fotos aéreas: 60-106/107/108; 60-193/192/191
- Imágenes satelitales
- Materiales de laboratorio: láminas delgadas, lupa binocular
- Microscopio petrográfico Leica DMLP

4.2. Metodología

Para alcanzar los objetivos antes mencionados se alternaron trabajos de campo con tareas de gabinete, llevando a cabo las siguientes actividades:

- I. Revisión y estudio bibliográfico del área. Recopilación de materiales cartográficos como fotoplanos, mapas topográficos, fotos satelitales, fotos aéreas.
- II. Fotelectura y fotointerpretación de las fotos aéreas 1:20000 número 60-106/107/108 (área 1), 60-193/192/191 (área 2) del Instituto Geográfico Militar y de las fotos satelitales de Google Earth.
- III. Salidas de campo a la zona de estudio para: identificar las diferentes litologías y contactos, hacer levantamientos estratigráficos y estructurales, recolectar muestras.
- IV. Trabajo en laboratorio, como elaboración de láminas de las muestras (24 láminas delgadas), estudio y cuantificación de las mismas bajo microscopio petrográfico (se realizaron entre 135-330 puntos contados por lámina, con una platina de conteo de puntos).
- V. Procesamientos de datos, confecciones de mapas geológicos, corte geológico del área aflorante (Formación San Carlos) y columnas estratigráficas.
- VI. Elaboración del informe final.

5. Antecedentes geológicos

5.1. Geología regional

El territorio uruguayo está dividido en cuatro terrenos tectonoestratigráficos (Figura 7; Bossi & Gaucher, 2014a), de E-W: Cuchilla Dionisio (1000-530 Ma); Nico Pérez (3410-530 Ma); Tandilia (2300-550 Ma); Piedra Alta (2150-1200 Ma; Santos *et al.*, 2017).

La división en terrenos tectonoestratigráficos en el Uruguay se propuso hace ya más de 30 años, siguiendo la definición de Coney *et al.* (1980): un terreno es un bloque limitado por discontinuidades importantes (fallas) y "...caracterizados por homogeneidad interna y continuidad estratigráfica, estilo tectónico e historia", diferentes de otros terrenos o áreas estables vecinas.

El primer terreno tectonoestratigráfico propuesto fue el Terreno Nico Pérez (TNP), definido por Bossi & Campal (1992), para explicar las diferencias geológicas a ambos lados de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY). Este terreno queda limitado al W por la ZCSY y al E por la Zona de Cizalla Sierra Ballena (ZCSB, Gaucher *et al.*, 1998)

El siguiente terreno reconocido fue el Terreno Piedra Alta (TPA), propuesto por Bossi *et al.* (1993), encontrándose al W de la ZCSY. El tercer terreno fue definido por Bossi *et al.* (1998), nombrándolo como Terreno Cuchilla Dionisio (TCD), limitado al E por la ZCSB. El área de estudio se localiza dentro de este terreno. Posteriormente, Bossi *et al.* (2005) definen al Terreno Tandilia (TT) como el bloque limitado al N por la Zona de Cizalla Colonia-Pavón (Ribot *et al.*, 2005) y al W por la ZCSY.

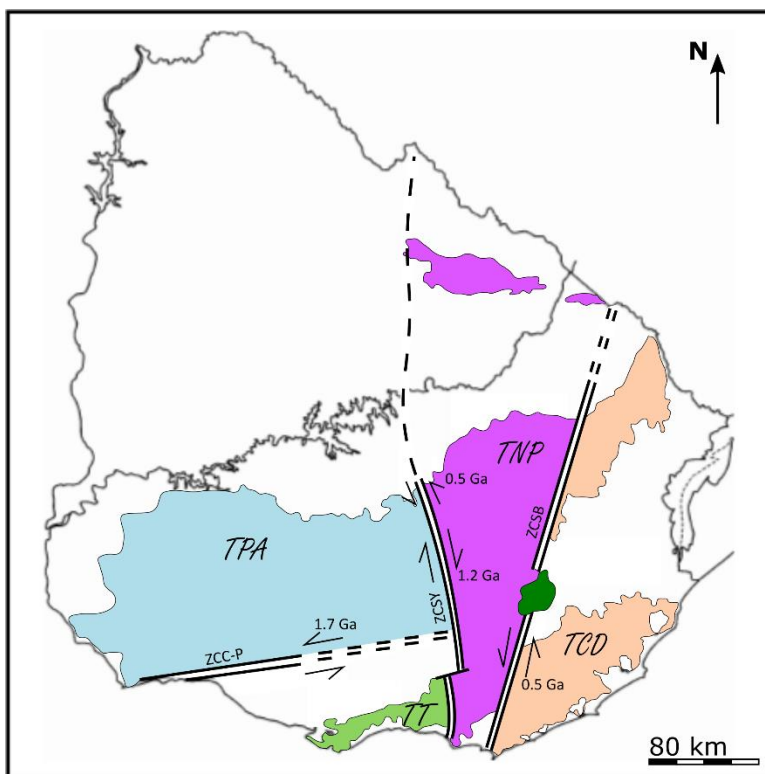


Figura 7: Distribución esquemática de los Terrenos Tectonoestratigráficos en Uruguay. **TPA:** Terreno Piedra Alta, **TT:** Terreno Tandilia, **TNP:** Terreno Nico Pérez, **TCD:** Terreno Cuchilla Dionisio, **ZCSY:** Zona de Cizalla Sarandí del Yí, **ZCSB:** Zona de Cizalla Sierra Ballena, **ZCC-P:** Zona de Cizalla Colonia-Pavón. Extraído y modificado de Bossi, J. & Gaucher, C. (2014a)

Otra visión acerca de la evolución del basamento del territorio uruguayo es la aceptación de la existencia de dos terrenos tectonoestratigráficos, Piedra Alta y Nico Pérez, siendo éste último con una extensión menor a la expuesta anteriormente, y la afirmación de la presencia de un cinturón móvil denominado Cinturón Dom Feliciano (Fragoso César, 1980; Fragoso César *et al.*, 1987; Sánchez Bettucci *et al.*, 2010), con un rumbo general NNE metamorfizado y deformado durante la orogénesis Brasiliana-Panafricana (Figura 8).

Los límites del Cinturón Dom Feliciano siguen siendo controvertidos. Según Sánchez Bettucci *et al.* (2010), este cinturón está delimitado al sur por el Río de la Plata y al este por el Océano Atlántico, al sur de Brasil se ve interrumpido por secuencias Paleozoicas hacia el N-NE, y al oeste está limitado por las Zonas de Cizalla Sarandí del Yí y Fraile Muerto-María Albina.

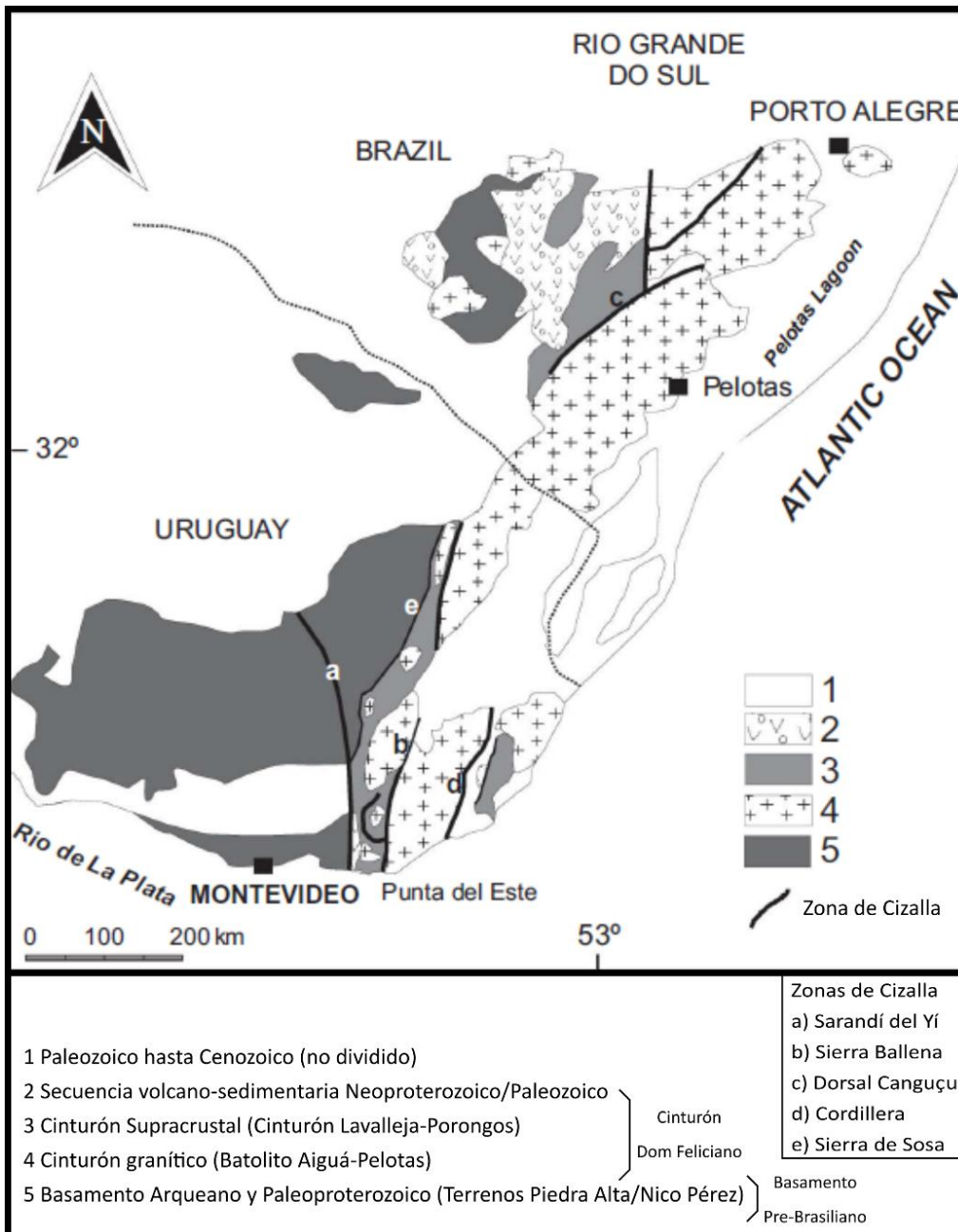


Figura 8: Geología del Cinturón Dom Feliciano, extraído de Sánchez Bettucci *et al.* (2010)

5.2. Terreno Cuchilla Dionisio

El área de estudio se encuentra dentro del Terreno Cuchilla Dionisio, definido por Bossi *et al.* (1998). Este bloque está ubicado al Este de la ZCSB y se lo considera como un terreno alóctono (Bossi & Gaucher, 2004; Basei *et al.*, 2005). La ZCSB es una megacizalla sinistral que acrecionó el TCD (terreno alóctono), hace aprox. 530 Ma, con los demás terrenos (TPA, TT, TNP).

El TCD es una parte de un paleocontinente, al cual Gaucher *et al.* (2009) denominan Arachania, cuyos relictos se encuentran en las márgenes atlánticas del S de Brasil, Uruguay y en África meridional.

En la Memoria Explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000 (Bossi *et al.* 1998), los autores dividen al Terreno Cuchilla Dionisio en dos sectores (septentrional y meridional) separados por la Fosa de la Laguna Merín (Figura 9).

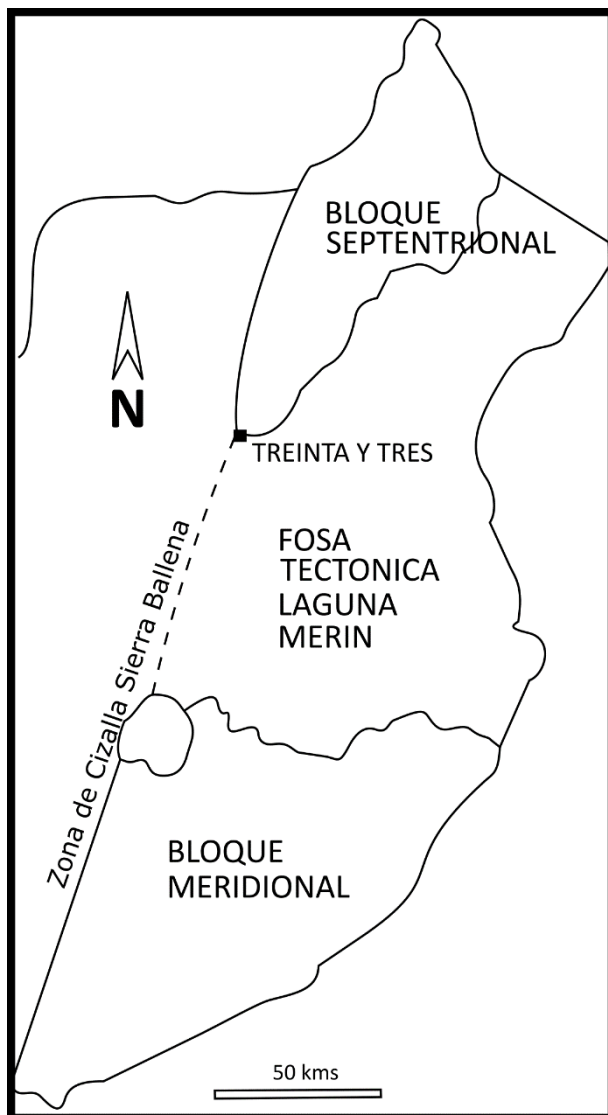
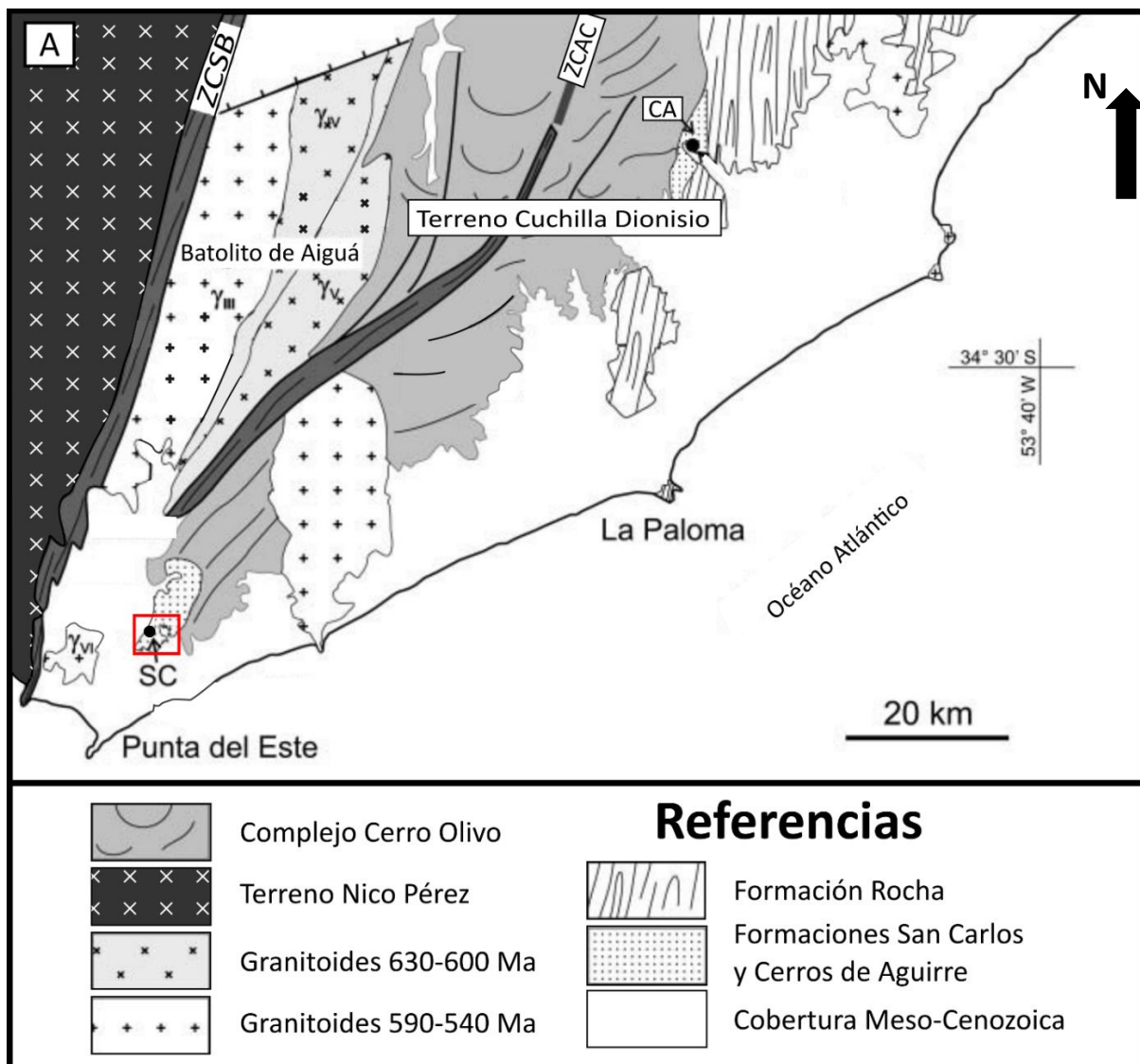


Figura 9: División de los sectores meridional y septentrional por la fosa de la Laguna Merín. Extraído de Bossi & Gaucher (2014b)

Para el sector meridional, Bossi y Gaucher (2014b) reconocen las siguientes unidades (Figura 10A): un basamento metamórfico representado por el Complejo Cerro Olivo (Masquelin, 2004; Masquelin *et al.*, 2011), un magmatismo anorogénico y calcoalcalino (Hartmann *et al.*, 2002; Oyhantçabal *et al.*, 2009) que intruyen al basamento, la Formación Rocha, la Formación Sierra de Aguirre (Masquelin y Tabó, 1990; Campal y Gancio, 1993; = Sierra de Aguirre; Silva Lara *et al.*, 2021) y la Formación San Carlos. La Formación Rocha fue correlacionada con la Formación Oranjemund (Basei *et al.*, 2005; 2008).

En el sector septentrional, Gaucher *et al.* (2014a) describen las siguientes unidades (Figura 10B): Ortogneisses de Mendizábal, rocas máficas y ultramáficas de la Unidad Cerro de la Tuna (Bossi y Campal, 1988), la Formación Paso del Dragón (Preciozzi *et al.*, 1985), la Formación Sierra de Ríos (Bossi *et al.*, 1975) y una importante diversidad de granitoides. La Formación Sierra de Ríos está integrada por riolitas datadas en (SIMS U-Pb) 567 ± 8 Ma (Will *et al.*, 2019) y diques félsicos granofíricos.



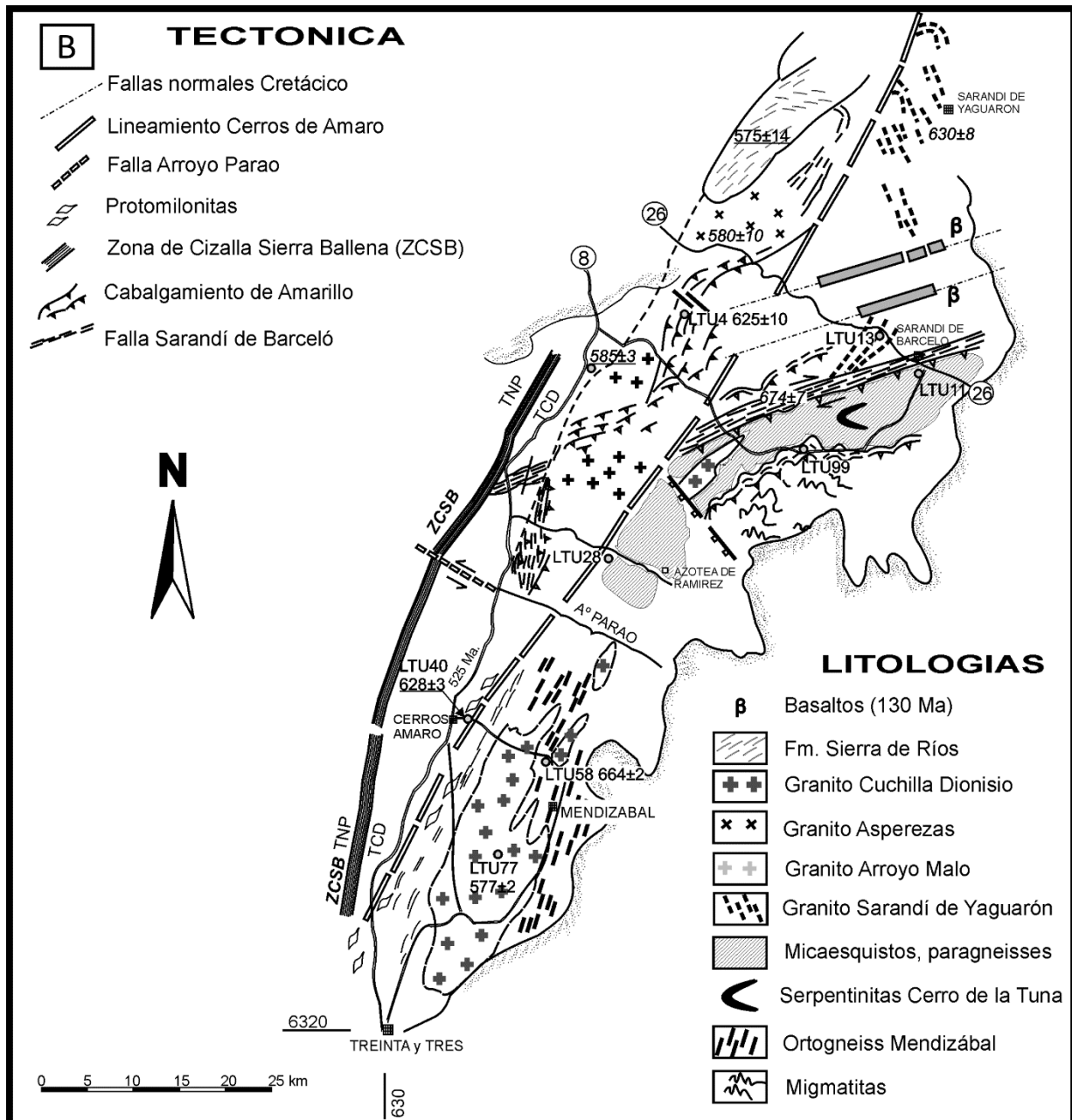


Figura 10: A) Geología del sector meridional del TCD, modificado de Oyhanctabal et al. (2009). Se indican los diferentes plutones del Batolito de Aiguá: **yIII**: Granito de Las Cañas, **yIV**: Granito de Florencia, **yV**: Granito Valdivia, **yVI**: Granito de Maldonado. **ZCSB**: Zona de Cizalla Sierra Ballena, **ZCAC**: Zona de Cizalla Alférez-Cordillera, **CA**: Cerros de Aguirre, **SC**: San Carlos. En recuadro rojo se indica el área de estudio. B) Geología del sector septentrional del TCD. Extraído de Bossi & Gaucher (2010)

5.3. Cinturón Dom Feliciano

El Cinturón Dom Feliciano (CDF) fue definido por Frago Cesar (1980) y se ubica al E de Uruguay. Se extiende por más de 1000 km a lo largo de la costa atlántica de Uruguay y el sur de Brasil. Fue formado entre 750 y 550 Ma. y representa el ciclo orogénico Brasiliano/Panafricano (Sánchez Bettucci et al. 2010)

A escala regional, el CDF se subdivide en tres unidades tectónicas principales (Figura 11), de este a oeste (Basei et al., 2000; 2011): cinturón de granito, cinturón de esquistos y el antepaís.

El cinturón granítico está representado por tres grandes batolitos de afinidad calco-alkalina, conocidos como el batolito de Aiguá (Uruguay), el batolito de Pelotas (Rio Grande do Sul) y el batolito de Florianópolis (Santa Catarina). Este cinturón reporta edades entre 630 y 550 Ma.

El cinturón de esquistos comprende secuencias metavolcánicas y sedimentarias Neoproterozoicas de pre-colisión que muestran metamorfismo entre facies esquistos verde a facies anfibolita. Está representado por tres unidades litoestratigráficas: Complejo Zanja del Tigre (Uruguay), Grupo Porongos (Río Grande do Sul) y Grupo Brusque (Santa Catarina).

El antepaís consta de varias sucesiones volcano-sedimentarias y sedimentarias ubicadas entre el cinturón de esquistos y los dominios paleoproterozoicos del Cratón del Río de la Plata (Basei *et al.*, 2000). Este cinturón incluye depósitos del Grupo Arroyo del Soldado (Gaucher, 2000; Gaucher *et al.*, 2011), Formación Las Ventanas (Midot, 1984), Formación Marco de los Reyes (Chiglino *et al.*, 2010), Formación Playa Hermosa (Masquelin y Sánchez, 1993).

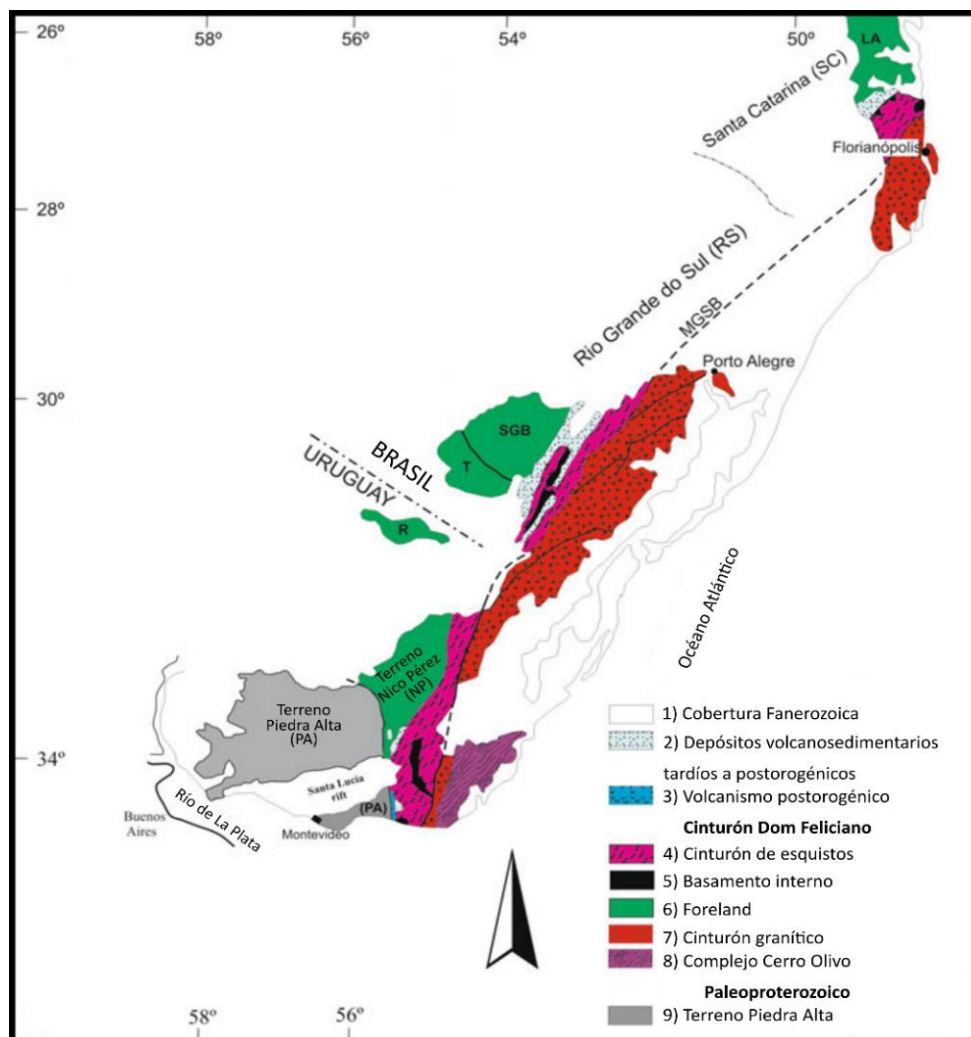


Figura 11: Esquema geológico del Cinturón Dom Feliciano, modificado de Basei *et al.* (2011). LA: Microplaca Luis Alves, SGB: Bloque Sao Gabriel, T: Tacuarembó, R: Rivera

5.4. Geología de la zona de estudio

5.4.1. Complejo Cerro Olivo

El Complejo Cerro Olivo (CCO) es un basamento metamórfico de alto grado con algunos protolitos de edad 1.0 Ga (ID-TIMS U-Pb, Preciozzi *et al.*, 1999), expuesto al sureste del Uruguay. Tiene un área aflorante de 3000 km² y está limitado por fallas transcurrentes (Masquelin, 2004): al Oeste por la ZCSB, al Este por la Zona de Cizalla Laguna de Rocha y al Norte por la Zona de Cizalla de Otazo, que lo separa de la Formación Paso del Dragón (Preciozzi *et al.*, 1985). Will *et al.* (2019) extienden el CCO hasta el Departamento de Treinta y Tres.

El CCO está compuesto por cinco unidades metamórficas y una unidad plutónica (Figura 12), según Masquelin *et al.* (2011):

- Ortogneisses de Cerro Bori: se compone mayormente por gneisses tonalíticos/granodioríticos y subordinadamente por gneisses máficos y granulitas máficas según Lenz *et al.* (2011). Esta asociación de rocas intruyen las rocas metasedimentarias de la unidad Chafalote (Lenz *et al.*, 2012).
- Augen-gneiss Centinela: se caracteriza por ser un ortogneiss félsico de color rosado pálido y de grano fino a medio. Los afloramientos típicos se encuentran en el Cerro Centinela y en la península de Punta del Este.
- Gneisses de Manantiales: son gneisses miloníticos de alta temperatura, afloran en la costa atlántica de Manantiales. Tienen una estratificación con orientación N100° – 130°, con alternación de color gris claro y gris oscuro. Las capas de color gris claro contienen feldespato K micropertítico, plagioclasa y lentes de cuarzo aplanados. Las capas de color gris oscuro contienen feldespato K, cuarzo, granate, biotita y sillimanita.
- Paragneisses de Chafalote: según Masquelin *et al.* (2001) consiste de una asociación de rocas supracrustales intruidas por ortogneisses tonalíticos y granodioríticos. Son comunes las migmatitas pelíticas y semipelíticas, con intercalaciones de gneisses calcosilicatados, gneisses máficos y anfibolitas.

- Granodiorita Piriz: es un granitoide que intruye a los ortogneises de Cerro Bori, que es caracterizado por una fluxión magmática N70°E, xenolitos de granulitas y xenocristales de granate con inclusiones de sillimanita.

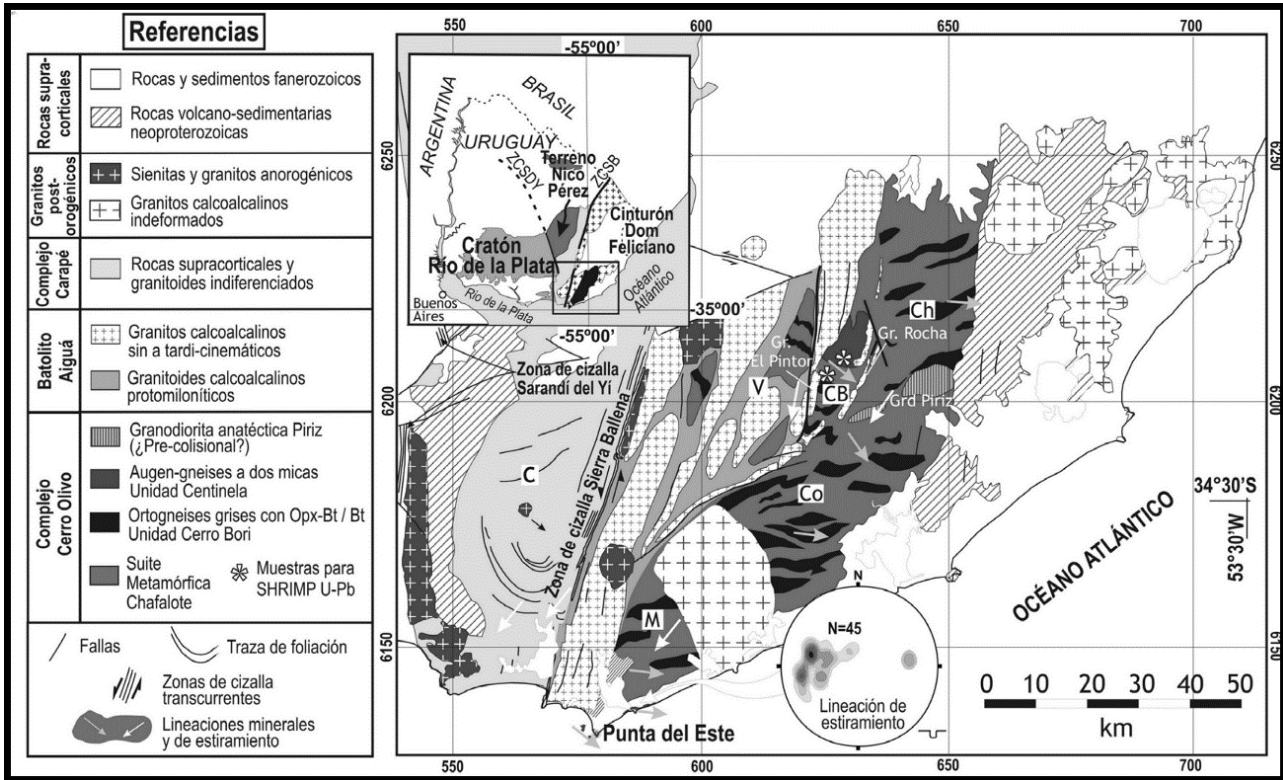


Figura 12: Geología del bloque meridional del TCD, extraído de Masquelin et al (2010)

5.4.2. Formación San Carlos

La Formación San Carlos fue nombrada por primera vez en la Carta Geológica San Carlos – Punta del Este (Masquelin y Pías, 1990). Masquelin (1990) la define de base a techo por conglomerados polimícticos, seguido de arcosas y finalmente metapelitas, mostrando según el autor metamorfismo de bajo grado. Aflora al SE de la ciudad de San Carlos, como un relicto alargado con dirección NE, de unos 5 km² (Figura 13). Esta Formación presenta una clara foliación, que es paralela a la Zona de Cizalla Sierra Ballena, la cual se encuentra a 10 km al E de la misma. La Formación San Carlos ocurre como una cobertura autóctona en la parte occidental del Terreno Cuchilla Dionisio (Bossi et al., 1998).

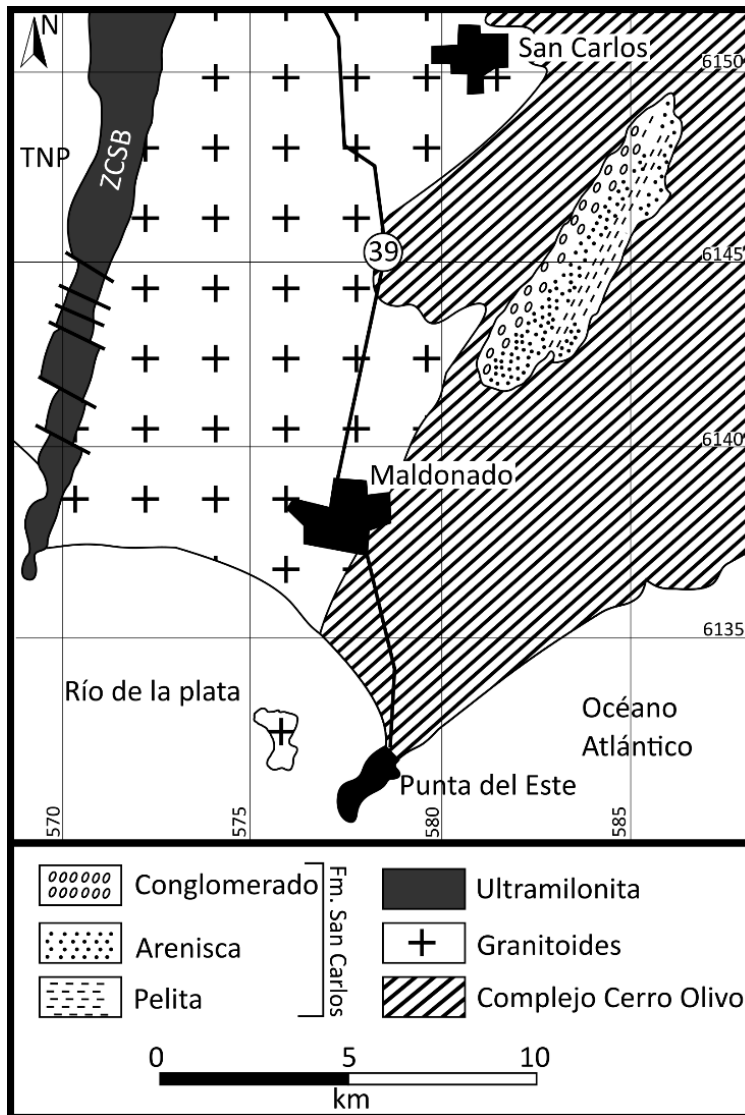


Figura 13: Mapa geológico simplificado de la Formación San Carlos y alrededores, modificado de Masquelin (1990). **TNP**: Terreno Nico Pérez, **ZCSB**: Zona de Cizalla Sierra Ballena

Pecoits *et al.* (2008) ubican el estratotipo de la Formación a 6 km al sur de la ciudad de San Carlos, donde 220 m de la Formación son expuestos, además cita por primera vez rocas volcánicas (riolitas) intercaladas en la Formación San Carlos. El ambiente depositacional probable para estos autores se representa como un ambiente lacustre o fluvio-lacustre, por el contrario, Sánchez Bettucci (1998) propone una génesis fluvial de tipo entrelazado de baja sinuosidad para toda la sucesión. Los mencionados autores (Pecoits *et al.*, 2008) correlacionan esta Formación con la Formación Las Ventanas, agrupándolas dentro del Grupo Maldonado junto con la Formación Playa Hermosa, visión que es disputada por Gaucher *et al.* (2014b) en base a que están separadas por la Zona de Cizalla Sierra Ballena, a su diferente edad y a que nunca se encuentran en contacto. Cabe destacar que, a pesar del incipiente metamorfismo y deformación sufridos, se observan estructuras sedimentarias bien preservadas como por ejemplo estratificación cruzada en artesa (Sánchez Bettucci, 1998; Gaucher *et al.*, 2014b), las cuales indican paleocorrientes al NE.

Oyhantçabal *et al.* (2013) describen una unidad volcánica que está asociada a las rocas sedimentarias de la Formación San Carlos, la cual denominan Miembro Cerro Bellaco. En esta unidad se reconocen dos litotipos: flujos piroclásticos y lavas. Ocurren en la porción Noreste y Este del área de afloramientos de la Formación San Carlos formando pequeños cerros. La estructura en general es masiva, subordinadamente varios afloramientos muestran un incipiente a claro clivaje de fractura con orientación N30°-40°/vertical, que concuerda con la estructura regional de la formación San Carlos. Masquelin y Pías (1990) describen afloramientos aislados de riolita en la ruta 104, 1.5 km al Este del borde del área 1.

Gaucher *et al.* (2014b) anuncian que la edad máxima de depositación de la Formación San Carlos por dataciones U-Pb en circones detríticos es 535 ± 13 Ma, por lo que la edad de depositación de la unidad es posiblemente Cámbrico Inferior.

6. Resultados

6.1. Cartografía geológica

En el mapa del área 1 (Figura 14) se observa la Formación San Carlos formada por conglomerado, arenisca y pelita, y el Complejo Cerro Olivo con granitos asociados.

Los conglomerados en general muestran gradaciones (Figura 15JyK) entre sábulo/grava fina (Figura 15G) a areniscas medias, aunque hay estratos que llegan a grava gruesa (Figura 15AyC). Los clastos son polimícticos, principalmente granitoides rosados y cuarcitas/cuarzo, seguidos de riolitas negras/violetas afáníticas e intraclastos pelíticos. Son conglomerados matriz-soportados, con matriz arenosa, en algunas ocasiones llegan a diamictitas (Figura 15E). Se realizó una sola medición de conteo de clastos (365 puntos) en un conglomerado (muestra SCR10) y como resultado dio un 69.5% de matriz arenosa y un 30.5% de esqueleto; el esqueleto se compone de 50-70% de granito, 20-40% de vulcanitas ácidas + pelitas, 10-40% cuarcitas y 1-15% feldespato.

Las areniscas principalmente son subarcosas líticas / sublitarenitas de color verde grisáceas a violetas grisáceas, de tamaño entre arena media a muy gruesa (Figura 15F), bien a moderadamente seleccionadas, de redondeadas a subangulosas. En algunos casos llegan a areniscas conglomerádicas (Figura 15D) con clastos de hasta 2-3 cm de granitos, cuarcitas y riolitas. Se observan paleocorrientes al NE, medidas sobre estratificación cruzada planar y también desde el E, medidas sobre estratificación cruzada en artesa, indicando áreas fuente elevadas hacia el W.

Las pelitas están laminadas (Figura 15B), son de colores grisáceas, verdosas y violáceas (Figura 15I), tienen intercalaciones centimétricas a decimétricas de areniscas cuarzosas muy finas a finas, tobas (Figura 15H) y wackes.

MAPA GEOLÓGICO 1:20000 DE LA FOTO AÉREA 60-107

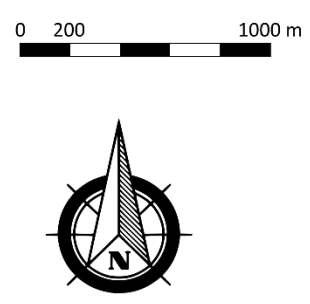
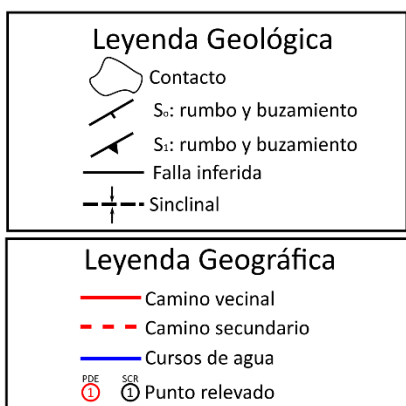
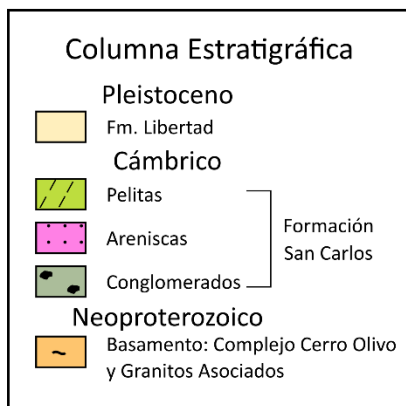
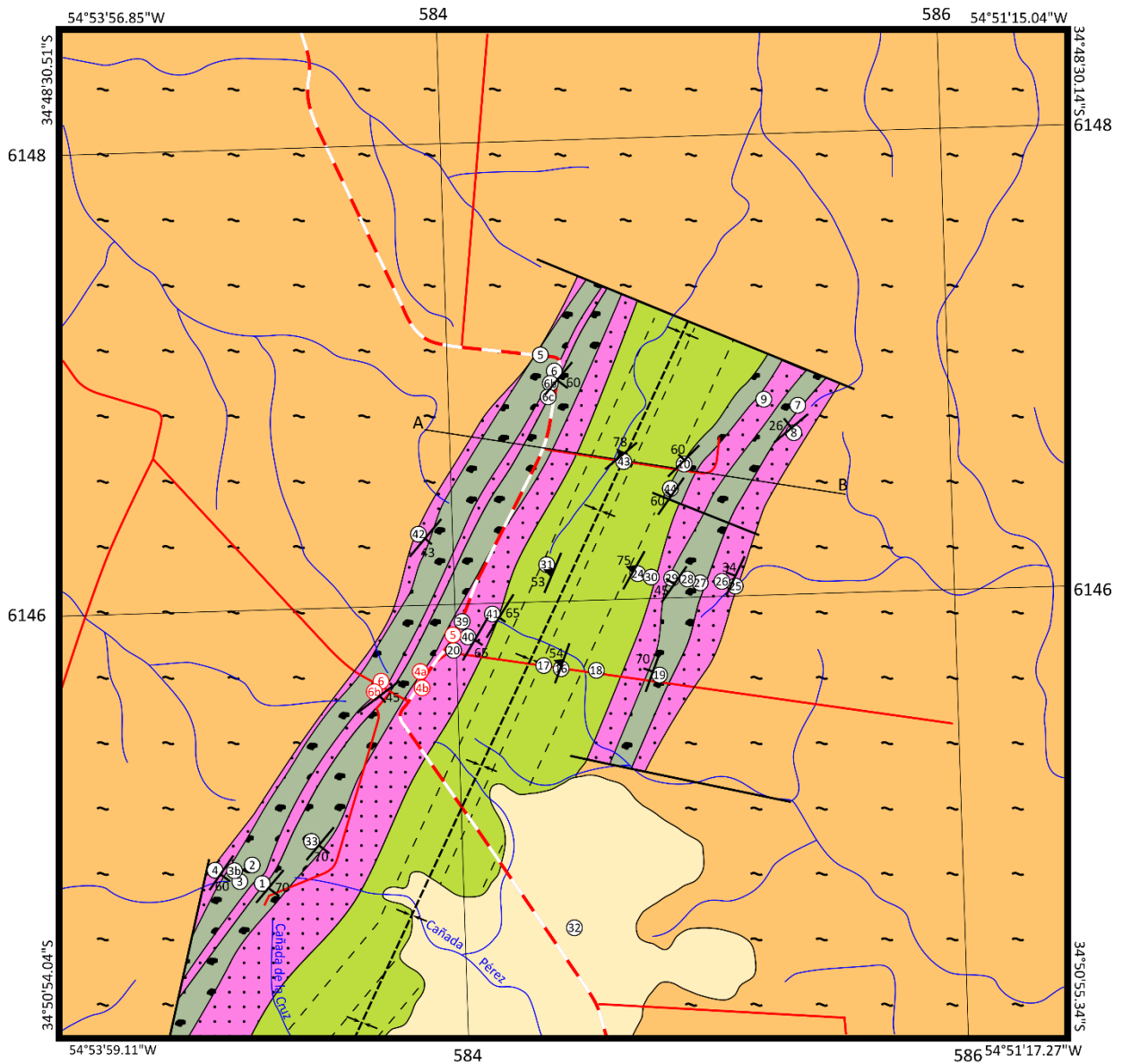


Figura 14: Mapa geológico a escala 1:20000 de la Formación San Carlos. Ver anexo 10.5 para mejor detalle

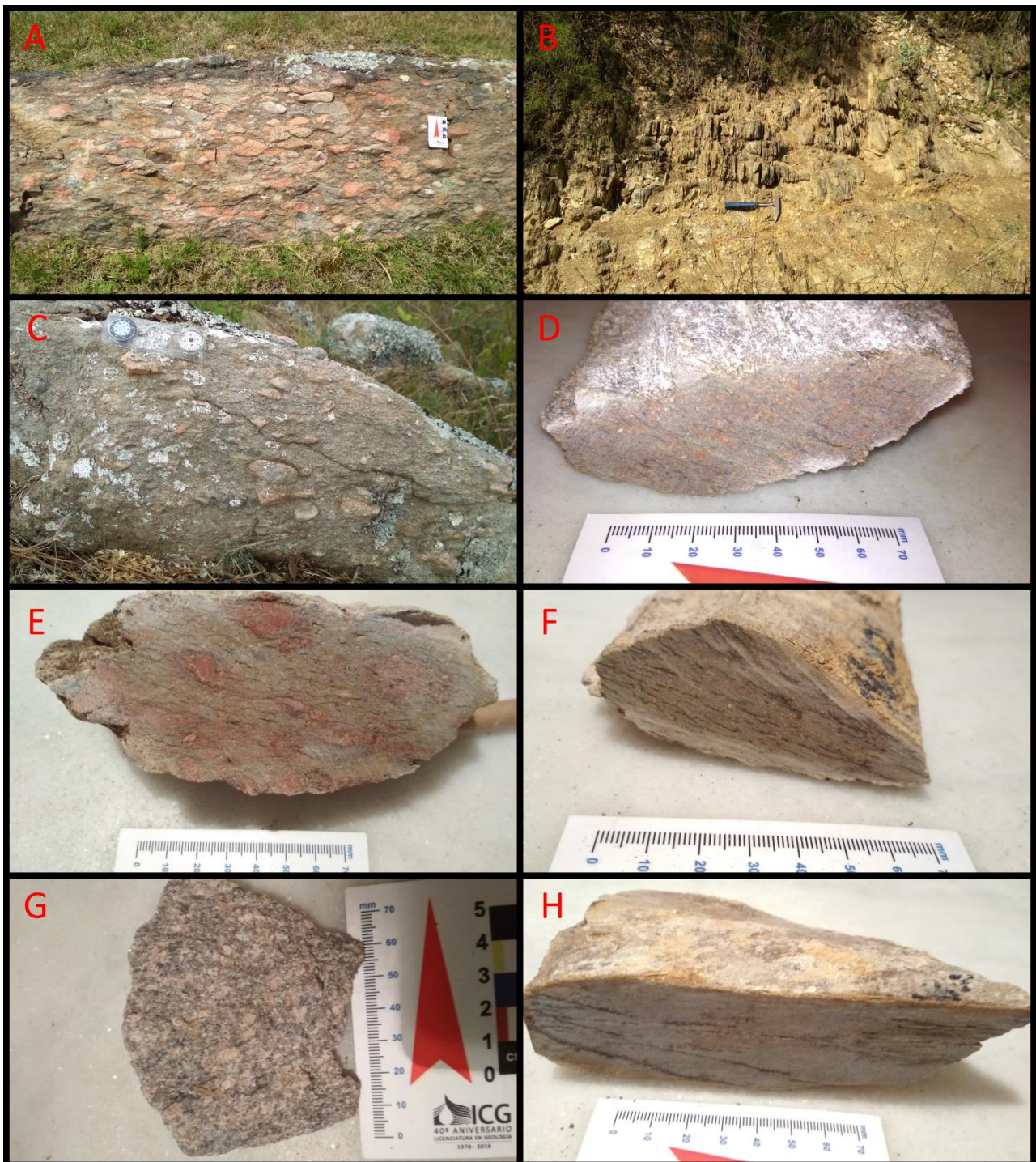


Figura 15



Figura 15 (continuación): A) Conglomerado polimíctico y macizo. Los clastos miden hasta 15 cm de largo, compuestos por granito, cuarcita/cuarzo, riolita, pelita. B) Pelitas laminadas de color borra de vino, verde, gris, intercaladas con niveles de espesores finos de wackes y tobas. C) Conglomerado con clastos de hasta 20 cm de granito rosado, riolita afanítica violeta oscura, cuarcita/cuarzo. D) Muestra de mano de arenisca gruesa sabulítica con muchos clastos de granito. E) Muestra de mano de diamictita con clastos de riolitas y granitos. F) Muestra de mano de arenisca de grano medio. G) Muestra de mano de conglomerado fino de matriz arenosa. H) Muestra de mano de una toba. I) Muestra de mano de pelitas laminadas de color borra de vino. Mismo afloramiento que Fig.15B. J y K) Estratos de 20 cm de conglomerado fino (hasta 1,5 cm) que gradan a arenisca media

En el área 2, Oyhantçabal *et al.* (2013) describen una unidad volcánica, la cual llaman Miembro Cerro Bellaco agrupándola dentro de la FmSC; en esta unidad reconocen dos litotipos: flujos piroclásticos y lavas. En este trabajo, se registran riolitas encontrándose en contacto con granitos y ortogneisses (Figura 16).

Las riolitas exhiben importantes afloramientos, generando relieves diversos, ubicadas al SE del área 2 (Figura 16). En ocasiones desarrollan relieves levemente ondulados, formando lomadas de muy bajo afloramiento, debido a la cobertura de materiales edáficos. En otras desarrollan relieves fuertes, generando cerros de hasta 80 m de altura (Cerro Bellaco). Se presentan tanto en forma masiva como con foliación, con direcciones N60-70°E con buzamientos vertical a subvertical. En el Cerro Bellaco se observan bandas brechadas (Figura 17B). A muestra de mano la roca exhibe tonalidades verde grisáceas. Está constituida principalmente por fenocristales de cuarzo (beta) y en menor medida de feldespato potásico, inmersos en una matriz de grano muy fino (afanítica).

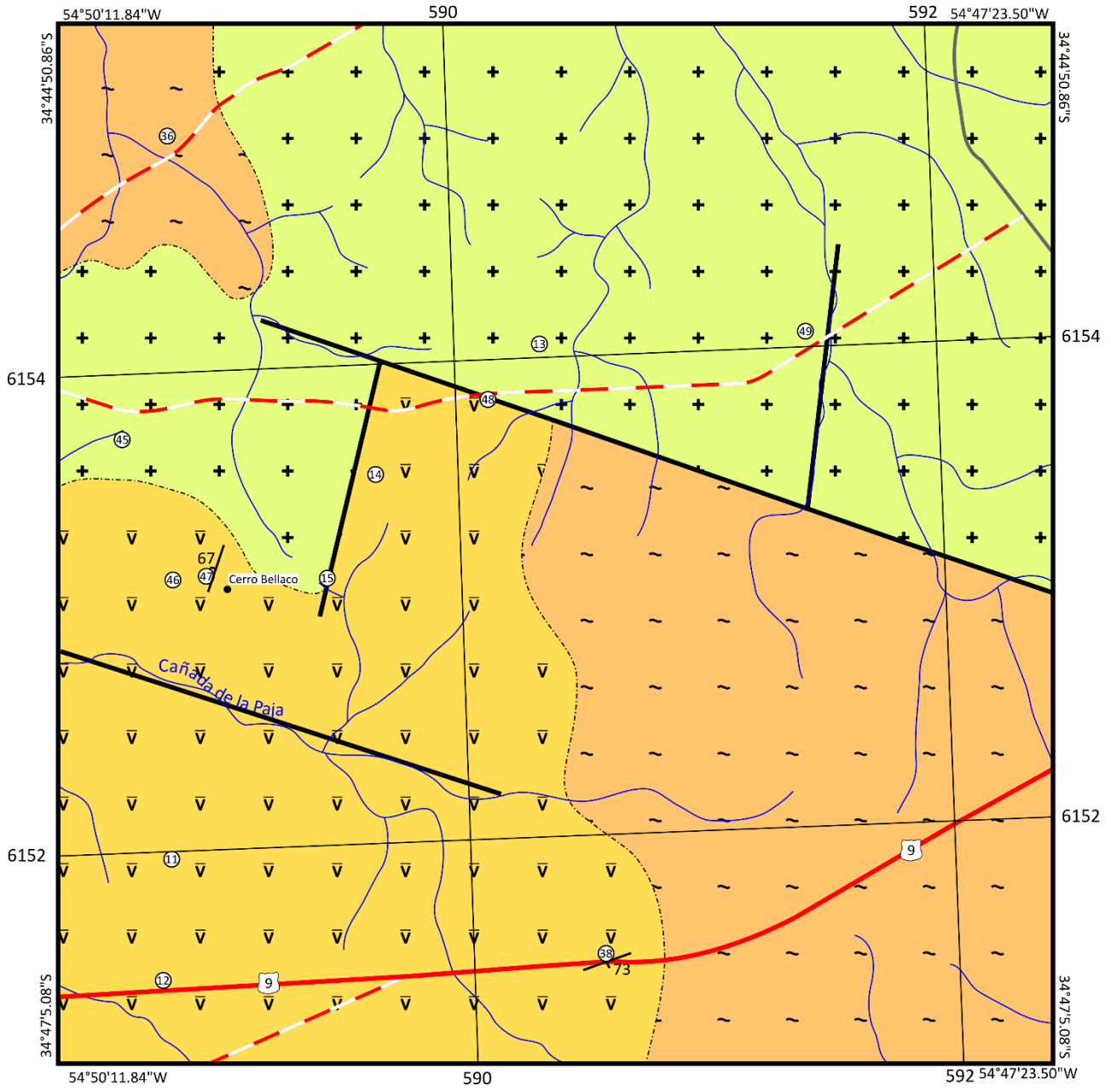
El granito aflora en el sector N del área 2 (Figura 16) en pequeñas bochas, de hasta 0.5 m (Figura 17A), con diaclasas con direcciones NW. Le intruye diques pegmatíticos muy alterados (Figura 17H). Se observa un contacto por falla entre el granito y la riolita (Figura 17C). A muestra de mano, es una roca leucócrata de grano fino a medio, equigranular, de color rosado, constituido por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y muscovita. Se observan dos facies

composicionales, una con mucha biotita y la otra con mucha muscovita. Hay fenocristales de feldespatos potásicos de hasta 3 cm, como los que se encuentran en la cañada de las Lisas (punto SCR 23).

El ortogneiss se lo encontró una sola vez dentro de la zona 2 de estudio (Figura 16), en una cantera (Figura 17D), luego se lo observó fuera del área de estudio, cerca de cursos de agua y en canteras. Aflora al NE y SW del área. Está foliado (Figura 17F) y en ocasiones fuertemente plegado. Está cubierto por la Formación Libertad, entre 2-5 m de espesor (Figura 17DyG). Se encuentra con intrusiones de un leucogranito a dos micas (muscovita y biotita) de hasta 0.5 cm, con dos tamaños de grano, uno fino y el otro grueso. También con un dique básico de 2 m de espesor (Figura 17E), con dirección N120°E, 60° al SW. Es una roca con marcada anisotropía planar penetrativa, la cual es representada por un bandeamiento de textura gnéssica equigranular, caracterizada por la intercalación de bandas melanócratas (minerales como biotitas) y leucócratas (cuarzo, feldespato potásico).

La Formación Libertad en el área 1 aflora en el sector centro Sur (Figura 14). En el área 2, la Formación Libertad se encuentra en el sector NW (Figura 16), por encima de los ortogneisses, con espesores entre 2-5 m (Figura 17DyG). Se compone de loess de color naranja-rosado.

MAPA GEOLÓGICO 1:20000 DEL FOTO AÉREA 60-192



Columna Estratigráfica	
Neoproterozoico	
	Riolita
	Granito
	Ortogneisses: Complejo Cerro Olivo

Leyenda Geológica	
	Contacto inferido
	Rumbo y Buzamiento
	Lineamiento

Leyenda Geográfica	
	Ruta Nacional
	Camino secundario
	Cursos de agua
	Punto relevado



Escala 1:20000



Figura 16: Mapa geológico a escala 1:20000 entorno al Cerro Bellaco. Ver anexo 10.5 para mejor detalle

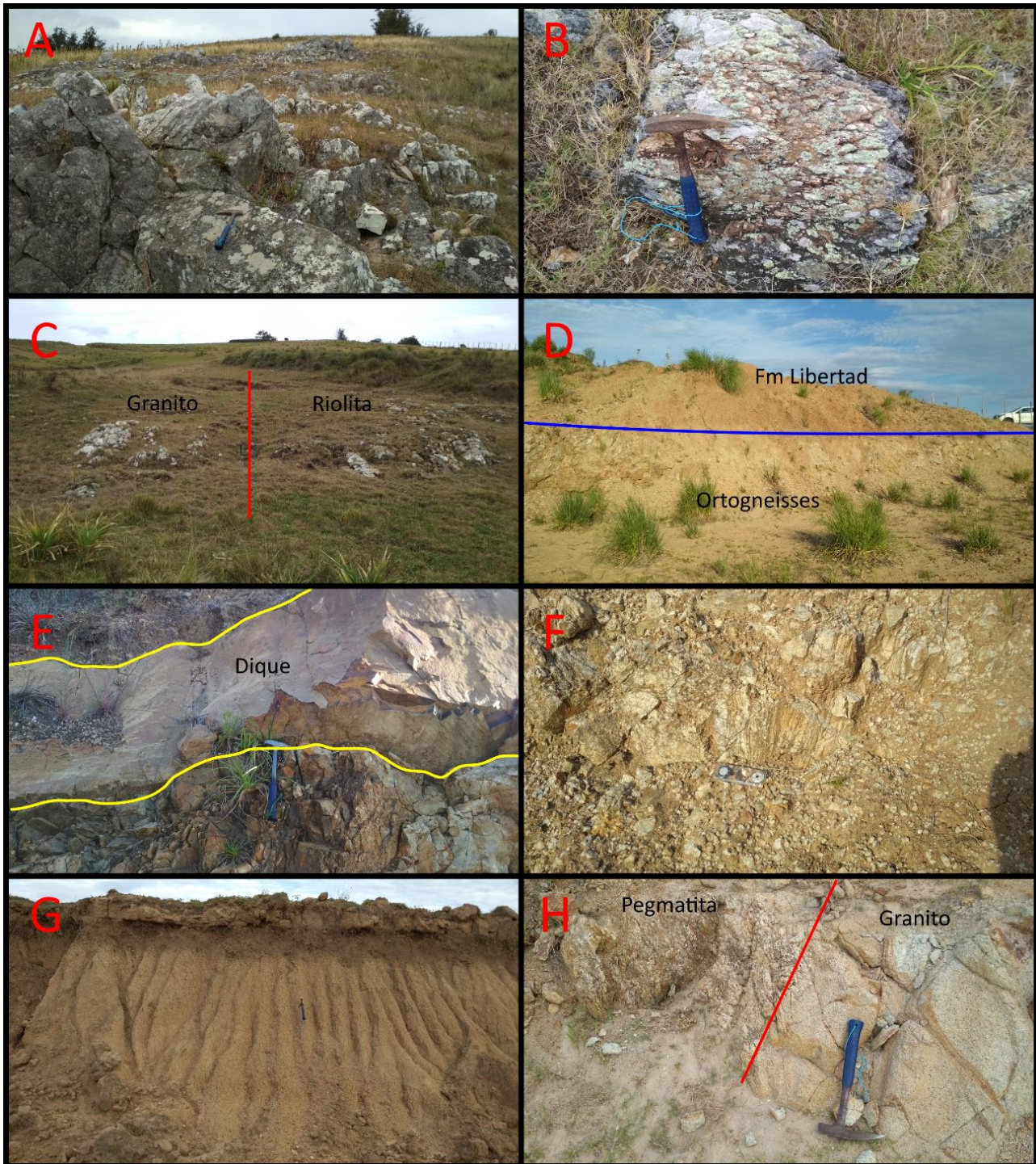


Figura 17: A) Afloramiento de granito. B) Afloramiento de riolita foliada y brechada en el Cerro Bellaco. C) Contacto por falla entre el granito y la riolita, foto sacada hacia el Norte. D) Cantera donde aflora el ortogneiss, por encima está cubierto por la Fm. Libertad. E) Dique que intruye al ortogneiss. F) Afloramiento del ortogneiss foliado. G) Afloramiento en cantera de la Fm. Libertad. H) Afloramiento en cantera de un granito con intrusión de un dique pegmatítico

6.2. Geología estructural y metamorfismo

Los estratos del lado Oeste de la FmSC tienen una dirección N30-40°E, con buzamientos de 45° al SE que aumentan hacia el Este a 65°; la polaridad de los estratos se confirma aquí con tope al SE en base a gradaciones normales (Figura 15K), bases erosivas y a las direcciones de las estratificaciones cruzadas en artesa (Figura 18ByD). Los estratos del sector Este tienen una dirección N20-30°E, con buzamientos de 34° al NW que aumentan hacia el Oeste a 65-70°; en este caso se confirma la polaridad de los estratos con tope hacia el NW, también debido a las estratificaciones cruzadas en artesa (Figura 18AyC), gradaciones normales (Figura 15J) y bases erosivas. De acuerdo a la dirección de los buzamientos en ambos lados de la Formación (Figura 14), la estructura resultante es un sinclinal inclinado (Fossen, 2010) como se observa en la Figura 19, el aumento de los buzamientos en ambos flancos del pliegue, es debido a que en los extremos de la Formación también hay parte de pliegues anticlinales (Figura 19). El plano axial buza 70° aproximadamente, hacia el NW y el eje del pliegue es horizontal. En la Figura 19, se aprecia que la parte distal de la cuenca (lago, mar?) estaba hacia el E, ya que disminuyen tanto la granulometría como el espesor de los estratos conglomerádicos. Se observa un clivaje paralelo al plano axial, notorio en las pelitas, según Fossen (2010) y Martínez Catalán (2002) se debe a que los estratos de pelitas son incompetentes frente a los estratos de arenisca/conglomerado (estratos competentes), por lo que al plegarse forman clivajes.

Cabe destacar que el borde norte de la unidad está truncado por una falla NW-SE. La otra mitad de la Formación San Carlos (al N de la falla) está desaparecida. El borde sur del flanco E de la unidad, también se encuentra truncado por una falla y la otra mitad de la FmSC está erosionada o está cubierta por la Formación Libertad.

Respecto al metamorfismo de la Formación San Carlos, Masquelin (1990) indica un metamorfismo de bajo grado. En este trabajo se encontraron minerales indicadores de metamorfismo como el estilpnomelano, la sericita y la clorita. De acuerdo a Best (2002) y Gómez Jiménez (2006), estos minerales se forman en la facies esquistos verdes inferior, en la zona de la clorita, por lo que comprende el grado metamórfico más bajo. Esta paragénesis de clorita + sericita + estilpnomelano se observa en las pelitas. En este trabajo no se usará el prefijo “meta” para nombrar las rocas, solo se usará el nombre del protolito (arenita, conglomerado, etc).



Figura 18: Estratificación cruzada en artesa. (AyC) son estratos de areniscas del lado Este. (ByD) son estratos de areniscas del lado Oeste

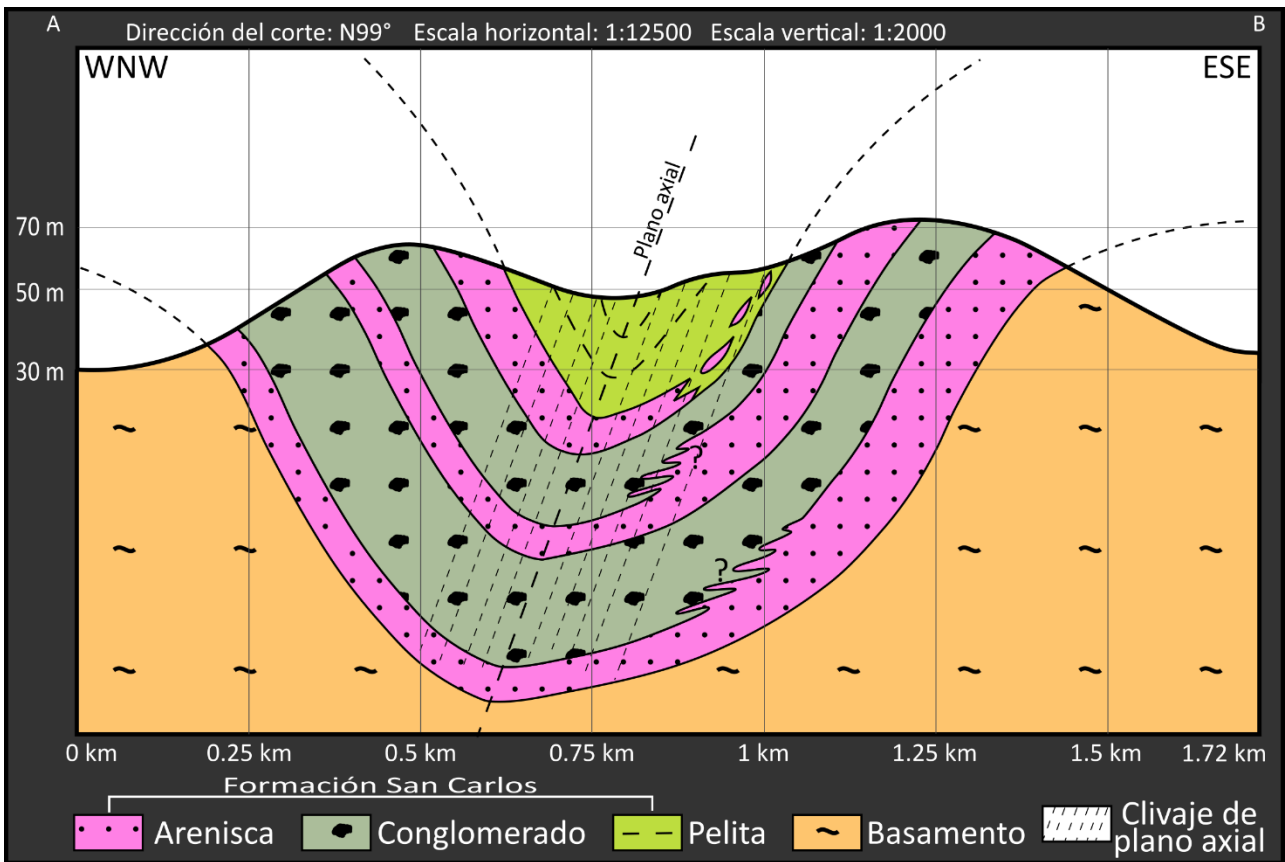


Figura 19: Corte geológico del área 1. Las litologías se refieren a los protolitos.

6.3. Litoestratigrafía

Hasta ahora, la litoestratigrafía de la Formación San Carlos (FmSC) solo se conoce en sus líneas generales, como una sucesión granodecreciente, con conglomerados rosados y grises en la base, seguidos de arcosas grises y hacia el tope metapelitas verdes (Masquelin, 1990).

Se efectuaron dos perfiles litoestratigráficos en el área 1, uno de E-W (Perfil Casa de Stuart) y el otro de W-E (Perfil Estancia Lobos) como se observa en la Figura 20. Se calcula una potencia aflorante para la FmSC en torno a 480-500 m.



Figura 20: Ubicación de los perfiles estratigráficos. PEL: Perfil Estancia Lobos, PCS: Perfil Casa de Stuart. Imagen extraída de Google Earth

El Perfil Casa de Stuart (PCS, Figura 21) comienza con 60-65 m de espesor de paquetes de arcosas, de color gris violáceas y areniscas conglomerádicas con clastos de hasta 2-3 cm, seguidos de 70-85 m de espesor de paquetes de conglomerados muy finos con intercalaciones de areniscas gruesas a medias con estratificación cruzada en artesa, que terminan en un estrato de conglomerado con clastos de 10-15 cm estirados, y finalmente en el tope hay areniscas con intercalaciones de tobas, también afloran niveles de pelitas verdes. La potencia del perfil es de 260 m. Por encima del PCS hay 220 m aproximadamente de pelitas verdes, grises y violetas con niveles de wackes y tobas. Es una secuencia grano y estratocreciente hasta los 140 m y luego grano y estratodecreciente.

El Perfil Estancia Lobos (PEL, Figura 22) inicia con 30 m de paquetes de areniscas cuarzosas de color verde grisácea y areniscas conglomerádicas violáceas con clastos de hasta 1 cm, continúan 60 m de paquetes de conglomerados con clastos de hasta 2 cm que gradan a areniscas con estratificación cruzada en artesa, seguidos de 30 m de intercalaciones de areniscas medias/finas con estratificación cruzada en artesa y estratificación horizontal y conglomerados finos, le siguen 60 m de paquetes de arcosas/subarcosas con estratificación cruzada en artesa que hacia el tope se intercalan con conglomerados finos. Finalmente, conglomerados con clastos de hasta 20 cm que gradan a areniscas medias. La potencia del perfil es de 287 m. Por encima del PEL hay 100 m de arenisca y diamictita que hacia el tope termina en 110 m de pelitas verdes, grises y violetas con niveles de wackes y tobas. Se observan dos secuencias, una granocreciente y estratodecreciente hasta los 120 m, y la otra granocreciente hasta los 280 m.

En ambos perfiles la relación con el basamento Complejo Cerro Olivo es a través de contactos erosivos y por fallas.

En la figura 23, se observa el perfil sintético de toda la Formación San Carlos. Se observan tres secuencias: (1) de 0-130 m es una secuencia granocreciente, (2) de 130-330 m es una secuencia granocreciente, y (3) de 330-500 es una secuencia granodecreciente.

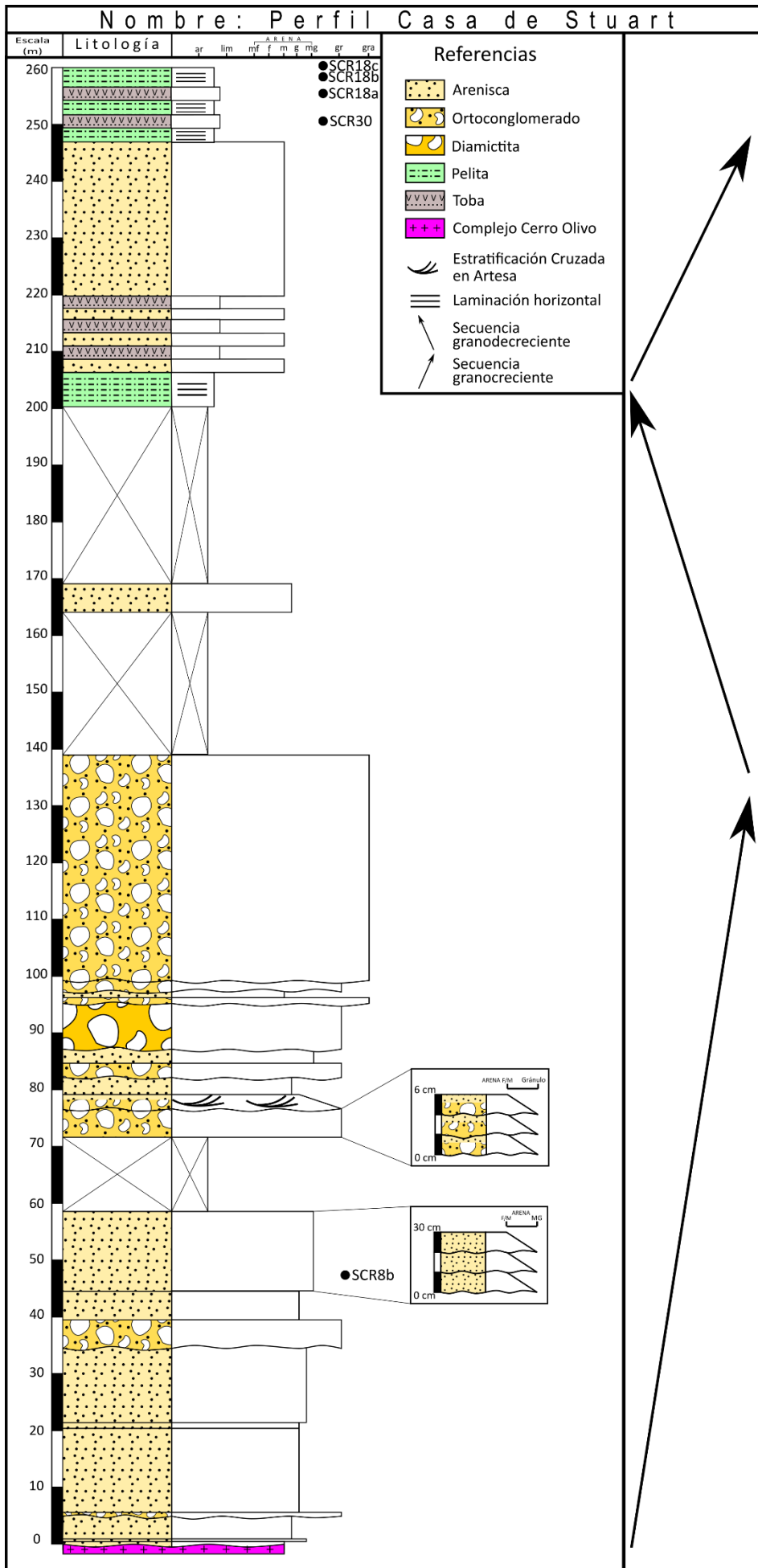


Figura 21: Perfil Litoestratigráfico del sector E de la Formación San Carlos. Nombre del perfil: Perfil Casa de Stuart. Ubicación de láminas como "SCR"

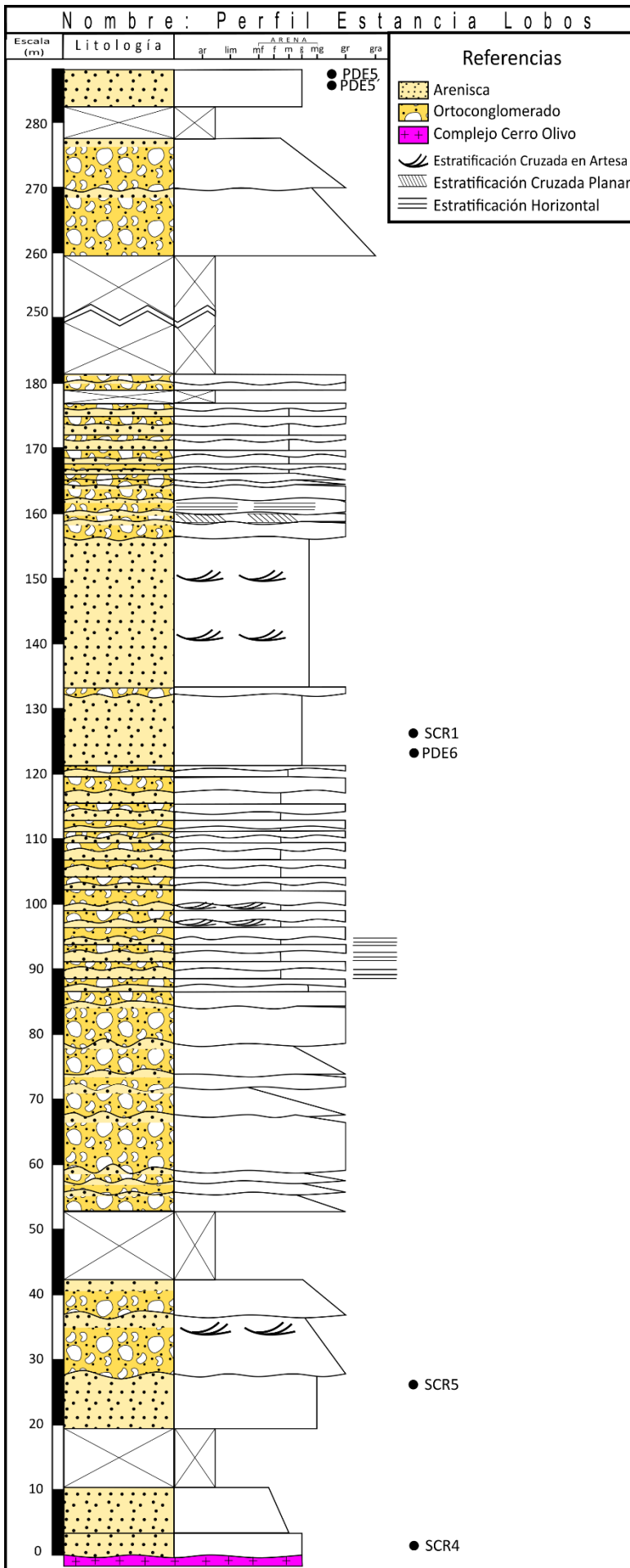


Figura 22: Perfil Litoestratigráfico del sector W de la Formación San Carlos. Nombre del perfil: Perfil Estancia Lobos. Ubicación de láminas como "SCR"

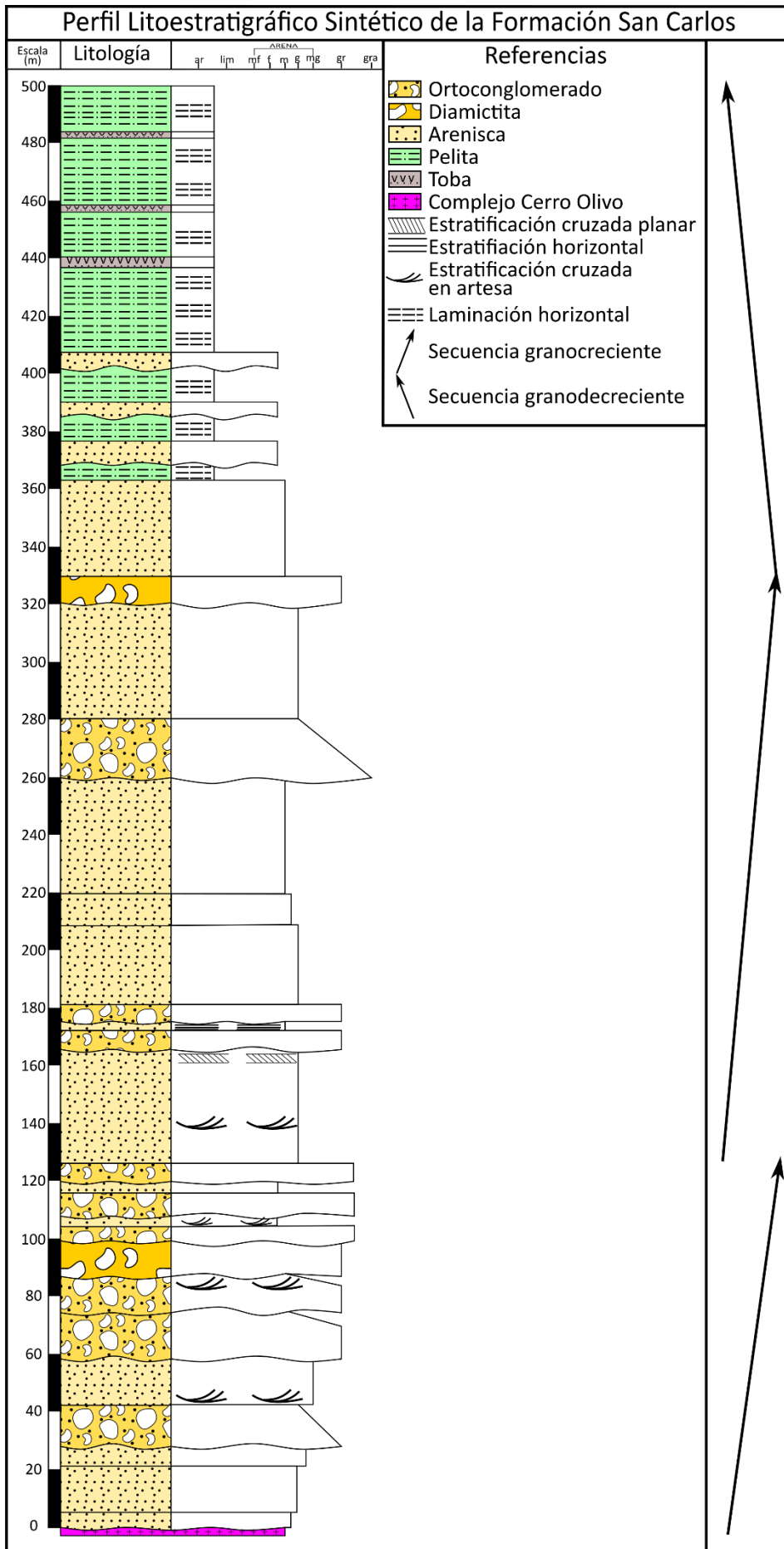


Figura 23: Perfil Litoestratigráfico sintético la Formación San Carlos

6.4. Petrografía

Se realizaron 24 láminas delgadas, de las cuales 20 pertenecen a las rocas sedimentarias, 3 a las riolitas y 1 al granito.

6.4.1. Diamictita

Es una roca con cierta orientación y estiramiento en los clastos (Figura 24A, B). Los mismos son de redondeados a angulosos y la selección es moderada a mala. Se diferencia un esqueleto y una matriz, sus porcentajes son 53-66% y 34-48% respectivamente.

El esqueleto es polimíctico, se compone de clastos de cuarzo (28-45%), feldespato potásico (23-27%), granito (6-16%), riolita (8-12%), cuarcita (3-9%), minerales opacos (4-13%), plagioclasa (2%) y muscovita (1%). Los clastos tienen un tamaño entre 0.25 mm y 1.7 mm, y en un porcentaje muy bajo hay clastos que miden entre 2.1-3.7 mm. El feldespato potásico está característicamente más alterado (Figura 24C) y presenta maclas tipo Carlsbad. La riolita tiene un grado de alteración bajo y levemente fracturada (Figura 24A). La cuarcita muestra cristales estirados y con extinción ondulante, por lo que se podría tratar de una cuarzomilonita (Figura 24D).

La matriz se compone de muscovita, sericita y cuarzo. Se observa una matriz fluidal y la textura es matriz soportada.

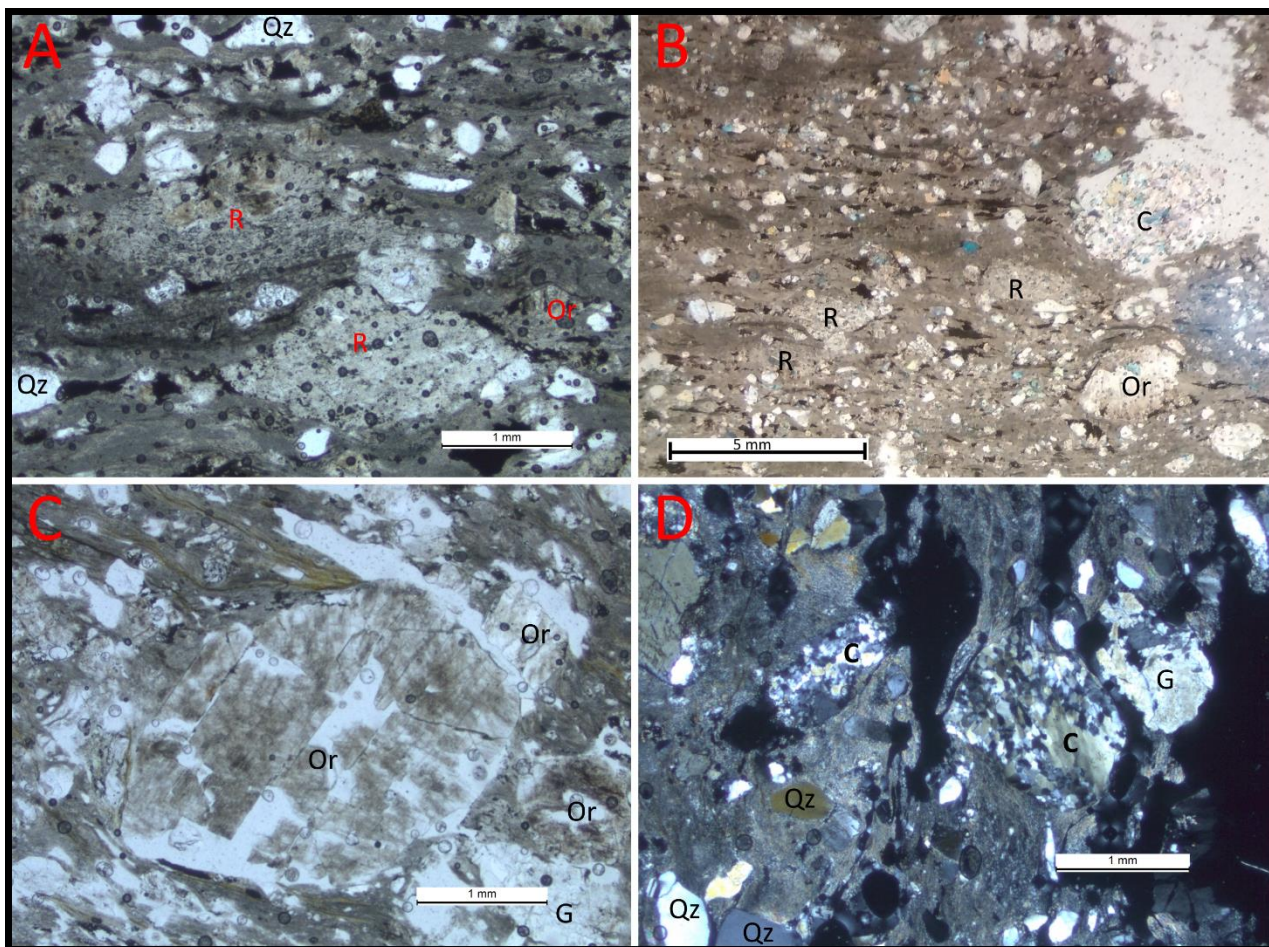


Figura 24: Diamictonita. A) Clastos estirados de riolita (R), clasto de cuarzo (Qz), clasto de ortosa (Or). Luz polarizada plana. B) Vista en general de la matriz, la orientación y el estiramiento de los clastos. Clastos de riolita (R), cuarcita (C), ortosa (Or). Luz polarizada plana. C) clasto de granito (G), ortosa (Or) con alteración. Luz polarizada plana. D) Clasto de cuarzo (Qz), granito (G), cuarcita (C) con sus cristales estirados. Polarizadores cruzados.

6.4.2. Ortoconglomerado

Es una roca masiva y no tiene foliación. La redondez de los clastos es de subredondeados a angulosos y la selección es mala. Se diferencia un esqueleto (clastos mayores a 2mm) y una matriz, sus porcentajes son 26-44.2% y 55.8-74% respectivamente.

El esqueleto es polimíctico, se compone de clastos de cuarcita (26.7-44.3%), granito (18.3-39.3%), cuarzo (11.5-31%), feldespato potásico (3.3-24%), y plagioclasa (1.6%). Los clastos son subredondeados a angulosos, con tamaños de 2-5 mm, bien a moderadamente seleccionados. Las cuarcitas presentan cristales estirados y con extinción fuertemente ondulante (Figura 26A, B, D), sugiriendo que se trata de cuarzomilonitas. El feldespato potásico está característicamente más alterado (Figura 26C, E, F) y la plagioclasa presenta maclas tipo albita (Figura 26A, B).

Del 55.8-74% de matriz, un 6.5-12.8% corresponde a pelita y un 49.3-61.2% a la fracción arena. La porción pelítica está compuesta por sericita, muscovita y cuarzo. La fracción arena se compone

de cuarzo (43-57.3%), feldespato potásico (13.2-21.5%), granito (13.2-18.4%), cuarcita (12.3-13.2%), pelitas (3%), minerales opacos (1.2-3%), plagioclasa (1.8%), muscovita (1.2%) y biotita (0.6%). Los clastos son de subredondeados a angulosos, están moderadamente seleccionados. El cuarzo presenta extinción ondulante (Figura 26E, F) y es monocristalino o policristalino. El feldespato potásico está característicamente más alterado que los demás clastos y se diferencia microclina (Figura 26E, F). En el diagrama composicional de arenisca (Pettijohn *et al.*, 1972), la matriz se clasifica como subarcosa lítica (Figura 25).

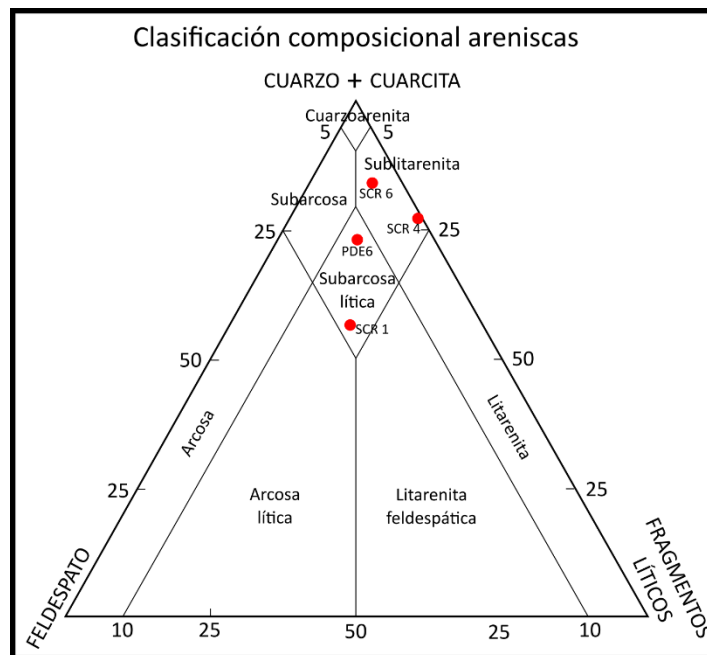


Figura 25: Diagrama composicional de areniscas propuesto por Dott (1964) modificado por Pettijohn *et al.* (1972)

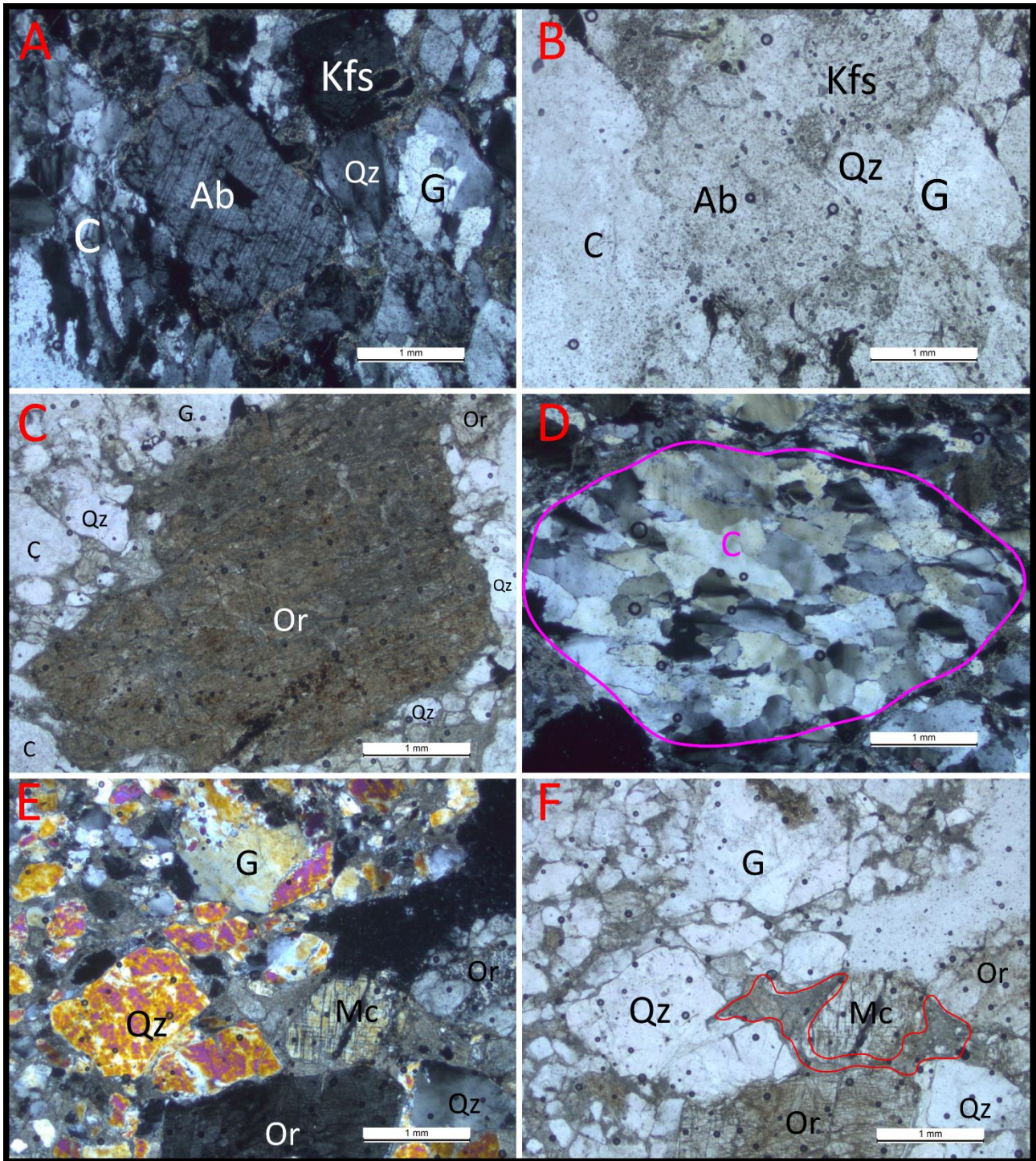


Figura 26: Ortoconglomerado. A) Clastos de granito (G), Cuarzo (Qz), feldespato potásico (Kfs), cuarcita (C) con cristales estirados, albita (Ab) con su macla típica. Polarizadores cruzados. B) misma imagen observada en Fig. 26A, pero en este caso con luz polarizada plana. C) Gran clasto de ortosa (Or) sericitizada, además se observan clastos de cuarcita (C), granito (G) y cuarzo (Qz). Luz polarizada plana. D) Marcado en violeta: clasto de cuarcita (C), con cristales estirados. Polarizadores cruzados. E) Clastos de cuarzo (Qz), ortosa (Or) muy alterada, microclina (Mc) y granito (G). Polarizadores cruzados. F) misma imagen observada en Fig. 26E, pero en este caso con luz polarizada plana. Se observa la matriz (recuadro rojo) sericitica.

6.4.3. Arenitas

Roca masiva, la cual tiene una selección moderada y es de subredondeada a angulosa, por lo que su grado de madurez es submadura.

La matriz es pelítica y comprende un 14.1-16.8% de la roca. Se compone de sericita y cuarzo en general (Figura 27A).

La porción arenosa abarca un 83.2-85.9% de la roca. Se compone de clastos de cuarzo (59.3-62.7%), granito (9.3-19.5%), cuarcita (11-13.7%), opacos (7.6-8.6%) y feldespato potásico (1.6-5%) y muscovita (1.7%). Los clastos son de redondeados a subangulosos, bien a moderadamente seleccionados (Figura 27B, C). El cuarzo tiene extinción ondulante, es monocristalino o policristalino (Figura 27D). El granito, la cuarcita y el feldespato potásico presentan fracturas, y este último también alteración (Figura 27C).

De acuerdo al diagrama composicional de arenisca propuesto por Pettijohn *et al.* (1972), la arenita se clasifica como sublitarenita (Figura 25).

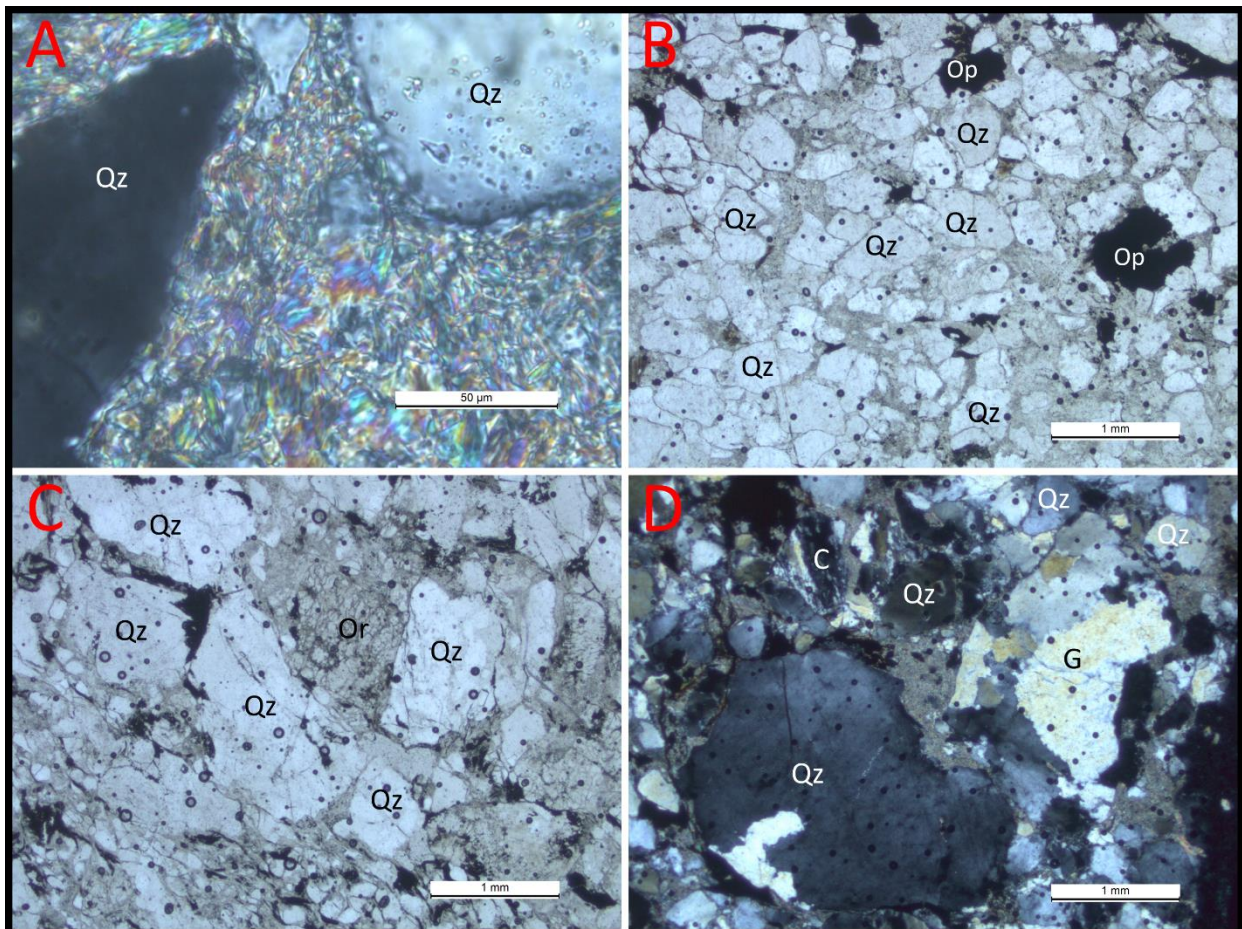


Figura 27: Arenita. A) Clasto de cuarzo (Qz). Se observa la matriz sericítica. Polarizadores cruzados. B) Clastos de cuarzo (Qz) y opacos (Op). Se observa la variación granulométrica de los clastos. Luz polarizada plana. C) Clastos de cuarzo (Qz), ortosa (Or) con alteración. Luz polarizada plana. D) Clastos de cuarzo (Qz) policristalino y monocristalino, granito (G), cuarcita (C). Polarizadores cruzados.

6.4.4. Wackes

Roca homogénea y masiva. En general es una roca pobremente seleccionada y sus granos de arena son de angulosos a redondeados. Se diferencia un esqueleto arenoso y una matriz, sus porcentajes son 50.3-80.4% y 19.6-49.7% respectivamente.

El esqueleto se compone de clastos de cuarzo (26.7-61.2%), granito (2.3-21%), cuarcita (2.9-19.5%), feldespato potásico (7.6-39.2%), pelitas (2.3-10.5%), opacos (0.5-7.6%), riolita (1-8.6%), muscovita (0.5-15.3%), plagioclasa (1.2-9.3%) y biotita (0.4%). El promedio de los clastos es de 1 mm, son de subredondeados a subangulosos, moderadamente seleccionados. El cuarzo muestra extinción ondulante, fracturas y golfo de corrosión (Figura 29A), posiblemente provenientes de vulcanitas ácidas. La cuarcita presenta cristales estirados, por lo que se podría tratar de cuarzomilonitas (Figura 29B). Se observa rutilo diagenético metamórfico (Figura 29C), el cual tiene un tamaño de 200 μm . El feldespato potásico y la plagioclasa muestran alteración (Figura 29D) y esta última macla polisintéticas. Hay cristales de magnetita diagenética distribuidos por la lámina (Figura 29E) y clastos de rocas que contienen cristales de magnetita, también se observan clastos de epidoto. Algunas riolitas presentan esferulitas de feldespato (Figura 29F) producto de la desvitrificación del vidrio.

La matriz es pelítica y se conforma de muscovita, sericita y cuarzo. El tipo de textura es matriz soportada microgranular, se observa contacto entre granos como recto y cóncavo-convexo (Figura 29G, H), y formas lenticulares de microcuarzo.

Según el diagrama composicional de wackes, hay predominantemente wackes feldespáticos y en menor proporción wackes líticos (Figura 28).

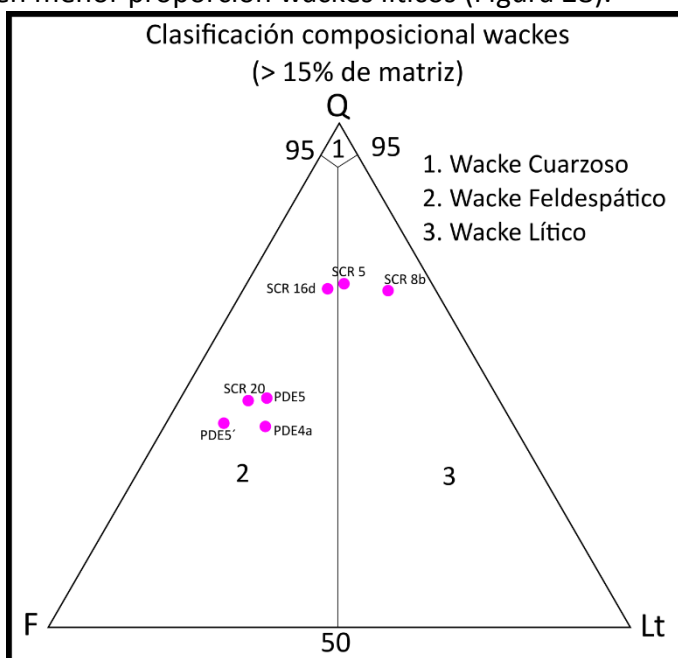


Figura 28: Diagrama composicional de wackes propuesto por Dott (1964) modificado por Pettijohn et al. (1972)

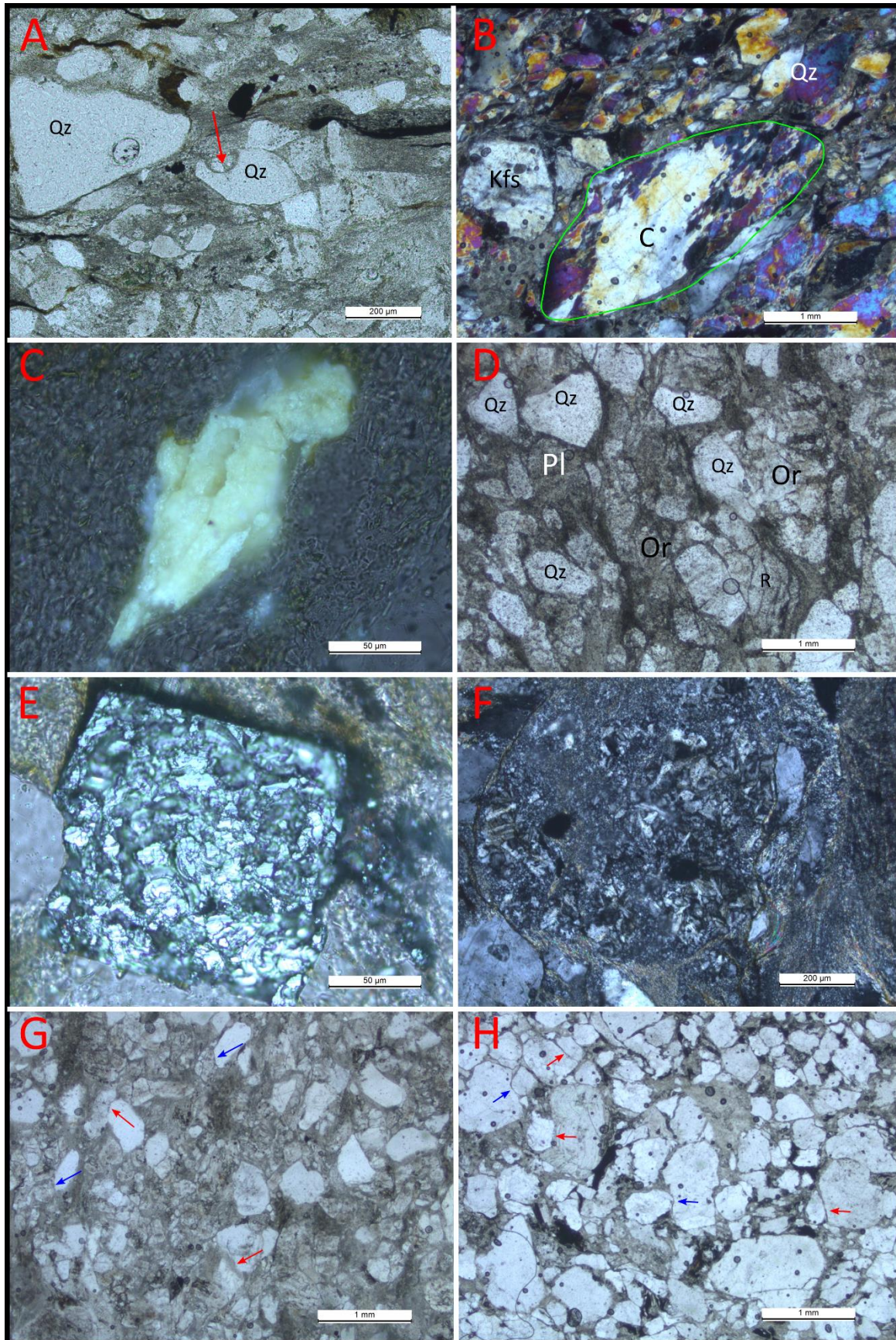


Figura 29: Wacke. A) Clasto de cuarzo (Qz) donde se observa golfo de corrosión (flecha roja). Luz polarizada plana. B) Clasto de cuarcita (C) estirado, feldespato potásico (Kfs) y cuarzo (Qz). Polarizadores cruzados. C) Rutilo diagenético / metamórfico visto a través de microscopía de reflexión. D) Clasto de plagioclasa (Pl) muy alterada, cuarzo (Qz), riolita (R), ortosa (Or) alterada. Luz polarizada plana. E) Magnetita vista a través de microscopía de reflexión. F) Esferulita de feldespato. Polarizadores cruzados. G-H) Se observan contactos rectos (flechas rojas) y cóncavos-convexos (flechas azules) entre los clastos. Luz polarizada plana.

6.4.5. Pelitas

Se identificaron dos tipos de pelitas en lámina delgada, una de color verde y la otra de color marrón violácea.

La pelita de color verde presenta laminación plano paralela (Figura 30A). Se identifica la presencia de clorita, estilpnomelano, sericita, cuarzo y opacos.

La clorita se presenta de color verde pálido a incolora y con un leve pleocroísmo a luz natural (Figura 30B), tiene forma tabular y se desarrolla en láminas intercaladas con el estilpnomelano y el cuarzo. El tamaño máximo es de 16 μm aproximadamente. Se halla en una abundancia del 40-50%.

El estilpnomelano presenta un tamaño máximo de aproximadamente 50 μm . Este se encuentra en bandas paralelas a anastomosadas intercaladas con los demás minerales (Figura 30B, C). Se lo identifica por su color marrón-amarillento. Se encuentra en una abundancia del 25-40%.

El cuarzo tiene un tamaño entre 3-9 μm y es de subredondeado a redondeado. Se diferencia de los demás minerales porque aparece de forma lenticular (Figura 30C) intercalados con las bandas de clorita y estilpnomelano. Los contactos entre los granos de cuarzo son cóncavo-convexos a rectos. La abundancia de este mineral en la roca es de 12-20%.

La sericita presenta tamaños aproximados entre 8 μm , con forma tabular. Esta se encuentra en bandas laminadas a anastomosadas intercaladas con los demás minerales. Se la identifica como incolora y sin pleocroísmo. Se encuentra en una abundancia del 0-5%.

De los minerales opacos se identifican el rutilo y la hematita. El rutilo aparece con forma alargada (Figura 30D), posiblemente formados por el metamorfismo, alcanzan un largo entre 30-110 μm y se encuentran con eje mayor paralelo a la laminación. La hematita tiene un tamaño entre 40-80 μm y es subangulosa. Estos dos minerales presentan una concentración del 3-5%.

La pelita de color marrón violácea tiene un tamaño de grano de limo a arcilla, la cual presenta laminación plano paralela (Figura 30E, F). Se identifica la presencia de sericita, estilpnomelano, cuarzo, clorita, muscovita y opacos.

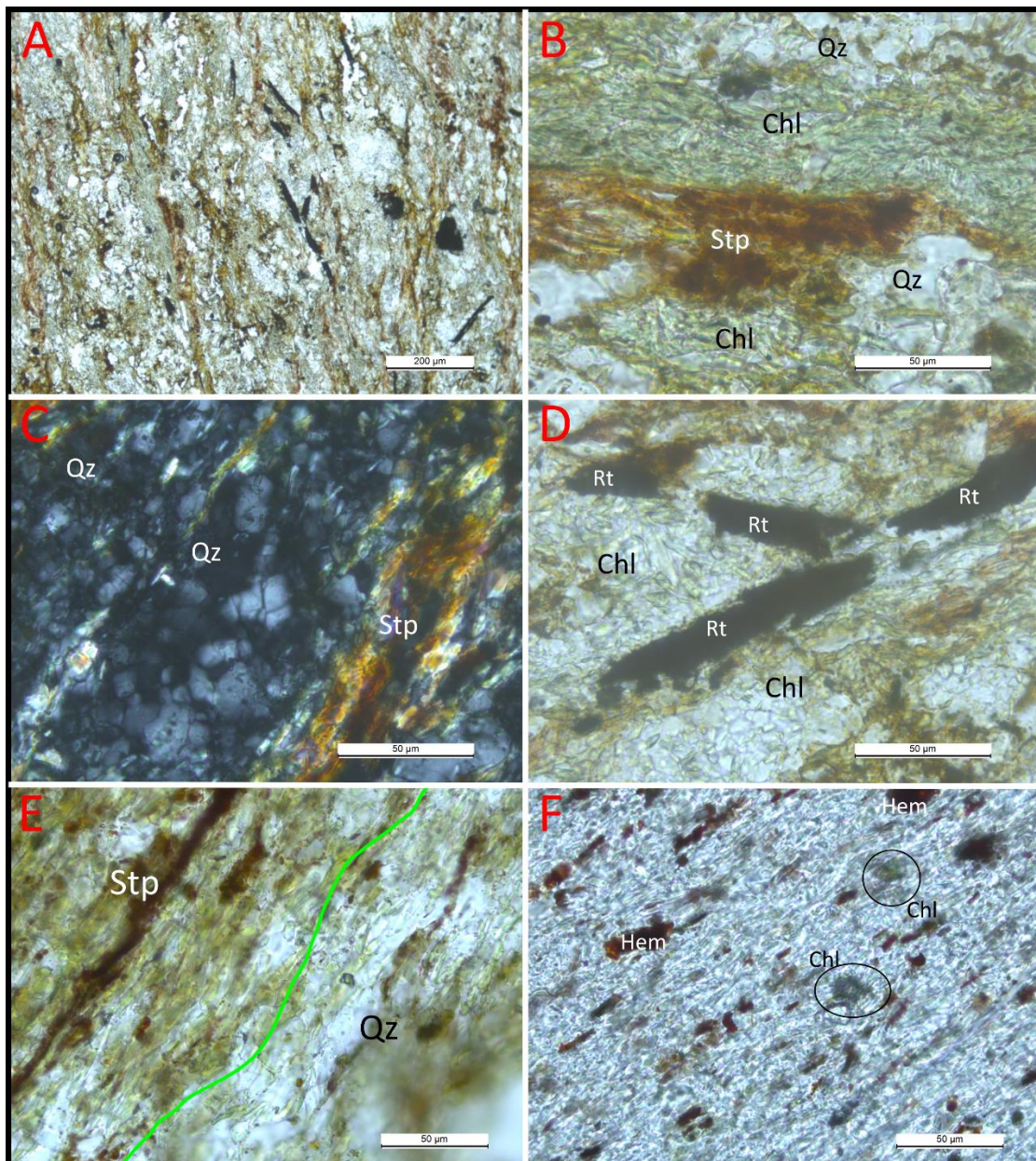
El estilpnomelano presenta un tamaño máximo de aproximadamente 30 μm . Este se encuentra en bandas paralelas a anastomosadas intercaladas con los demás minerales (Figura 30E). Se lo identifica por su color marrón-amarillento. Se encuentra en una abundancia del 40-45%.

El cuarzo tiene un tamaño entre 3-30 μm y es de subredondeado a redondeado, encontrándose intercalado con el estilpnomelano (Figura 30E). Los contactos entre los granos de cuarzo son cóncavo-convexos a rectos. La abundancia de este mineral en la roca es de 35-45%.

La sericita se presenta de color incolora/marrón pálido a incolora a luz natural, tiene forma tabular, con tamaños aproximados entre 8 y 20 μm . Se desarrolla en bandas paralelas a anastomosadas. Se encuentra en una abundancia del 5-15%.

La clorita se presenta de color verde pálido a incolora y con un leve pleocroísmo a luz natural, se desarrolla en láminas intercaladas con el estilpnomelano y el cuarzo o diseminada (Figura 30F). El tamaño máximo es de 25 μm aproximadamente. Se halla en una abundancia del 5-8%.

El resto de los minerales representan al 2-8% de la roca total. Dentro de los minerales opacos se identifican el rutilo y la hematita. El rutilo es diagenético/metamórfico y la hematita es posiblemente un cemento formado en un ambiente oxigenado posiblemente primario. Se observan clastos de clorita, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico con tamaños entre 50-300 μm (Figura 30G, H).



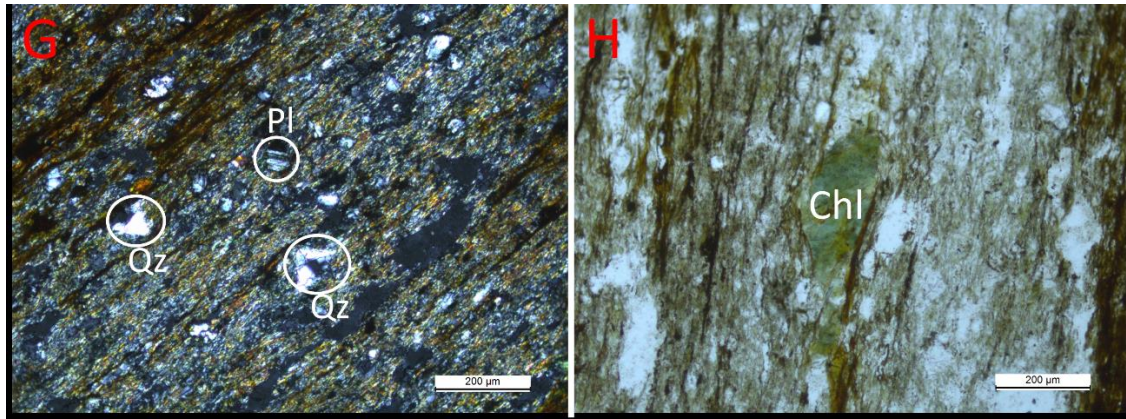


Figura 30: Pelita. A) Vista en general de la laminación en luz polarizada plana. B) Laminación entre clorita (Chl) y estilpnomelano (Stp), y lentes de cuarzo (Qz). Luz polarizada plana. C) Lentes de cuarzo (Qz), estilpnomelano (Stp). Polarizadores cruzados. D) Rutilos (Rt) y clorita (Chl) en luz polarizada plana. E) laminación entre estilpnomelano (Stp) y cuarzo (Qz). Luz polarizada plana. F) Matriz de cuarzo, sericita y clorita. Se observan clastos más grandes de clorita (Chl) y hematita (Hem). Luz polarizada plana. G) Clastos de cuarzo (Qz) y plagioclasa (Pl). Se observan las bandas paralelas a anastomosadas. Polarizadores cruzados. H) clasto de clorita (Chl) en luz polarizada plana.

6.4.6. Tobas

Roca que presenta una matriz muy fina y fluidal, rica en sericita (probablemente proveniente de alteración de vidrio volcánico) y cuarzo (Figura 31B), con fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. La roca tiene fracturas rellenas de cuarzo, que recorren toda la lámina.

Los fenocristales de cuarzo son monocristalinos, de subautomorfos a xenomorfos, limpios, sin fracturas, con dimensiones que varían entre 60 a 800 µm en promedio. En algunos casos los fenocristales presentan borde de reacción, extinción ondulante y golfos de corrosión (Figura 31E, F). También, se observa cuarzo beta.

Los fenocristales de feldespato potásico son probablemente de sanidina, son subhedrales, con un tamaño entre 1 mm – 60 µm, en ocasiones se observan maclas tipo Carlsbad (Figura 31A). Se encuentran alterados con procesos de sericitización.

Las plagioclasas tienen un tamaño entre 1.6 mm - 120 µm, se observan maclas polisintéticas (Figura 31C, D) y están alteradas a sericita.

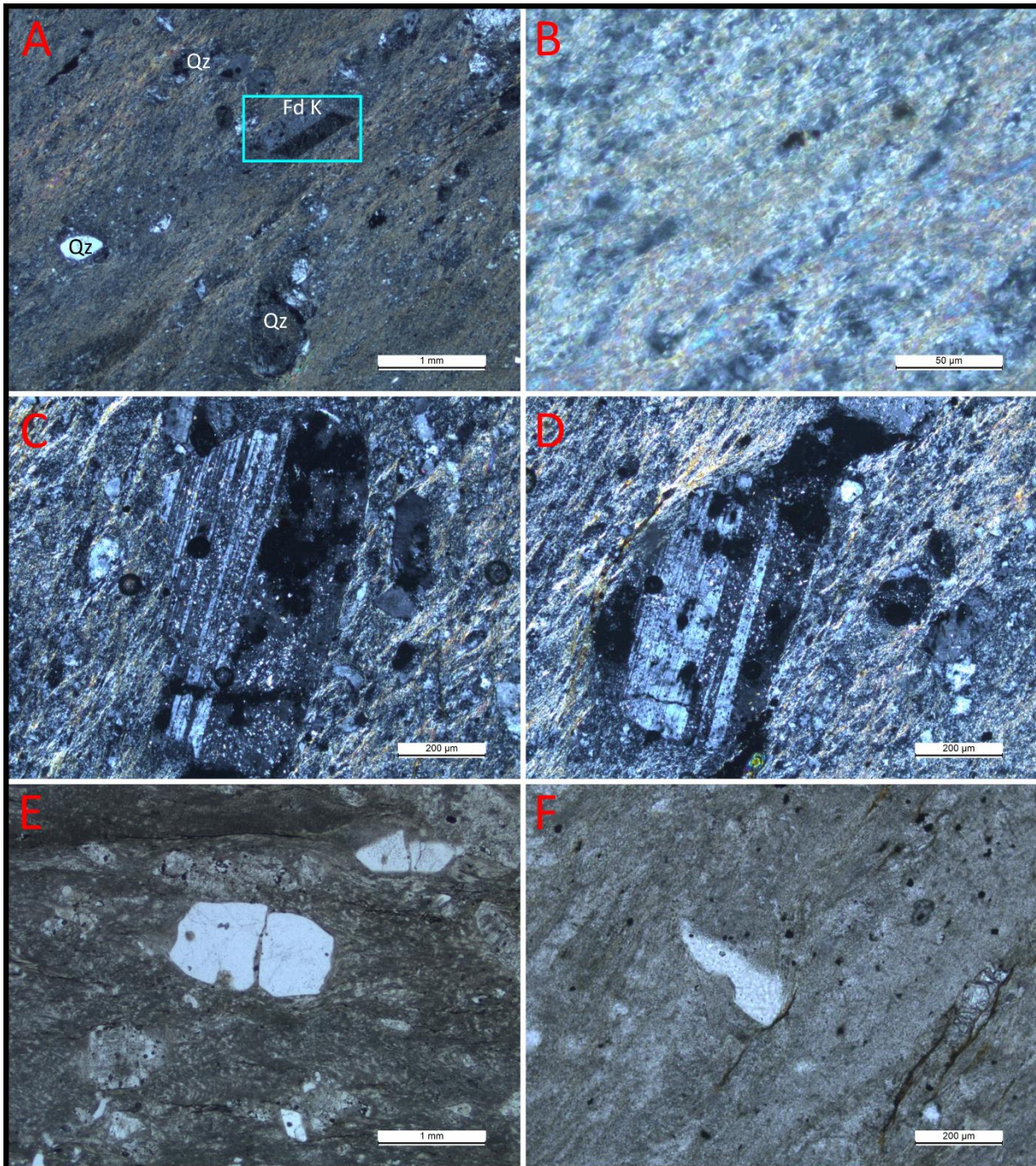


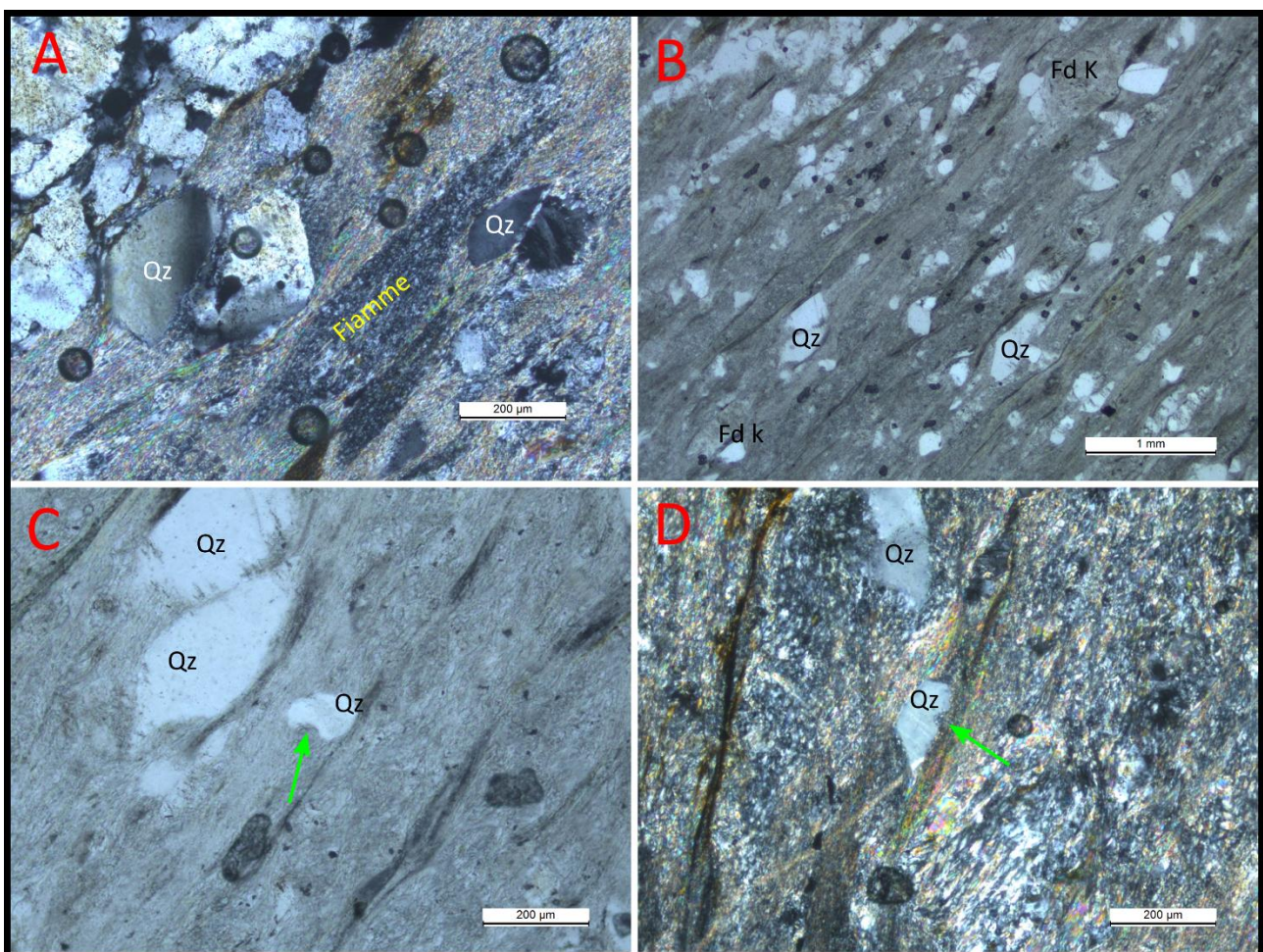
Figura 31: Toba. A) Fenocristales de cuarzo (Qz) y feldespato potásico (Fd K) con macla tipo Carlsbad, inmersos en una matriz cuarzo-sericítica. Polarizadores cruzados. B) matriz cuarzo-sericítica. Polarizadores cruzados. C-D) fenocristales de plagioclasa con macla polisintética. Polarizadores cruzados E-F) fenocristales de cuarzo con golfo de corrosión. Luz polarizada plana

6.4.7. Ignimbritas riolíticas

Rocas que presentan una matriz muy fina, rica en sericita (Figura 32B), con abundantes fenocristales principalmente de cuarzo, seguidos de feldespatos potásico y plagioclasa, como mineral accesorio se observa rutilo. En ocasiones en la matriz ocurren *fiammes* (Figura 32A) de geometría lenticular, de límites definidos, compuesta por sericita. La roca tiene fracturas rellenas de cuarzo, que recorren toda la lámina.

Los fenocristales de cuarzo son monocristalinos, de subautomorfos a xenomorfos, limpios, sin fracturas, con dimensiones que varían entre 60 a 500 μm en promedio. En algunos casos los fenocristales presentan borde de reacción, extinción ondulante y golfos de corrosión (Figura 32C, D). Se observa cuarzo beta con “colas” de recristalización (Figura 32E, F).

Los fenocristales de feldespato potásico son subhedrales, con un tamaño máximo de 0.8 mm y se encuentran alterados con procesos de sericitización (Figura 32B). Las plagioclasas tienen un tamaño de 150 μm , se observan maclas polisintéticas y alteración.



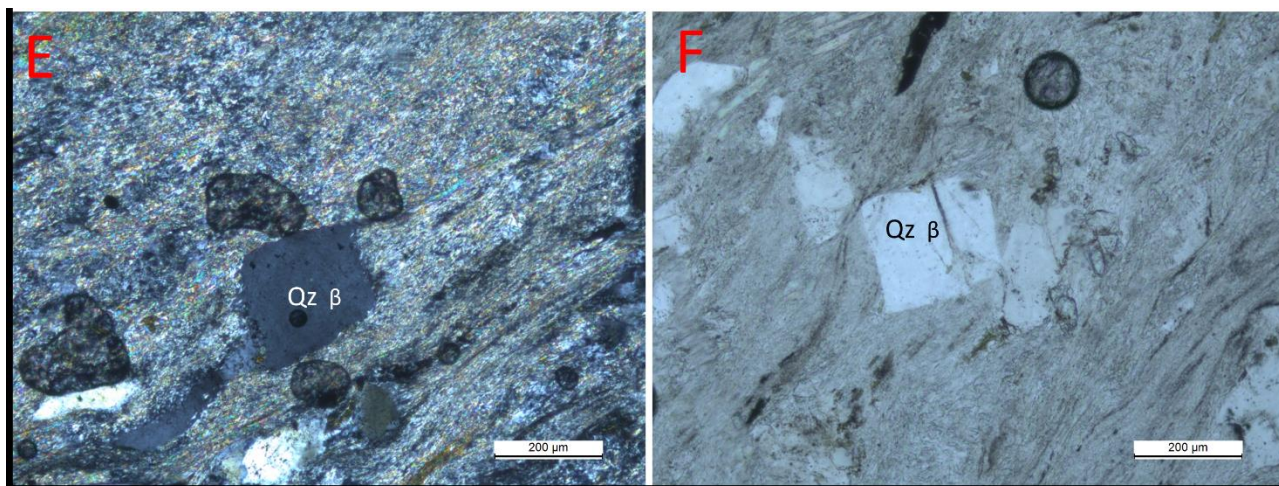


Figura 32: Ignimbrita riolítica. A) Fenocristales de cuarzo (Qz) con extinción ondulosa producto de la deformación en estado sólido y Fiamme rica en sericita, en matriz también rica en sericita. Parte superior-derecha fractura rellena de cuarzo/cuarcita. Polarizadores cruzados. B) matriz piroclástica foliada, rica en sericita con fragmentos de fenocristales de cuarzo (Qz) y feldespato potásico (Fd K) alterado. Luz polarizada plana. C) fenocristales de cuarzo (Qz) con golfo de corrosión (flecha verde). Luz polarizada plana. D) matriz piroclástica rica en sericita con fenocristales de cuarzo (Qz) con golfo de corrosión (flecha verde). Polarizadores cruzados. E) fenocristal de cuarzo β (Qz β) con "cola" de recrystalización. Polarizadores cruzados. F) cuarzo β (Qz β) en matriz piroclástica

6.4.8. Riolitas

6.4.8.1. Área Cerro Bellaco

Las riolitas a lámina delgada presentan textura porfírica con fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y biotita, inmersos en una matriz con una composición microcristalina cuarzo-feldespática (70-85%) y en menor porcentaje se observa microcristales de muscovita (0-20%) y clorita (5-30%).

Los fenocristales de cuarzo son de subautomorfos a xenomorfos, limpios, sin fracturas, tienen un tamaño entre 0.4-1.2 mm, y se observa algunos cristales con borde de reacción (Figura 33A) y cuarzo beta (Figura 33B). El cuarzo aparece como monocristalino o policristalino y pertenece a un 4-7% de la roca total, está distribuido por toda la lámina.

Los fenocristales de feldespato potásico están sericitizado (Figura 33B), tienen un tamaño entre 2-0.5 mm y son subhedrales.

La biotita se encuentra diseminada (Figura 33C) con un tamaño aproximadamente de 600 μ m.

La matriz está compuesta esencialmente por cuarzos y feldespatos (Figura 33D), y distribuidos homogéneamente en la lámina se observan cristales de clorita, muscovita y minerales opacos. El feldespato principalmente es sanidina y se encuentra con una leve alteración.

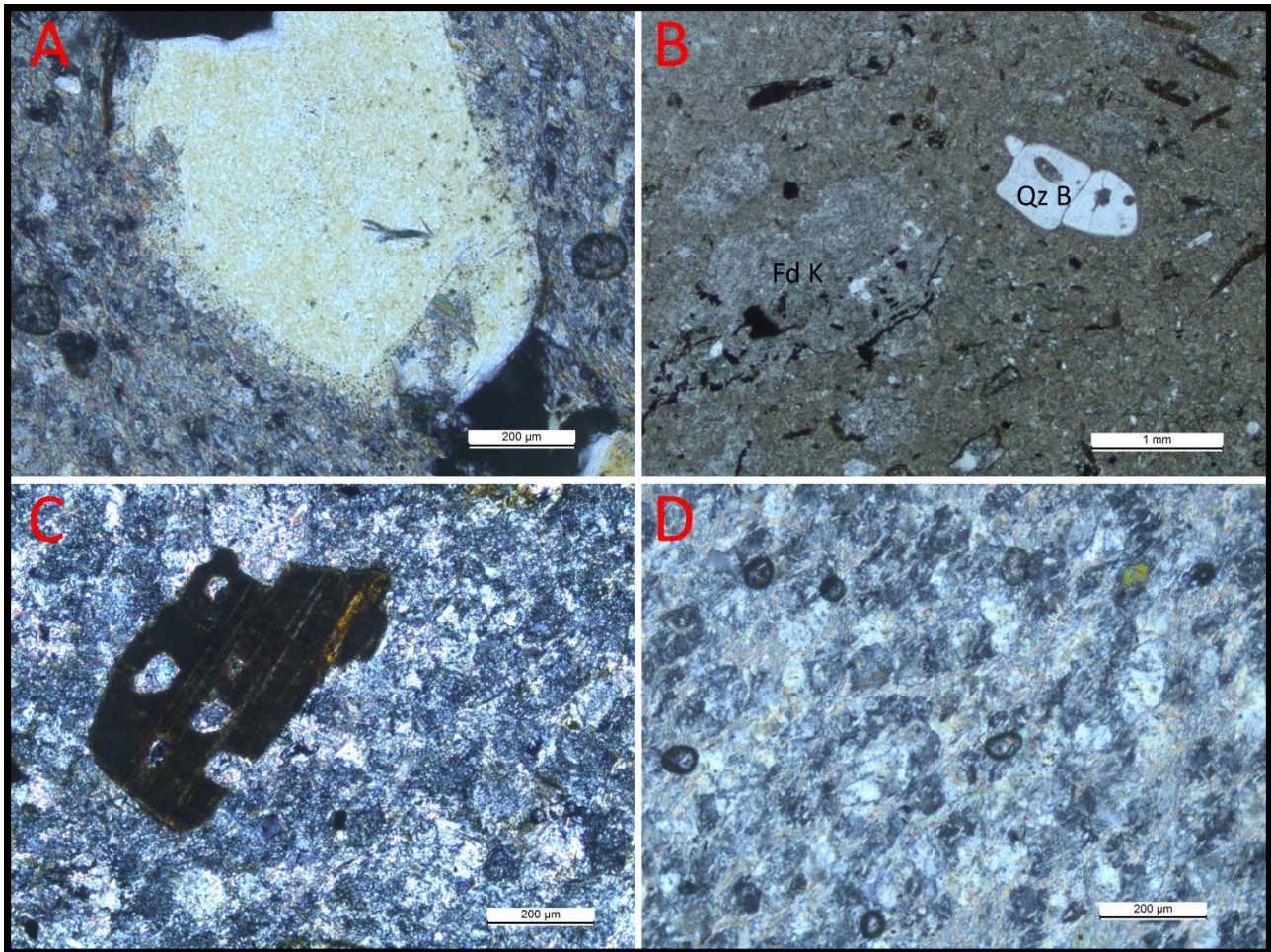


Figura 33: Riolita. A) Fenocristal de cuarzo con borde de reacción. Polarizadores cruzados. B) Fenocristales de cuarzo β (Qz β) y feldespato potásico (Fd K) sericitizado inmersos en una matriz cuarzo-feldespática y clorita. Luz polarizada plana. C) Fenocristal de biotita inmerso en una matriz cuarzo-feldespática y clorita. Polarizadores cruzados. D) Matriz cuarzo-feldespática y clorítica. Polarizadores cruzados.

6.4.8.2. Clasto de riolita en Formación San Carlos

Roca que presenta textura porfírica, color violeta/borra de vino, con fenocristales principalmente de feldespato potásico, seguido de cuarzo, inmersos en una matriz (Figura 34C) con una composición microcristalina cuarzo-feldespática (80%) y en menor porcentaje hematita (15%) y clorita (5%).

Los fenocristales de feldespato potásico están sericitizados (Figura 34B), en ocasiones se observan maclas tipo Carlsbad (Figura 34A), tienen un tamaño máximo de 2 mm y son subhedrales. El cuarzo es de subhedral a xenomorfo, limpio, sin fracturas, con extinción ondulante (Figura 34D) y tiene un tamaño aproximadamente de 600 μm .

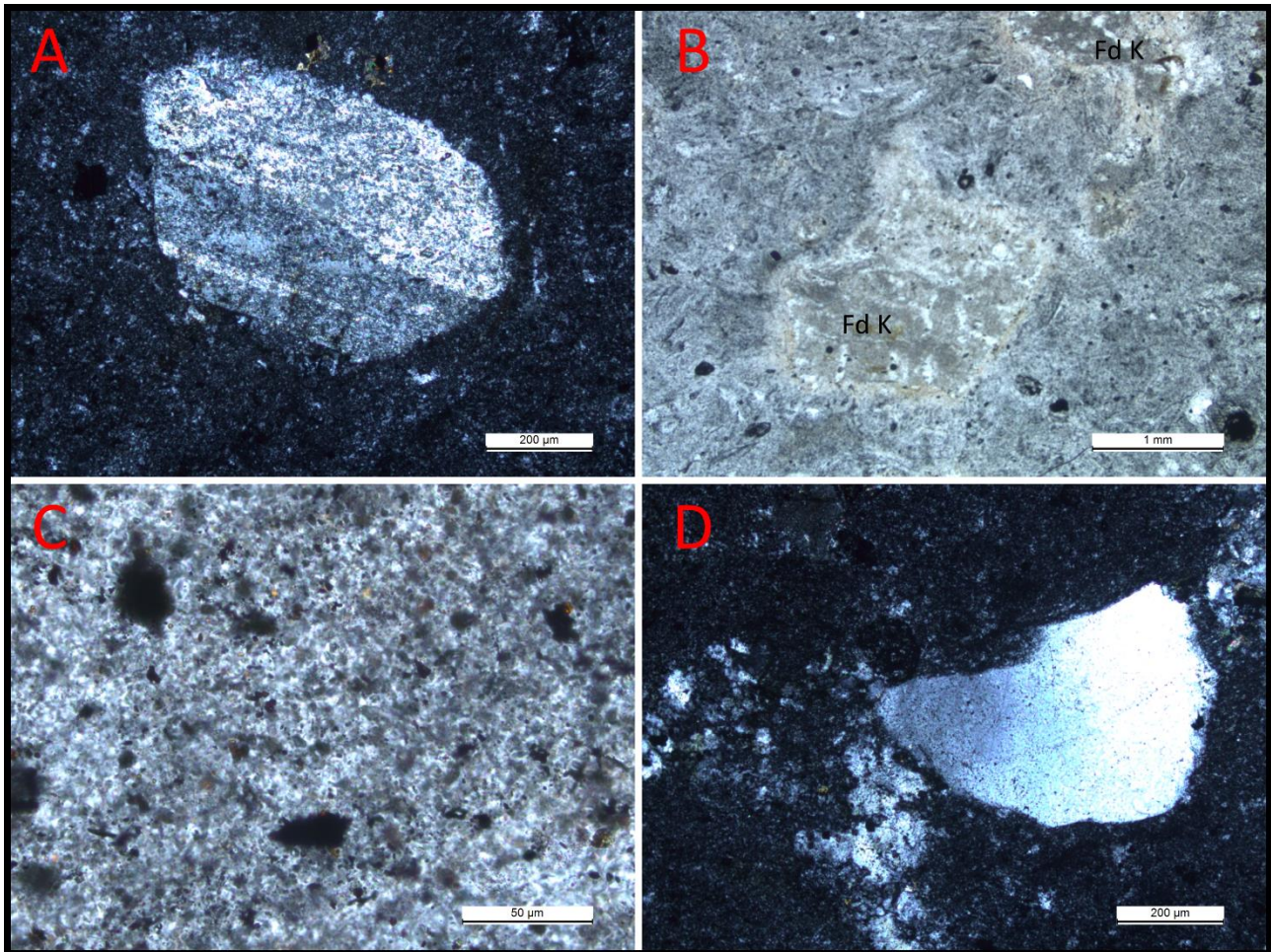


Figura 34: Clasto de riolita. A) Fenocristal de feldespato potásico sericitizado con macla tipo Carlsbad. Polarizadores cruzados. B) Fenocristales de feldespato potásico (Fd K) sericitizados. Luz polarizada plana. C) Matriz cuarzo-feldespática con hematita y clorita. Luz polarizada plana. D) Fenocristal de cuarzo con extinción ondulante. Polarizadores cruzados

6.4.9. Granito a dos micas (área Cerro Bellaco)

En lámina delgada esta roca se presenta como holocristalina, leucócrata, con textura fanerítica inequigranular seriada. La misma se compone esencialmente por cristales de cuarzo, ortoclasa, plagioclasa y microclina. Como minerales accesorios se observa la presencia de biotita y muscovita. El tamaño relativo de los cristales varía de medio a pequeño.

El principal mineral presente en términos de abundancia es el cuarzo, con un 44%. Sus dimensiones varían entre 0.3-2.5 mm en promedio. Los cristales son xenomorfos, limpios y sin fracturas. En ocasiones se observa la presencia de uniones triples y bulging (Figura 35A, B).

Entre los feldespatos potásicos se distinguen la ortoclasa y la microclina. Los cristales de ortoclasa son xenomorfos, están fracturados y se encuentran alterados a sericita. Sus tamaños varían entre 0.7-2.3 mm. Estos cristales se encuentran en una abundancia de un 28%. La microclina tiene una geometría euédral a subhedral, su dimensión está entre los 890-410 μm , presenta

macla cuadriculada típica de microclina (Figura 35E) y su grado de alteración es bajo, se encuentra en una abundancia de un 3.2%.

Las plagioclasas son de composición albita (Figura 35F), presentan una geometría subhedral a anhedral, con grado a bajo de sericitización y dimensiones medias de 0.5 mm. Se observa maclas polisintéticas típicas de plagioclasa y se expresa con una abundancia del 12%.

El mineral accesorio principal es muscovita (Figura 35C, D), el cual constituye cristales laminados de dimensiones entre 0.5-1.6 mm, distribuidas caóticamente sin orientaciones preferenciales. Su geometría es subhedral y se halla en una abundancia de un 10.4%.

La biotita está presente en un 2.4%, muestra una geometría subhedral a xenomorfo, con tamaño desde 0.4 a 1.2 mm. El pleocroísmo de la biotita es marrón castaño a marrón verdoso y presenta inclusiones de minerales opacos.

Basándose en los porcentajes de los minerales principales, la roca corresponde a un sienogranito (según diagrama QAPF; Streckeisen, 1976).

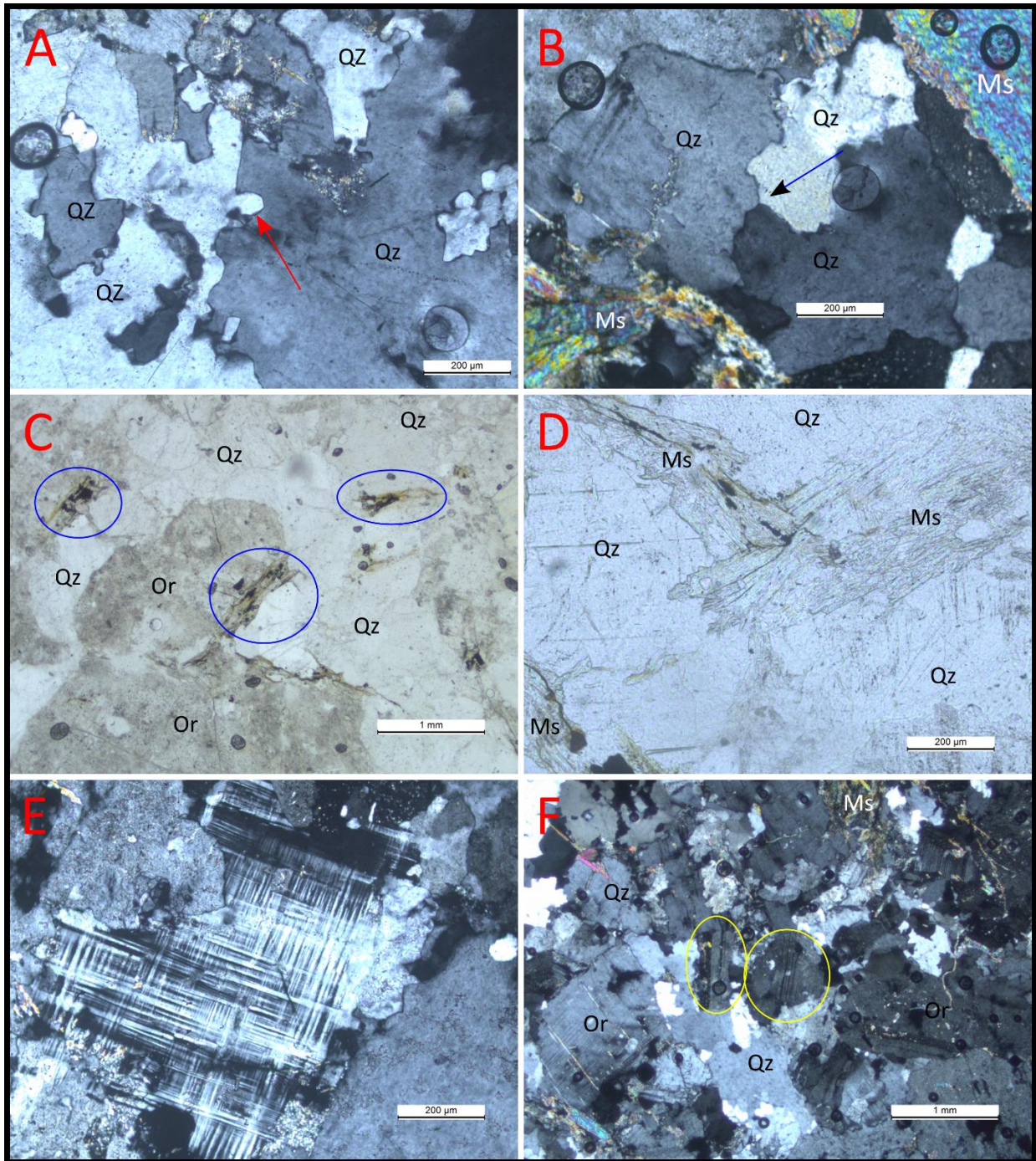


Figura 35: Sienogranito a dos micas. A) cristales de cuarzo (Qz) con bulging (flecha roja). Polarizadores cruzados. B) unión triple de cristales de cuarzo (Qz). Cristales de muscovita (Ms). Polarizadores cruzados. C) cristales de ortosa (Or) alteradas, cristales de cuarzo (Qz) y muscovita (círculos azules). Luz polarizada plana. D) cristales de cuarzo (Qz) y muscovita (Ms). Luz polarizada plana. E) típica microclina con su característica macla. Polarizadores cruzados. F) cristales de cuarzo (Qz), ortosa (Or), muscovita (Ms) y plagioclasa (círculo amarillo). Polarizadores cruzados

6.5. Proveniencia

Dickinson *et al.* (1983) y Dickinson (1985) propusieron diagramas triangulares para comprender la proveniencia de las areniscas. El diagrama QFL (Figura 36) relaciona las proporciones de granos de cuarzo (mono y policristalinos), feldespato y fragmentos líticos; se reconoce tres campos

principales: (A) proveniencia de bloques continentales, (B) de arcos magmáticos y (C) de orógenos reciclados. El diagrama QmFLt (Figura 36) suma el cuarzo policristalino a los fragmentos líticos; se reconocen los mismos campos que en el diagrama anterior, pero mejorando la definición de orógenos reciclados.

(A) En el campo de bloques continentales se diferencia un sector de cratón interior y otro de basamento elevado, con una zona de transición. El sector de cratón interior corresponde a areniscas cuarzosas y subarcosas, resultado de la erosión de rocas graníticas o gnéicas, las areniscas suelen mostrar mayor proporción de feldespato potásico que de plagioclasa. El sector de basamento elevado corresponde a arcosas, resultado de bloques de rocas graníticas o metamórficas de alto grado ascendidos tectónicamente, este tipo de situaciones suele darse durante las primeras etapas de la evolución de un rift, en cuencas controladas por fallamiento transformante y en fajas plegadas y corridas en cuencas de antepaís (Dickinson *et al.*, 1983; Dickinson, 1985; Scasso y Limarino, 1997).

(B) El campo de arcos magmáticos refleja el aporte de áreas relacionadas a márgenes activos (arcos continentales y arcos de islas). Cuando el arco volcánico no ha sido disecado, la erosión de las secuencias volcánicas produce arenas con elevados porcentajes de líticos volcánicos y sedimentarios, con mayor proporción de plagioclasa que de feldespato potásico y muy baja proporción de cuarzo monocristalino (Dickinson, 1985; Scasso y Limarino, 1997). Cuando el arco es disecado (cesa el volcanismo o la tasa de erosión es mayor que el levantamiento), hay un aumento en la cantidad de feldespato y cuarzo en comparación a los fragmentos líticos (Dickinson *et al.*, 1983; Dickinson, 1985; Scasso y Limarino, 1997).

(C) El campo de orógenos reciclados incluye aquellas áreas de proveniencia en donde grandes estratos de rocas sedimentarias o metamórficas de bajo grado han sido deformados y exhumados. Dickinson (1985) considera tres tipos de ambientes tectónicos donde esta situación es frecuente: zonas de sutura, complejos de subducción y el margen externo de cuencas de antepaís. Los orógenos reciclados se dividen en orógenos reciclados cuarzosos, que son aquellos con altos porcentajes de cuarzo monocristalino, derivado generalmente del retrabajamiento de sedimentos y rocas metamórficas erosionadas de la faja plegada, y en orógenos reciclados líticos, que son aquellos que muestran mayor proporción de líticos totales que de cuarzo monocristalino (Scasso y Limarino, 1997).

Conteo de puntos		PDE5	PDE5'	PDE6	PDE4a	PDE4b	SCR1	SCR4	SCR5	SCR6	SCR6b	SCR8b	SCR16d	SCR20
Cuarzo	Qm	49	75	39	27	30	70	76	113	74	52	88	52	84
	Qp	11	6	9	12	10	20	14	18	16	4	41	3	16
	Qt	60	81	48	39	40	90	90	131	90	56	129	55	100
Feldespato	P	7	19	0	4	2	3	0	1	0	0	0	1	14
	Kf	46	79	9	38	28	30	2	28	5	27	16	14	83
	F	53	98	9	42	30	33	2	29	5	27	16	15	97
Líticos	Lgr	9	11	9	17	17	30	25	26	11	7	44	2	4
	Lriol	12	12	0	1	13	0	0	0	0	10	0	0	10
	Lpel	0	0	0	0	4	5	0	6	0	7	5	10	13
	L	21	23	9	18	34	35	25	32	11	24	49	12	27
	Lt	32	29	18	30	44	55	39	50	27	28	90	15	43
Total		134	202	66	99	104	158	117	192	106	107	194	82	224

Tabla 1: datos obtenidos por conteo de puntos y descripción petrográfica para las areniscas. **Qm**: cuarzo monocristalino; **Qp**: cuarzo policristalino; **Qt**: cuarzo total; **P**: plagioclasa; **Kf**: feldespato potásico; **Lgr**: granito; **Lriol**: riolita; **Lpel**: pelita; **L**: fragmento lítico; **Lt**: fragmento lítico total

Lámina	Nombre	Porcentaje solo arena							
		Cuarzo + cuarcita	Lítico	Feldespato + plagioclasa	Qt + F + L	Cuarzo monocristalino	Lítico + cuarcita	Feldespato + plagioclasa	Qm + F + Lt
SCR 1	Subarcosa lítica conglomerádica	57	22	21	Orógeno reciclado	44,3	34,7	21	Mezcla
SCR 4	Sublitaranita	77	21,3	1,7	Orógeno reciclado	64,9	33,4	1,7	Cuarzo reciclado
SCR 5	Wacke feldespático conglomerádico	68,2	16,7	15,1	Orógeno reciclado	58,9	26	15,1	Cuarzo reciclado
SCR 6	Sublitaranita conglomerádica	84,2	10,3	5,5	Orógeno reciclado	69,1	25,4	5,5	Cuarzo reciclado
SCR 6b	Diamictita	52,3	22,5	25,2	Orógeno reciclado	48,6	26,2	25,2	Mezcla
SCR 8b	Wacke lítico	66,5	25,3	8,2	Orógeno reciclado	45,4	46,4	8,2	Mezcla
SCR 16d	Wacke feldespático	67,1	14,6	18,3	Orógeno reciclado	63,4	18,3	18,3	Cuarzo reciclado
SCR 20	Wacke feldespático	44,6	12,1	43,3	Arco disectado	37,5	19,2	43,3	Arco disectado
PDE5	Wacke feldespático	44,7	15,7	39,6	Arco disectado	36,5	23,9	39,6	Arco disectado
PDE5'	Wacke feldespático	40,1	11,4	48,5	Arco disectado	37,2	14,3	48,5	Basamento elevado
PDE6	Subarcosa lítica conglomerádica	72,8	13,6	13,6	Orógeno reciclado	59,1	27,3	13,6	Cuarzo reciclado
PDE4a	Wacke feldespático sabulítico	39,4	18,2	42,4	Arco disectado	27,3	30,3	42,4	Arco disectado
PDE4b	Diamictita	38,5	32,7	28,8	Arco disectado	28,9	42,3	28,8	Arco disectado

Tabla 2: datos de análisis de proveniencia de areniscas

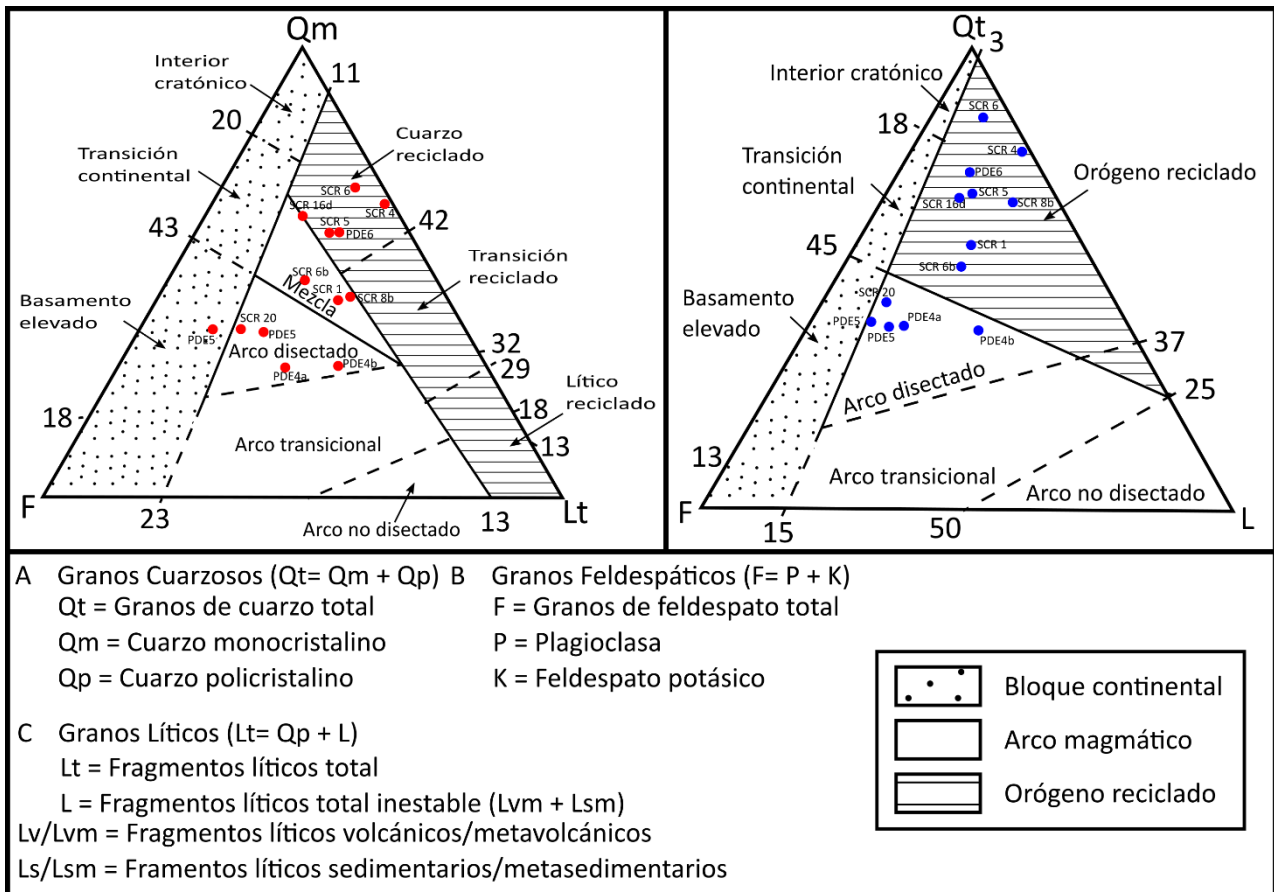


Figura 36: Diagramas triangulares para la proveniencia de las areniscas, según Dickinson et al. (1983) y Dickinson (1985). El diagrama de la izquierda pertenece al diagrama QmFLt y el de la derecha al diagrama Qt3QL

7. Discusión

7.1. Ambiente sedimentario

Sánchez Bettucci (1998) propone una génesis fluvial de tipo entrelazado para toda la sucesión, señalando que posiblemente se trate de un sistema entrelazado longitudinal desarrollado aguas abajo de los abanicos aluviales de la sección superior de la Formación Playa Hermosa.

Pecoits et al. (2008) sugieren un ambiente depositacional representado por un ambiente lacustre o fluvio-lacustre.

En este trabajo se interpreta de acuerdo a Colombo (2010) la estratigrafía y las facies observadas, como un ambiente depositacional para la base de la Formación de tipo abanico aluvial distal influenciado por ríos entrelazados (*braided*), con influencia glacial o flujos gravitacionales sin influencia glacial marcado por las diamictitas, y para el tope un ambiente lacustre con vulcanismo explosivo sinsedimentario.

Colombo (2010) define a un abanico aluvial como “una acumulación de materiales clásticos, en forma de conoide, situada aguas abajo de una ruptura de pendiente y que se ha generado como consecuencia de la pérdida de encajamiento del canal principal alimentador del sistema aluvial”.

El mismo autor propone una subdivisión de un abanico aluvial en tres partes (Figura 37):

- **Cabecera del abanico:** se caracteriza por tener las granulometrías más gruesas y heterométricas. Corresponde a la zona más alta del abanico aluvial y su preservación es bastante baja.
- **Cuerpo del abanico:** se define por mostrar dos zonas bien diferenciadas. El **cuerpo interno** muestra una equivalencia lateral con la zona de la cabecera. De esta proceden algunos episodios masivos y los flujos acuosos densos y altamente energéticos conocidos con el nombre de arroyadas (crecidas, crecientes), las gravas son predominantes en esta zona. El **cuerpo externo** se caracteriza por facies que han sido transportadas mediante corrientes acuosas, que pueden redondear los clastos por impacto y realizan alguna selección granulométrica de los mismos. Los materiales han sido transportados mediante formas de fondo (barras) que proporcionan una morfología general de tipo entrelazado (*braided*). En esta zona empiezan a preservarse y predominar niveles de granulometría más fina (areniscas).
- **Pie del abanico:** es la zona más extensa y es la zona más baja del abanico aluvial. Se caracteriza por tener una granulometría bastante fina (facies arenosas y lutíticas).

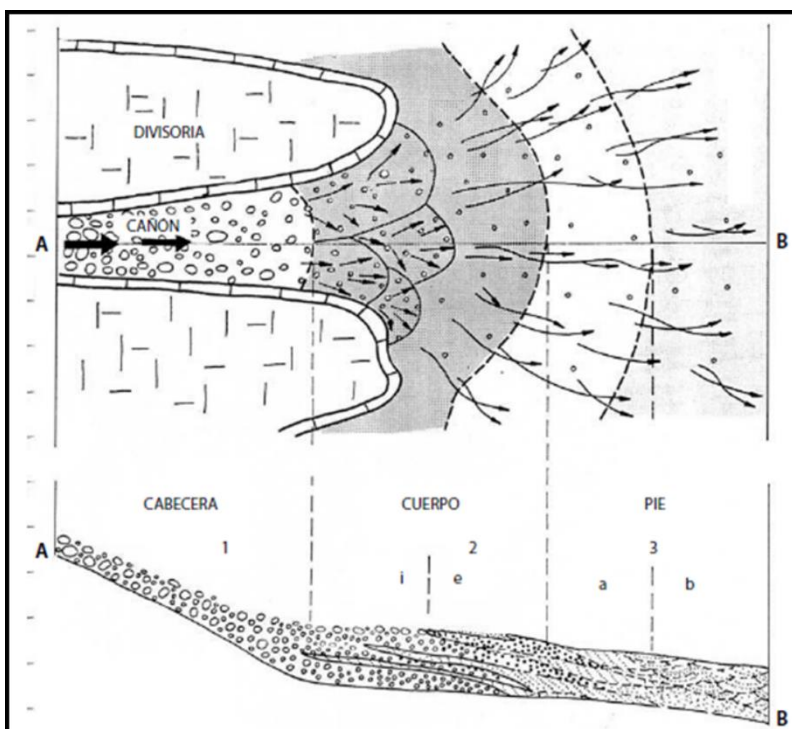


Figura 37: Planta esquemática y sección de un abanico aluvial. Las flechas (vectores) indican la intensidad relativa de los procesos fluviales. 1) la cabecera se caracteriza por gravas masivas y muy gruesas; 2) el cuerpo muestra alternancia de gravas y arenas. Las gravas son predominantes en la zona interna (i), mientras que las arenas son más evidentes en la zona externa (e); 3) el pie está caracterizado por mostrar estructuras tractivas de estratificación cruzada curvada (trough) predominante en la zona interna (a) y estratificación cruzada tabular (planar) en la zona externa (b). Extraído de Colombo (2010)

De acuerdo a la propuesta de subdivisión de abanico aluvial presentada (Figura 37), el perfil sedimentario del cuerpo de un abanico aluvial (Figura 38) es el que más se asemeja al Perfil Estancia Lobos (PEL). Al comparar el PEL con el Perfil del Cuerpo de un Abanico (PCA), se observa una gran similitud entre ellos (Figura 38). El PCA está conformado por estratos de conglomerados finos a medios que gradan a areniscas con estratificación cruzada en artesa. Al igual forma el PEL está constituido por estratos de conglomerados que gradan hacia areniscas, también se observa una influencia de depósitos de tipo *braided* y predomina las areniscas, mostrando un posible depósito de un cuerpo externo. En cambio, en el Perfil Casa de Stuart se observa una predominancia de estratos de conglomerados y areniscas, podrían tratarse de depósitos de un cuerpo interno y un cuerpo externo, respectivamente.

En el tope de los perfiles (PCS y PEL) y hacia el tope de la FmSC se observan pelitas y tobas, interpretadas como un ambiente lacustre con vulcanismo explosivo sinsedimentario.

Otro ambiente posible pero menor para la base de la Formación San Carlos, es la de un ambiente deltaico de tipo Gilbert. Por lo general, estos deltas según Nichols (2009), se encuentran en los bordes de las cuencas que tienen márgenes con fallas activas, como las cuencas de rift, donde el levantamiento de la tierra en el margen crea una topografía empinada que genera grava. Por lo tanto, al no encontrarse en la FmSc este ambiente tectónico, se descarta este ambiente sedimentario.

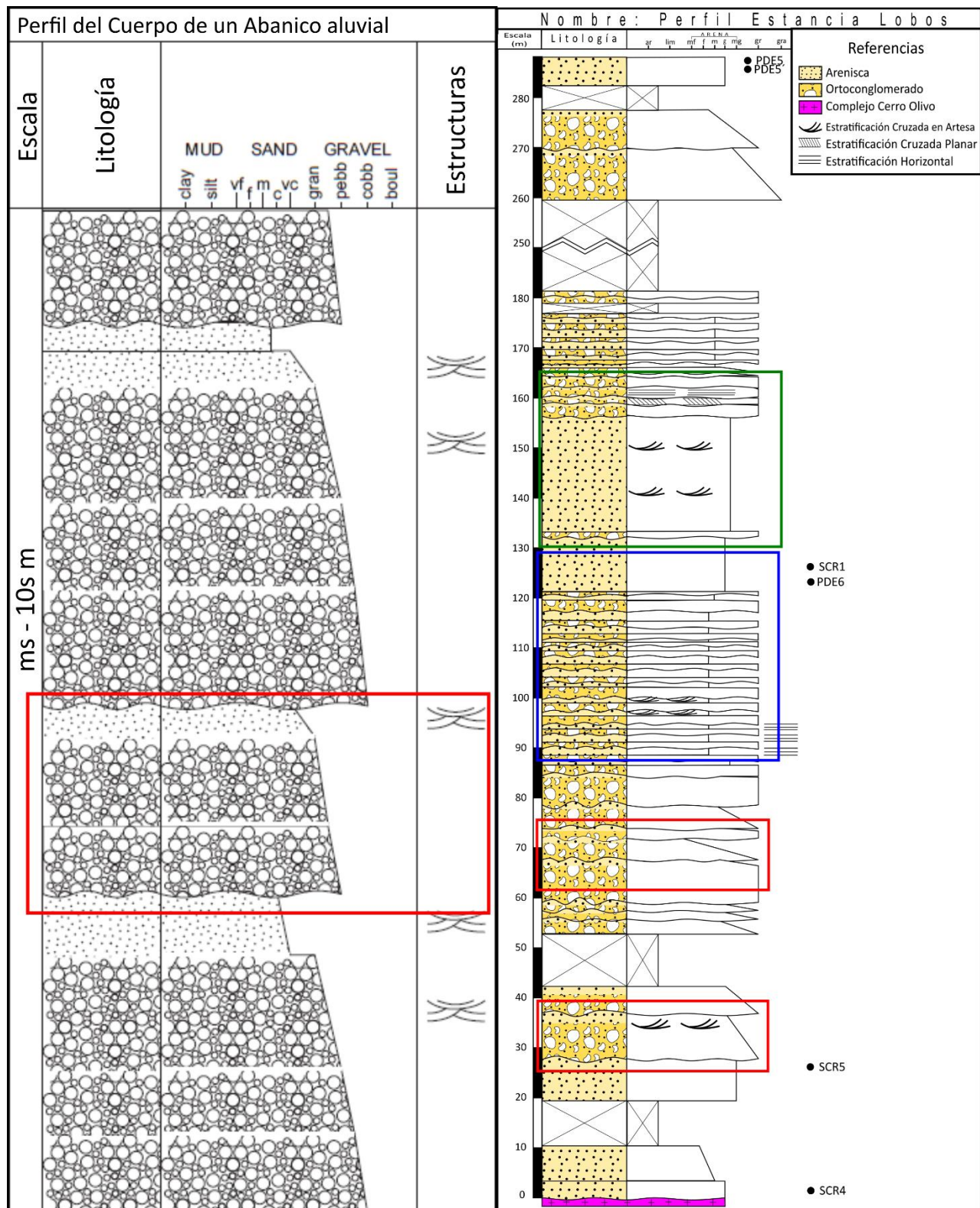


Figura 38: Imagen izquierda: Esquema de un Perfil sedimentario del Cuerpo de un Abanico Aluvial (PCA), extraído de Nichols (2009). Imagen derecha: Perfil Estancia Lobos (PEL). Recuadros rojos: comparación entre el PCA y el PEL. Recuadro azul: influencia de depósitos tipo braided. Recuadro verde: posible depósito de un cuerpo externo

7.2. Proveniencia

Dados los datos del conteo petrográfico (Tabla 1) de las arenitas y wackes de la FmSC presentados en este trabajo, se plotearon en los diagramas QFL y QmFLt (Figura 36), dando la mayoría de las muestras una procedencia mixta de un orógeno reciclado y un arco magmático (Tabla 2). Dentro del arco magmático, la procedencia es de un arco disecado, donde la erosión expone los batolitos que se encuentran debajo de la cobertura volcanosedimentaria. Las muestras que tienen procedencia de un orógeno reciclado son cuarzosas, por lo que fueron recicladas de sedimentos y rocas metamórficas cuyas fuentes fueron probablemente cratónicas. Además, un gran porcentaje de clastos graníticos se observan en la Formación San Carlos, por lo que las fuentes principales indican una proveniencia de las raíces de un arco continental que estarían siendo erosionadas.

Gaucher *et al.* (2014b) muestran edades U-Pb (Figura 39) de circones detríticos de la FmSC, donde el mayor pico es aproximadamente a los 620 Ma (con límites de 600-800 Ma), esto explica que el grupo de muestras que se encuentran en el arco magmático disecado son posiblemente procedentes del Batolito de Aiguá e intrusiones coetáneas, así como circones metamórficos (Oyhantçabal *et al.*, 2005; Gaucher *et al.*, 2014a; Will *et al.* 2019, 2021), mostrando una fuente del propio arco magmático. El segundo pico es entre 700-800 Ma, representado por ortogneisses del Complejo Cerro Olivo (Hartman *et al.*, 2002; Oyhantçabal *et al.*, 2009; Gaucher *et al.*, 2014; Will *et al.*, 2019); estas edades explican el grupo de muestras que se observan en el campo del orógeno reciclado. El grano de circón más joven datado por $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ es de 535 ± 13 Ma, significando que la depositación fue posterior a la misma.

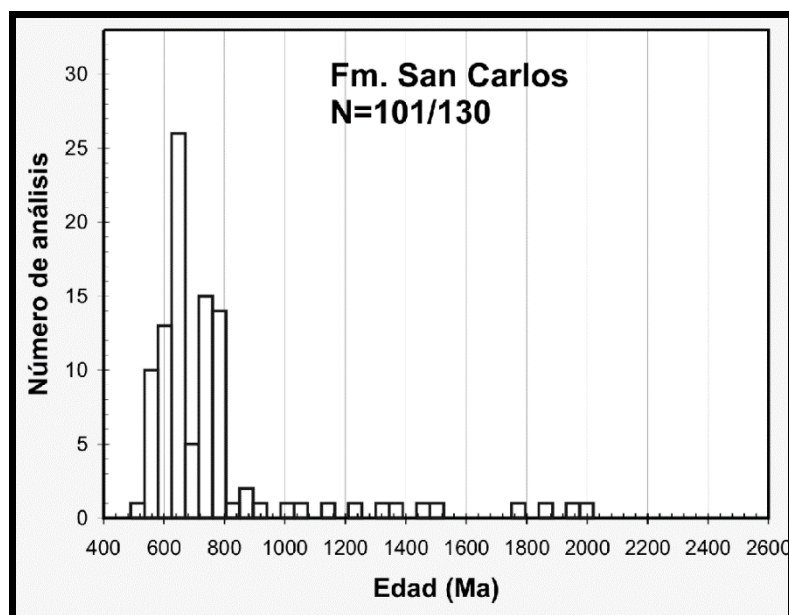


Figura 39: Espectros de edades U-Pb LA-ICP MS de circones detríticos de la Formación San Carlos, extraído de Gaucher *et al* (2014b)

Una posible demostración de que la procedencia es un arco disecado y un orógeno reciclado cuarzoso, es la gran cantidad de feldespato y cuarzo en comparación con los fragmentos líticos. Este hecho mostraría un importante aporte desde áreas graníticas y metamórficas de alto grado (ortogneisses) para la formación de subarcos y wackes feldespáticos, estableciendo una relación con las áreas de proveniencia. Otra posible demostración, de acuerdo a Scasso y Limarino (1997) es la frecuente sedimentación de wackes en áreas orogénicas.

7.3. Ambiente tectónico

La primera interpretación geotectónica para la FmSC fue elaborada por Masquelin (1990), quien sugiere una sedimentación en una cuenca tipo transtensional (Cuenca *Pull-apart*).

Acorde a la ubicación propuesta del Cratón Río de la Plata y del Cratón Kalahari entre 570-520 Ma de Blanco *et al.* (2011) y Abre *et al.* (2020), el ambiente tectónico probablemente sea una cuenca de foreland (Figura 40). Entre ~570-550 Ma, ocurrió una subducción entre el Cratón Río de la Plata con Arachania y el Cratón Kalahari. Sobre el Cratón Kalahari, se depositaría la Formación Rocha/Grupo Oranjemund, en una cuenca back-arc, con proveniencia desde el W, desde Arachania, donde hay granitos brasilianos y el basamento Mesoproterozoico retrabajado en el Neoproterozoico (Complejo Cerro Olivo). Entre ~550-540 Ma los Subgrupos Kuibis y Schwarzrand del Grupo Nama se depositarían sobre el basamento Namaqua-Natal/Complejo Cerro Olivo y la Formación Rocha/Grupo Oranjemund superior. Entre los ~540-530 Ma el TCD (Arachania) colisiona con el Cratón Río de la Plata, exhumando el arco magmático (Batolito de Aiguá – Blanco *et al.*, 2011). Paleocorrientes provenientes desde el W en el Subgrupo Fish River (segmento superior del Grupo Nama), sugieren una derivación directamente desde el arco de Arachania en el entorno a los ~530-520 Ma. En el mismo lapso de tiempo, comenzaría la depositación de la FmSC sobre el margen W de la cuenca, del lado del arco magmático.

La explicación más sencilla de la escasez de edades mesoproterozoicas en la Formación San Carlos, es que la misma se encuentra al W del bloque del Complejo Cerro Olivo, y evidentemente las áreas más elevadas estaban más hacia el W, donde afloran los granitos (batolito de Aiguá-Pelotas). Esos granitos esencialmente son neoproterozoicos (Figura 39), que son las edades más comunes para la FmSC. De todas formas, existe una componente desde Cerro Olivo, porque hay un pico en aprox. 750 Ma (Figura 39).

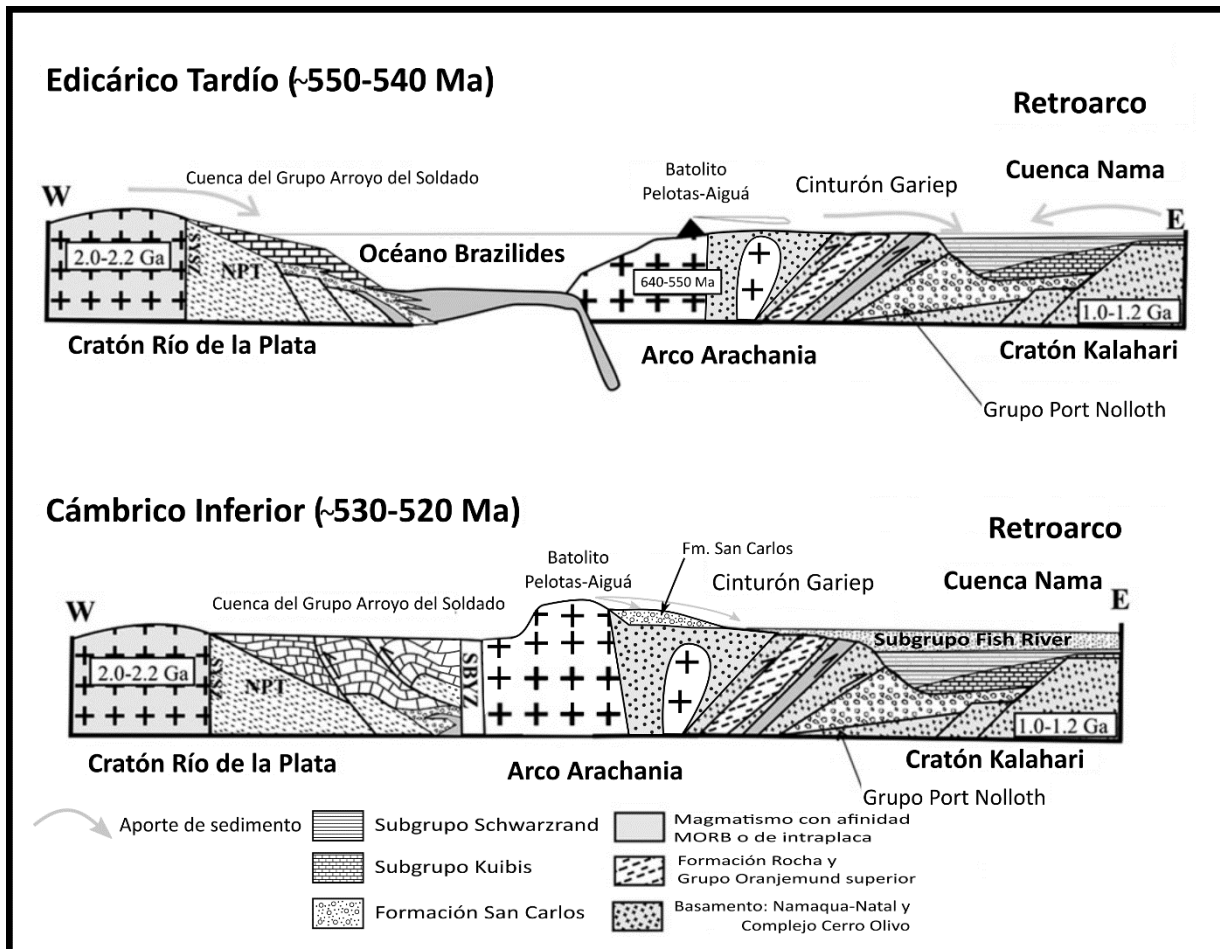


Figura 40: Modelo geodinámico donde se muestra una transecta W-E con la probable ubicación de la Formación San Carlos, modificado de Blanco et al (2011)

7.4. Geología regional y posibles correlaciones

En cuanto a la geología regional, la FmSC está apoyada sobre el Complejo Cerro Olivo y granitos asociados, no está expuesto el contacto, pero se infiere que está apoyada sobre ellos ya que en zonas aledañas se observa afloramientos del CCO.

7.4.1. Comparación entre las rocas volcánicas de la Formación San Carlos y el Cerro Bellaco

Oyhantçabal *et al.* (2013) describen una unidad volcánica a la que ellos asocian a los sedimentos de la Formación San Carlos, y a la que llaman como Miembro Cerro Bellaco. En esta unidad se reconocen dos litotipos: flujos piroclásticos y lavas.

En este trabajo se propone deslindar la unidad volcánica descrita por Oyhantçabal *et al.* (2013) de la Fm. San Carlos, por los siguientes motivos: (a) las composiciones de las rocas volcánicas son

diferentes entre las dos áreas y (b) no se visualiza contactos ni intercalaciones entre los sedimentos de la FmSC con el Miembro Cerro Bellaco.

Se estudió la petrografía del Cerro Bellaco, tratándose de riolitas. Estas riolitas se las comparó con los clastos riolíticos que se encuentran en los conglomerados de la Formación San Carlos, dando como resultado las siguientes observaciones:

- Las riolitas del Cerro Bellaco, en muestra de mano exhiben tonalidades verde grisáceas. Están constituidas principalmente por fenocristales de cuarzo (beta) y en menor medida de feldespato potásico, inmersos en una matriz de grano muy fino. Por el contrario, en la Fm. San Carlos los clastos de riolita están compuestos por una matriz afanítica de color violeta oscuro, borra de vino con fenocristales de feldespato potásico. Petrográficamente, las riolitas del Cerro Bellaco (ver punto 6.4.8.1.) presentan textura porfírica con fenocristales de cuarzo, inmersos en una matriz con una composición microcristalina cuarzo-feldespática y en menor porcentaje muscovita y clorita. A diferencia, los clastos de riolitas (ver punto 6.4.8.2.) presentan textura porfírica con fenocristales de feldespato potásico inmersos en una matriz microcristalina cuarzo-feldespática, hematita y clorita.

Se propone quitar el Miembro Cerro Bellaco de la Formación San Carlos y nombrarlo como una nueva Formación, Formación Cerro Bellaco. La misma cumple con el criterio de la Guía Estratigráfica Internacional (Murphy y Salvador, 1999): es mapeable a una escala 1:20000/1:50000, se caracteriza litológicamente y delimita con las unidades adyacentes, y tiene un espesor considerable. Se propone que el área tipo para la Formación Cerro Bellaco es el Cerro Bellaco (Anexo 10.5). Se podría correlacionar con la Formación Cerro de Aguirre, aunque para esto faltan datos, sobre todo su edad y geoquímica.

7.4.2. Correlación entre la Formación San Carlos y la Formación Las Ventanas

Pecoits *et al.* (2008) correlacionan la FmSC con la Formación Las Ventanas (FmLV), agrupándolas dentro del Grupo Maldonado junto con la Formación Playa Hermosa, pero para Pecoits *et al.* (2011) sigue siendo incierto si ambas unidades fueron depositadas en la misma cuenca y posteriormente separadas por el desplazamiento de la Zona de Cizalla Sierra Ballena, o si se desarrollaron dentro de diferentes depocentros. Trabajos recientes de Pecoits *et al.* (2016) sugieren que la Formación San Carlos fue depositada en una cuenca diferente cuya fuente principal

fue su propio basamento y posterior a la depositación de las formaciones Playa Hermosa y Las Ventanas.

Pese a que la FmSC y la FmLV son parecidas litológicamente, en este trabajo se descarta la probable correlación entre ellas, en vista a los datos presentados para la FmSC. Blanco y Gaucher (2005, 2014) describen a la FmLV como una potente secuencia estrato-granodecreciente, subdividida en tres miembros: Miembro La Rinconada (basaltos, brechas vulcanoclásticas y tobas subordinadas), Miembro Quebrada de Viera (conglomerados polimícticos que gradan a intercalaciones de conglomerado-arenisca hacia el tope y riolitas subordinadas) y Miembro el Perdido (limolitas y lutitas laminadas).

Las diferencias para descartar la posible correlación entre la Formación San Carlos y la Formación Las Ventanas son:

- En la FmLV el ambiente geotectónico es un margen de rift sobre el Cratón del Río de la Plata (Blanco y Gaucher, 2014), mientras que en la FmSC el ambiente geotectónico es una cuenca de retroarco (arco magmático disectado/orógeno reciclado) sobre el Terreno Cuchilla Dionisio.
- Las fuentes de origen de los sedimentos son muy diferentes, en la FmSC los sedimentos son procedentes de un arco magmático (Batolito de Aiguá) y del Complejo Cerro Olivo. En la FmLV las fuentes son procedentes del Terreno Nico Pérez y el Terreno Piedra Alta (Blanco y Gaucher, 2014; Pecoits *et al.*, 2016).
- Las edades de depositación son distintas. En la FmLV, Oyhantçabal *et al.* (2009) obtienen una edad de cristalización de 573 ± 11 Ma en rocas vulcanoclásticas pertenecientes al Miembro La Rinconada. Por el contrario, la edad de depositación de la FmSC es posterior a 535 Ma (Gaucher *et al.*, 2014b). hay unos 40 Ma de diferencia entre ambas.
- La Formación San Carlos y la Formación Las Ventanas afloran en diferentes terrenos tectonoestratigráficos, Terreno Cuchilla Dionisio y Terreno Nico Pérez, respectivamente. Además, están separadas por la gran cizalla Sierra Ballena, que comprende hasta 10 km de espesor de ultramilonitas.
- Ambas formaciones no cumplen con los criterios de la definición de la Guía Estratigráfica Internacional (GEI) para formar un grupo (Grupo Maldonado). De acuerdo con la GEI (Murphy y Salvador, 1999), un grupo es “una sucesión de dos o más formaciones contiguas o asociadas con propiedades litológicas significantes y de diagnóstico en común”. Al no estar ni contiguas ni asociadas no se cumplen los criterios para agruparlas.

7.4.3. Correlación entre la Formación San Carlos y la Formación Stockdale/Formación Breckhorn

Una posible correlación con la Formación San Carlos son las Formaciones Stockdale y Breckhorn del Subgrupo Fish River (Grupo Nama).

La Formación Stockdale se compone principalmente de litarenitas feldespáticas y litarenitas, y subordinadamente de conglomerados y lutitas. Esta formación fue dividida en 4 miembros (Germs, 1983; Geyer, 2005) de base a techo: Kabib, Haseweb, Inachab y Wasserfall. El Miembro Kabib se compone de estratos de conglomerados de tamaño grava fina/ sábulo y areniscas con estratificación cruzada de grano medio a grueso. Se interpreta que este Miembro se depositó en un sistema fluvial de tipo braided (Germs, 1983; Geyer, 2005). En la mitad y en la parte superior media de la Formación (Miembros Haseweb e Inachab), las areniscas son generalmente de grano fino a medio. Esto indica un régimen fluvial menos energético, probablemente en una llanura de inundación extendida con un gradiente de relieve bajo a muy bajo, con numerosos canales relativamente pequeños (Germs, 1983; Geyer, 2005). En el Miembro Wasserfall (tope de la Formación) aparecen intercalaciones de areniscas de grano fino y lutitas, interpretadas como una depositación marina somera, influenciadas por mareas (Geyer, 2005).

La Formación Breckhorn se define (Germs, 1983) como una sucesión de areniscas con estratificación cruzada y lutitas limosas. Geyer (2005) define a las areniscas como de grano fino y bien seleccionadas. Las intercalaciones de lutitas limosas y areniscas son interpretadas como una depositación de un ambiente marino somero, a lo largo de una costa dominada por mareas.

Paleocorrientes de estas Formaciones muestran que la mayor parte del material detrítico son procedentes desde el oeste (Germs, 1983), probablemente desde el Cinturón Gariep y del Terreno Cuchilla Dionisio-Pelotas. Blanco (2008) y Blanco *et al.* (2011) hacen dataciones de circones de una muestra del Miembro Wasserfall (Formación Stockdale), mostrando un predominio de edades Cámbrico Inferior y neoproterozoicas (76% de los circones analizados con picos a 546, 591 y 637 Ma), indicando una exhumación de un arco volcánico (Batolito de Aiguá-Pelotas). La edad del circón más joven según el mismo autor es de 531 ± 9 Ma, por lo tanto, la depositación es posterior a esta edad.

Las similitudes de estas dos formaciones con la Formación San Carlos son:

- **Procedencia:** las tres formaciones provienen de un arco magmático exhumado (Batolito de Aiguá-Pelotas) y subordinadamente del basamento Complejo Cerro Olivo/ Namaqua-Natal.
- **Paleocorrientes:** muestran que la mayor parte del material detrítico son originarios desde el oeste, donde habría un área fuente elevada.
- **Edades:** la FmSC tiene una edad de depositación máxima de 535 ± 13 Ma (Gaucher *et al.*, 2014b) y la Formación Stockdale (Miembro Wasserfall) tiene una edad máxima de depositación de 531 ± 9 Ma (Blanco, 2008).
- **Composición y litoestratigrafía:** la Fm. Stockdale se compone de conglomerados finos y areniscas en la base, que pasan a areniscas finas/medias, que rematan (tope – Fm. Breckhorn) en lutitas con areniscas subordinadas. La FmSC también se compone de conglomerados finos y areniscas en la base, que pasan a areniscas medias, y hacia el tope hay lutitas con areniscas subordinadas.
- **Ambiente sedimentario:** la FmSC posiblemente se depositó en un ambiente de abanico aluvial influenciado por ríos *braided*, que hacia el tope pasa probablemente a un ambiente lacustre. En cuanto a la Formación Stockdale se depositó en un sistema fluvial de tipo braided en la base, que pasa a un régimen fluvial menos energético (una llanura de inundación extendida), mientras que el ambiente de la Formación Breckhorn es interpretado como marino somero, a lo largo de una costa dominada por mareas (Geyer, 2005).

Por lo tanto, la Formación San Carlos podría estar correlacionada lateralmente con la Formación Stockdale y la Formación Breckhorn, en una posición más proximal al arco magmático que las unidades africanas.

8. Conclusiones

Se realizaron dos mapas geológicos a escala 1:20000 (ver anexo 10.5), uno de la zona de la Formación San Carlos y el otro de la zona del Cerro Bellaco, abarcando cada área una foto aérea (17.6 km² aprox.)

Se definieron las litologías presentes a partir del levantamiento de dos perfiles estratigráficos en la Formación San Carlos y de un estudio de muestras de mano y láminas delgadas. Por lo tanto, la Formación San Carlos queda comprendida de base a techo por areniscas medias a gruesas, conglomerados finos, areniscas / areniscas conglomerádicas con estratificación cruzada en artesa y hacia el tope diamictitas, conglomerados gruesos con intercalaciones de areniscas gruesas,

areniscas medias y gruesas con intercalaciones de wackes, finalmente pelitas con intercalaciones de wackes y tobas. Toda esta sucesión tiene un metamorfismo de grado bajo.

Con respecto a la geología estructural, la FmSC es un sinclinal inclinado con el plano axial con rumbo N20° y buzando 70° NW, por lo que se concluye que fue generado por esfuerzos compresivos NW-SE.

Se demostró que posiblemente la procedencia de la Formación San Carlos es de un arco magmático disecado (Batolito de Aiguá y otras intrusiones y volcanismo asociado) y de un orógeno reciclado (Complejo Cerro Olivo). El ambiente tectónico probablemente es una cuenca de antepaís (foreland) donde la FmSC se depositaría sobre el Complejo Cerro Olivo y parte del Batolito de Aiguá.

Se propone un ambiente sedimentario para la FmSC de tipo abanico aluvial influenciado por ríos entrelazados (*braided*), con influencia glacial o flujos gravitacionales sin influencia glacial, y para el tope de la secuencia un ambiente lacustre con vulcanismo explosivo sinsedimentario.

Se descartó la pertenencia a la Formación San Carlos las piroclastitas y vulcanitas ácidas descritas por Oyhantçabal *et al.* (2013) en el Cerro Bellaco, por lo tanto, se propone quitar el Miembro Cerro Bellaco de la Formación San Carlos y nombrarlo como una nueva Formación, Formación Cerro Bellaco, ya que cumple con el criterio de la Guía Estratigráfica Internacional (Murphy y Salvador, 1999).

Finalmente, se descartó la posible correlación de la Formación Las Ventanas con la Formación San Carlos. En cambio, se propuso una posible correlación lateral con las Formaciones Stockdale y Breckhorn del Grupo Nama (Namibia).

9. Bibliografía

Abre, P., Blanco, G., Gaucher, C., Frei, D., Frei, R. 2020. Provenance of the late ediacaran Rocha Formation, Cuchilla Dionisio terrane, Uruguay: tectonic implications on the assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 105704.

Basei, M.A.S., Siga, O. Jr., Masquelin, H., Harara, O.M., Reis Neto, J.M., Preciozzi Porta, F. 2000. The Dom Feliciano Belt and the Rio de la Plata Craton: tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. En: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A

(eds). Tectonic evolution of South America, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 311–334.

Basei, M.A.S., Frimmel, H., Nutman, A., Preciozzi, F., Jacob, J. 2005. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research*, 139(3-4), 195–221.

Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F. 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), 239-256.

Basei, M.A.S., Peel, E., Sánchez Bettucci, L., Preciozzi, F. Nutman, A.P. 2011. The basement of the Punta del Este Terrane (Uruguay): an African Mesoproterozoic fragment at the eastern border of the South American Rio de la Plata Craton. *International Journal of Earth Sciences*, 100, 289-304.

Best, M. G. 2002. *Igneous and Metamorphic Petrology* (2.^a ed.). Wiley.

Blanco, G., Gaucher, C. 2005. Estratigrafía, paleontología y edad de la Formación Las Ventanas (Neoproterozoico, Uruguay). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 12, 109-124.

Blanco, G., 2008. Provenance analysis of the Neoproterozoic-Cambrian Nama Group (Namibia) and the Arroyo del Soldado Group (Uruguay): implications for the paleogeography reconstruction of SW Gondwana. Unpublished PhD thesis, University of Johannesburg, 299 pp.

Blanco, G., Germs, G.J.B., Rajesh, H.M., Chemale Jr., F., Dussin, I.A., Justino, D. 2011. Provenance and paleogeography of the Nama Group (Ediacaran to early Paleozoic, Namibia): Petrography, geochemistry and U-Pb detrital zircon geochronology. *Precambrian Research*, 187, 15-32.

Blanco, G., Gaucher, C. 2014. Formación Las Ventanas. En: Bossi, J., Gaucher, C. (Eds), *Geología del Uruguay – Tomo 1: Predevónico*. pp. 299-312. Montevideo.

Bossi, J. 1966. *Geología del Uruguay II*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República. Montevideo, 411 pág.

Bossi, J., Ferrando, L., Fernandez, A., Elizalde, G., Morales, H., Ledesma, J.J., Carballo. E., Medina, E., Ford, I., Montaña. J. 1975. *Carta Geológica del Uruguay, escala 1:1.000.000*. Dirección Nacional de Suelos. Ministerio de Ganadería y Agricultura, memoria, pp. 1-31.

Bossi, J. y Navarro, R. 1988. Serpentinitas cromíferas pre-orogénicas en el Ciclo Orogrénico Moderno de Uruguay. In: *Actas 6° Panel Geología Litoral - Primera Reunión de Geología del Uruguay, Salto*, p. 91-95.

Bossi, J., Campal, N. 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. En: J. G. Gutiérrez- Marco, J. Saavedra, I. Rabano (Eds): *Paleozoico Inferior de Iberoamérica*. Universidad de Extremadura. España.

Bossi, J., Preciozzi, F., Campal, N. 1993. *Predevoniano del Uruguay. Parte 1: Terreno Piedra Alta*. Dirección Nacional de Minería y Geología, Montevideo. I: 1-50.

Bossi, J., Ferrando, L., Montaña, J., Campal, N., Morales, H., Gancio, F., Schipilov, A., Piñeyro, D., Sprechmann, P. 1998. Carta geológica del Uruguay. Escala 1:500.000. Geoditores, Montevideo.

Bossi, J., Gaucher, C. 2004. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: An Allochthonous Block Accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Gondwana Research*, 7(3), 661–674.

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

Bossi, J., Gaucher, C. 2010. Cabalgaduras cámbricas en el Terreno Cuchilla Dionisio (Uruguay). VI Congreso uruguayo de Geología, Minas.

Bossi, J., Gaucher, C. 2014a. Estratigrafía del Predevónico del Uruguay. En: Bossi, J., Gaucher, C. (Eds.), *Geología del Uruguay – Tomo 1: Predevónico*. pp. 19-42. Montevideo.

Bossi, J., Gaucher, C. 2014b. Terreno Cuchilla Dionisio: bloque meridional. En: Bossi, J., Gaucher, C. (Eds.), *Geología del Uruguay – Tomo 1: Predevónico*. pp. 355-376. Montevideo.

Campal, N., Gancio, F. 1993. Asociación volcanitas-piroclastitas de los Cerros Aguirre (Dpto. Rocha): una nueva Formación y sus implicancias en la evolución del Brasiliano en Uruguay. I Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata, 2(44), La Paloma, Uruguay.

Chiglino, L., Gaucher, C., Sial, A. N., Bossi, J., Ferreira, V. P., Pimentel, M. M. 2010. Chemostratigraphy of Mesoproterozoic and Neoproterozoic carbonates of the Nico Pérez Terrane, Río de la Plata Craton, Uruguay. *Precambrian Research*, 182(4), 313–336.

Colombo, F. 2010. Abanicos aluviales: secuencias y modelos de sedimentación. En: Arche, A. (Ed), *Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. pp. 131-224.

CONEAT. 1979. Grupos de Suelos. Índices de Productividad. Comisión Nacional de Estudio Agroeconómico de la Tierra (CONEAT), Ministerio de Agricultura y Pesca, Montevideo, pp. 167.

Coney, P.J., Jones, D.L., Monger, J.H.W. 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature*, 288: 329-333.

Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Ryberg, P. T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, v. 94. pp. 222-235.

Dickinson, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. En: Zuffa, G.G. (Ed), *Provenance of Arenites*. North Atlantic Treaty Organization Advanced Study Institutes (NATO-ASI), Series C, vol. 148. pp. 333-361.

Dott, R.H. 1964. Wacke, Greywacke and Matrix—What Approach to Immature Sandstone Classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34, 625-632.

Fossen, H. 2010. *Structural geology*. Cambridge: Cambridge University Press.

Fragoso Cesar, A.R. 1980. O cratón do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. En: Actas 31 Congresso Brasileiro de Geología, 5. Camboriú, pp. 2879-2891.

Fragoso Cesar, A.R., 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: Simp. Sul-bras. Geol., 3, Anais, v. 2, pp. 791-809.

Gaucher, C., Sprechmann, P., Montaña, J. 1998. New advances on the geology and paleontology of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado Group of the Nico Pérez Terrane of Uruguay. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Montevideo, 1998 (2), 106-118.

Gaucher, C. 2000. Sedimentology, palaeontology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay). Beringeria 26:1–20.

Gaucher, C., Frimmel, H.E., Germs, G.J.B. 2009. Tectonic events and paleogeographic evolution of southwestern Gondwana in the Neoproterozoic and Cambrian. En: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds): Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology, 16, Elsevier, pp. 295-316.

Gaucher, C., Frei, R., Sial, A.N., Cabrera, J. 2011. Constrasting Sr isotope composition of Paleo- and Neoproterozoic high-Sr limestone successions from the Nico Pérez Terrane, Uruguay. Gondwana 14, Abstracts: p. 165, Buzios.

Gaucher, C., Bossi, J., Frei, R., Remus, M. & Piñeyro, D. 2014a. Terreno Cuchilla Dionisio: bloque septentrional. En: Bossi, J., Gaucher, C. (Eds.), Geología del Uruguay. Tomo 1: Predevónico, pp. 377-400. Polo, Montevideo.

Gaucher, C., Frei, R., Frei, D., Blanco, G. 2014b. Edad, proveniencia y paleogeografía de la Formación San Carlos. En: Bossi, J., Gaucher, C. (Eds.), Geología del Uruguay. Tomo 1: Predevónico. Polo, Montevideo, pp. 409-418.

Germs, G.J.B. 1983. Implications of sedimentary facies and depositional environmental analysis of the Nama Group in South West Africa/Namibia. Geological Society of South Africa, Special Publication, 11, 89-114.

Geyer, G. 2005. The Fish River Subgroup in Namibia: stratigraphy, depositional environments and Proterozoic-Cambrian boundary problem revisited. Geological Magazine, 42 (5), 465-498.

Gómez Jiménez J. 2006. Metamorfismo, Apuntes de la asignatura Petrología Endógena II (Módulo I). Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza.

Hartmann, L. A., Santos, J. O. S., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., McNaughton, N. J. 2002. Zircon and titanite U–Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de la Plata Craton, Uruguay. Journal of South American Earth Sciences, 15(2), 229–236.

Lenz, C., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N.J., Porcher, C.C., Masquelin, H. 2011. U-Pb SHRIMP ages for the Cerro Bori Orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: Evidences of a ~800 Ma magmatic and ~ 650 Ma metamorphic event. *Precambrian Research*, 185, 149-163.

Lenz, C., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Koester, E., Conceição, R.V., Masquelin, H. 2012. Geochemistry of the Neoproterozoic (800-767 Ma) Cerro Bori Orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: Tectonic evolution of an ancient continental arc. *Mineralogy and Petrology*.

Martínez Catalán, J.R. 2002. Geología estructural y dinámica global. Curso de Geol. Estructural (adaptado de apuntes de G. Gutiérrez Alonso). Universidad de Salamanca.

Masquelin, H. 1990. Análisis estructural de las zonas de cizalla en las migmatitas de Punta del Este – Uruguay. *Acta Geológica Leopoldensia*, 30: 139–158.

Masquelin, H. & Pías, J. 1990. Carta Geológica de la Hoja San Carlos-Punta del Este, escala 1:100.000. DINAMIGE. Montevideo.

Masquelin, H. & Tabó, F. 1990. Carta Geológica de la Hoja Carapé, escala 1:100.000. DINAMIGE. Montevideo.

Masquelin, H. y Bettucci, L. S. 1993. Propuesta de evolución tectono-sedimentaria para la Cuenca de Piriápolis, Uruguay. *Brazilian Journal of Geology*, 23(3), 313-322.

Masquelin, H., Silva, A.O.M., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Morales, E. 2001. Geología y geotermobarometría de la Suite Metamórfica Chafalote, basamento prebrasiliano, Sudeste de Uruguay. En: Congreso Latinoamericano de Geología, 11. Montevideo (noviembre 2001), Actas nº 191 [CD-ROM].

Masquelin, H. 2004. El Complejo Cerro Olivo, Sureste de Uruguay: Una revisión estratigráfica y tectónica. En: IV Congreso Uruguayo de Geología.

Masquelin, H. 2006. El Escudo Uruguayo. In: Cuencas Sedimentarias de Uruguay - Paleozoico, cap. 2, p. 37-106. DIRAC - UdelaR. Montevideo.

Masquelin, H., Fernandes, L.A.D., Lenz, C., McNaughton, N.J., Porcher, C., Koester, E., Scaglia, F. 2010. Texturas y edades U-Pb SHRIMP en circones del Complejo Cerro Olivo: Magmatismo Neoproterozoico y herencia mesoproterozoica en el Sureste de Uruguay. VII South American Symposium on Isotope Geology. pp. 89-92. Brasilia.

Masquelin, H., Fernandes, L.A.D., Lenz, C., McNaughton, N.J., Porcher, C.C. 2011. The Cerro Olivo Complex: A Pre-Collisional Neoproterozoic Magmatic Arc in Eastern Uruguay. *International Geology Review*, 54(10): 1161-1183.

Midot, D. 1984. Etude Géologique et Diagnostic Metallegénique pour l'Exploration du Sector de Minas (Uruguay). Tesis de Doctorado. Université de Paris IV, París, 175 pág.

Murphy, M.A., Salvador, A. 1999. International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS International Commission on Stratigraphy - International Stratigraphic Guide - An Abridged Version. Episodes, Vol. 22, no. 4. 255-271.

Nichols, G. 2009. Sedimentology and stratigraphy (2nd ed.). Wiley-Blackwell.

Oyhantçabal, P., Sanchez Bettucci, L., Pecoits, E., Aubet, N., Peel, E., Preciozzi, F., Basei, M.A.S. 2005. Nueva propuesta estratigrafica para las supracorticales del Cinturón Dom Feliciano (Proterozoico, Uruguay). XII Congreso Latinoamericano de Geología, Quito.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S., Layer, P., 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano belt (Uruguay). *J. Geol. Soc.* 166, 1075-1084.

Oyhantçabal, P., Spoturno, J., Loureiro, J. 2013. Magmatismo félsico volcánico e hipabisal Ediacarano en la región sureste del Uruguay (Departamento de Maldonado). VII Congreso uruguayo de Geología, Actas, pp. 115-120, Montevideo.

Pecoits, E., Gingas, M., Aubet, N., Konhauser, K. 2008. Ediacaran in Uruguay: palaeoclimatic and palaeobiological implications. *Sedimentology* 55, 689-719.

Pecoits, E., Gingras, M., Konhauser, K. 2011. Las Ventanas and San Carlos formations, Maldonado Group, Uruguay. In: Arnaud, E., Halverson, G. P. & Shields-Zhou, G. (eds) *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Geological Society, London, Memoirs, 36, 555–564.

Pecoits, E., Aubet, N. R., Heaman, L. M., Philippot, P., Rosière, C. A., Veroslavsky, G., Konhauser, K. O. 2016. U-Pb detrital zircon ages from some Neoproterozoic successions of Uruguay: Provenance, stratigraphy and tectonic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 108–130.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E., Siever, R. 1972. *Petrographic Classification and Glossary. Sand and Sandstone*, 149–174.

Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W., Rossi, P. 1985. *Carta Geológica de la República Oriental del Uruguay a escala 1:500.000*. DINAMIGE. Montevideo.68

Preciozzi, F., Masquelin, H., Basei, M.A.S. 1999. The Namaqua/Grenville terrane of Eastern Uruguay. II South American Symposium on Isotope Geology, Actas, Córdoba (Argentina), pp. 338-340.

Ribot, A., Bossi, J., Cingolani, C., 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.

Sánchez Bettucci, L. 1998. Evolución tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la región Minas-Piriápolis, Uruguay. PhD Tesis, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 344 pp.

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

Santos, J. O. S., Chernicoff, C. J., Zappettini, E. O., McNaughton, N. J., Greau, Y. 2017. U-Pb geochronology of Martín García, Sola, and Dos Hermanas Islands (Argentina and Uruguay): Unveiling Rhyacian, Statherian, Ectasian, and Stenian of a forgotten area of the Río de la Plata Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 207–228.

Scasso, R., Limarino, C. 1997. Capítulo 3: Clasificación y petrografía de psefitas y psamitas. En: Petrología y diagénesis de rocas clásticas. La Plata, Argentina: Asociación Argentina de Sedimentología. pp. 49-80.

Silva Lara, H.S., Siegesmund, S., Wemmer, K., Hueck, M., Basei, M.S., Oyhantçabal, P. 2021. The Sierra de Aguirre Formation, Uruguay: post-collisional Ediacaran volcanism in the southernmost Dom Feliciano Belt. *J. S. Am. Earth Sci.* 107, 103118.



Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12(1), 1–33.




Will, T. M., Gaucher, C., Ling, X.-X., Li, X.-H., Li, Q.-L., Frimmel, H. E. 2019. Neoproterozoic magmatic and metamorphic events in the Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay, and possible correlations across the South Atlantic. *Precambrian Research*.



Will, T. M., Gaucher, C., Ling, X.-X., Le Roux, P., Li, X.-H., Li, Q.-L. 2021. Ediacaran bimodal volcanism in the southernmost Dom Feliciano Belt, Uruguay: Implications for the evolution of SW Gondwana. *Lithos*. 406-407.

10. Anexo


10.1. Descripción y coordenadas de puntos


Punto	Coordenadas Geográficas		Descripción	Fotos
	Latitud	Longitud		
SCR1	34°50'32.46"S	54°53'24.77"W	Conglomerados clastos 1cm gradados a areniscas finas a medias. Tope al SE. So: N40E, 70SE	
SCR2	34°50'30.03"S	54°53'26.37"W	Conglomerados con clastos 1cm, con intercalaciones de areniscas violáceas. So: N40E, 68SE	
SCR3	34°50'31.78"S	54°53'28.25"W	Conglomerados clastos 1cm, estratos de 20 a 50cm de espesor, con escasas intercalaciones de areniscas. Hay artesas con dirección al S	
SCR3b	34°50'30.79"S	54°53'29.59"W	Estratos de 20 cm (se repiten) de conglomerado fino (hasta 1,5cm) que gradan a arenisca media. Los clastos son de granitos (mayoría), cuarcitas y pelitas?	


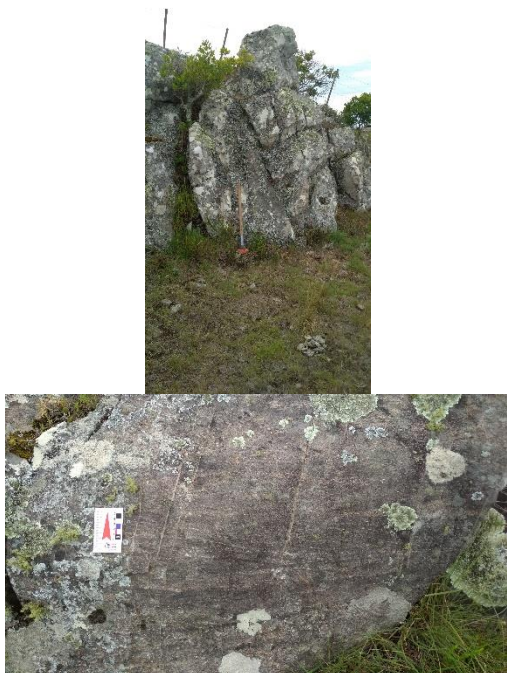
SCR4	34°50'30.48"S	54°53'32.01"W	Arenisca cuarzosa, bien seleccionada, fina a media, intercaladas con areniscas gruesas a media menos seleccionada. Fractura N45E, 30NW	
SCR5	34°49'18.50"S	54°52'40.50"W	Conglomerado a gradación a pelitas violetas. Tope al E. So: N30E	
SCR6	34°49'21.86"S	54°52'37.78"W	Afloramiento en cuneta. Arenisca gruesa a media, con estratificación cruzada en artesa. So: N25, 48SE	
SCR6b	34°49'22.27"S	54°52'38.64"W	Diamictitas intercaladas con wackes	
SCR6c	34°49'24.72"S	54°52'38.98"W	Diamictitas intercaladas con wackes. So: N30, 60NW	<div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div style="text-align: center;">  <p>SCR6c</p> </div> <div style="text-align: center;">  <p>SCR6b</p> </div> </div>
SCR7	34°49'25.93"S	54°51'59.62"W	Conglomerados matriz (arena y pelitas) soportado, clastos hasta 10cm.	



SCR8	34°49'29.51"S	54°52'0.55"W	Areniscas muy gruesas a medias, estratificadas, estratificación cruzada con truncamiento, encima: conglomerado matriz soportado (arena + pelitas). Tope al NW. Base de la Fm San Carlos. So: N50E, 26NW	
SCR9	34°49'24.95"S	54°52'5.19"W	Intercalación de arcosas y conglomerados finos, clastos 1cm	
SCR10	34°49'33.97"S	54°52'18.06"W	Intercalaciones de arenisca media con conglomerado. El conglomerado tiene un espesor de 2m, con clastos hasta 6cm, matriz soportado. So: N46, 53NW	
SCR11	34°46'37.98"S	54°49'51.28"W	Riolita afanítica	
SCR12	34°46'54.66"S	54°49'53.23"W	Riolita afanítica con cuarzo beta, filosilicato posiblemente biotita. Está foliada, N63 con buz subvertical	
SCR13	34°45'28.31"S	54°48'47.40"W	Granito a muscovita, rosado, equigranular, leucócrata, aflora en pequeñas bochas (0,5m). Diaclasas NW	


SCR14	34°45'45.95"S	54°49'15.50"W	Cerro Bellaco parte E (casa del abuelo). Riolita verdosa, afanítica, con bandas brechadas y foliadas (N15, subvertical)	
SCR15	34°45'59.65"S	54°49'23.89"W	Contacto de falla entre granito y riolita. Falla: N15, vertical. Granito equigranular, isótropo, con biotita y muscovita (granito a dos micas). Riolita afanítica	
SCR16	34°50'2.27"S	54°52'37.55"W	Pelitas laminadas, verdosas y gris claro, con algunos clastos muy finos de arena. S ₁ : N20, 54NW. Intercalación de arenisca fina a media con las pelitas	
SCR17	34°50'1.99"S	54°52'40.28"W	Afloramiento continuo con el SCR16, cuneta SW. Pelitas grises y verdes. S ₁ : N35, 50NW	



SCR18	34°50'2.84"S	54°52'32.01"W	<p>Pelitas laminadas de color borra de vino, verde, gris, intercalada con niveles de espesores finos de arenisca cuarzosa (wackes, podría ser tobas). S₁: N20/N17, vertical</p>	
SCR19	34°50'3.38"S	54°52'21.97"W	<p>Conglomerado que grada a arenisca arcósica. El conglomerado tiene un espesor de 40 cm, con clastos hasta 2 cm de granitos, cuarcitas. Estructura en artesa con clastos sabulíticos, tope de la secuencia NW. So: N20/15, 70NW</p>	
SCR20	34°49'59.88"S	54°52'54.32"W	<p>Arenisca gruesa, mal seleccionada, gris oscuro, poco feldespato, poca matriz. So: N60, vertical. S1: N35, 80NW</p>	
PDE4a	34°50'3.25"S	54°52'59.22"W	<p>Cuneta W del camino. Arenisca gruesa hasta grava fina, intercalado con conglomerado con muchos clastos de granito, además hay diamictita</p>	

PDE4b	34°50'4.78"S	54°52'59.63"W	Cuneta E del camino. Diamictita con posible clasto de riolita. Tiene muchos clastos graníticos. La riolita es verde	
PDE5	34°49'58.00"S	54°52'54.00"W	Areniscas medias a gruesas, gradadas. Afloramiento extensamente en portera de estancia "Quetzal de piedra"	
PDE6	34°50'5.00"S	54°53'6.00"W	Conglomerado fino de matriz arenosa. Están estratigráficamente por debajo de PDE5	
PDE6b	34°50'5.62"S	54°53'6.36"W	Arenisca conglomerádica violácea, con estratificación cruzada planar y en artesa, y conglomerado fino. So: N53, 45SE	
SCR21	34°47'29.42"S	54°54'23.52"W	Afloramiento en Arroyo San Carlos, debajo del puente. Gneiss meteorizado, foliado con intrusión de leucogranito a dos micas (muscovita y biotita). Las micas miden hasta 0,5 cm. Dos tamaños de granito, uno de grano fino y el otro de grano grueso	
SCR22	34°47'36.88"S	54°53'18.18"W	Afloramiento en cañada de la paja. Gneis fresco, equigranular, foliado. Comp: Qz, Fd, Biot	
SCR23	34°48'13.90"S	54°52'47.79"W	Afloramiento en Cañada de las Lisas. Granito rosado de grano medio a grueso. Sin foliación. Tiene fenocristales de Fd de hasta 3 cm	

SCR24	34°49'49.33"S	54°52'24.92"W	Afloramiento en tajamar. De base a tope: wacke, riolita (2m), pelitas y arenisca. S ₁ : N30°, 75 al NW	Figura 21 de 200-220 m
SCR25	34°49'50.86"S	54°52'9.95"W	Arenisca media con clastos que llegan a grueso, selección buena, gris violácea, bastante Fd y FI	
SCR26	34°49'50.73"S	54°52'11.63"W	Arenisca gruesa, arcósica con gradación normal. So: N25°, 38° al NW	
SCR27	34°49'50.48"S	54°52'15.73"W	Arenisca conglomerádicas y conglomerados fino con clastos hasta 1 cm. Estratificación cruzada en artesa Buzamiento 30°	

SCR28	34°49'49.91"S	54°52'17.67"W	Conglomerado grueso con clastos de hasta 15 cm de granito, cuarcita/cuarzo, riolita, pelita	
SCR29	34°49'49.64"S	54°52'19.57"W	Conglomerado grueso con clastos estirados de hasta 10 cm de granito (principalmente), cuarcita/cuarzo, riolita, pelita. Matriz soportada de arena gruesa arcósica.	
SCR30	34°49'49.74"S	54°52'23.44"W	Pelitas verdes. Hacia el tope intercalaciones de arenisca medias con tobas. Buzamiento 68°	
SCR31	34°49'47.81"S	54°52'39.82"W	Pelitas verdes y violáceas con niveles centimétricos de wackes. S ₁ : N23°, 53° al NW	
SCR32	34°50'38.83"S	54°52'35.58"W	Afloramiento en cantera. Se observa un perfil de 60 cm de loess, perteneciente a la Fm Libertad	

SCR33	34°50'26.83"S	54°53'16.87"W	<p>Conglomerado con clastos de hasta 20 cm de granito rosado, riolita afanítica violeta oscura, cuarcita/cuarzo. Clastos orientados con el rumbo. Matriz arena gruesa con pelitas verdes. So: N30°, 60° al SE</p>	
SCR35	34°45'45.00"S	54°50'56.94"W	<p>Afloramiento en cantera. Granito a biotita, equigranular, grano fino con intrusión de pegmatitas muy alteradas. Por encima se apoya Fm Libertad con 2-3 m de espesor</p>	
SCR36	34°44'58.10"S	54°49'47.81"W	<p>Gneis fuertemente plegado con mucha biotita y foliado. Por encima 4-5 m de la Fm Libertad. Dique de roca básica de 2 m de espesor que intruye al gneis, So: N120°, 60 al SW</p>	

				
SCR37	34°44'32.91"S	54°48'5.79"W	Posible dique riolítico de color verde que intruye a un microgranito y a cuarcitas	
SCR38	34°46'53.25"S	54°48'39.13"W	Roca afanítica verde, posiblemente riolita. Se observa cuarzo beta y fenocristales de Fd. So: N70°, 73° al SE	
SCR39	34°49'56.19"S	54°52'53.64"W	Wacke de grano medio, foliado, matriz pelítica. So: N45°, vertical	
SCR40	34°49'58.23"S	54°52'52.52"W	Arenisca media-gruesa, gris oscuro. So: N30°, 65°SE	
SCR41	34°49'55.15"S	54°52'47.61"W	Intercalaciones de arenisca media, cuarzosa, bien seleccionada con wacke. So: N32°, 65°SE	
SCR42	34°49'43.93"S	54°52'59.56"W	Conglomerado con clastos de hasta 3 cm de diámetro de cuarcita, granito, riolita. Matriz arenosa de grano medio y bien seleccionada. So: N40°, 43°SE. Paquetes de areniscas. So: N50°, 55°SE	
SCR43	34°49'33.40"S	54°52'27.41"W	Niveles de wackes verde claro foliados. S ₁ : N40°, 78°NW	

SCR44	34°49'37.39"S	54°52'20.18"W	Ortoconglomerado matriz sostén, clastos hasta 10 cm de granito, cuarcita, riolita, pelita. Intercalaciones centimétricas de pelitas. So: N35°, 60°NW
SCR45	34°45'39.84"S	54°49'57.00"W	Granito a 2 micas, de grano fino, leucócrata, rosado, con intrusiones de riolita muy afanítica, de color verdosa
SCR46	34°45'59.53"S	54°49'49.48"W	Riolita verdosa con cuarzo beta de hasta 2 mm y óxidos de manganeso y hierro
SCR47	34°45'59.01"S	54°49'43.92"W	Riolita verdosa con cuarzo beta de hasta 2 mm y óxidos de manganeso y hierro. So: N18°, 67°NW
SCR48	34°45'35.59"S	54°48'56.22"W	Riolitas verdes, alteradas y foliadas. So: N30°, subvertical. Tiene una intrusión de roca ígnea básica
SCR49	34°45'27.96"S	54°48'3.35"W	Granito rosado pegmatítico
SCR50	34°47'29.47"S	54°49'51.64"W	Riolita afanítica verdosa con fenocristales de cuarzo beta
SCR51	34°46'11.85"S	54°46'54.19"W	Afloramiento en cantera de ortogneisses

10.2. Descripción de láminas delgadas

10.2.1. Wacke

PDE5: Wacke Feldespático

Roca masiva la cual tiene una selección moderada a mala, con clastos subredondeados a redondeados. Su granulometría varía entre los 125 μm y los 1.6 mm, con promedio de 0.8-1.2 mm.

La matriz comprende un 26.1% de la roca. Se compone de muscovita y sericita en general, además se observa cuarzo. No se observan poros.

El esqueleto abarca un 73.9% de la roca. Se compone de clastos de cuarzo (35.2%), feldespato potásico (33.1%), riolita (8.6%), cuarcita (7.9%), granito (6.5%), plagioclasa (5.1%), opacos (2.9%) y muscovita (0.7%). El cuarzo en ocasiones tiene extinción ondulada y se encuentra limpio (Figura 41B). El feldespato potásico y la plagioclasa están alterados y con fracturas (Figura 41B, C, D). Los clastos de riolita presentan esferulitas de feldespato (Figura 41A) producto de la desvitrificación del vidrio.

El tipo de textura es matriz soportada y se observa una textura fluidal en la matriz, también se observan contactos entre granos rectos y cóncavo-convexos.

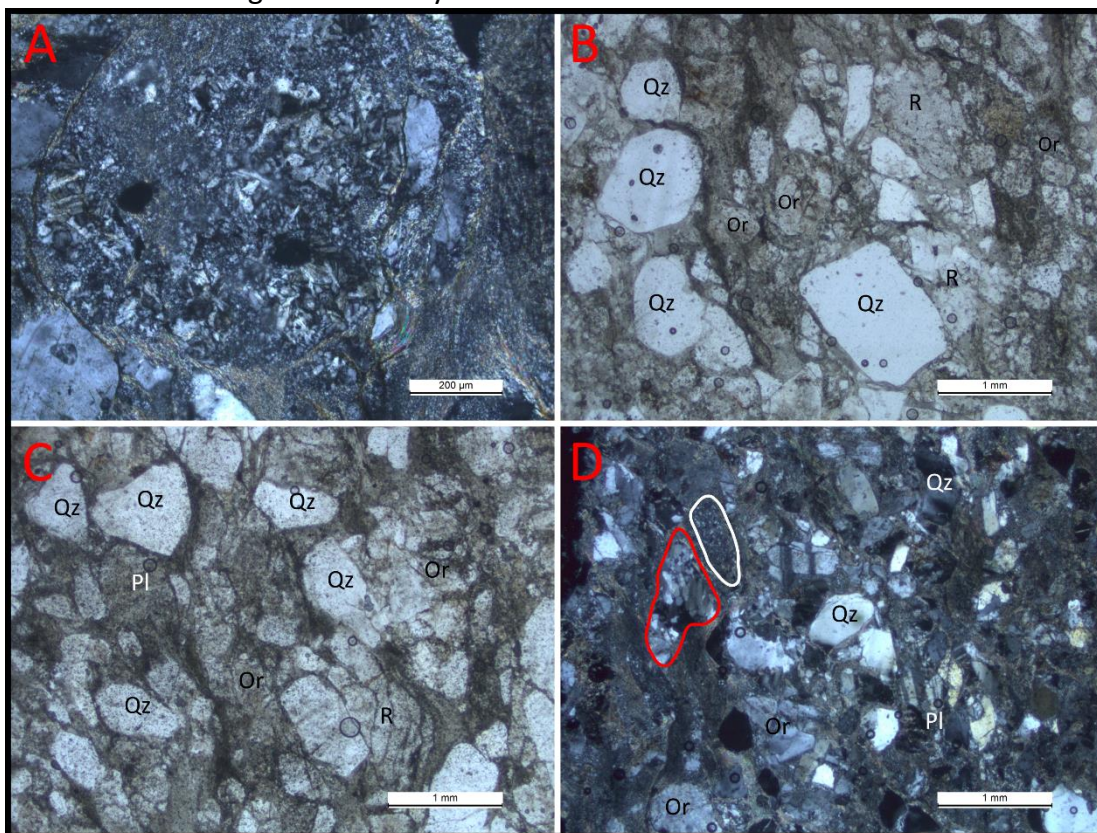


Figura 41: Wacke, muestra PDE5. A) Esferulitas de feldespato. Polarizadores cruzados. B) Clastos de cuarzo (Qz) subredondeados y bien limpios, clastos de ortosa (Or) sericitizada y clastos de riolita (R). Luz polarizada plana. C) Clasto de plagioclasa (Pl) muy alterada, clastos de cuarzo (Qz) subredondeados a subangulosos, clasto de riolita (R) y clastos de ortosa (Or) alterada. Luz polarizada plana. D) Clasto de cuarcita (recuadro rojo), clasto de riolita (recuadro blanco), clastos de cuarzo (Qz), clasto de plagioclasa (Pl) y clastos de ortosa (Or). Polarizadores cruzados.

PDE5': Wacke Feldespático

Roca masiva la cual tiene una selección moderada a mala, con clastos subangulosos a redondeados. La granulometría tiene un promedio entre 0.7-1.2mm de diámetro.

La matriz es pelítica y comprende un 19.6% de la roca. Se compone de muscovita y sericita en general, y en menor porcentaje hay cuarzo.

El esqueleto abarca un 80.4% de la roca. Se compone de clastos de feldespato potásico (38.5%), cuarzo (36.6%), plagioclasa (9.3%), riolita (5.8%), granito (5.4%), cuarcita (2.9%), opacos (1%) y muscovita (0.5%). A la mayoría de los clastos que componen la roca se le observan microfracturas. El feldespato potásico y la plagioclasa se encuentran alterados (Figura 42B, D). El cuarzo tiene extinción ondulante y limpio (Figura 42B, F). La riolita está alterada y aparecen como esferulitas de feldespato producto de la desvitrificación del vidrio (Figura 42A, E).

El tipo de textura es matriz soportada y se observa una textura fluidal en la matriz, también se observa contactos entre granos como rectos y cóncavo-convexos (Figura 42B, C).

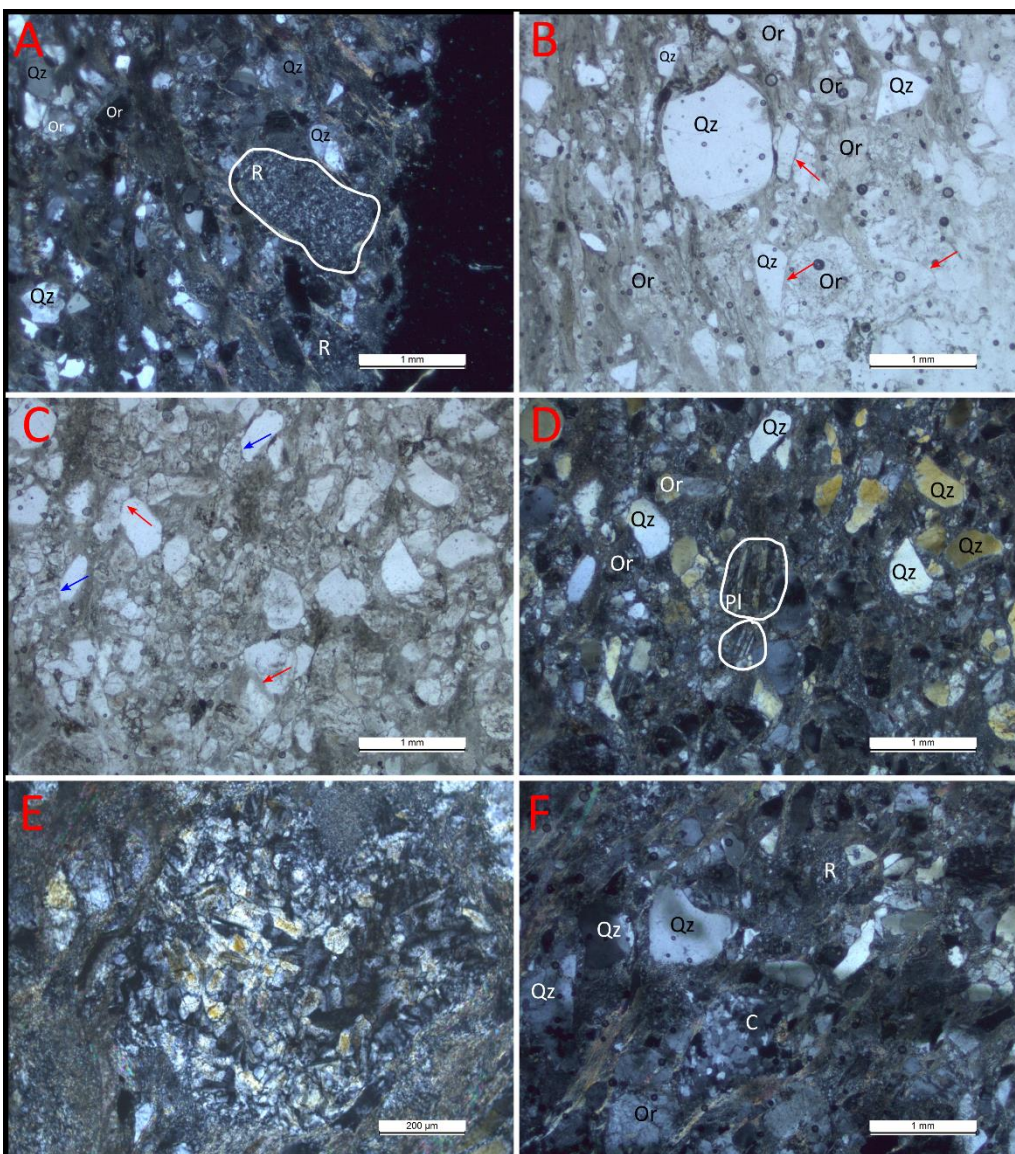


Figura 42: Wacke, muestra PDE5. A) clasto de riolita (R) con desvitrificación del vidrio, clastos de cuarzo (Qz) y clastos de ortosa (Or). Polarizadores cruzados. B) clastos de cuarzo (Qz) subredondeados a subangulosos, limpios y clastos de ortosa (Or) alteradas. Las flechas rojas indican contactos rectos entre clastos. Luz polarizada plana. C) se observan contactos rectos (flechas rojas) y cóncavos-convexos (flechas azules) entre los clastos. Luz polarizada plana. D) clastos de plagioclasa (Pl), clastos de cuarzo (Qz) y clasto de ortosa (Or). Polarizadores cruzados. E) clasto de riolita con esferulitas. Polarizadores cruzados. F) clastos de cuarcita (C), clastos de cuarzo (Qz) con extinción ondulante, clasto de riolita (R) y clasto de ortosa (Or). Polarizadores cruzados.

SCR5: Wacke Feldespático Conglomerádico

Es una roca masiva y no tiene foliación, pero si se observa un estiramiento en la gran mayoría de los clastos hacia una dirección (ej. Figura 43C, D, E, F). La redondez de los clastos en general es de subredondeada a subangulosa y la selección es mala. Se diferencia un esqueleto (clastos mayores a 2mm) y una matriz, sus porcentajes son 15% y 85% respectivamente.

El esqueleto es polimíctico, se compone de clastos de cuarcita (40.8%), feldespato potásico (22.5%), granito (20.4%), cuarzo (16.3%). Los clastos están bien a moderadamente seleccionados, con tamaños de 2-5mm y son de subredondeados a subangulosos. La cuarcita muestra cristales estirados, por lo que se podría tratar de una cuarzomilonita (Figura 43E, F). Se diferencia microclina entre los feldespatos potásicos. En dos de los clastos de feldespatos potásicos se observan fracturas con desplazamiento / microfallas (Figura 43A).

Del 85% de matriz, un 20.2% pertenece a la porción pelita y el 64.8% a la de arena. La porción pelítica está compuesta principalmente por sericita y muscovita, y en ocasiones se observa cuarzo. La porción arenosa se compone de cuarzo (53.3%), feldespato potásico (13.2%), granito (12.3%), cuarcita (8.5%), minerales opacos (8%), pelitas (2.8%), muscovita (1.4%) y plagioclasa (0.5%). Los clastos tienen un tamaño máximo de 1.7 mm y un promedio de 0.5 mm, son de subredondeado a subanguloso y están bien a moderadamente seleccionados. El cuarzo aparece como monocristalino (Figura 43B) y policristalino, con extinción ondulante. El feldespato potásico presenta alteración (Figura 43B).

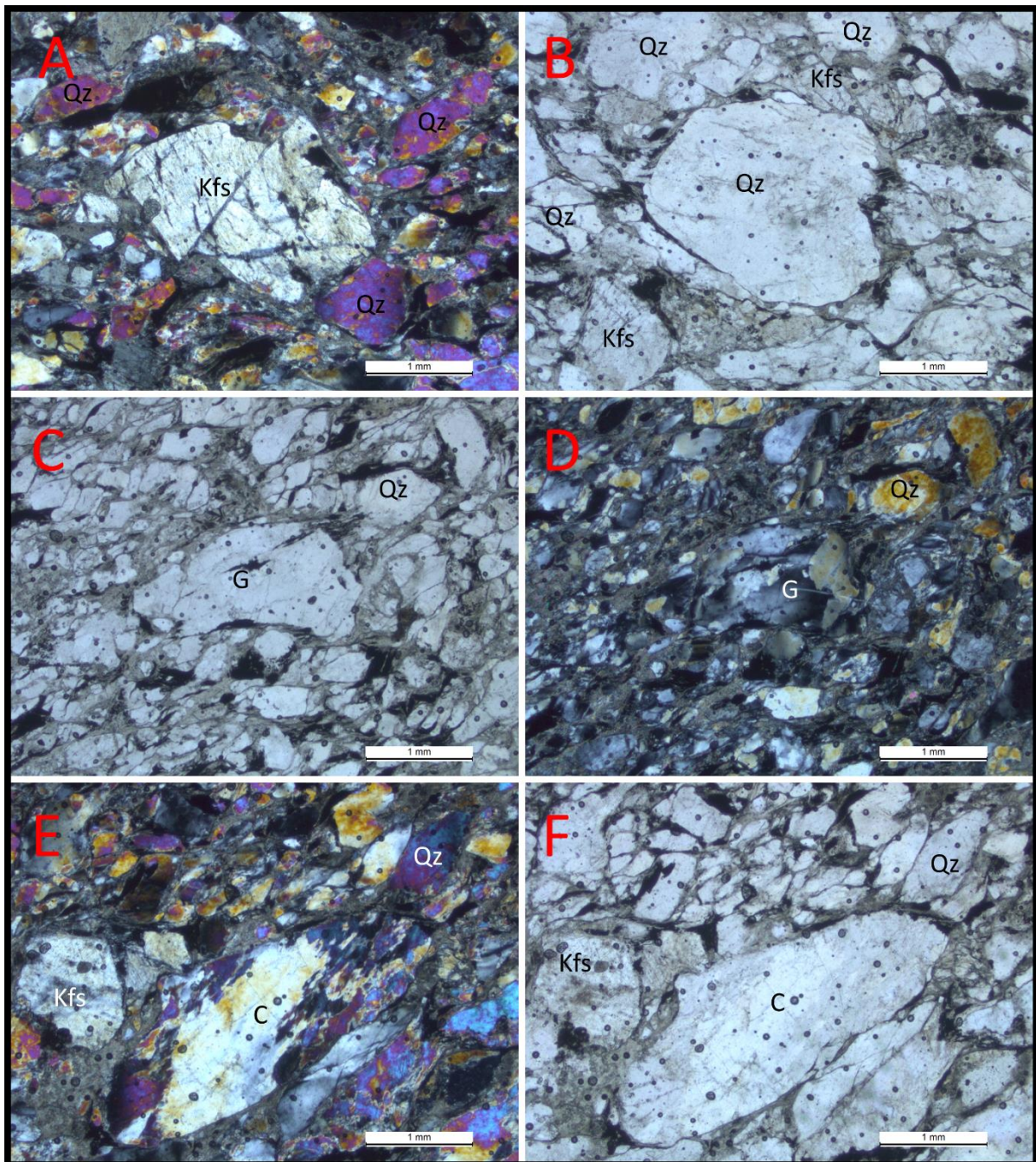


Figura 43: Wacke, muestra SCR5. A) Clasto de feldespato potásico (Kfs) con fractura/microfalla, clastos de cuarzo (Qz). Polarizadores cruzados. B) clastos de cuarzo (Qz) monocristalino, clastos de feldespato potásico (Kfs) alterado. Luz polarizada plana. C) clasto de granito (G) estirado y clastos de cuarzo (Qz). Polarizadores cruzados. D) misma imagen observada en Fig. 43C, pero en este caso con luz polarizada plana. E) clasto de cuarcita (C) estirado, clasto de feldespato potásico (Kfs) y clasto de cuarzo (Qz). Polarizadores cruzados. F) misma imagen observada en Fig. 43E, pero en este caso con luz polarizada plana

SCR8b: Wacke Lítico

Roca homogénea y masiva. En general es una roca moderadamente a mal seleccionada y con clastos subangulosos a subredondeados. Su granulometría comprende tamaño arena, mostrando zonas donde se aglomeran clastos entre los 250-63 μm y zonas con mayor tamaño.

La matriz es pelítica y comprende un 20.7% de la roca. Se compone de muscovita y sericita (Figura 44B) en general, además se observa cuarzo.

El esqueleto abarca un 79.3% de la roca. Se compone de clastos de cuarzo (41%), granito (20.5%), cuarcita (19.1%), feldespato potásico (7.4%), opacos (7.4%), pelitas (2.3%), muscovita (1.9%) y biotita (0.4%). Los tamaños de los clastos tienen un promedio de 0.2-0.7 mm (Figura 44D), son subredondeados a subangulosos, moderadamente seleccionados. El cuarzo muestra extinción ondulante (Figura 44B) y fracturas. La cuarcita presenta cristales estirados (Figura 44C, E).

El tipo de textura es matriz soportada microgranular, en algunos lugares de la lámina se observa contacto entre granos recto y cóncavo-convexo (Figura 44A).

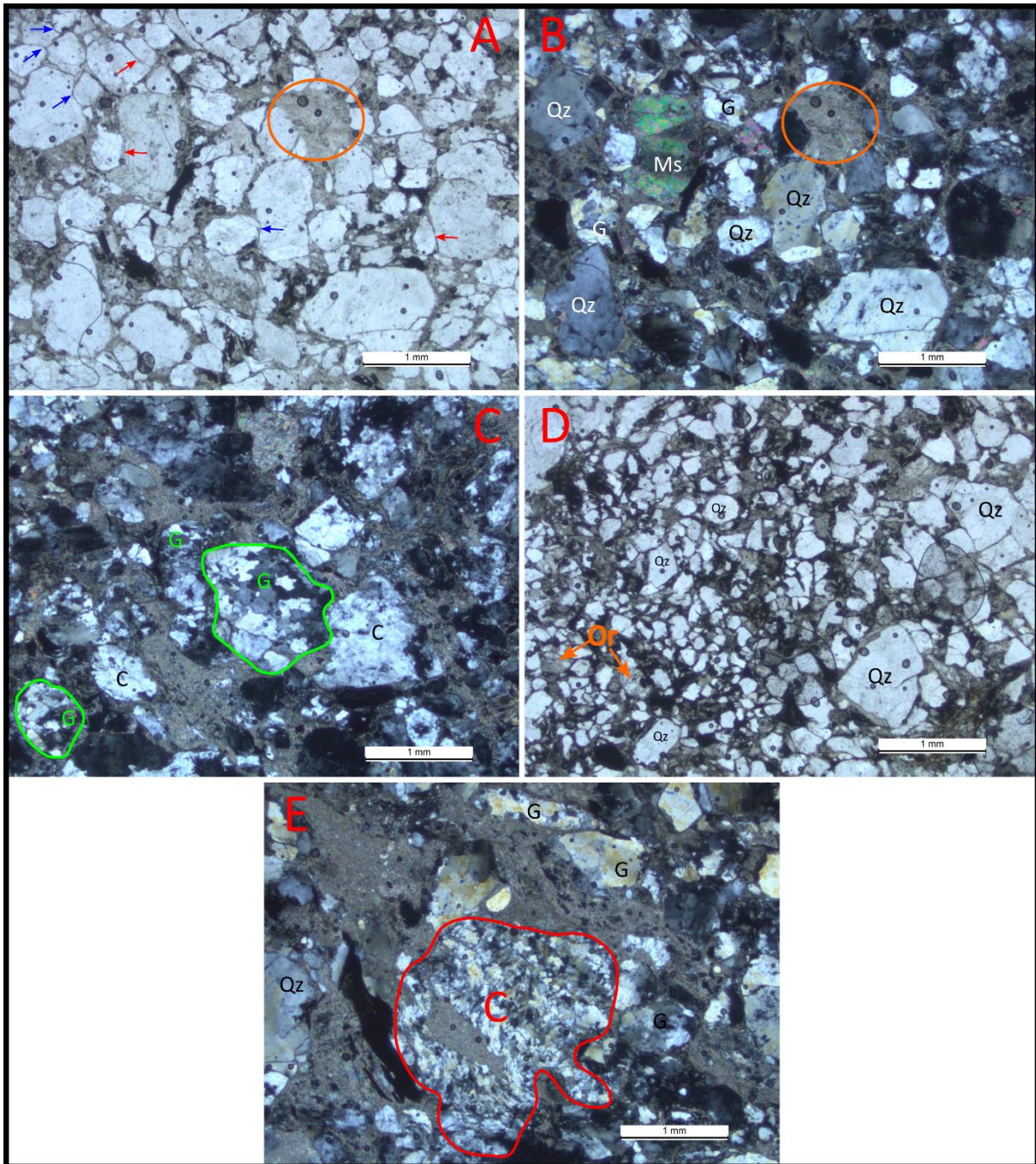


Figura 44: Wacke, muestra SCR8b. A) se observan clastos con contactos rectos (flechas azules) y cóncavos-convexos (flechas rojas). Luz polarizada plana. B) clasto de muscovita (Ms), clastos de cuarzo (Qz) con extinción ondulante, clastos de granitos (G), clasto de pelita (recuadro naranja). Polarizadores cruzados. C) clastos de granitos (G) y clastos de cuarcita (C) con cristales estirados. Polarizadores cruzados. D) se muestra las diferentes granulometrías. Clastos de cuarzo (Qz), clastos de ortosa (Or). Luz polarizada plana. E) clasto de cuarcita (C) con cristales estirados, clastos de granito (G) y clastos de cuarzo (Qz). Polarizadores cruzados.

PDE4a: Wacke Feldespático Sabulítico

Es una roca masiva y no presenta foliación. La redondez de los clastos es de subredondeados a subangulosos, la selección es moderada, es submadura y tiene un tamaño promedio de arena gruesa a muy gruesa, llegando algunos clastos a medir 3.2 mm. Se diferencia un esqueleto y una matriz, sus porcentajes son 75.4% y 24.6% respectivamente.

El esqueleto es polimíctico, se compone de clastos de feldespato potásico (37.6%), cuarzo (26.7%), granito (16.8%), cuarcita (11.9%), plagioclasa (4%), riolita (1%), minerales opacos (1%), y muscovita (1%). El feldespato potásico y la plagioclasa están característicamente más alterados que los demás minerales (Figura 45C, D, E, F) y fracturados. La cuarcita presenta cristales estirados y una leve fracturación (Figura 45B, E, F). Los minerales opacos son de magnetita (Figura 45A) y hematita.

La matriz se compone de un 24.6% de pelita, principalmente compuesta de sericita. Se observa una matriz fluidal.

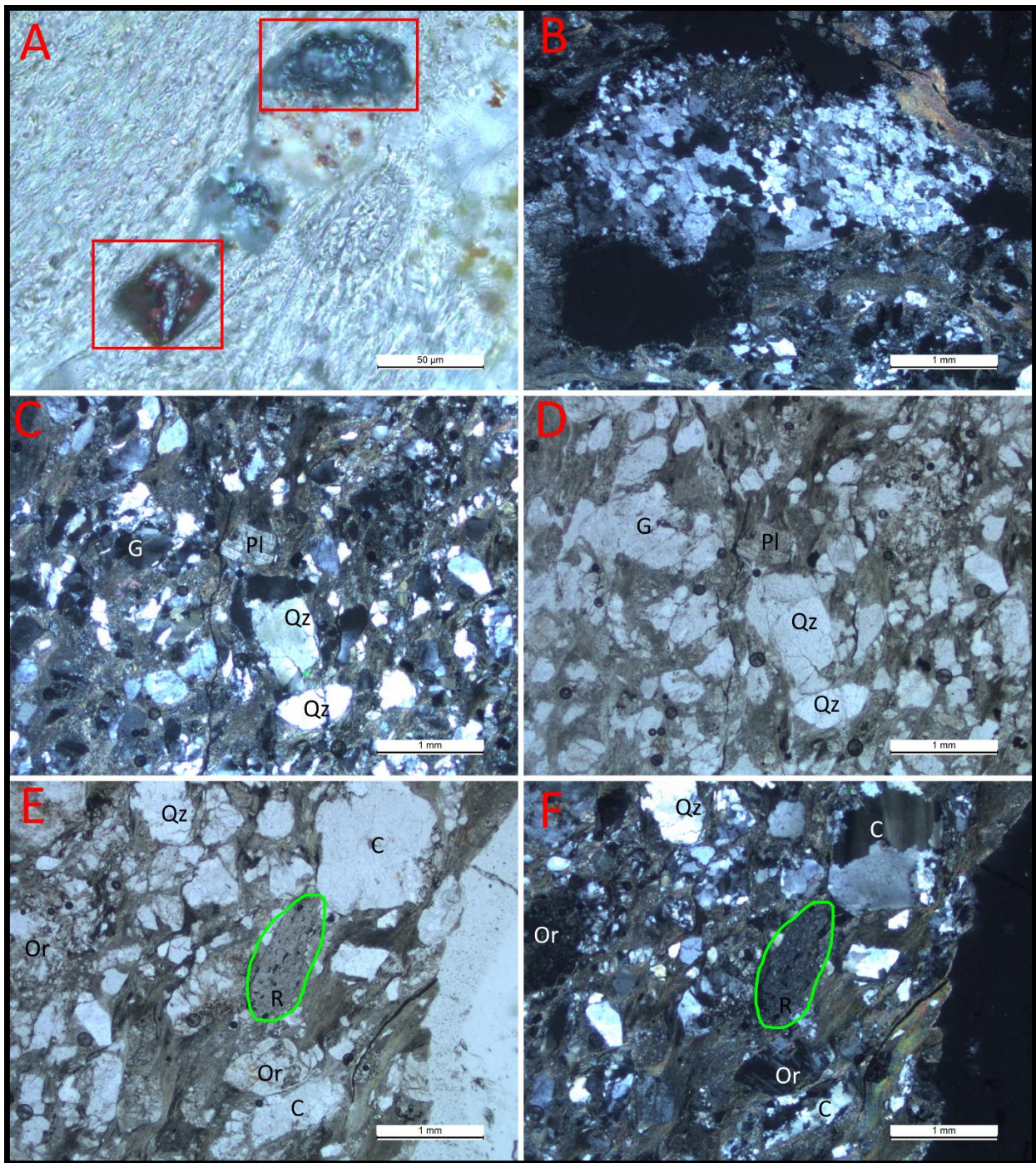


Figura 45: Wacke feldespático, muestra PDE4a. A) clasto de magnetita (recuadro rojo) visto a través de microscopía de reflexión. B) Gran clasto de cuarcita con cristales estirados. Polarizadores cruzados. C) clastos de cuarzo (Qz), clastos de granito (G), clastos de plagioclasa (Pl) alterada. Polarizadores cruzados. D) misma imagen observada en Fig. 45C, pero en este caso con luz polarizada plana. E) se observa clastos de ortosa (Or) alterada, cuarzo (Qz), riolita (R) y cuarcita (C). Luz polarizada plana. F) misma imagen observada en Fig. 45E, pero en este caso con polarizadores cruzados.

SCR16d: Wacke Feldespático

Es una roca masiva y no tiene foliación. La redondez en general es de redondeada a subangulosa, la selección es moderada a buena, submadura y tiene una granulometría arena media a fina (Figura 46A, C). Se diferencia un esqueleto y una matriz, sus porcentajes son 50.3% y 49.7% respectivamente.

El esqueleto se compone de clastos de cuarzo (54.7%), feldespato potásico (14.7%), muscovita (13.7%), pelitas (10.5%), cuarcita (3.2%), granito (2.1%) y plagioclasa (1.1%). Los clastos de feldespato potásico se encuentran levemente sericitizado (Figura 46A, B). Se observan rutilos diagenéticos y metamórficos (Figura 46E, F), los cuales tienen un tamaño de 200 μm .

La matriz se compone de arcillas y limos, principalmente de sericita y cuarzo (Figura 46A, B). Se observa en algunas secciones de la lámina formas lenticulares de microcuarzos (Figura 46D).

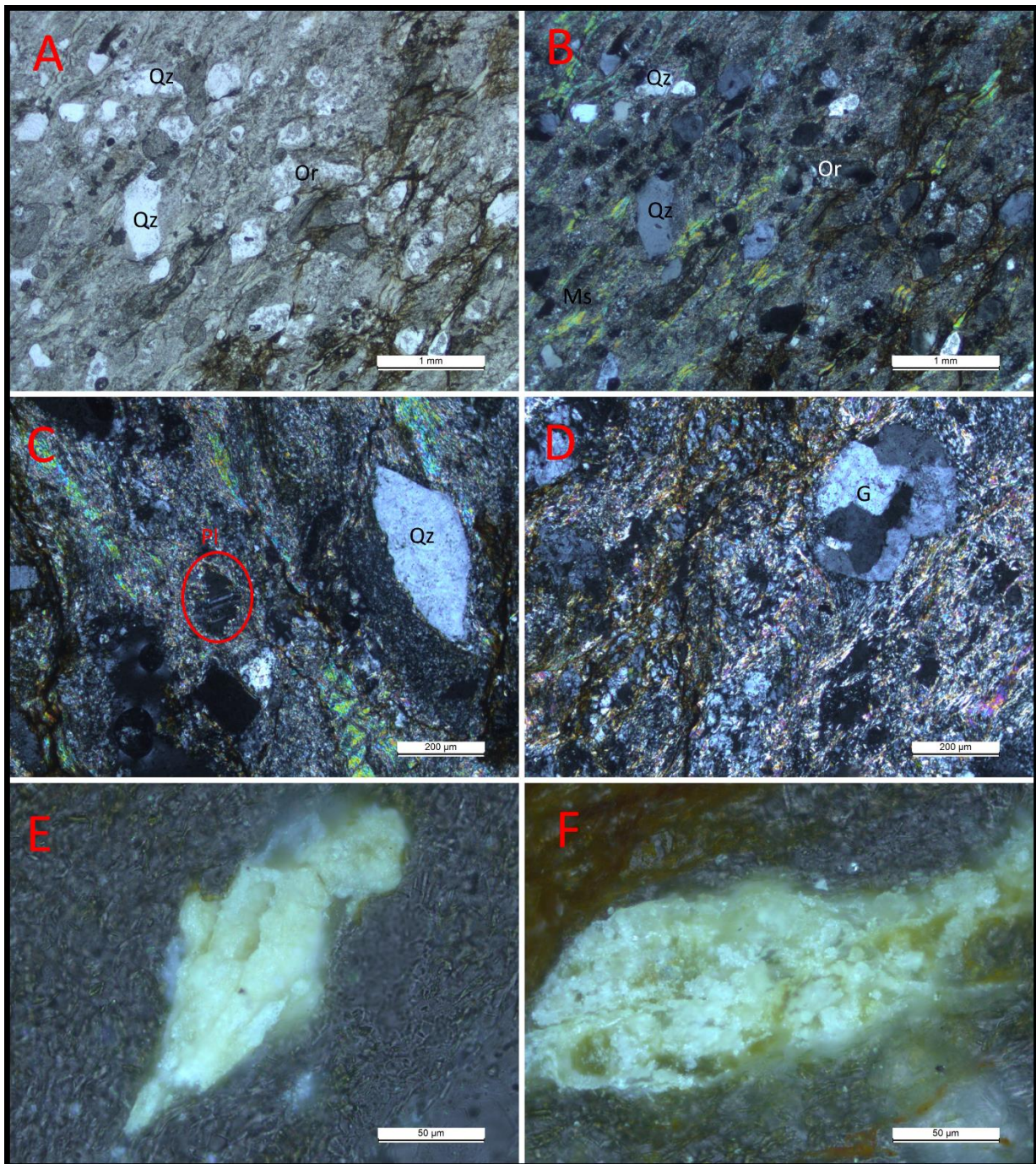


Figura 46: Wacke feldespático, muestra SCR16d. A) Clastos de cuarzo (Qz), clastos de ortosa (Or) levemente sericitizadas. Se observa una matriz cuarzo-sericítica. Luz polarizada plana. B) misma imagen observada en Fig. 46A, pero en este caso con polarizadores cruzados, también se observa muscovita (Ms). C) Clastos de plagioclasa (Pl) con tamaño de 150 μm y cuarzo (Qz). Polarizadores cruzados. D) Clasto de granito (G), matriz microgranular de cuarzo con sericita. Polarizadores cruzados. E-F) rutilo diagenético metamórfico visto a través de microscopía de reflexión

SCR20: Wacke Feldespático

Es una roca masiva y no se observa foliación. La redondez de los clastos es de redondeados a angulosos, la selección es mala, es una roca submadura y tiene un tamaño arena fina a muy gruesa (Figura 47C, D, E), se observa una gradación de tamaño de los clastos. Se diferencia un esqueleto y una matriz, sus porcentajes son 74% y 26% respectivamente.

El esqueleto se compone de clastos de cuarzo (37.3%), feldespato potásico (37%), cuarcita (7.1%), plagioclasa (6.2%), pelitas (5.8%), riolita (4.4%), granito (1.8%) y minerales opacos (0.4%). Algunos clastos de cuarzo presentan golfos de corrosión (Figura 47F), posiblemente provenientes de vulcanitas ácidas. El feldespato potásico y la plagioclasa muestran alteración (Figura 47B, C) y esta última maclas polisintéticas (Figura 47A). Hay clastos de magnetita distribuidos por la lámina (Figura 47H) y clastos de rocas que contienen concentración de magnetita (Figura 47G), también se observan clastos de clorita.

La matriz se compone de pelita, principalmente de sericita y cuarzo.

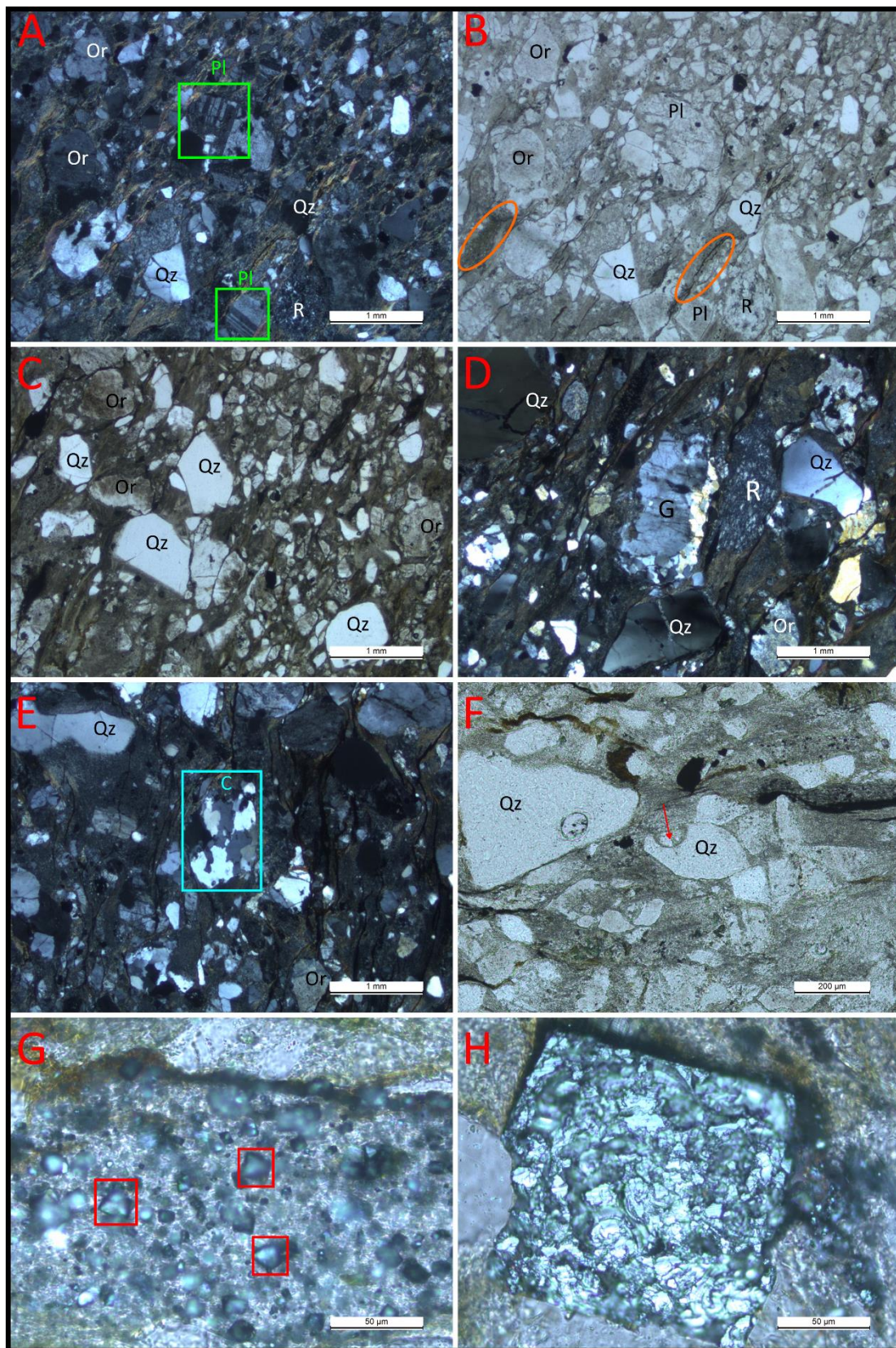


Figura 47: Wacke feldespático, muestra SCR20. A) Clasto de cuarzo (Qz), clasto de riolita (R), clasto de ortosa (Or) y clasto de plagioclasa (Pl) donde se observa macla polisintética. Polarizadores cruzados. B) misma imagen observada en Fig. 47A, pero en este caso con luz polarizada plana. Litoclastos de pelita (recuadro naranja). Se observa la alteración de la ortosa (Or) y la plagioclasa (Pl). C) Clastos de cuarzo (Qz) y clasto de ortosa (Or) con alteración. También se observa las diferentes granulometrías de los clastos. Luz polarizada plana. D-E) clastos de riolita (R), granito (G), cuarzo (Qz), cuarcita (C) y ortosa (Or) con diferentes granulometrías. Polarizadores cruzados. F) clasto de cuarzo (Qz) donde se observa golfo de corrosión (flecha roja). Luz polarizada plana. G) clasto que contiene concentraciones de magnetita (ej. Recuadro rojo) visto a través de microscopía de reflexión. H) magnetita vista a través de microscopía de reflexión

10.2.2. Ortoconglomerados

PDE6: Ortoconglomerado

Es una roca masiva y no tiene foliación. La redondez de los clastos es de subredondeados a angulosos y la selección es mala. Se diferencia un esqueleto (clastos mayores a 2mm) y una matriz, sus porcentajes son 44.2% y 55.8% respectivamente.

El esqueleto es polimítico, se compone de clastos de cuarcita (44.3%), granito (39.3%), cuarzo (11.5%), feldespato potásico (3.3%), y plagioclasa (1.6%). Los clastos son subredondeados a angulosos, con tamaños de 2-5 mm, moderadamente seleccionados. Las cuarcitas presentan cristales estirados y con extinción fuertemente ondulante (Figura 48B, C, D, E, F), sugiriendo que se trata de cuarzomilonitas. El feldespato potásico está característicamente más alterado y la plagioclasa presenta maclas tipo albita (Figura 48C, D).

Del 55.8% de matriz, un 6.5% corresponde a pelita y un 49.3% a la fracción arena. La porción pelítica está compuesta por sericita, muscovita y cuarzo. La fracción arena se compone de cuarzo (57.3%), feldespato potásico (13.2%), granito (13.2%), cuarcita (13.2%) y minerales opacos (3%). Los clastos son de subredondeados a angulosos y están moderadamente seleccionados. El cuarzo presenta extinción ondulante (Figura 48A) y microfracturas. En el diagrama composicional de arenisca (Dott, 1964), la matriz se clasifica como subarcosa lítica.

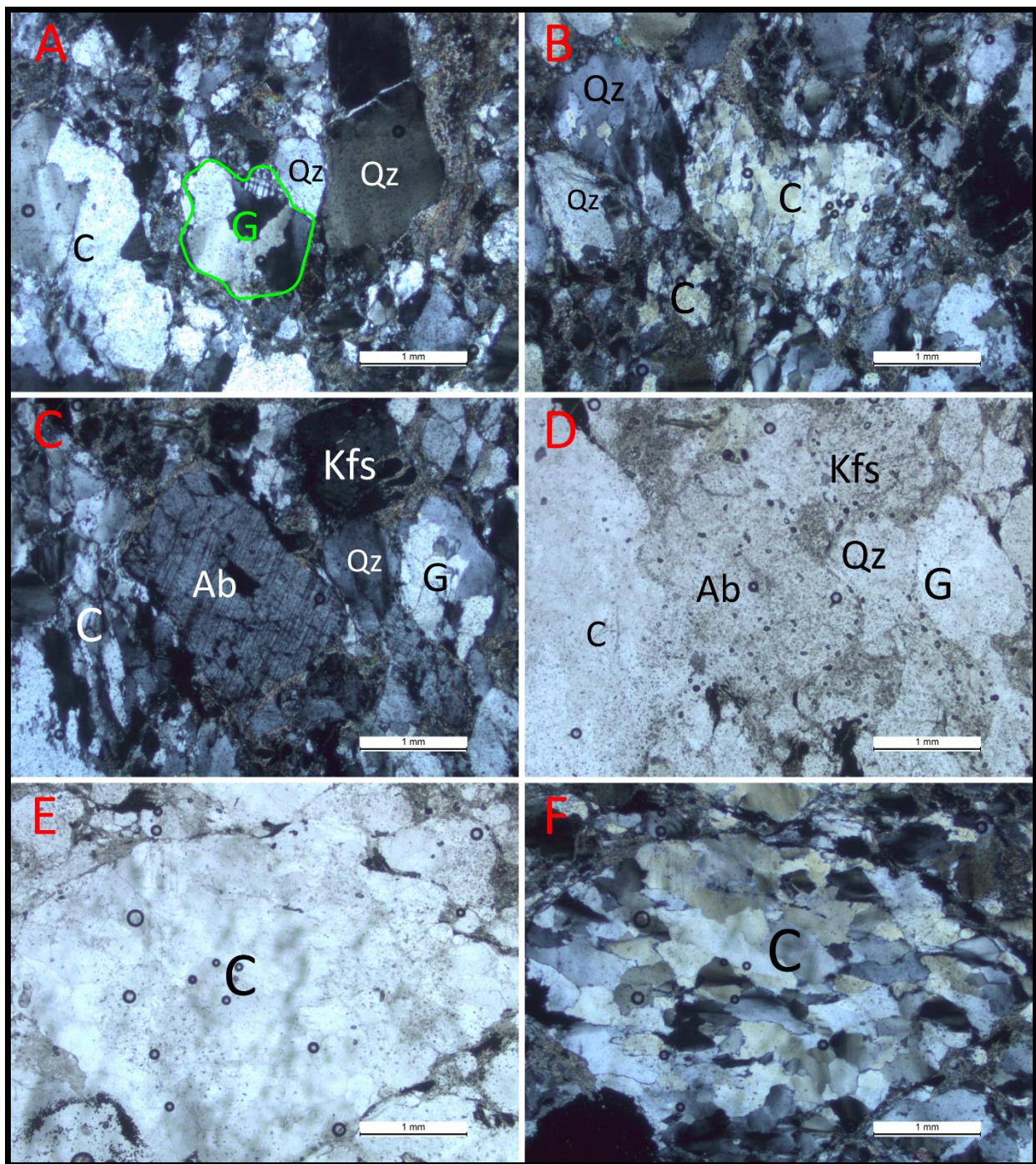


Figura 48: Ortoconglomerado, muestra PDE6. A) Clasto de cuarcita (C), clastos de cuarzo (Qz) con extinción ondulante, clasto de granito (G). polarizadores cruzados. B) Clastos de cuarzo (Qz), clastos de cuarcita (C) donde se observa estiramiento en sus cristales. Polarizadores cruzados. C) Clasto de granito (G), clasto de cuarzo (Qz), clasto de feldespato potásico (Kfs), clasto de cuarcita (C) con cristales estirados, clasto de albita (Ab) con su macla típica. Polarizadores cruzados. D) misma imagen observada en Fig. 48C, pero en este caso con luz polarizada plana. E) megaclasto de cuarcita con extinción ondulante y cristales estirados. Luz polarizada plana. F) misma imagen observada en Fig. 48E, pero en este caso con polarizadores cruzados.

SCR1: Ortoconglomerado

Es una roca homogénea en la distribución de los clastos. La redondez en general es de subredondeada a subangulosa y la selección es mala. Se diferencia un esqueleto (clastos mayores a 2mm) y una matriz, sus porcentajes son 26% y 74% respectivamente del total de la roca.

El esqueleto es polimíctico, se compone de clastos de cuarzo (31%), cuarcita (26.7%), feldespato potásico (24%) y granito (18.3%). Los clastos son de subredondeados a subangulosos, con tamaños de 2-4.5 mm (Figura 49E, F), bien a moderadamente seleccionados. Las cuarcitas muestran cristales estirados y con extinción ondulante (Figura 49B), tratándose posiblemente de cuarzomilonitas. El feldespato potásico está sericitizado (Figura 49A).

Del 74% de matriz, un 12.8% corresponde a pelita y un 61.2% a arena. La fracción pelítica está compuesta principalmente por sericita (Figura 49D) y en ocasiones se observa cuarzo. La fracción arenosa se compone de cuarzo (41.7%), feldespato potásico (20.8%), granito (17.9%), cuarcita (12%), pelitas (3%), plagioclasa (1.8%), muscovita (1.1%), opacos (1.1%) y biotita (0.6%). Los clastos tienen un tamaño máximo de 1.7 mm, son de subredondeados a subangulosos y están bien a moderadamente seleccionados. El cuarzo presenta extinción ondulante y es monocristalino o policristalino. El feldespato potásico está característicamente más alterado que los demás clastos (Figura 49C, D) y se diferencia microclina.

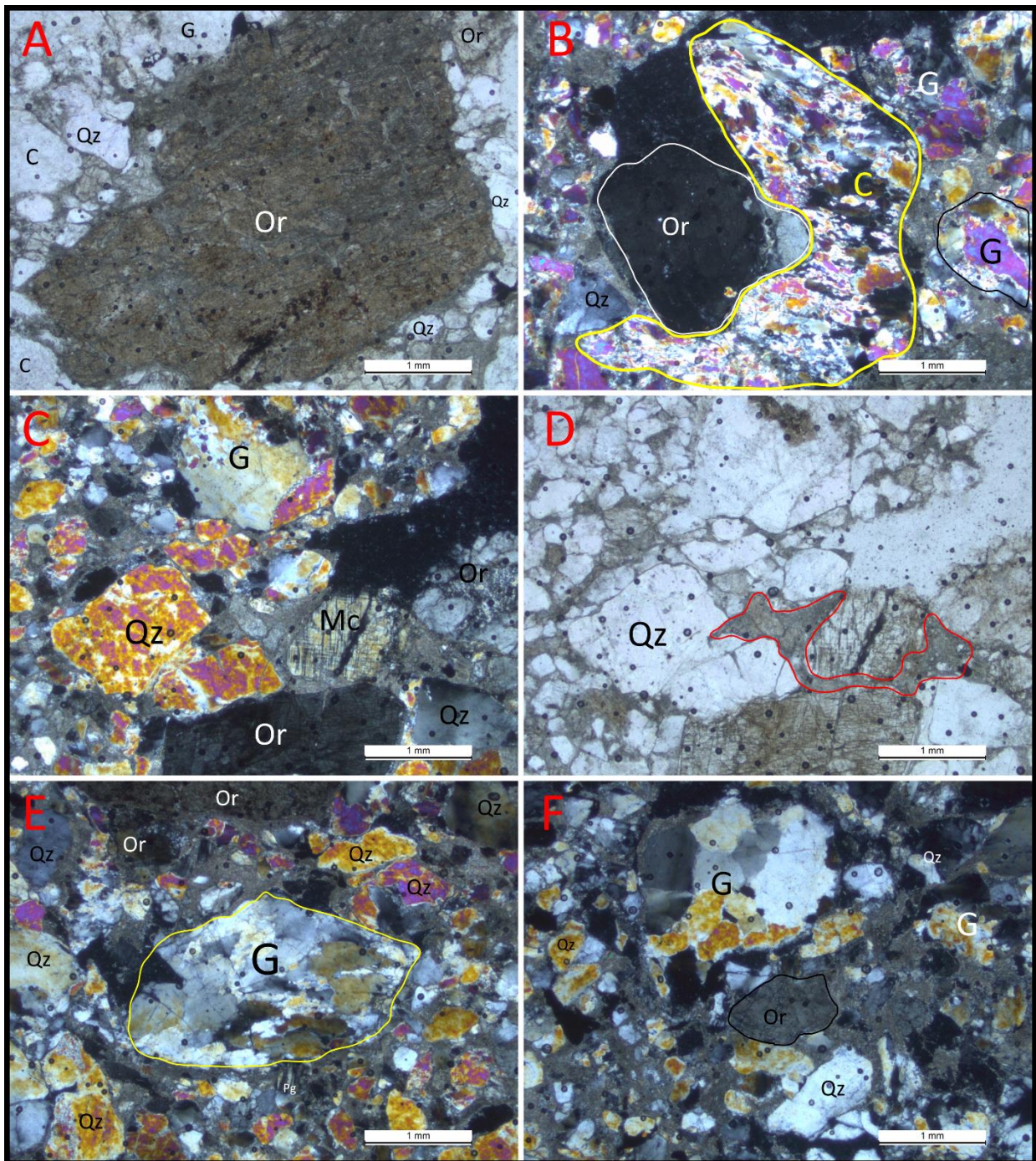


Figura 49: Ortoconglomerado, muestra SCR1. A) Gran clasto de ortosa (Or) sericitizada, además se observan clastos de cuarcitas (C), granitos (G) y cuarzo (Qz). Luz polarizada plana. B) Clastos de granito (G), cuarzo (Qz), ortosa (Or), clasto de cuarcita (C) deformada y con sus cristales estirados. Polarizadores cruzados. C) Clastos de cuarzo (Qz), clasto de ortosa (Or) muy alterada, clasto de microclina (Mc) y clasto de granito (G). Polarizadores cruzados. D) misma imagen observada en Fig. 49C, pero en este caso con luz polarizada plana. Se observa la matriz (recuadro rojo) sericitica. E-F) Clastos de cuarzo (Qz), clasto de ortosa (Or) y granito (G). Polarizadores cruzados.

10.2.3. Arenitas

SCR4: Sublitarenita

Roca masiva, la cual tiene una selección mala y es de subredondeada a subangulosa, por lo que su grado de madurez es submadura. Su granulometría varía entre 70 μm - 2 mm, con promedio de 0.5 a 0.9 mm (Figura 50C), aunque en menor porcentaje aparecen clastos de hasta 3.4 mm (Figura 50B).

La matriz es pelítica y comprende un 14.1% de la roca. Se compone de sericita y cuarzo en general (Figura 50D).

El esqueleto abarca un 85.9% de la roca. Se compone de clastos de cuarzo (59.3%), granito (19.5%), cuarcita (11%), opacos (8.6%) y feldespato potásico (1.6%). El cuarzo tiene extinción ondulante, es monocristalino o policristalino (Figura 50A). El granito, la cuarcita y el feldespato potásico presentan fracturas, y este último también alteración.

El tipo de textura es clasto soportado y se observa una matriz microgranular.

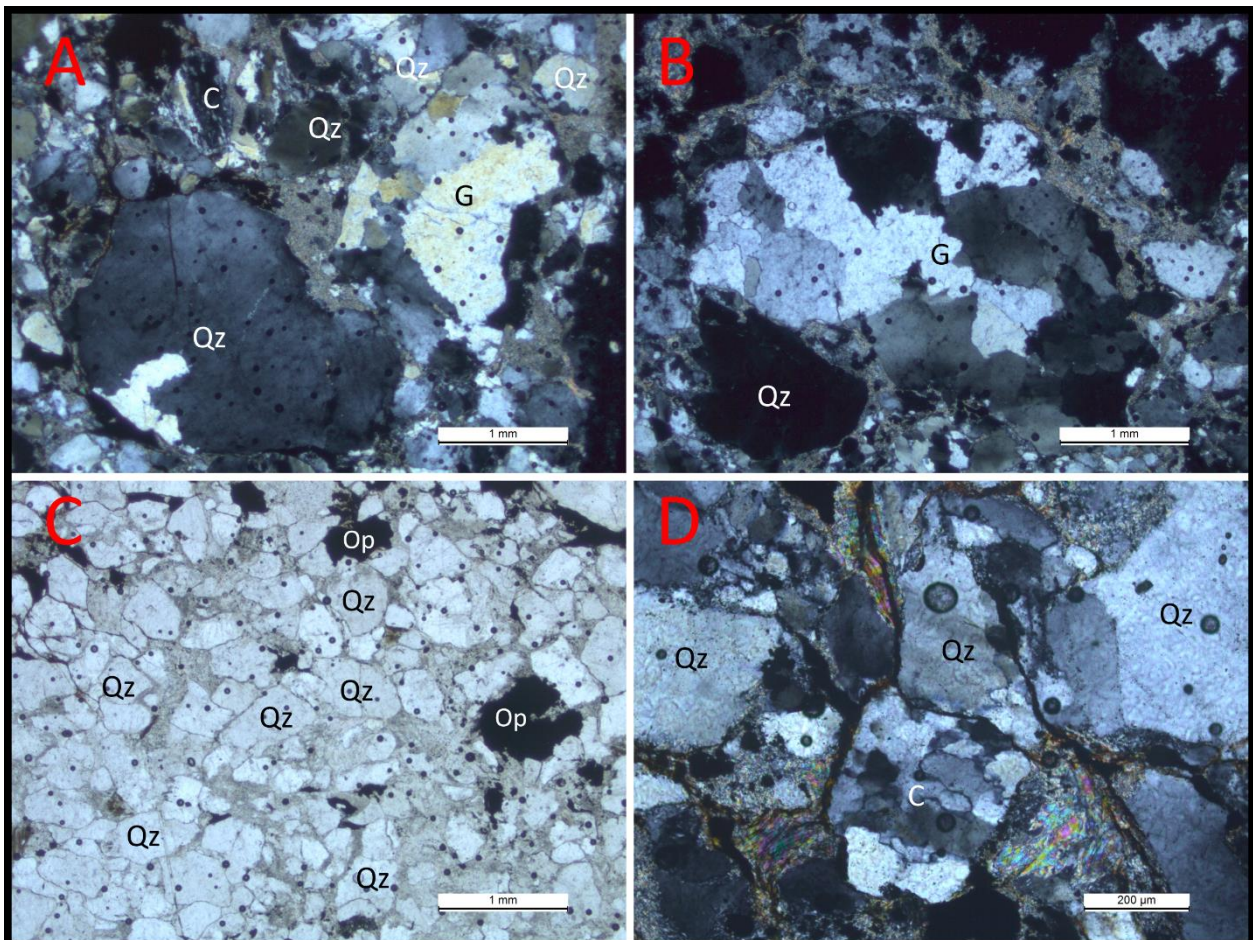


Figura 50: Sublitarenita, muestra SCR4. A) Clastos de cuarzo (Qz) policristalino y monocristalino, clastos de granito (G), clastos de cuarcita (C). Polarizadores cruzados. B) clasto de cuarzo (Qz) y granito (G). Polarizadores cruzados. C) Clastos de cuarzo (Qz), clasto de opacos (Op). Se observa la variación granulométrica de los clastos. Luz polarizada plana. D) Clastos de cuarzo (Qz), clasto de cuarcita (C). Se observa la matriz cuarzo-sericítica. Polarizadores cruzados.

SCR6: Sublitarenita Conglomerádica

Es una roca masiva. La redondez de los clastos es de subredondeados a angulosos y la selección es de buena a moderada. Se diferencia un esqueleto y una matriz, sus porcentajes son 13.5% y 86.5% respectivamente.

El esqueleto es polimíctico, se compone de clastos de cuarcita (39.1%), granito (26.1%), cuarzo (21.7%) y feldespato potásico (13.1%). Los clastos tienen un tamaño entre 2 y 3 mm, están bien seleccionados, son de subredondeados a angulosos y la mayoría se encuentran fracturados. Las cuarcitas presentan cristales estirados (Figura 51B), sugiriendo que se trata de cuarzomilonitas. Los clastos de feldespato potásico se encuentran con alteración (Figura 51A).

La matriz se conforma por un 86.5%, la cual se divide en una matriz pelítica (14.5%) compuesta por sericita mayormente (Figura 51D) y en una matriz arenosa (72%). La matriz arenosa está compuesta por clastos de cuarzo (62.7%), cuarcita (13.7%), granito (9.3%), minerales opacos (7.6%), feldespato potásico (4.2%), muscovita (1.7%) y microclina (0.8%). Los clastos son de redondeados a subangulosos, con tamaños de 0.25 mm a 2 mm, bien a moderadamente seleccionados (Figura 51C).

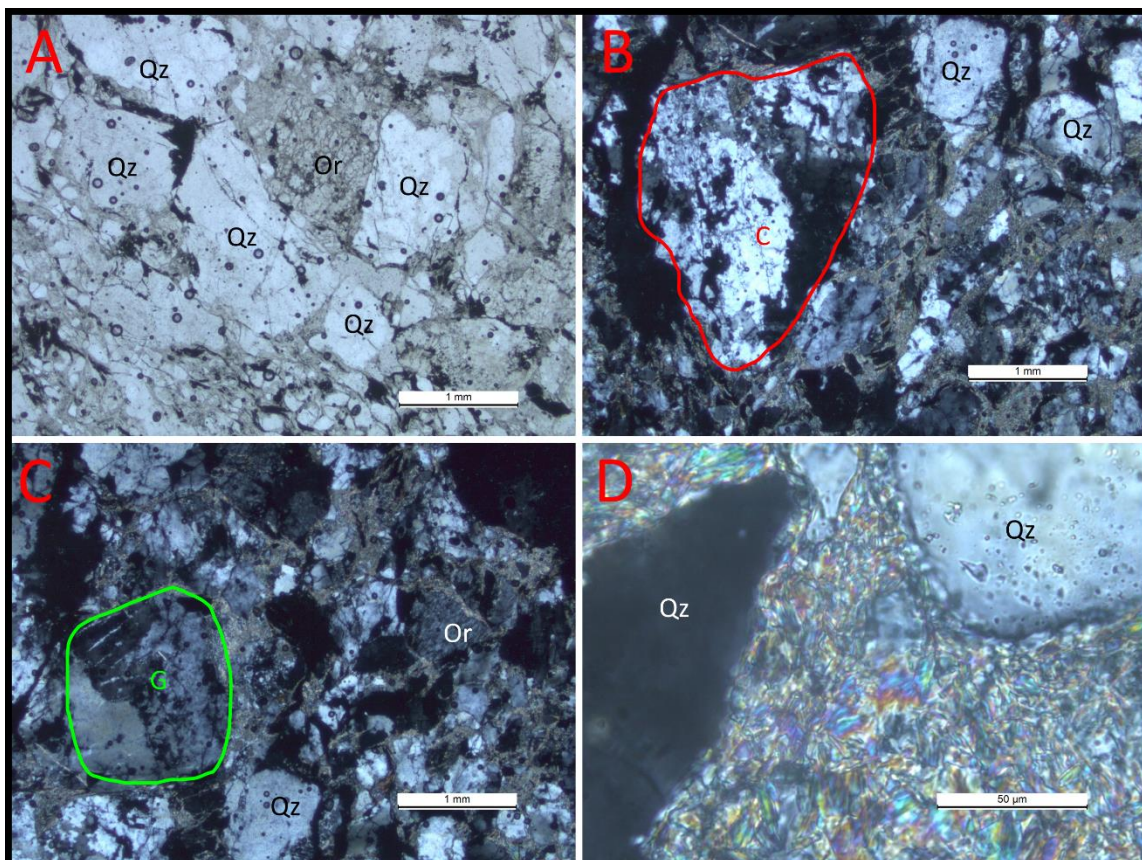


Figura 51: Sublitarenita, muestra SCR6. A) Clastos de cuarzo (Qz), clastos de ortosa (Or) con alteración. Luz polarizada plana. B) clastos de cuarzo (Qz), clasto de cuarcita (C) con cristales estirados. Polarizadores cruzados. C) clastos de granito (G), cuarzo (Qz) y ortosa (Or). Polarizadores cruzados. D) clasto de cuarzo (Qz). Se observa la matriz sericítica. Polarizadores cruzados

10.2.4. Diamictita

PDE4b: Diamictita

Es una roca masiva y presenta foliación. Los clastos son en general de redondeados a subangulosos y la selección es mala a muy mala. Se diferencia un esqueleto y una matriz, sus porcentajes son 68.1% y 31.9% respectivamente.

El esqueleto es polimíctico, se compone de clastos de cuarzo (27.5%), feldespato potásico (25.7%), granito (15.6%), riolita (12%), cuarcita (9.1%), pelitas (3.7%), minerales opacos (3.7%), plagioclasa (1.8%) y muscovita (0.9%). Los clastos tienen un tamaño entre 0.25 mm y 1.7 mm (Figura 52C), llegando en muy bajo porcentaje a tamaños sábulos (Figura 52B). La riolita y el feldespato potásico (Figura 52B, C, D) tienen un grado de alteración bajo y levemente fracturados. Las cuarcitas presentan cristales estirados (Figura 52A), pudiendo ser cuarzomilonitas.

La matriz se compone de un 34.4% de pelita, principalmente compuesta por sericita, muscovita y cuarzo. Se observa una matriz fluidal y la textura es matriz soportada (Figura 52).

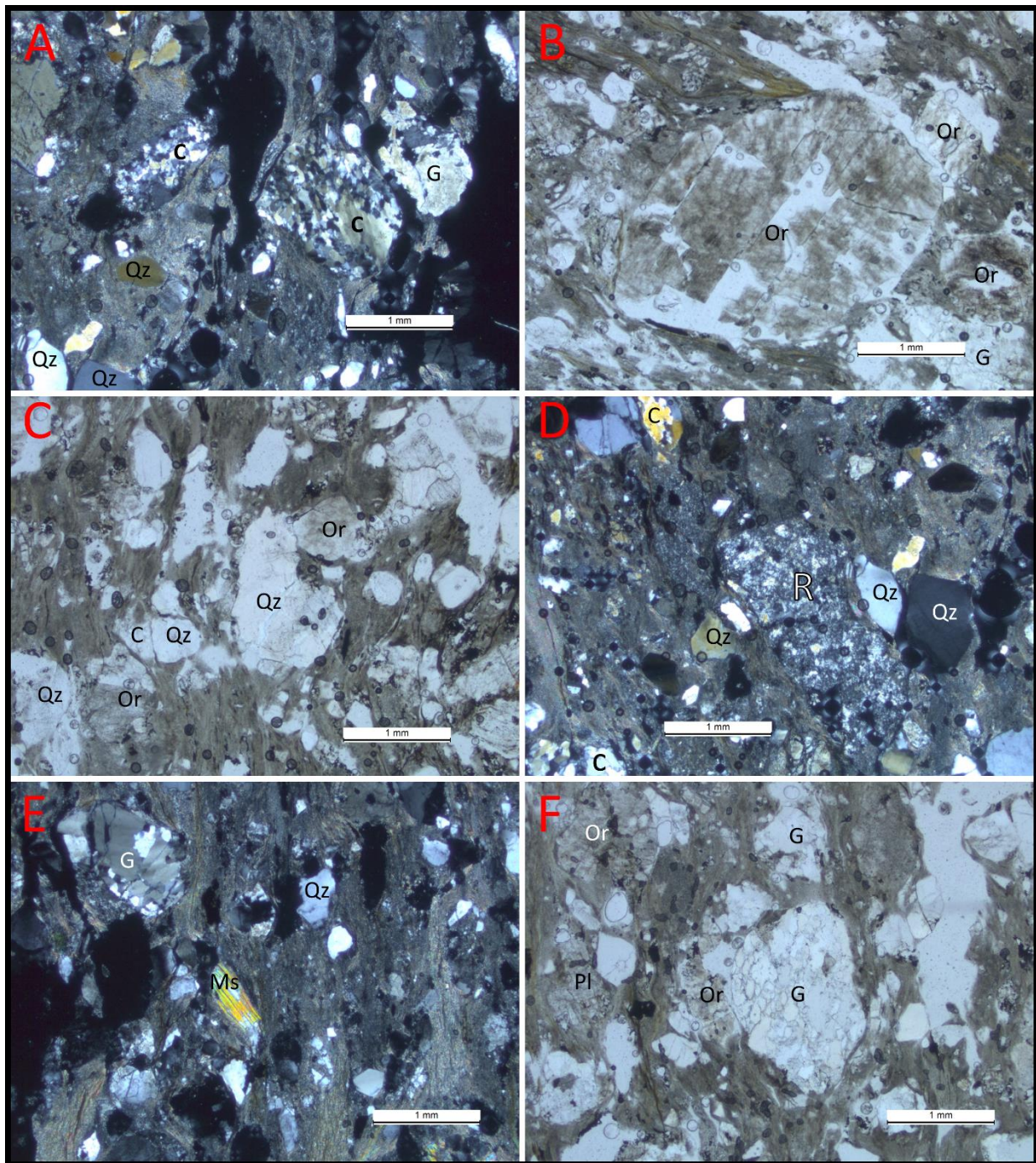


Figura 52: Diamictita, muestra PDE4b. A) clastos de cuarzo (Qz), clasto de granito (G), clastos de cuarcita (C) con sus cristales estirados. Polarizadores cruzados. B) clasto de granito (G), clastos de ortosa (Or) con alteración. Luz polarizada plana. C) clastos de cuarzo (Qz), clastos de ortosa (Or) alterada, clasto de cuarcita (C). Luz polarizada plana. D) clastos de cuarcita (C), clastos de cuarzo (Qz), clasto de riolita (R). Polarizadores cruzados. E) clasto de granito (G), clasto de cuarzo (Qz), clasto de muscovita (Ms). Polarizadores cruzados. F) clastos de ortosa (Or) alterada, clasto de plagioclasa (Pl) alterada, clasto de granito (G). Luz polarizada plana

SCR6b: Diamictita

Es una roca masiva, los clastos tienen una cierta orientación y estiramiento (Figura 53). Los clastos son de subredondeados a angulosos y la selección es mala a moderada. Se diferencia un esqueleto y una matriz, sus porcentajes son 55.7% y 44.3% respectivamente.

El esqueleto es polimíctico, se compone de clastos de cuarzo (43%), feldespato potásico (22.1%), minerales opacos (12.3%), riolita (8.2%), pelitas (5.7%), granito (5.7%) y cuarcita (3.3%). Los clastos tienen un tamaño entre 80 μm y 1.2 mm, y en un porcentaje muy bajo hay clastos que miden entre 2.1-3.7 mm, son de subredondeados a angulosos y moderadamente seleccionados. Los feldespatos potásicos están más alterados y presentan maclas tipo Carlsbad (Figura 53C, D). Las cuarcitas muestran cristales estirados y con extinción ondulante, por lo que se podría tratar de una cuarzomilonita.

La matriz se compone de micas (muscovita, sericita) mayormente y en menor porcentaje aparecen bandas de cuarzo. Se observa una matriz fluidal y la textura es matriz soportada (Figura 53).

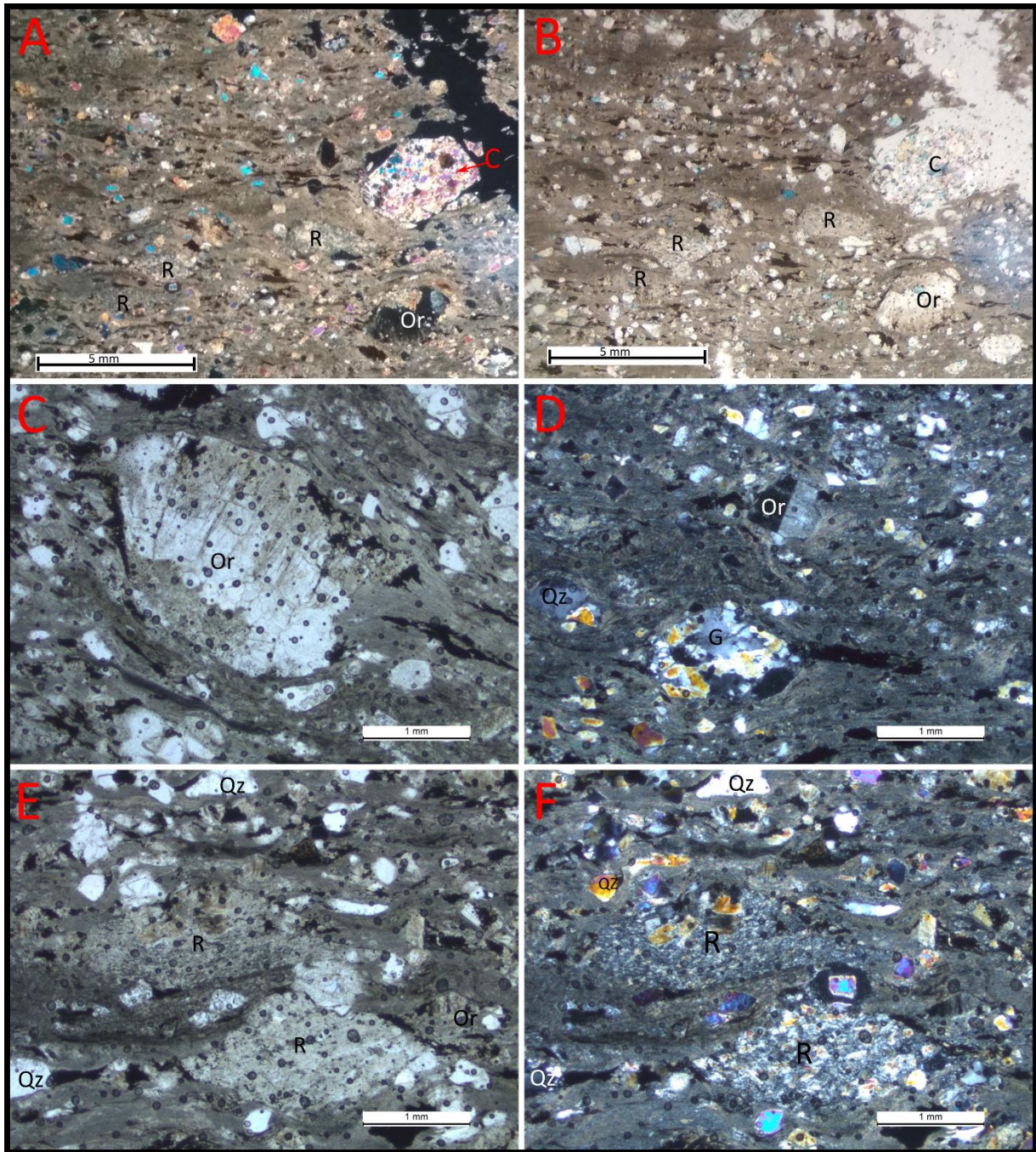


Figura 53: Diamictita, muestra SCR6b. A) vista en general de la matriz, la orientación y estiramiento de los clastos. Clastos de riolita (R), clasto de cuarcita (C), clasto de ortosa (Or). Polarizadores cruzados. B) misma imagen observada en Fig. 53A, pero en este caso con luz polarizada plana. C) clasto de ortosa (Or) moldeado por la foliación y desarrollando pátinas de opacos insolubles, producto de la presión - disolución. Mientras tanto, la sericita ocupa las sombras de presión. Luz polarizada plana. D) clasto de cuarzo (Qz), clasto de granito (G), clasto de ortosa (Or) con macla tipo Carlsbad. Polarizadores cruzados. E) clastos estirados de riolita (R), clasto de cuarzo (Qz), clasto de ortosa (Or). Luz polarizada plana. F) misma imagen observada en Fig. 53E, pero en este caso con polarizadores cruzados

10.2.5. Pelitas

SCR16b: Pelita Verde

Roca de color verde, cuyo tamaño de grano es predominantemente limo, la cual presenta laminación plano-paralela (Figura 54A, E, F). Se identifica la presencia de clorita, estilpnomelano, cuarzo y opacos.

La clorita se presenta de color verde pálido a incolora y con un leve pleocroísmo a luz natural (Figura 54B, C), tiene forma tabular y se desarrolla en láminas intercaladas con el estilpnomelano y el cuarzo. El tamaño máximo es de 16 μm aproximadamente. Se halla en una abundancia del 50%.

El estilpnomelano presenta tamaños entre 8 y 50 μm . Este se encuentra en bandas laminadas a anastomosadas intercaladas con los demás minerales. Se lo identifica por su color marrón-amarillento (Figura 54B). Se encuentra en una abundancia del 25%.

El cuarzo tiene un tamaño entre 3-9 μm y es de subredondeado a redondeado. Se diferencia de los demás minerales porque aparece de forma lenticular (Figura 54D) intercalados con las bandas de clorita y estilpnomelano. Los contactos entre los granos de cuarzo son cóncavo-convexos a rectos. La abundancia de este mineral en la roca es de 20%.

Dentro de los minerales opacos se identifican el rutilo y la hematita. El rutilo aparece con forma de "tubos" (Figura 54C), posiblemente formados por el metamorfismo, alcanzan un largo entre 30-110 μm y se encuentran paralelos a la laminación. La hematita tiene un tamaño entre 40-80 μm y es subangulosa. Estos dos minerales sumados presentan una concentración del 5%.

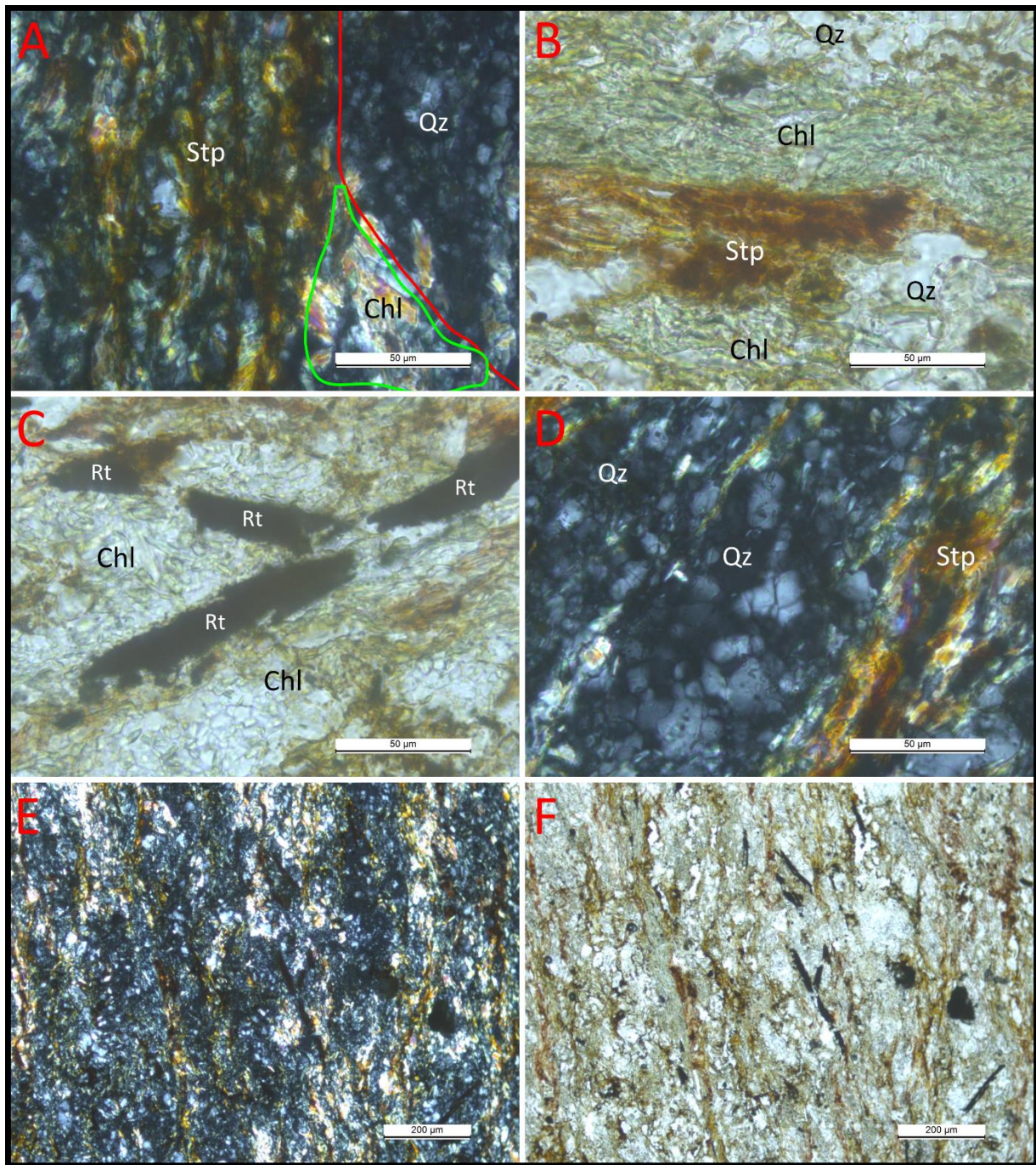


Figura 54: Pelita verde, muestra SCR16b. A) Laminación composicional entre estilpnomelano (Stp) y clorita (Chl), lentes de cuarzo (Qz). Polarizadores cruzados. B) laminación composicional entre clorita (Chl) y estilpnomelano (Stp), y lentes de cuarzo (Qz). Luz polarizada plana. C) rutilos (Rt) y clorita (Chl) en luz polarizada plana. D) lentes de cuarzo (Qz), estilpnomelano (Stp). Polarizadores cruzados. E) vista en general de la laminación en polarizadores cruzados. F) misma imagen observada en Fig. 54E, pero en este caso con luz polarizada plana

SCR17: Pelita marrón

Roca cuyo tamaño de grano es limo a arcilla, la cual presenta laminación composicional (Figura 55A, B). Se identifica la presencia de estilpnomelano, sericita, cuarzo, clorita y opacos.

El estilpnomelano presenta tamaños aproximados entre 8 y 20 μm . Este se encuentra en bandas paralelas a anastomosadas intercaladas con el cuarzo (Figura 55A, B, C). Se lo identifica por su color marrón-amarillento. Se encuentra en una abundancia del 45%.

El cuarzo tiene un tamaño entre 3-30 μm y es de subredondeado a redondeado. Se encuentra intercalado con el estilpnomelano (Figura 55A, B). Los contactos entre los granos de cuarzo son cóncavo-convexos a rectos. La abundancia de este mineral en la roca es de 35%.

La sericita es incolora a luz natural tiene un tamaño máximo de 10 μm aproximadamente. Se desarrolla en láminas intercaladas con el estilpnomelano y el cuarzo. Presenta una concentración de 5%.

La clorita se presenta de color verde pálido a incolora y con un leve pleocroísmo a luz natural, tiene forma tabular y se desarrolla en láminas intercaladas con el estilpnomelano y el cuarzo. El tamaño máximo es de 10 μm aproximadamente. Se halla en una abundancia del 5%.

Dentro de los minerales opacos se identifican el rutilo y la hematita. El rutilo aparece con forma de "tubos", posiblemente formados por el metamorfismo, alcanzan un largo de 50 μm . La hematita tiene un tamaño entre 40-80 μm y es subangulosa. Estos dos minerales presentan una concentración del 2%.

Se observan clastos más gruesos de clorita, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico con tamaños entre 50-300 μm (Figura 55C, D). Se encuentran con una abundancia de 8%.

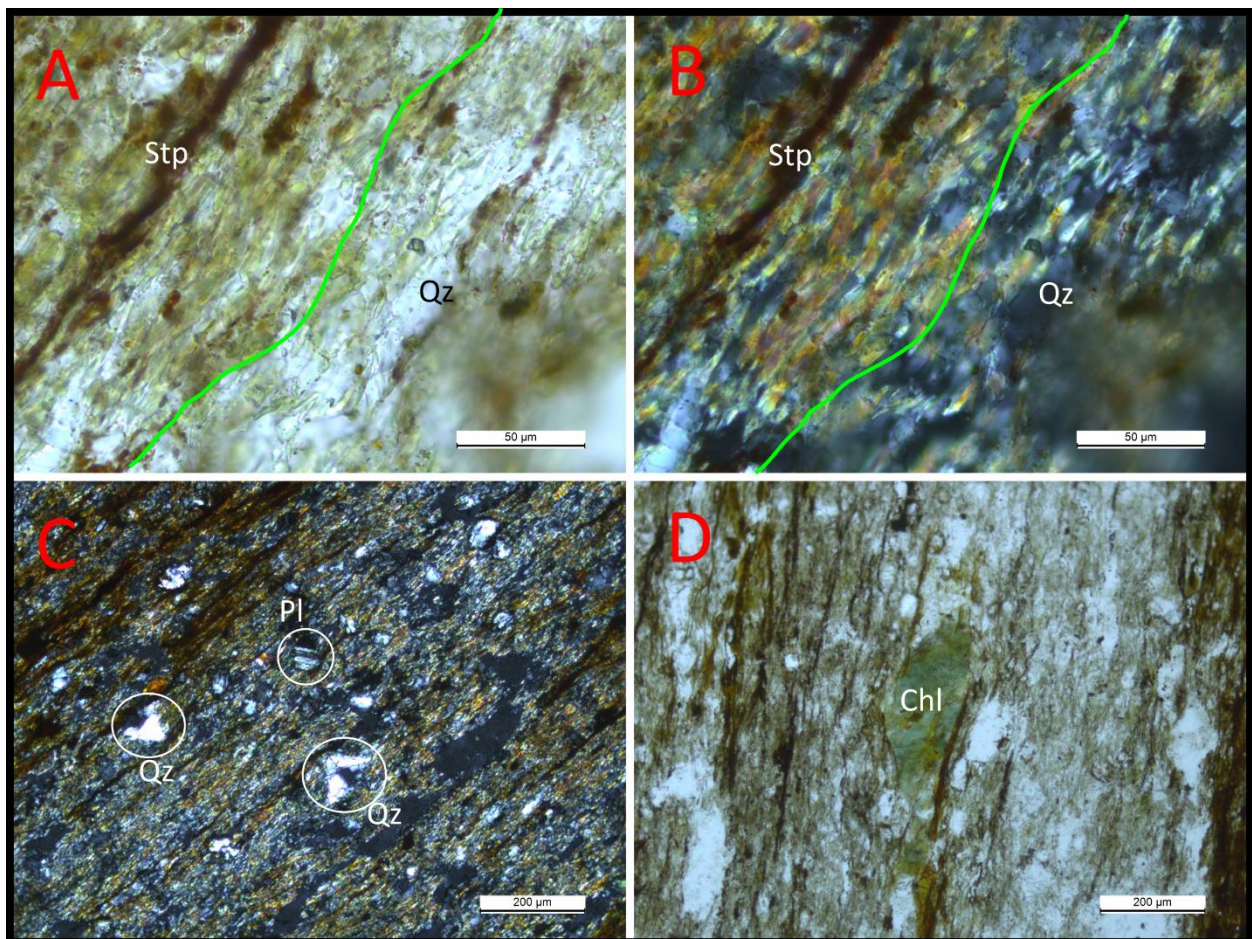


Figura 55: Pelita marrón, muestra SCR17. A) laminación composicional entre estilpnomelano (Stp) y cuarzo (Qz). Luz polarizada plana. B) misma imagen observada en Fig. 55B, pero en este caso con polarizadores cruzados. C) clastos de cuarzo (Qz) y plagioclasa (Pl). Se observa las bandas paralelas a anastomosadas. Polarizadores cruzados. D) clasto de clorita (Chl) en luz polarizada plana

SCR18b: Pelita Verde

Roca de color verde, cuyo tamaño de grano es predominantemente limo, la cual presenta laminación plano-paralela (Figura 56A, B). Se identifica la presencia de clorita, sericita, cuarzo y opacos.

La clorita se presenta de color verde pálido a incolora y con un leve pleocroísmo a luz natural, tiene forma tabular y se desarrolla en láminas intercaladas con la sericita y el cuarzo. El tamaño máximo es de 15 μm aproximadamente. Se halla en una abundancia del 40%.

El estilpnomelano presenta un tamaño máximo de aproximadamente 50 μm . Este se encuentra en bandas paralelas a anastomosadas intercaladas con los demás minerales. Se lo identifica por su color marrón-amarillento. Se encuentra en una abundancia del 40%.

El cuarzo tiene un tamaño entre 3-9 μm y es de subredondeado a redondeado. Se diferencia de los demás minerales porque aparece de forma lenticular. La abundancia de este mineral en la roca es de 12%.

La sericita es incolora a luz natural tiene un tamaño máximo de 10 μm aproximadamente. Se desarrolla en láminas intercaladas con el estilpnomelano y la clorita. Presenta una concentración de 5%.

Dentro de los minerales opacos se identifican el rutilo y la hematita. El rutilo aparece con forma alargadas (Figura 56C), alcanzan un largo entre 30-60 μm y se encuentran paralelos a la laminación. La hematita tiene un tamaño entre 40-80 μm y es subangulosa. Estos dos minerales juntos presentan una concentración del 3%.

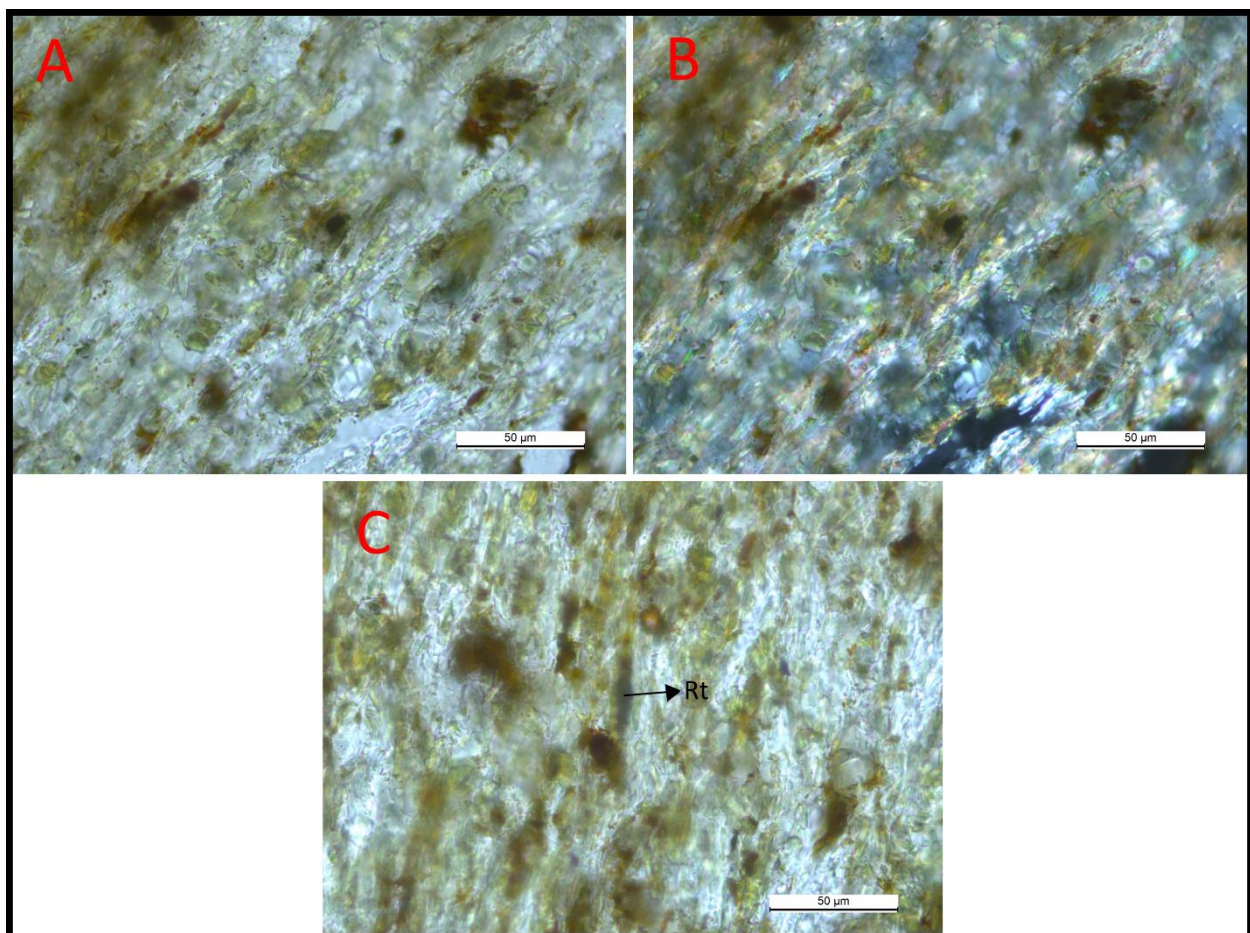


Figura 56: Pelita verde, muestra SCR18b. A) intercalaciones entre estilpnomelano (color marrón), clorita (verde pálido) y cuarzo (incoloro) en luz polarizada plana. B) misma imagen observada en Fig. 56A, pero en este caso con polarizadores cruzados. C) intercalaciones entre estilpnomelano, clorita y cuarzo. Se observa rutilo (Rt)

SCR18c: Pelita marrón

Roca cuyo tamaño de grano es limo a arcilla, la cual presenta una laminación plano-paralela (Figura 57). Se identifica la presencia de estilpnomelano, sericita, cuarzo, clorita, muscovita y opacos.

El estilpnomelano presenta un tamaño máximo de aproximadamente 15 μm . Este se encuentra en bandas paralelas a anastomosadas intercaladas con los demás minerales. Se lo identifica por su color marrón-amarillento. Se encuentra en una abundancia del 40%.

El cuarzo tiene un tamaño entre 3-12 μm y es de subredondeado a redondeado. La abundancia de este mineral en la roca es de 35%.

La sericita se presenta como incolora a luz natural y tiene forma tabular. El tamaño máximo es de 16 μm aproximadamente. Se halla en una abundancia del 15%.

La clorita se presenta de color verde a incolora y con un leve pleocroísmo a luz natural y se encuentra esparcida por toda la lámina (Figura 57A). El tamaño máximo es de 25 μm aproximadamente. Se halla en una abundancia del 8%.

El resto de los minerales representan el 2% de la roca total. La muscovita se halla como clastos detríticos, sin orientación (Figura 57B), está diseminada. Tiene un tamaño aproximado de 200 μm (más grande que la matriz). Dentro de los minerales opacos se identifican el rutilo y la hematita. El rutilo es diagenético/metamórfico y la hematita es un cemento de un ambiente oxigenado posiblemente primario.

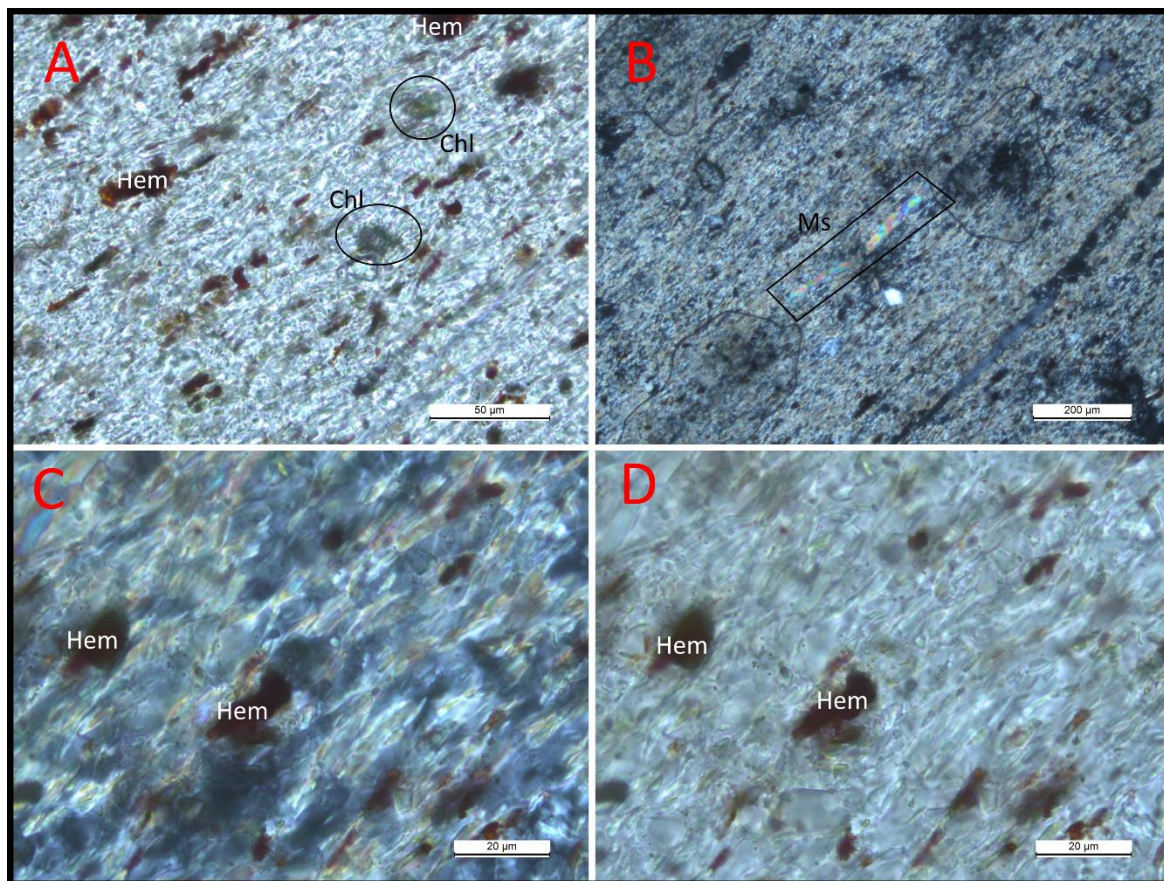


Figura 57: A) intercalaciones entre cuarzo, sericita y clorita. Se observan clastos más grandes de clorita (Chl) y hematita (Hem). Luz polarizada plana. B) clasto detrítico de muscovita (Ms) en polarizadores cruzados. C) intercalaciones entre cuarzo, sericita, hematita y clorita en polarizadores cruzados. D) misma imagen observada en Fig. 57C, pero en este caso con polarizadores cruzados

10.2.6. Ignimbrita riolítica

SCR18a: Ignimbrita riolítica

Roca que presenta una matriz muy fina, rica en sericita (Figura 58B), con abundantes fenocristales principalmente de cuarzo, seguidos de feldespatos potásico y plagioclasa, como mineral accesorio se observa rutilo. En ocasiones en la matriz ocurren *fiammes* (Figura 58A) de geometría lenticular, de límites definidos, compuesta por sericita. La roca tiene fracturas rellenas de cuarzo, que recorren toda la lámina.

Los fenocristales de cuarzo son monocristalinos, de subautomorfos a xenomorfos, limpios, sin fracturas, con dimensiones que varían entre 60 a 500 μm en promedio. En algunos casos los fenocristales presentan borde de reacción, extinción ondulante y golfos de corrosión (Figura 58C, D). Se observa cuarzo beta con “colas” de recristalización (Figura 58E, F).

Los fenocristales de feldespato potásico son subhedrales, con un tamaño máximo de 0.8 mm y se encuentran alterados con procesos de sericitización (Figura 58B). Las plagioclasas tienen un tamaño de 150 μm , se observan maclas polisintéticas y alteración.

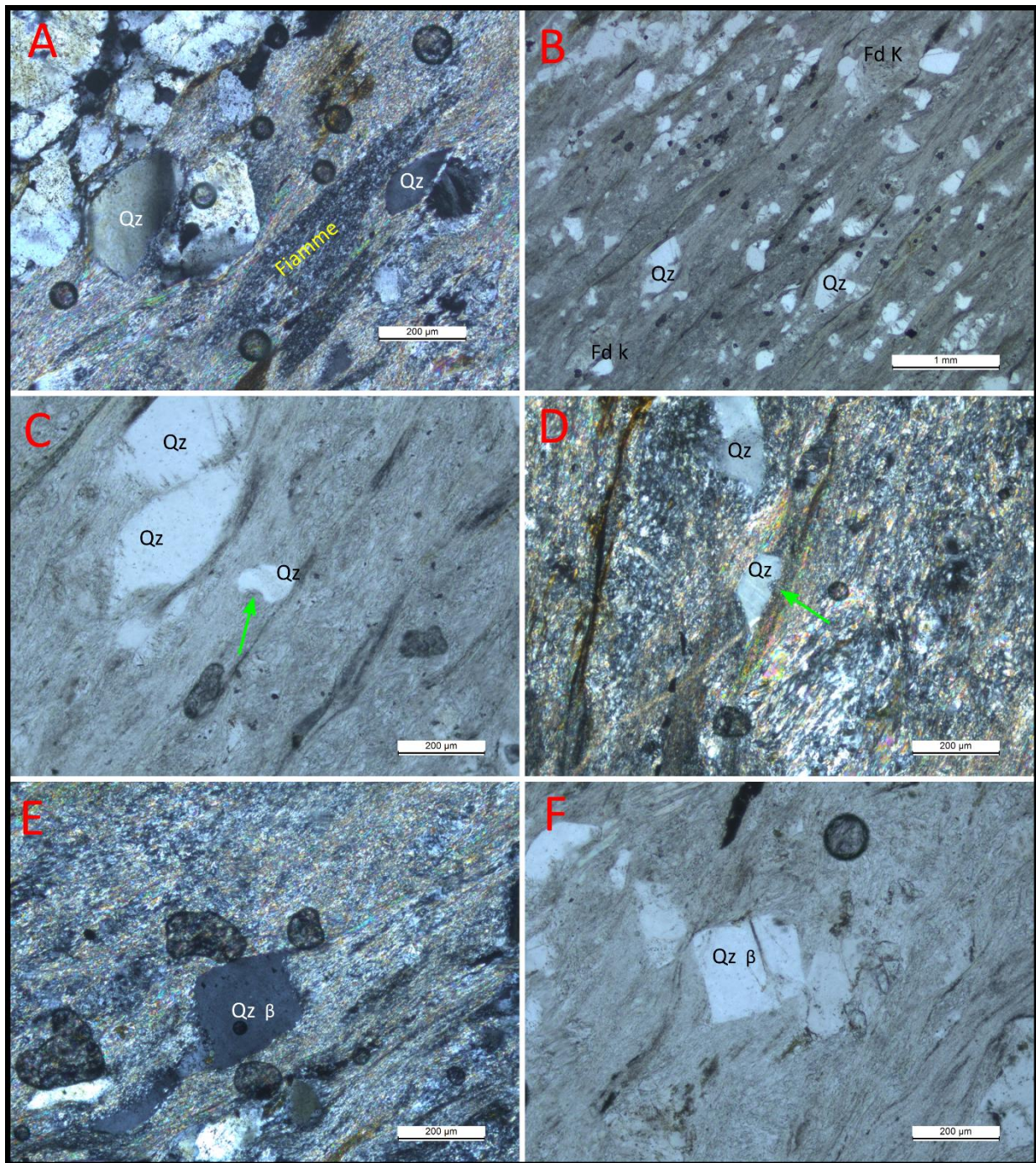


Figura 58: Ignimbrita riolítica, muestra SCR18a. A) Fenocristales de cuarzo (Qz) y Fiamme rica en sericita, en matriz también rica en sericita. Parte superior-derecha fractura rellena de cuarzo/cuarcita. Polarizadores cruzados. B) matriz piroclástica foliada, rica en sericita con fragmentos de fenocristales de cuarzo (Qz) y feldespato potásico (Fd K) alterado. Luz polarizada plana. C) fenocristales de cuarzo (Qz) con golfo de corrosión (flecha verde). Luz polarizada plana. D) matriz piroclástica rica en sericita con fenocristales de cuarzo (Qz) con golfo de corrosión (flecha verde). Polarizadores cruzados. E) fenocristal de cuarzo β (Qz β) con "cola" de recristalización. Polarizadores cruzados. F) cuarzo β (Qz β) en matriz piroclástica

10.2.7. Toba

SCR30: Toba

Roca que presenta una matriz muy fina y fluidal, rica en sericita (probablemente proveniente de alteración de vidrio volcánico) y cuarzo (Figura 59B), con fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. La roca tiene fracturas rellenas de cuarzo, que recorren toda la lámina.

Los fenocristales de cuarzo son monocristalinos, de subautomorfos a xenomorfos, limpios, sin fracturas, con dimensiones que varían entre 60 a 800 μm en promedio. En algunos casos los fenocristales presentan borde de reacción, extinción ondulante y golfos de corrosión (Figura 59E, F). También, se observa cuarzo beta.

Los fenocristales de feldespato potásico son probablemente de sanidina, son subhedrales, con un tamaño entre 1 mm – 60 μm , en ocasiones se observan maclas tipo Carlsbad (Figura 59A). Se encuentran alterados con procesos de sericitización.

Las plagioclasas tienen un tamaño entre 1.6 mm - 120 μm , se observan maclas polisintéticas (Figura 59C, D) y están alteradas a sericita.

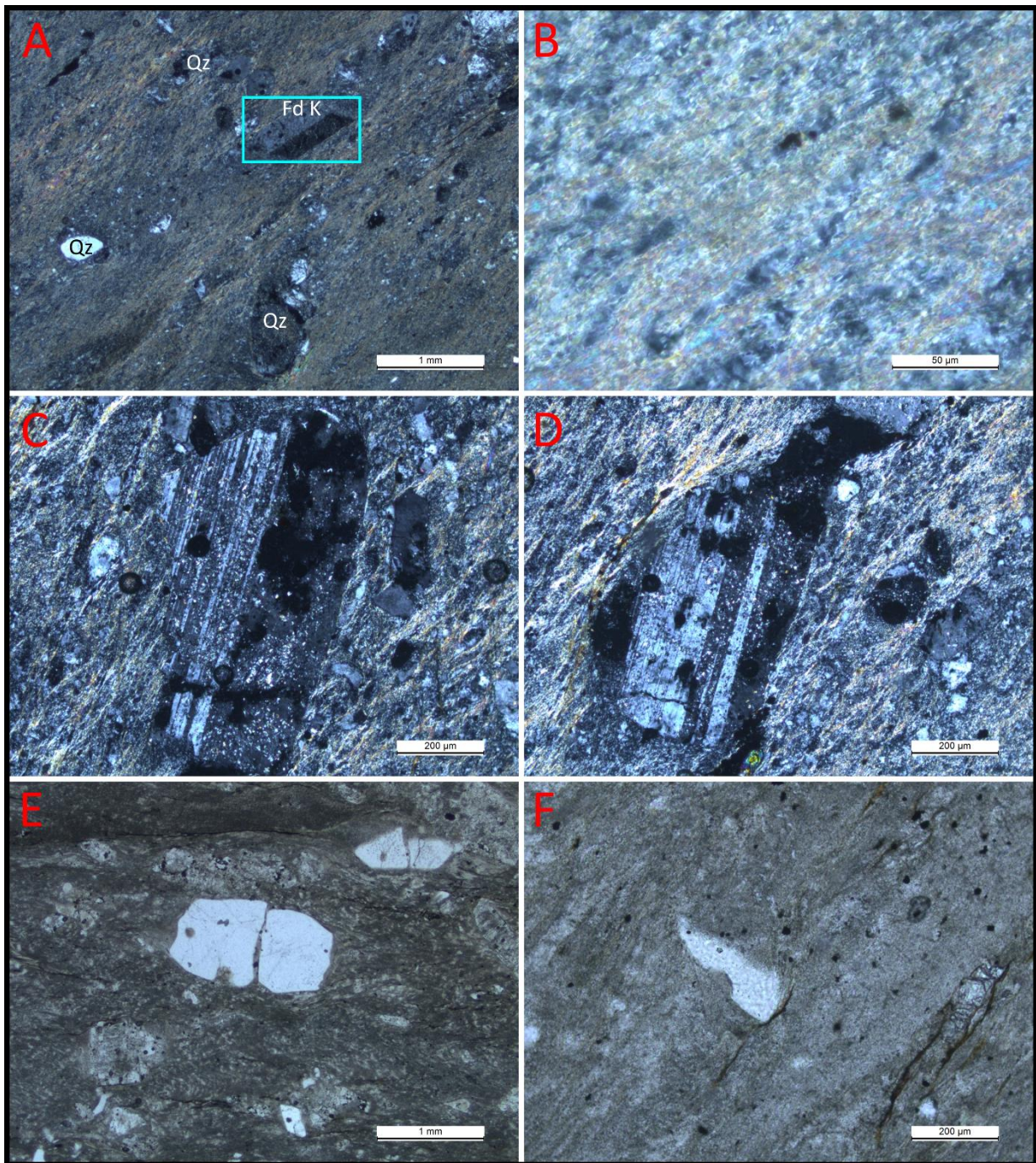


Figura 59: Toba, muestra SCR30. A) Fenocristales de cuarzo (Qz) y feldespato potásico (Fd K) con macla tipo Carlsbad, inmersos en una matriz cuarzo-sericítica. Polarizadores cruzados. B) matriz cuarzo-sericítica. Polarizadores cruzados. C-D) fenocristales de plagioclasa con macla polisintética. Polarizadores cruzados E-F) fenocristales de cuarzo con golfo de corrosión. Luz polarizada plana

10.2.8. Riolita

SCR12: Riolita

Roca que presenta textura porfírica con fenocristales de cuarzo inmersos en una matriz con una composición microcristalina cuarzo-feldespática (85%) y en menor porcentaje se observa microcristales de muscovita (10%) y clorita (5%).

Los fenocristales de cuarzo son de subhedrales a xenomorfos, limpios, sin fracturas, tienen un tamaño entre 0.4-0.8 mm. El cuarzo es policristalino (Figura 60C) y se observa en muy baja proporción, está distribuido por toda la lámina.

La matriz está compuesta esencialmente por cuarzo y feldespato (Figura 60A, B), y distribuidos homogéneamente en la lámina se observan cristales de clorita, muscovita y minerales opacos. El feldespato principalmente es sanidina y se encuentra con una leve alteración.

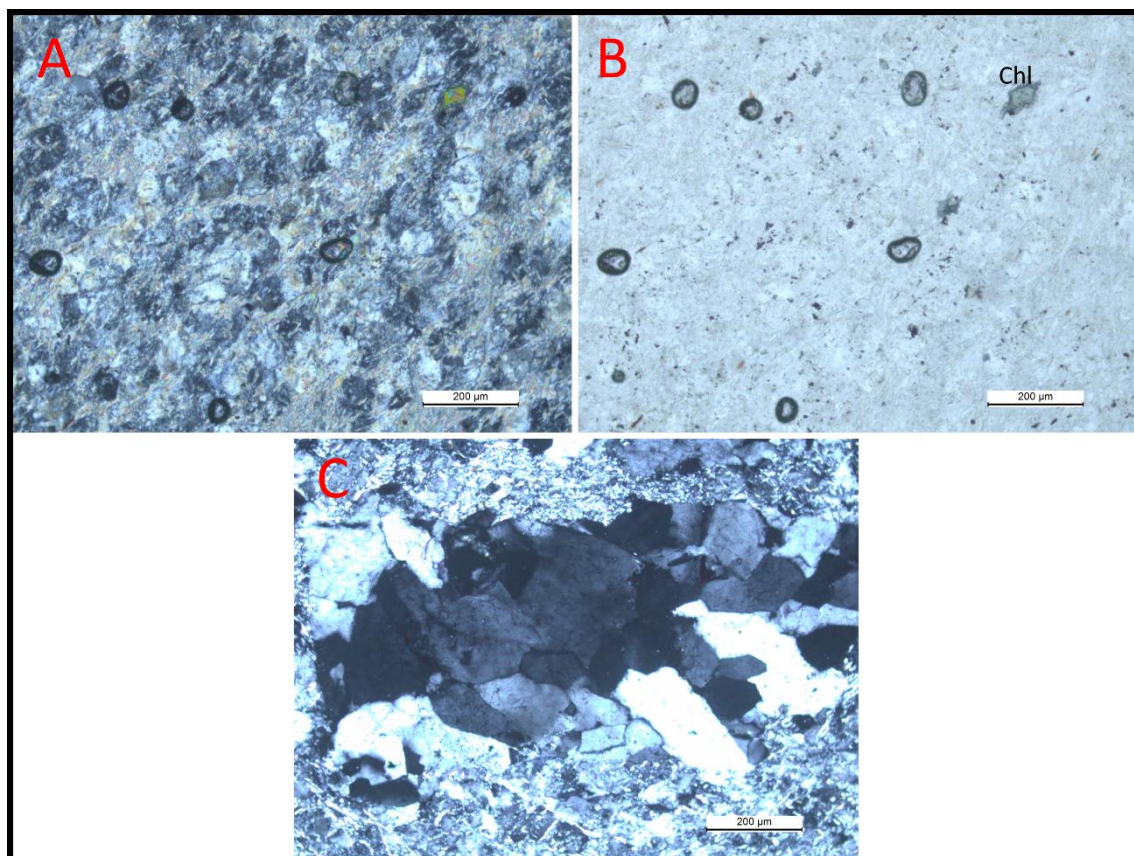


Figura 60: Riolita, muestra SCR12. A) matriz cuarzo-feldespática y clorita. Polarizadores cruzados. B) misma imagen observada en Fig. 60B, pero en este caso con polarizadores cruzados. Clorita (Chl). C) fenocristal de cuarzo policristalino. Polarizadores cruzados

SCR14: Riolita

Roca que presenta textura porfírica con fenocristales de cuarzo inmersos en una matriz con una composición microcristalina cuarzo-feldespática (70%) y en menor porcentaje se observa microcristales de muscovita (20%) y clorita (10%).

Los fenocristales de cuarzo son de subautomorfos a xenomorfos, limpios, sin fracturas, tienen un tamaño entre 0.5-1.2 mm, en algunos fenocristales presentan borde de reacción (Figura 61A). Se observa cuarzo beta (Figura 61B). El cuarzo es monocristalino y representa un 7% de la roca total, está distribuido por toda la lámina.

La matriz está compuesta esencialmente por cuarzo y feldespato (Figura 61C, D), y distribuidos homogéneamente en la lámina se observan cristales de clorita, muscovita y minerales opacos. El feldespato principalmente es sanidina y se encuentra con una baja alteración.

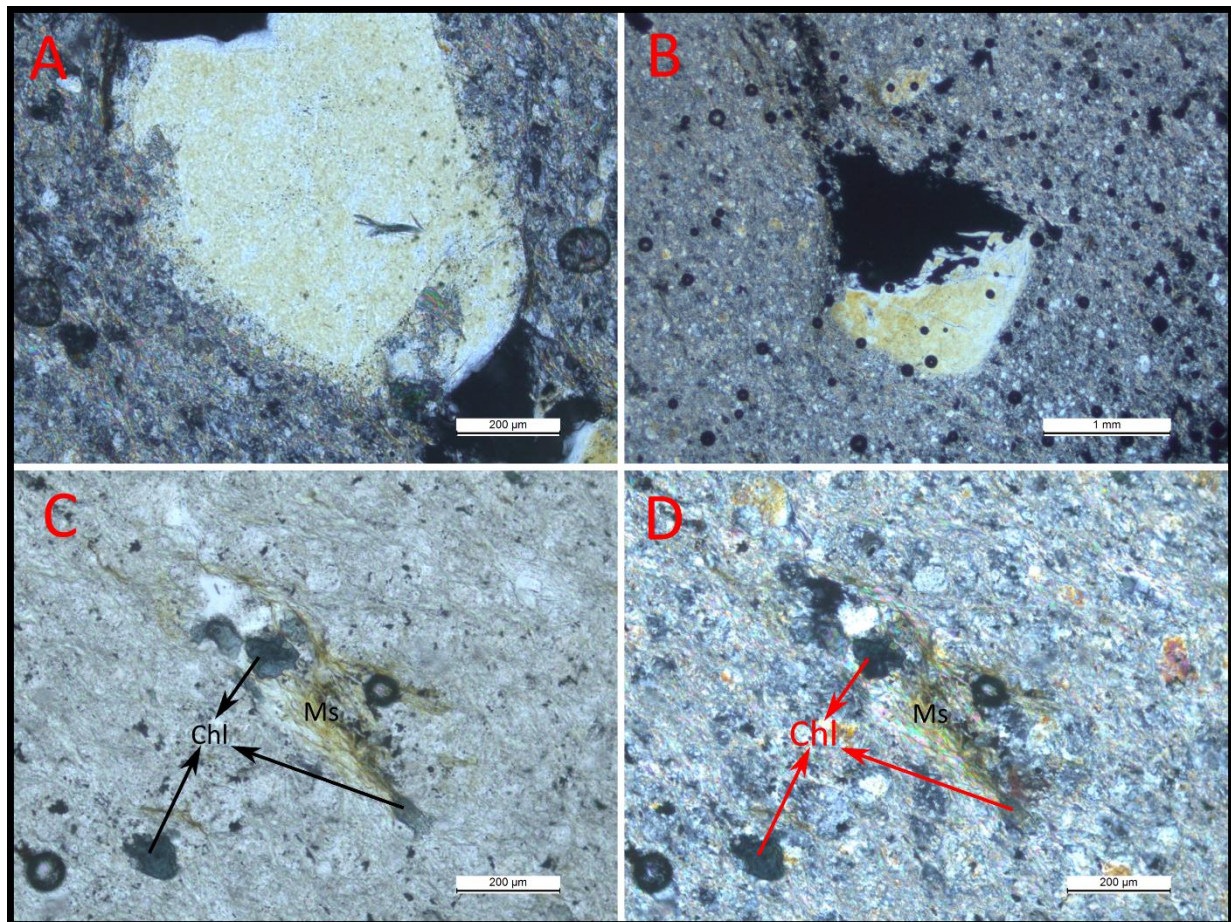


Figura 61: Riolita, muestra SCR14. A) fenocristal de cuarzo con borde de reacción. Polarizadores cruzados. B) fenocristal de cuarzo β . Polarizadores cruzados. C) matriz cuarzo-feldespática con clorita (Chl) y muscovita (Ms). Luz polarizada plana. D) misma imagen observada en Fig. 61D, pero en este caso con polarizadores cruzados

SCR38: Riolita

Roca que presenta textura porfírica con fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y biotita, inmersos en una matriz (Figura 62) con una composición microcristalina cuarzo-feldespática (70%) y clorita (30%).

Los fenocristales de feldespato potásico (Figura 62A, B, D) están sericitizados, tienen un tamaño entre 2-0.5 mm y son subhedrales. Son los más abundantes. El cuarzo es beta (Figura 62A, B), están limpios, sin fracturas y tienen un tamaño de 0.5 mm. La biotita se halla diseminada por toda la lámina (Figura 62C), con un tamaño aproximadamente de 600 μm y es euهدral.

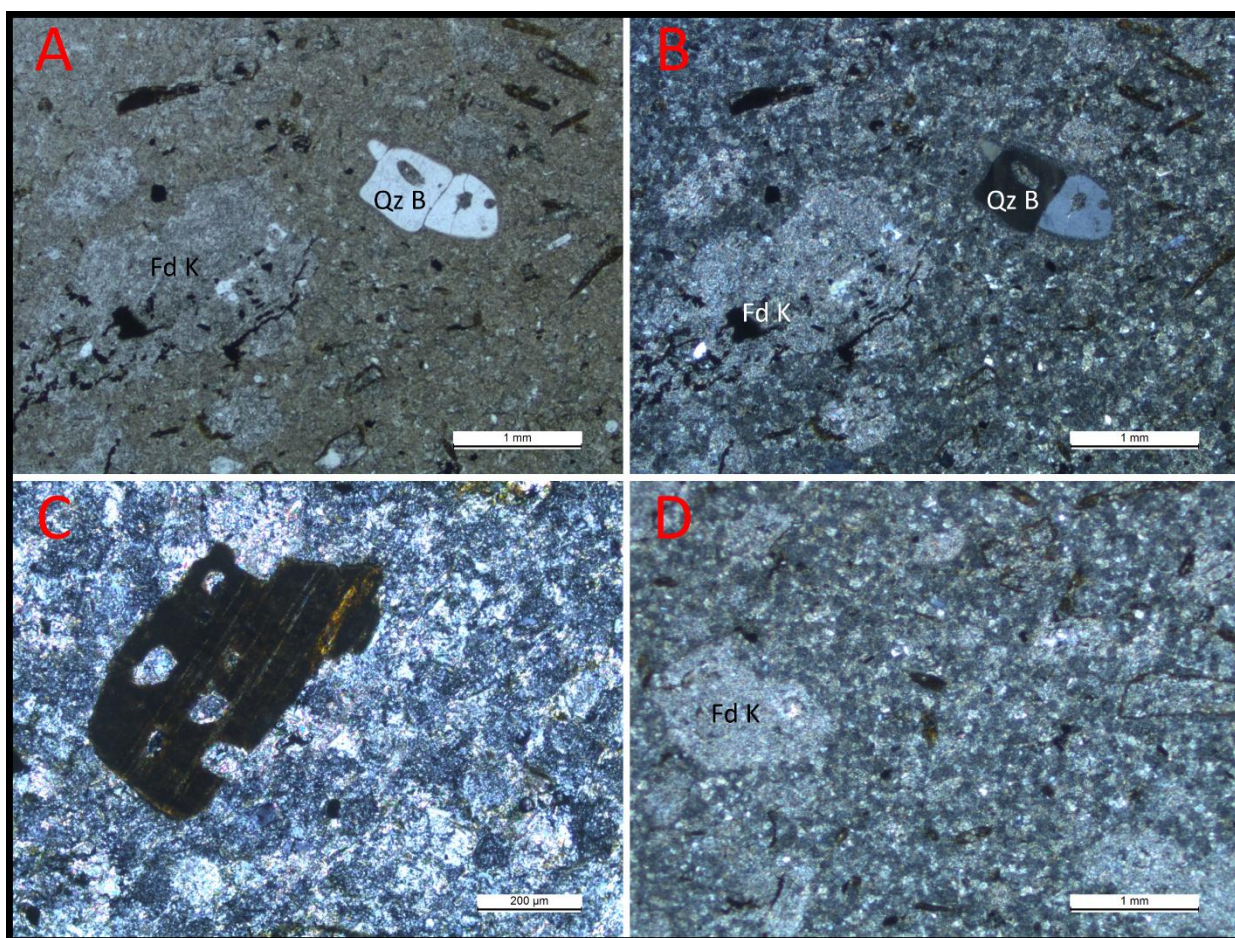


Figura 62: Riolita, muestra SCR38. A) fenocristales de cuarzo β (Qz β) y feldespato potásico (Fd K) sericitizado inmersos en una matriz cuarzo-feldespática y clorita. Luz polarizada plana. B) misma imagen observada en Fig. 62B, pero en este caso con polarizadores cruzados. C) fenocristal de biotita inmerso en una matriz cuarzo-feldespática y clorita. Polarizadores cruzados. D) fenocristales de feldespato potásico (Fd K) sericitizado inmersos en una matriz cuarzo-feldespática y clorita. Polarizadores cruzados

SCR33: Clasto de riolita extraído de un conglomerado

Roca de color violeta, que presenta textura porfirítica con fenocristales principalmente de feldespato potásico, seguido de cuarzo, inmersos en una matriz (Figura 63C) con una composición microcristalina cuarzo-feldespática (80%) y en menor porcentaje hematita (15%) y clorita (5%).

Los fenocristales de feldespato potásico están sericitizados (Figura 63B), en ocasiones se observan maclas tipo Carlsbad (Figura 63A), tienen un tamaño máximo de 2 mm y son subhedrales. El cuarzo es de subautomorfo a xenomorfo, limpio, sin fracturas, con extinción ondulante (Figura 63D) y tiene un tamaño aproximadamente de 600 μm .

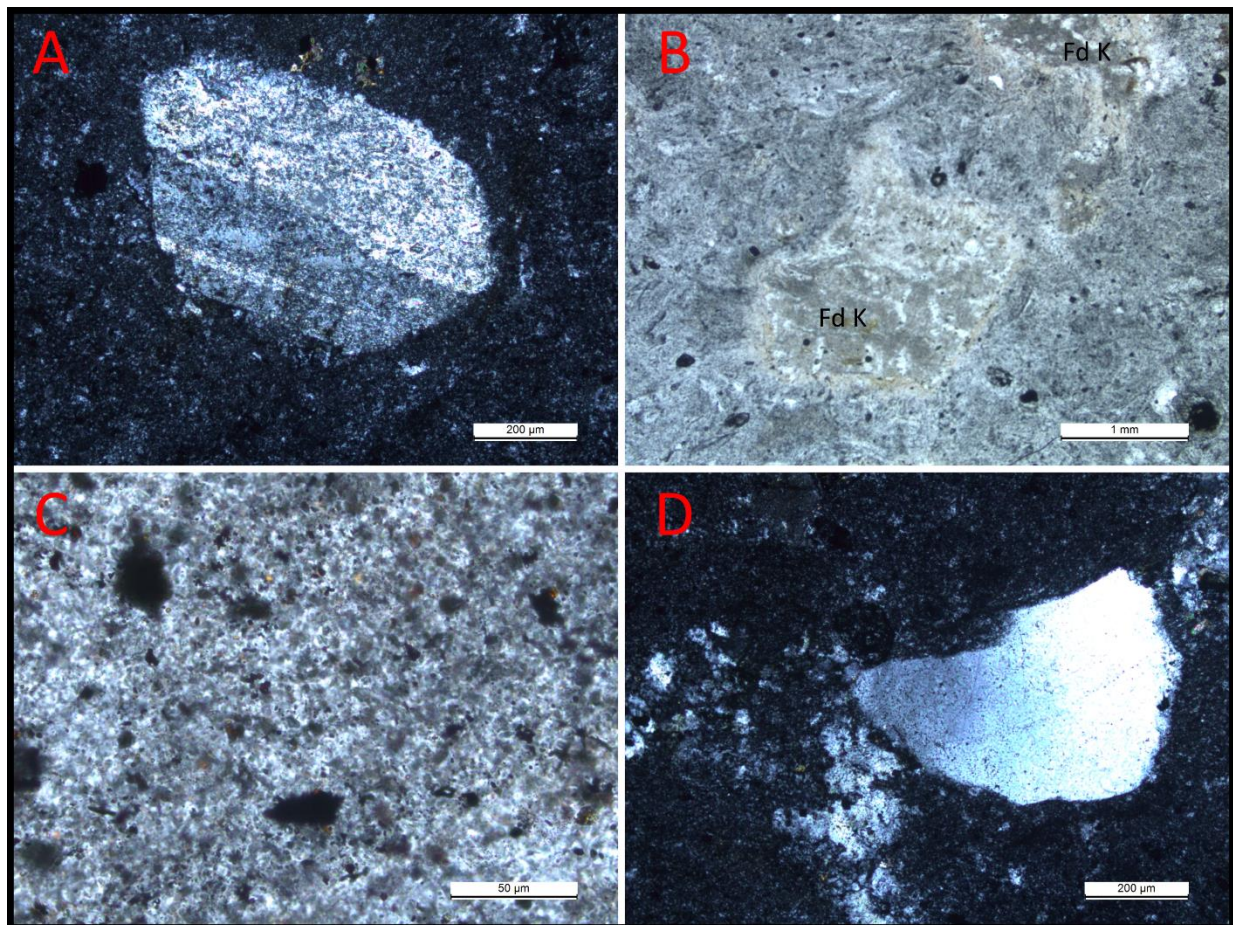


Figura 63: Clasto de riolita, muestra SCR33. A) fenocristal de feldespato potásico sericitizado con macla tipo Carlsbad. Polarizadores cruzados. B) fenocristales de feldespato potásico (Fd K) sericitizados. Luz polarizada plana. C) matriz cuarzo-feldespática con hematita y clorita. Luz polarizada plana. D) fenocristal de cuarzo con extinción ondulante. Polarizadores cruzados

10.2.9. Granito

SCR13: Sienogranito a dos micas

En lámina delgada esta roca se presenta como holocristalina, leucócrata, con textura fanerítica inequigranular seriada. La misma se compone esencialmente por cristales de cuarzo, ortoclasa, plagioclasa y microclina. Como minerales accesorios se observa la presencia de biotita y muscovita. El tamaño relativo de los cristales varía de medio a fino.

El principal mineral presente en términos de abundancia es el cuarzo, con un 44%. Sus dimensiones varían entre 0.3-2.5 mm en promedio. Los cristales son xenomorfos, limpios y sin fracturas. En ocasiones se observa la presencia de uniones triples y bulging (Figura 64A, B).

Entre los cristales de feldespato potásicos se distinguen la ortoclasa y la microclina. Los cristales de ortoclasa son xenomorfos, están fracturados y se encuentran mayormente alterados a sericita. Sus tamaños varían entre 0.7-2.3 mm. Estos cristales se encuentran en una abundancia de un 28%. Los cristales de microclina tienen una geometría euhedral a subhedral, sus dimensiones están entre los 890-410 μm , presentan macla cuadrículada típica de microclina (Figura 64E) y su grado de alteración es bajo, se encuentran en una abundancia de un 3.2%.

Las plagioclasas son de composición albita (Figura 64F), presentan una geometría subhedral a xenomorfos, con grado a bajo de sericitización y dimensiones medias de 0.5 mm. Se observa maclas polisintéticas típicas de plagioclasa y se expresa con una abundancia del 12%.

El mineral accesorio principal es muscovita (Figura 64C, D), el cual constituye láminas de variadas dimensiones entre 0.5-1.6 mm, distribuidas caóticamente sin orientaciones preferenciales. Su hábito es subhedral y se halla en una abundancia de un 10.4%.

La biotita está presente en un 2.4%, muestra una geometría subhedral a xenomorfo, con tamaño desde 0.4 a 1.2 mm. El pleocroísmo de la biotita es marrón castaño a marrón verdoso y presenta inclusiones de minerales opacos.

En base a los porcentajes de los minerales principales, la roca se corresponde a un sienogranito (según diagrama QAPF).

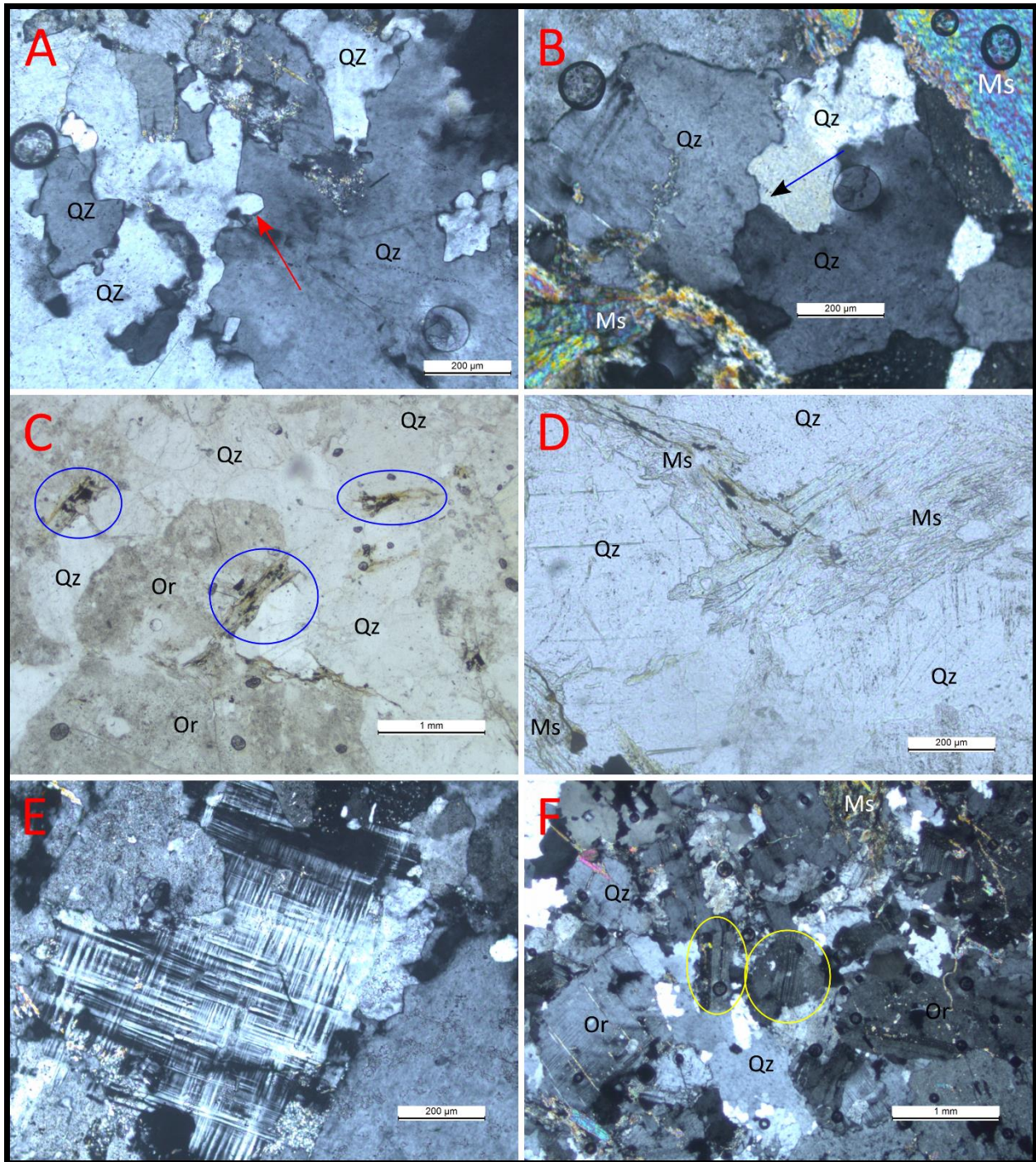


Figura 64: Sienogranito a dos micas, muestra SCR13. A) cristales de cuarzo (Qz) con bulging. Polarizadores cruzados. B) unión triple de cristales de cuarzo (Qz). Cristales de muscovita (Ms). Polarizadores cruzados. C) cristales de ortosa (Or) alteradas, cristales de cuarzo (Qz) y muscovita (círculos azules). Luz polarizada plana. D) cristales de cuarzo (Qz) y muscovita (Ms). Luz polarizada plana. E) típica microclina con su característica macla. Polarizadores cruzados. F) cristales de cuarzo (Qz), ortosa (Or), muscovita (Ms) y plagioclasa (círculo amarillo). Polarizadores cruzados

10.3. Mapas de puntos geológicos

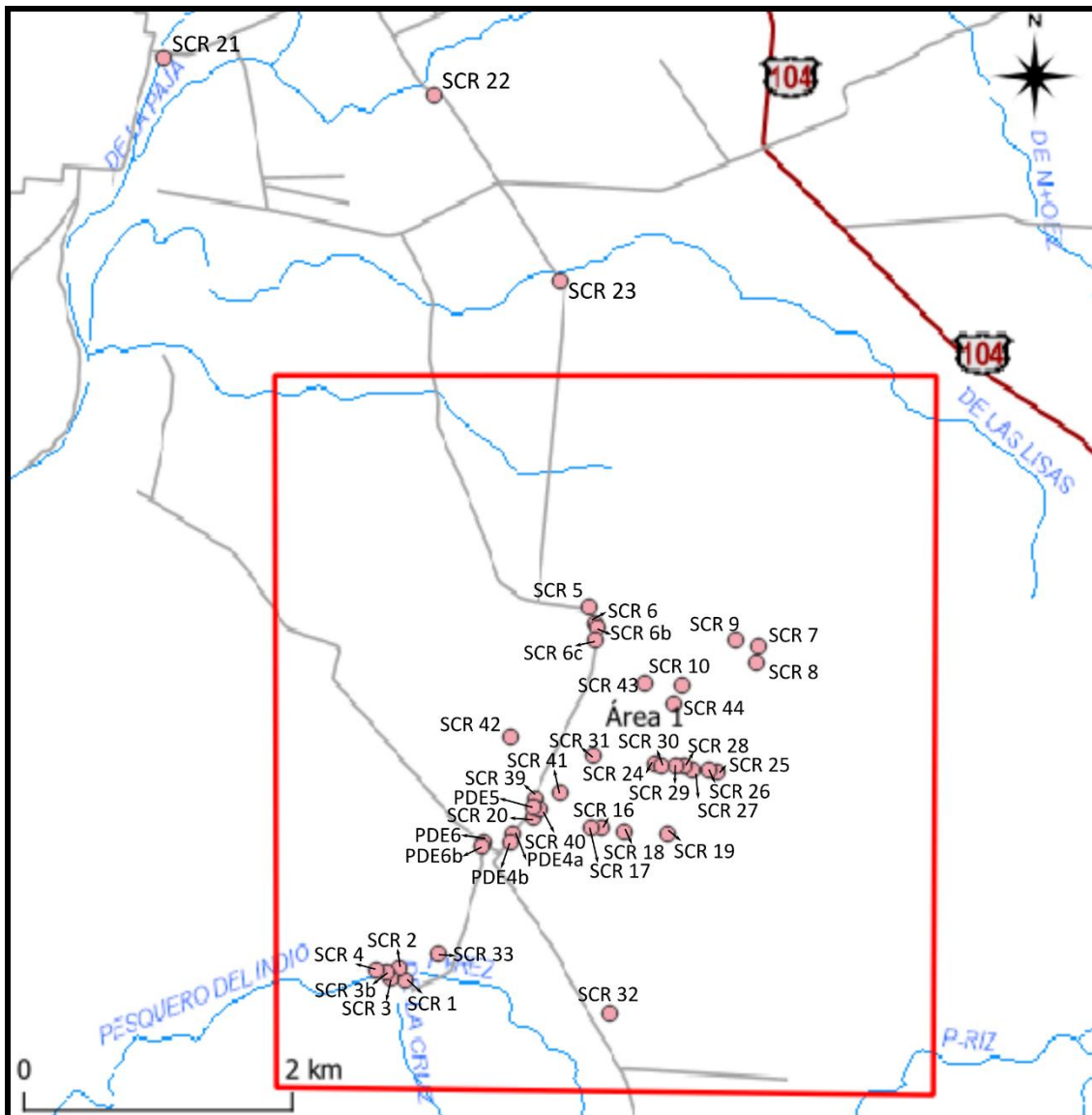


Figura 65: mapas de puntos del área 1

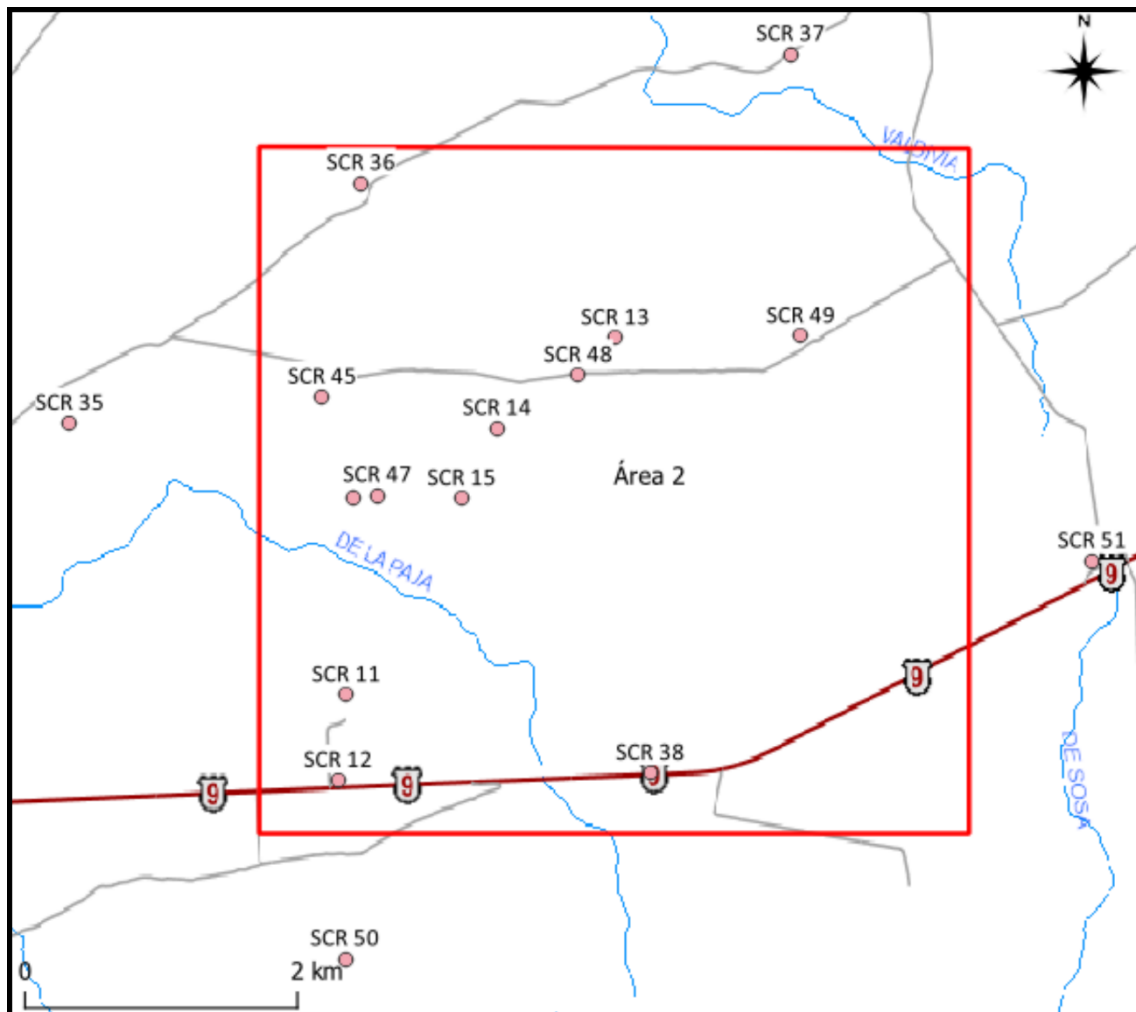
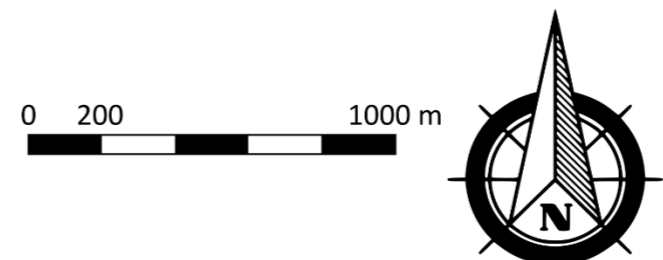
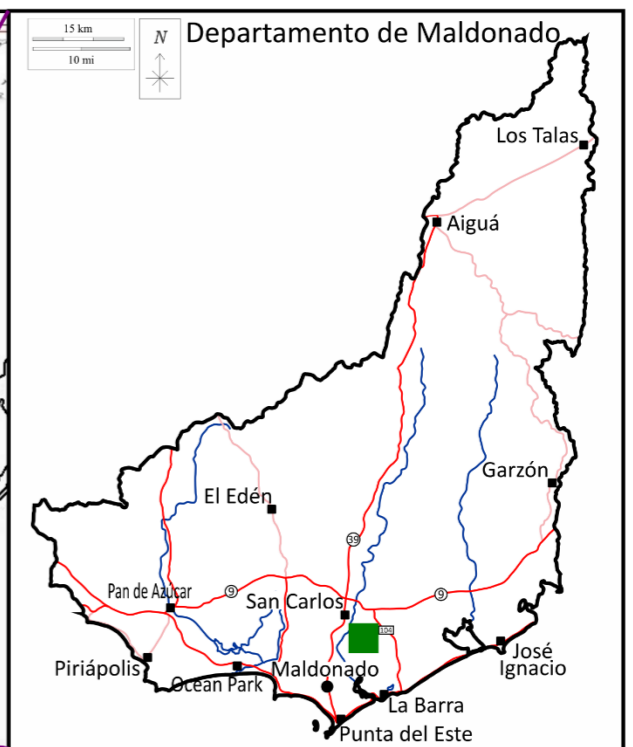
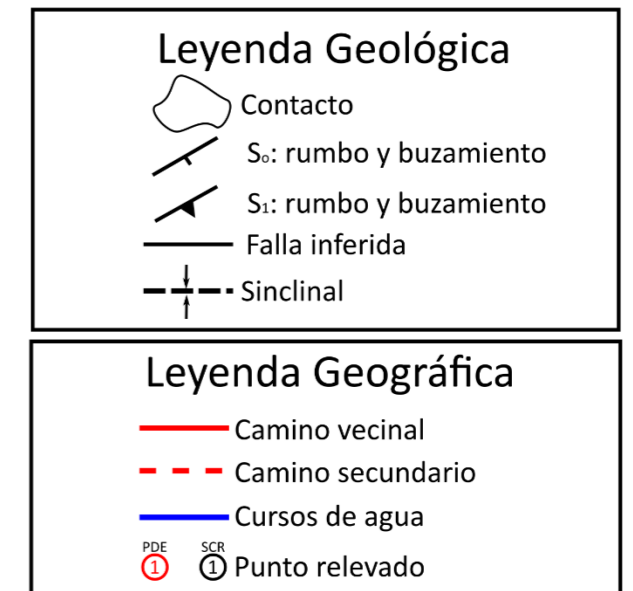
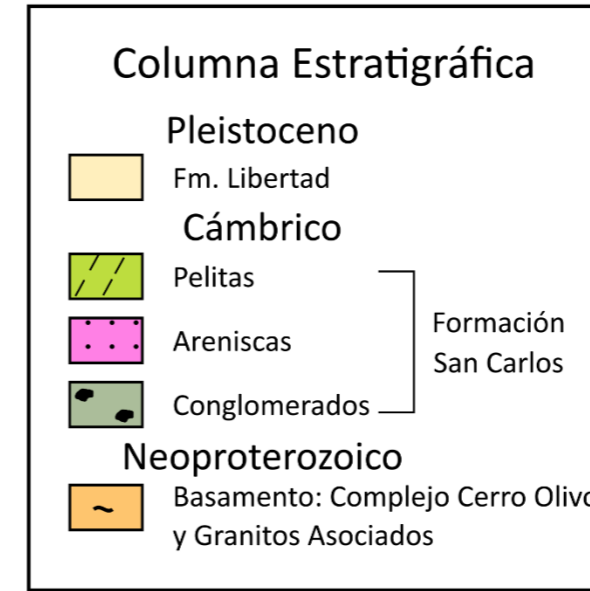
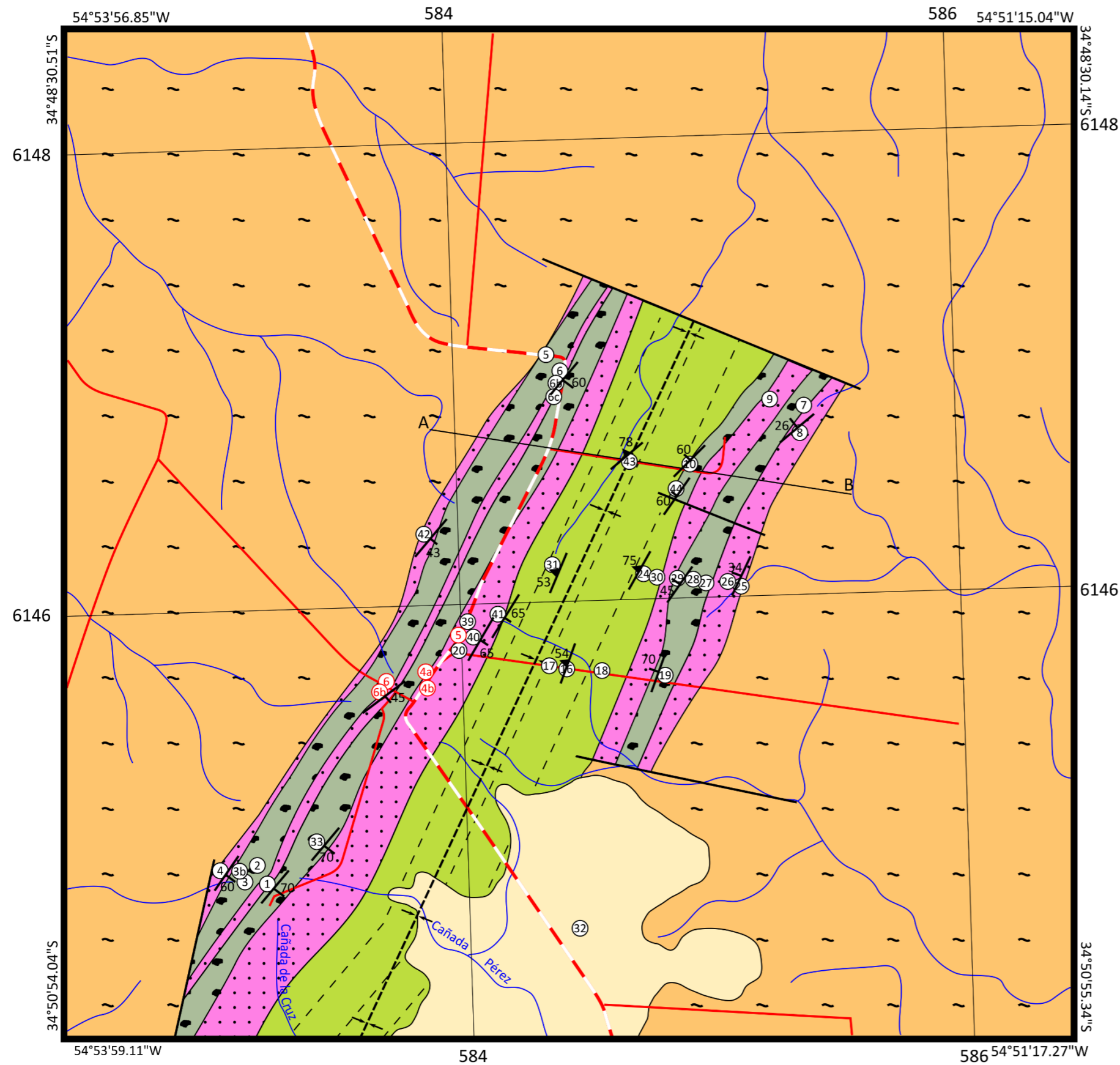


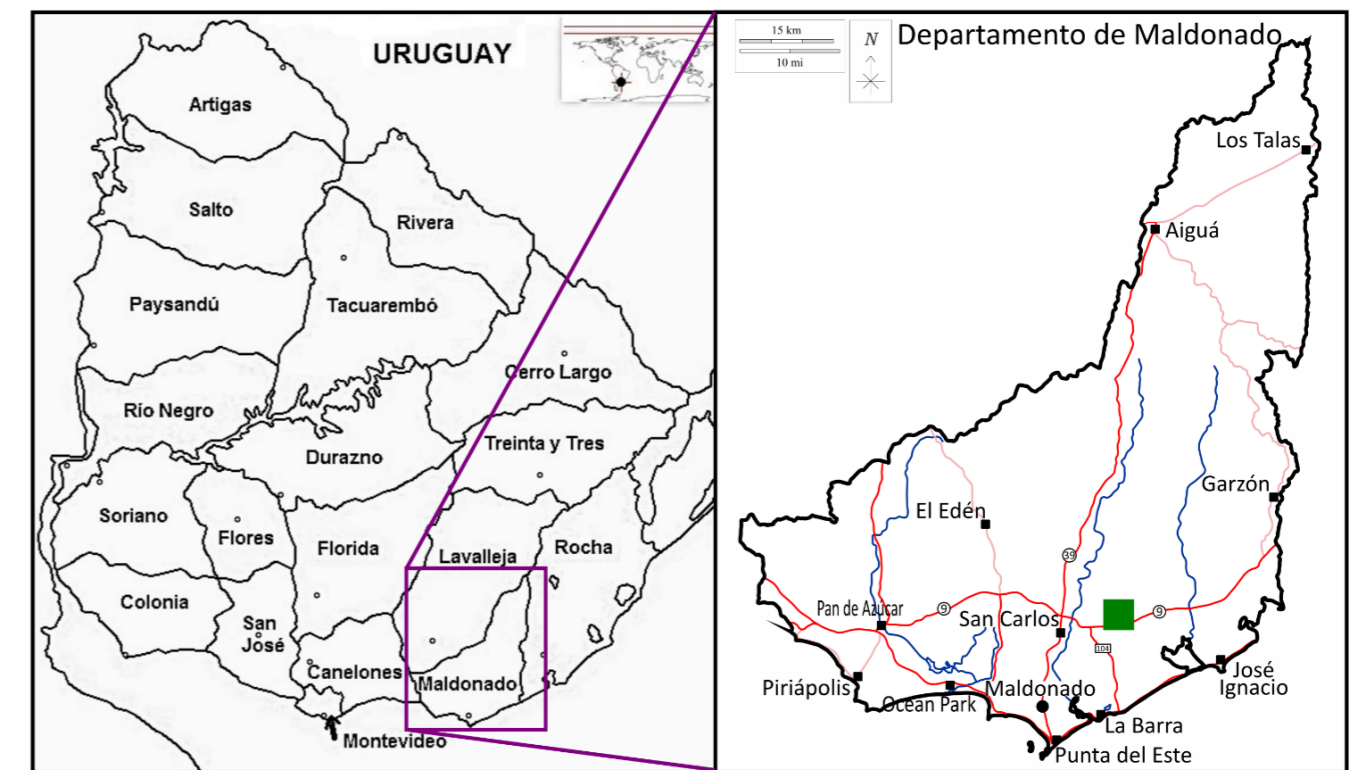
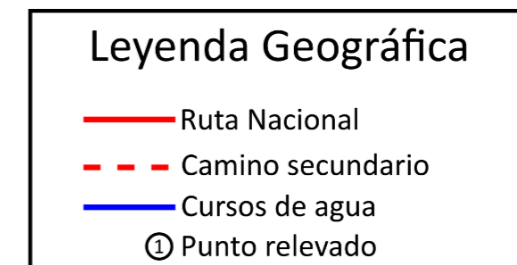
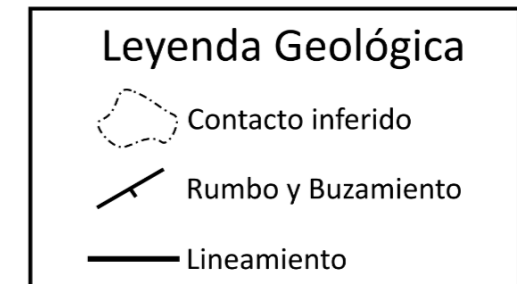
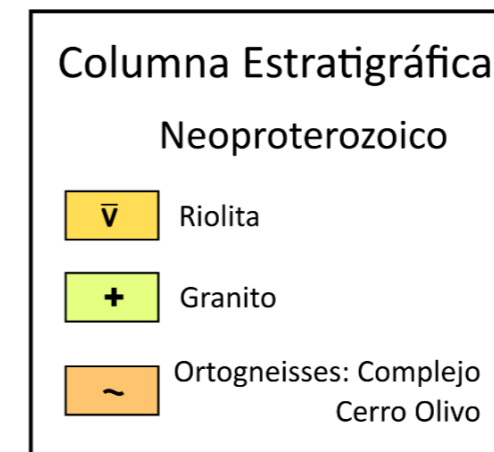
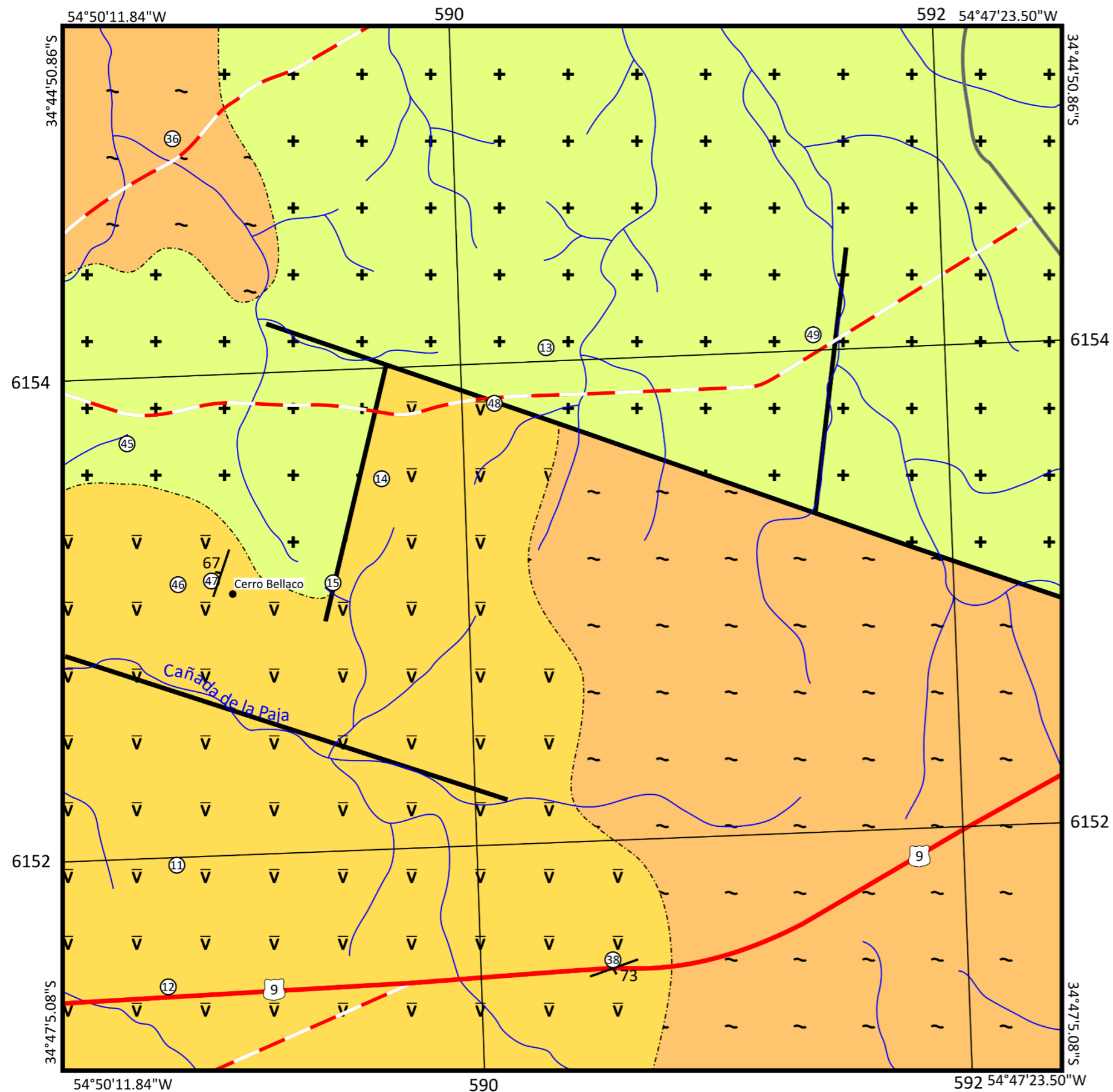
Figura 66: mapa de puntos del área 2

MAPA GEOLÓGICO 1:20000 DE LA FORMACIÓN SAN CARLOS, (FOTO AÉREA 60-107), DEPARTAMENTO DE MALDONADO, URUGUAY



Sistema de coordenadas: Yacaré, Uruguay.
 Fecha: Setiembre de 2021
 Fuente: Fotografía Aérea 60-107. Instituto Geográfico Militar. Enero de 1967. Misión R.O.U. 1:20000
 Autor: Federico Akerman

MAPA GEOLÓGICO 1:20000 DEL CERRO BELLACO (FOTO AÉREA 60-192), DEPARTAMENTO DE MALDONADO, URUGUAY



Escala 1:20000



Sistema de coordenadas: Yacaré, Uruguay.
Fecha: Setiembre de 2021
Fuente: Fotografía Aérea 60-192. Instituto Geográfico Militar. Enero de 1967. Misión R.O.U. 1:20000
Autor: Federico Akerman

