



TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA

GEOLOGÍA DEL SECTOR CENTRO- SUR DEL CAÑADÓN CATÁN LIL, DPTO. DE GASTRE, PROV. DEL CHUBUT

Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

Anabella R. Guimarey
Directora: Dra. Flavia M. Salani

2018

ÍNDICE

RESUMEN	3
1. INTRODUCCIÓN	4
1.1 Ubicación, vías de acceso y poblaciones cercanas	4
1.2 Objetivos	6
1.3 Clima, flora y fauna	7
1.4 Antecedentes	8
2. METODOLOGÍA DE ESTUDIO	9
3. ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO	11
3.1 Formación Lipetrén.....	12
3.2 Formación Garamilla	14
3.3 Grupo Lonco Trapial.....	16
3.4 Formación Angostura Colorada.....	20
3.5 Ignimbrita Catán Lil.....	22
3.6 Grupo Sarmiento	24
3.7 Complejo Volcánico Pire Mahuida.....	25
3.8 Depósitos cuaternarios	28
4. ANÁLISIS DE LA FORMACIÓN LIPETRÉN EN CAÑADÓN CATÁN LIL ..	29
4.1 Granitos Grises.....	29
4.1.1 Mineralogía	30
4.1.2 Enclaves microgranulares máficos	33
4.1.2.1 Mineralogía	35
4.1.3 Discusión.....	37
4.2 Granitos Rojos	38
4.2.1 Mineralogía	39
4.2.2 Discusión.....	41
4.3 Correlaciones	42

5. ANÁLISIS DE LOS BASALTOS DEL CAÑADÓN CATÁN LIL	43
5.1 Basaltos del Cañadón Catán Lil	43
5.1.1 Unidad basáltica inferior.....	44
5.1.1.1 Mineralogía.....	45
5.1.1.2 Xenolitos félsicos.....	47
5.1.1.3 Xenolitos ultramáficos.....	49
5.1.2 Unidad basáltica media	54
5.1.2.1 Mineralogía.....	54
5.1.3 Unidad basáltica superior.....	55
5.1.3.1 Mineralogía.....	56
5.1.3.2 Xenolitos	57
5.1.4 Discusión.....	59
5.2 Basaltos Medialuna.....	62
5.2.1 Mineralogía.....	63
5.2.2 Xenolito.....	65
5.2.3 Discusión.....	67
6. GEOMORFOLOGÍA	69
6.1 Zona septentrional.....	69
6.2 Zona meridional	70
7. ESTRUCTURA.....	72
7.1 Estructura y vulcanismo.....	73
8. AMBIENTE GEOTECTÓNICO	76
9. CONCLUSIONES.....	78
AGRADECIMENTOS.....	80
BIBLIOGRAFÍA.....	81
ANEXO I: APÉNDICE PETROGRÁFICO.....	93
ANEXO II: MAPA GEOLÓGICO	103

RESUMEN

El Cañadón Catán Lil se ubica al sudeste de la Sierra de Pire Mahuida, en el sector centro-norte de la Provincia del Chubut, ámbito de la Provincia Geológica del Macizo Nordpatagonico. El presente trabajo estudia la geología del área, haciendo particular énfasis en los granitoides triásico-jurásicos de la Formación Lipetrén y en basaltos miocenos que constituyen la etapa póstuma de las efusiones del Complejo Volcánico Pire Mahuida (CVPM).

En los granitoides se identificaron dos unidades litológicas: “Granitos Grises” y “Granitos Rojos”. En la primera, se destaca la presencia de enclaves microgranulares máficos con variadas formas, y titanita como mineral accesorio. El estudio mineralógico llevó a identificar texturas producto de mezcla de magmas. La segunda unidad se caracteriza por mostrar recurrentes texturas de exsolución y reemplazo. Ambas unidades forman parte del Batolito de la Patagonia Central, cuya mineralogía apunta a una filiación calcoalcalina típica de un ambiente de arco.

Los basaltos miocenos se agruparon según sus características en dos asociaciones: “Basaltos del Cañadón Catán Lil” y “Basaltos Medialuna”. Dentro de los Basaltos del Cañadón Catán Lil se distinguieron tres unidades de acuerdo a la composición, morfología y estratigrafía: inferior, media y superior. Las unidades inferior y superior presentan xenolitos ácidos, correlacionables con la Ignimbrita Catán Lil. Se destaca la presencia de xenolitos ultramáficos en la unidad basal. Los “Basaltos Medialuna” presentan xenolitos de una roca gábrica con texturas de deformación.

Se identificó como la boca de salida de los basaltos del Cañadón Catán Lil a un centro eruptivo emplazado en el ambiente granítico de la Formación Lipetrén y controlado por un lineamiento NO-SE. Mientras que los Basaltos Medialuna estarían asociados con un canal de alimentación de orientación ONO-ESE, sepultado bajo los derrames basálticos. El emplazamiento de los basaltos se produjo bajo un régimen extensional.

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo se basa en el relevamiento y estudio geológico de las unidades que afloran en el sector medio y sur del Cañadón Catán Lil (Figura 1). La región se encuentra en el ámbito de la provincia geológica del Macizo Nordpatagónico, en el sector centro-norte de la Provincia del Chubut, Departamento de Gastre, precisamente al sudeste de la Sierra de Pire Mahuida.

1.1 Ubicación, vías de acceso y poblaciones cercanas

La zona de estudio se encuentra comprendida entre las coordenadas 42°12' y 42°20' latitud sur y 68°28' y 68°38' longitud oeste, abarcando un área de 250 km² (Figura 1).

El acceso a la zona de trabajo es a través de la Ruta Provincial N°4, desde la ciudad de Puerto Madryn.

Se destacan dos poblaciones cercanas a la zona de estudio:

- Al sureste, se encuentra la localidad rural de Gan Gan, cabecera del Departamento de Telsen. De acuerdo con el último censo realizado por el INDEC (2010), residen allí 661 habitantes. La localidad presenta servicios básicos como hospital, escuela, municipalidad, comisaría, entre otros.

- Al oeste, se ubica la localidad rural de Gastre, cabecera del departamento homónimo, situada a 980 metros sobre el nivel del mar. Según el último censo del INDEC (2010), habitan la localidad 602 personas.

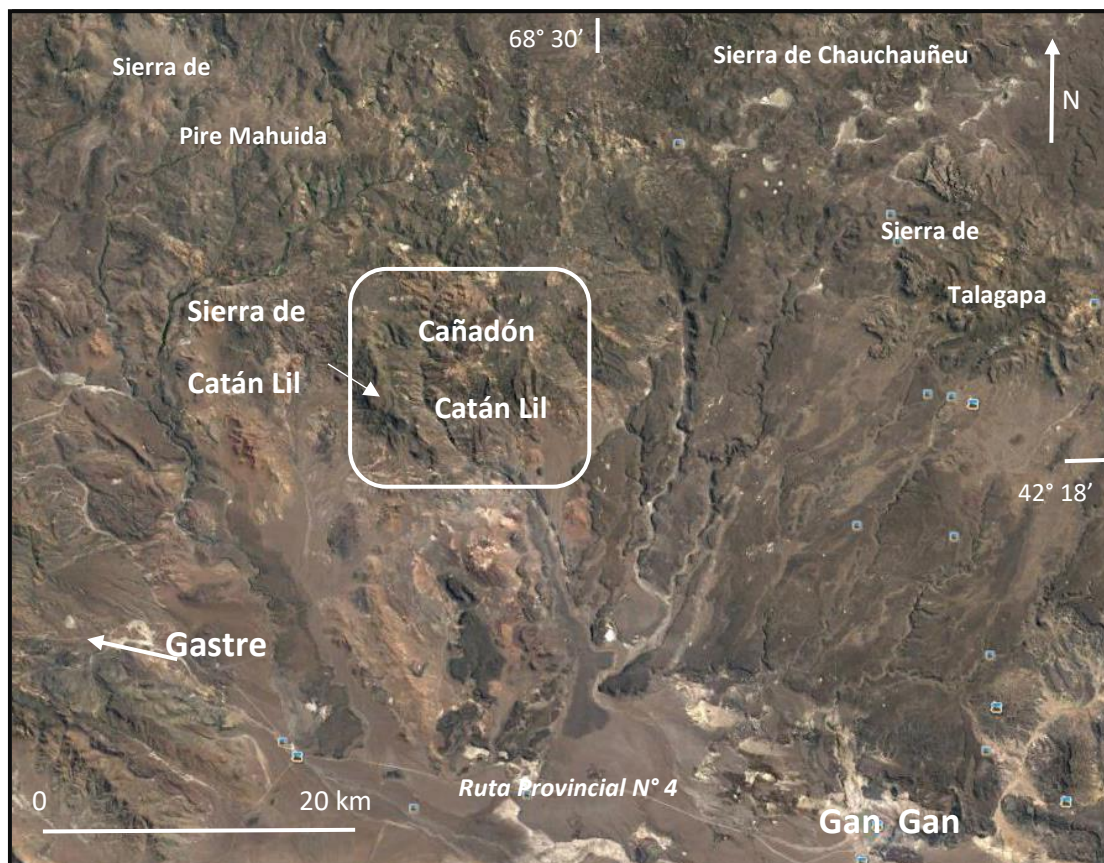
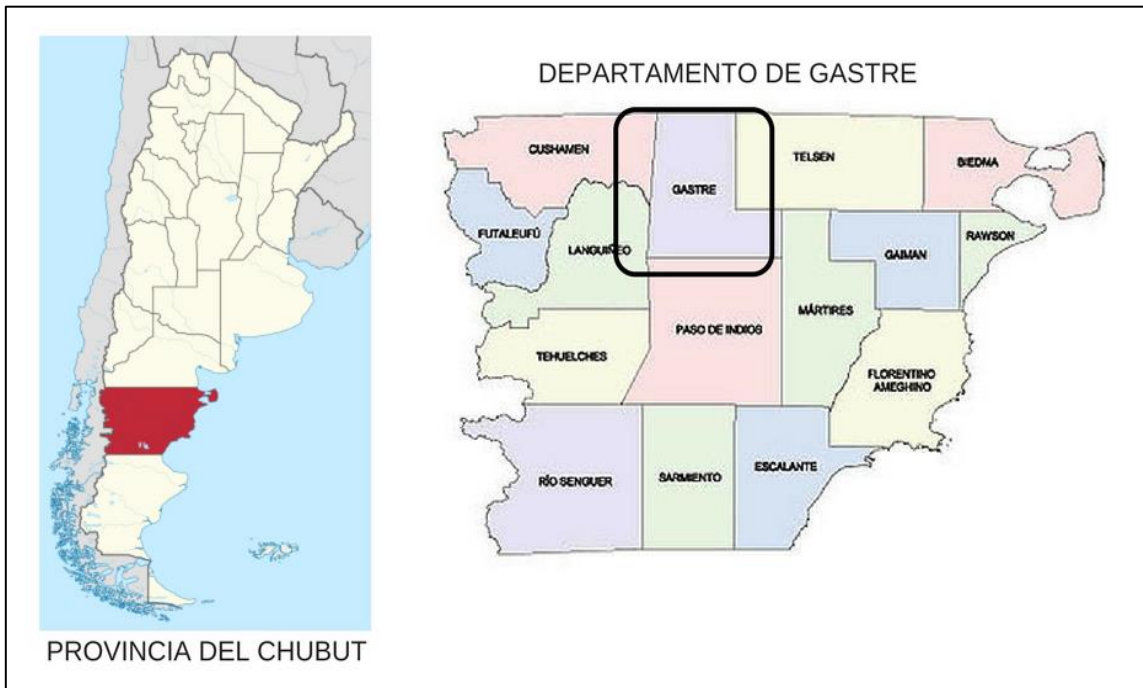


Figura 1: Ubicación de la zona de estudio, sector centro-sur del Cañadón Catán Lil, Departamento de Gastre.

1.2 Objetivos

Este trabajo tiene como objetivo estudiar la geología del sector centro-sur del Cañadón Catán Lil, haciendo un análisis de detalle de los granitoides mesozoicos de la Formación Lipetrén, y parte de los basaltos incluidos en la etapa póstuma del Complejo Volcánico Pire Mahuida, por ser las unidades menos conocidas.

En el área, los granitoides de la Formación Lipetrén han sido descritos en un trabajo de índole regional estratigráfico. En el presente estudio, se analizará en detalle su composición a través de estudios mineralógicos y petrográficos, así como el contexto geológico en el que se han emplazado.

Los basaltos del Complejo Volcánico Pire Mahuida, originalmente fueron divididos en dos estadios principales. Particularmente dentro de los basaltos más jóvenes fueron incluidos productos de variada naturaleza que han sido mapeados en conjunto sin diferenciar. Uno de los objetivos de este trabajo fue el relevamiento y análisis de detalle de los flujos basálticos del Cañadón Catán Lil, pertenecientes a esta etapa.

Para caracterizar la geología de la zona:

- Se realizó un relevamiento de campo de detalle basado en el levantamiento de perfiles, muestreo sistemático de las diferentes unidades, determinación de relaciones estratigráficas y observaciones de las principales características de cada unidad;
- Se utilizó el recurso del análisis petrográfico para la distinción de las facies intrusivas y volcánicas;
- Se analizó la geomorfología y estructura predominante;
- Las observaciones y mediciones de campo junto a la información de laboratorio permitieron confeccionar el mapa geológico del área de estudio a Escala 1:75.000;
- Se elaboró un perfil geológico y estructural representativo.

1.3 Clima, flora y fauna

El clima de la región es árido, desértico, seco y frío, con intensos vientos de hasta 200 km/h. Las temperaturas en verano oscilan entre -3°C y 40°C , y en invierno entre -30°C y 0°C ; las lluvias varían entre 125 mm y 475 mm anuales, ocurriendo nevadas intensas durante la estación invernal, según el Servicio Meteorológico Nacional (2017).

La flora de la región es xerófila y achaparrada, correspondiente a una cobertura vegetal de ambiente de estepa patagónica, siendo comunes los pastizales, arbustos y árboles de poca altura. Se pudo distinguir en el campo: neneo (arbusto de coloración amarillenta, de rasgos blandos y espinosos), alpataco (especie arbórea de condición aromática, característico por la presencia de largas espinas), algunas angiospermas y cactus de escasa altura.

En cuanto a la fauna, se advirtió la presencia de lagartijas, zorro común de color amarillo, zorrinos, guanacos y ñandúes.

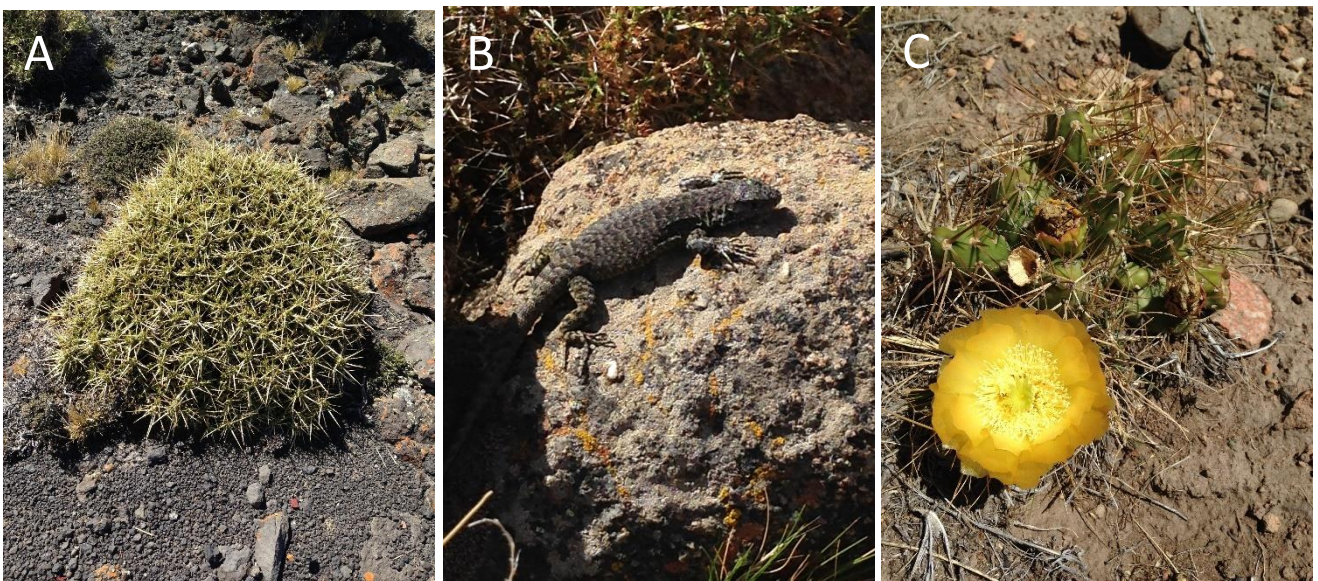


Figura 2. *A. Arbusto con espinas. B. Lagartija. C. Angioesperma y cactus de escasa altura.*

1.4 Antecedentes

Numerosas investigaciones se han realizado en la zona, por lo que existe abundante bibliografía, especialmente sobre la zona Patagónica. Feruglio (1949) elaboró una obra denominada la Geología de la Patagonia; Croce (1950, 1956 y 1963) fue el primero en abarcar el estudio de la Sierra de Pire Mahuida, la Sierra de Apas y en general, de la zona de Somún Curá; Volkheimer (1965) realizó numerosas investigaciones en la Provincia del Chubut. En la década de los setenta, YPF llevó a cabo trabajos regionales como los descritos por Nakayama (1972, 1975) y Nakayama *et al.* (1979). Nullo (1978) efectuó la descripción geológica de la Hoja 41 Lipetrén, en la Provincia de Río Negro. Proserpio (1978) realiza el relevamiento de la Hoja Geológica 42 d Gastre, que incluye gran parte de los granitoides mesozoicos.

Ardolino (1981, 1987), Ardolino y Delpino (1986, 1987), Ardolino y Franchi (1993) y Ardolino *et al.* (1995), realizaron trabajos de índole regional. Page y Page (1987), Page *et al.* (1987), Salani y Page (1987, 1989) presentaron una serie de estudios sobre la sierra de Pire Mahuida.

La Hoja 4369 II – GAN GAN a escala 1:250.000, confeccionada por SEGEMAR (Ardolino *et al.* 2016) consistió en un levantamiento geológico que involucra la zona de estudio de este trabajo.

En la Hoja Geológica 4169 – IV Maquinchao, Remesal *et al.* (2001) relevaron secuencias lávico-piroclásticas vinculadas a centros eruptivos como el Complejo Volcánico Pire Mahuida y rocas más antiguas asignadas a la Formación Lipetrén.

Zaffarana (2011), Zaffarana *et al.* (2012), y Zaffarana y Somoza (2012) realizaron estudios de deformación y datación de rocas jurásicas y granitoides en el área de Gastre.

Luro *et al.* (2015), Salani y Luro (2017) y Luro (2017) describen basaltos cenozoicos, al oeste del área mapeada, con los que se ha podido establecer comparaciones.

2. METODOLOGÍA DE ESTUDIO

En primer lugar, se desarrollaron tareas de gabinete preliminares al viaje de campo, como el delineamiento de los objetivos y la recopilación de bibliografía pertinente a la zona de estudio.

Se realizó el trabajo de campo en el mes de febrero de 2015 durante el cual se reconoció y analizó la geología del área. El primer día se efectuó una observación expeditiva, con el fin de relevar las características fisiográficas del área (relieve, suelo, vegetación). La misma estuvo condicionada a las posibilidades de acceso a los caminos existentes, cubriéndose un total de 50 km² aproximadamente. Con el objetivo de delimitar sitios de interés y optimizar la recolección de muestras representativas del lugar, se utilizaron imágenes satelitales y fotografías aéreas en escala 1:50.000 durante el transcurso de la campaña.

La metodología de mapeo consistió en realizar observaciones, levantar perfiles en áreas clave y extraer muestras georreferenciadas mediante el uso de un GPS *Garmin* que además fueron fotografiadas. Durante la campaña se recolectaron 55 muestras, de las cuales se confeccionaron 18 cortes delgados de muestras representativas de algunas unidades, realizadas en el taller de Cortes del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires y en talleres externos.

Se utilizaron imágenes satelitales obtenidas a partir de *Google Earth* para un relevamiento digital preliminar y posteriormente se procesaron y analizaron con mayor detalle imágenes de alta resolución *LANDSAT*™, mediante el programa *Envi*. Se contó adicionalmente con un DEM obtenido del Servicio Geológico de los Estados Unidos, el cual se acopló a la información previa para lograr obtener una mejor valorización de la topografía. Todos estos recursos fueron administrados y trabajados en las aplicaciones informáticas *QGIS* y *CorelDRAW*, para la confección final del mapa y el perfil geológico - estructural.

Se analizaron las muestras de mano y cortes delgados de las rocas con el fin de estudiar la petrografía y complementar el mapeo de todas las unidades (Tabla 1). Particularmente, se hizo hincapié en la textura, sus componentes mineralógicos y rasgos característicos. A modo de clasificar composicionalmente a las distintas unidades, se utilizaron diagramas de clasificación QAPF para rocas plutónicas y volcánicas, según la Subcomisión de Sistemática de las Rocas Ígneas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS), basada en las

recomendaciones de Streckeisen (1973) y presentadas en español por Teruggi (1980). Además, se utilizó la clasificación de Schmid (1981) para rocas piroclásticas.

La descripción petrográfica de cada una de las muestras se expone en el Anexo Petrográfico.

Basaltos del Cañadón Catán Lil	GC29 (Unidad superior), GC21 (Unidad media), GC1 y GC30 (Unidad inferior)
Basaltos medialuna	GC31, GC32
Riolitas CVPM	805
Ignimbrita Catán Lil	GC19
Grupo Lonco Trapial	GC20, GC26
Granitos Grises	GC24, GC25a (EMM), GC25b
Granitos Rojos	GC28

Tabla 1. Cortes delgados de las muestras más representativas del área mapeada.

3. ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

El basamento del área estaría representado por rocas de la Formación Mamil Choique, cuyos afloramientos más cercanos se encuentran 25 kilómetros al sudoeste del área de estudio. Las rocas corresponden a granitos, granitos migmatíticos, aplitas y pegmatitas, del Paleozoico inferior a superior (Carbonífero), que representarían la roca de caja de Lipetrén (Figura 3).

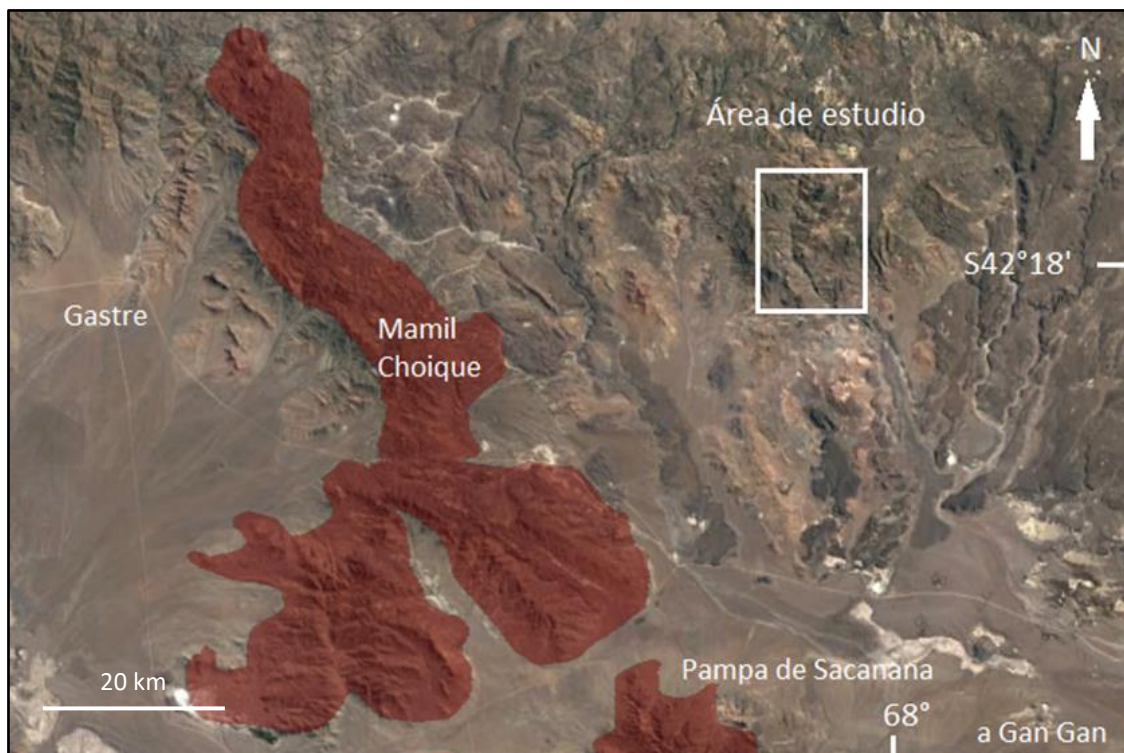


Figura 3. Afloramientos de la Formación Mamil Choique (granitos, granitos migmatíticos, aplitas y pegmatitas), al oeste del área de estudio (Proserpio, 1978; Ardolino et al. 2016; Zaffarana, 2011).

Triásico superior – Jurásico inferior

3.1 Formación Lipetrén

Antecedentes

La denominación formacional fue propuesta por Nullo (1978), quién describió los afloramientos de rocas graníticas en el marco de la Hoja Geológica 41 d Lipetrén, precisamente en la Sierra de Lipetrén, al norte de Gastre. La litología se encuentra integrada por granitos, granitos aplíticos rosados y pórfiros graníticos. Proserpio (1978) reconoció la misma unidad en la Hoja Geológica 42 d, Gastre. Rapela y Kay (1988) incluyeron parte de este magmatismo dentro del Batolito de la Patagonia Central.

Page *et al.* (1987) y Salani (1990), describieron unidades pertenecientes a la Formación Lipetrén en la Sierra de Pire Mahuida. En la Hoja 4369 – II GAN GAN (Ardolino *et al.* 2016) a escala 1:250.000 se encuentra una descripción general de los granitoides Lipetrén.

El Batolito de la Patagonia Central reúne un conjunto de granitoides de variada composición y de emplazamiento somero, dispuestos a lo largo de una faja de orientación NO-SE. Rapela *et al.* (1991) definieron una nueva división agrupando los granitoides en Superunidad Gastre y Superunidad Lipetrén. La *Superunidad* Lipetrén, se encuentra constituida por cuatro unidades principales: granitos leucocráticos granofíricos, granitos con hornblenda y biotita, pórfidos monzodioríticos cuarzosos, y felsitas. Zaffarana *et al.* (2014) estudiaron y realizaron dataciones en rocas de ambas superunidades.

En este trabajo se adoptará la denominación de Formación Lipetrén según Nullo (1978).

Distribución areal

La Formación Lipetrén se encuentra representada por un cuerpo granítico de 60 km² de extensión, la cual ocupa el sector central del área mapeada. A lo largo del Cañadón Catán Lil, la unidad presenta una longitud aproximada de 13 km en sentido N-S, 7 kilómetros en sentido E-O en la parte septentrional, y 2,5 kilómetros de ancho en la parte meridional.

Litología

Se encuentra constituida por granitoides: granitos *sensu stricto* y granodioritas. Los afloramientos de granitos *sensu stricto* presentan tonalidad grisácea con tamaño de grano medio, mientras que las granodioritas se encuentran fracturadas y oxidadas por meteorización, presentando pátinas de color anaranjado.

Un análisis detallado de los granitoides de esta formación figura en el Capítulo 4.

Relaciones estratigráficas

La Formación Lipetrén se encuentra cubierta discordantemente por lavas y brechas andesíticas del Grupo Lonco Trapial, ignimbritas de la unidad Catán Lil, y riolitas del Complejo Volcánico Pire Mahuida. Asimismo, la formación intruye rocas del basamento pertenecientes a la Formación Mamil Choique.

Edad y correlaciones

La edad de los granitoides ha sido tratada por distintos autores: Stipanovic *et al.* (1968) estudiaron la zona de Ingeniero Jacobacci y dataron una tonalita de la Formación Lipetrén en los alrededores de Gastre en 203 Ma, ubicando temporalmente a la formación en el periodo Triásico superior. Posteriormente, Stipanovic y Linares (1969) ubicaron el evento en el Pérmico.

Nulló (1978) señaló que, por las relaciones de campo, la Formación Lipetrén es posterior a la Formación Mamil Choique, y que dadas las dataciones radiométricas, la Formación no alcanzaría el Triásico. Sin embargo, Rapela y Kay (1988) asignan las rocas magmáticas al periodo Triásico, basados en una edad obtenida de 208 ± 1 Ma.

Alonso (1987) y Rapela *et al.* (1988) asignaron una edad triásica-jurásica para las rocas del batolito, que se extiende desde la localidad de Pilcaniyeu hasta Gastre. Específicamente para el área de Gastre, Rapela *et al.* (1991) dataron la *Superunidad* Gastre en $220 \pm 1,7$ Ma y la *Superunidad* Lipetrén en 207 ± 1 Ma. En otra publicación del mismo año, Rapela *et al.* (1991) dataron rocas de la serie que consideran contemporáneas, en una edad de 206 ± 2 Ma y una antigüedad similar es definida por una isocrona en 208 ± 1 Ma.

Finalmente, Rapela (1999) asigna a la Formación Lipetrén una edad triásica-jurásica. Zaffarana *et al.* (2014) obtuvieron mediante un recalcu de Rb/Sr y el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotitas, edades de $206,4 \pm 5,3$ y 206 ± 4 Ma para la *Superunidad* Lipetrén, mientras que para la *Superunidad* Gastre las edades obtenidas fueron 222 ± 3 Ma y 213 ± 5 Ma.

Los análisis radimétricos y las relaciones estratigráficas con lavas y brechas pertenecientes al Grupo Lonco Trapial, permiten asignar a los granitoides de la Formación Lipetrén una edad triásica superior – jurásica inferior.

3.2 Formación Garamilla

Antecedentes

Volkheimer (1965) estudió por primera vez las rocas pertenecientes a esta unidad y las incluyó en un “Complejo Porfirico”. La formación fue luego definida por Nullo (1978), quien denomina Formación Garamilla a un conjunto de piroclastitas y lavas ácidas, específicamente ignimbritas riolíticas y riodacíticas, riolitas, dacitas y tobas. Se estableció la localidad tipo, próxima al Puesto Garamilla, al NE de la Sierra de Lipetrén.

Benedini y Gregori (2012) estudiaron unidades de la Formación Garamilla en el sector occidental de la Comarca Nordpatagónica, mientras que Ardolino *et al.* (2016) caracterizaron la unidad en el área próxima a la Sierra de Pire Mahuida.

Distribución areal

La Formación Garamilla se encuentra bien representada en el sector SO del área mapeada, y se extiende en dirección sur hacia el bajo de Sacanana.

Litología

Las rocas de la Formación Garamilla, corresponden a ignimbritas y lavas riolíticas y dacíticas, las cuales forman suaves lomadas en el paisaje. Las ignimbritas son tobas cristalovítreas ricas en cristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita; su matriz es vítrea y se encuentra compuesta principalmente por trizas. En una fracción minoritaria, se observaron fragmentos pumíceos y fiammes.

Las lavas riolíticas presentan variedades fenocristalinas y afíricas, caracterizadas por una coloración morado-anaranjada, textura brechosa, rasgos fluidales que con frecuencia muestran flexuramiento de flujo, y microbrechamiento local.



Figura 4. *Microbrechamiento local en ignimbritas de la Formación Garamilla, al sur del área de estudio.*

Relaciones estratigráficas

Las rocas pertenecientes a la Formación Garamilla se hallan cubiertas por lavas y brechas andesíticas del Grupo Lonco Trapial.

Edad y correlaciones

En el ámbito del macizo Nordpatagónico, las rocas de la Formación Garamilla presentan edades permotriásicas (Stipanovic *et al.* 1968), y jurásicas según Malvicini y Llambías (1974). Posteriormente Caminos y Llambías (1984), y Llambías y Rapela (1985), consideraron que la erupción ácida del Macizo comenzó durante el carbonífero, y alcanzó finalmente el Jurásico a través de sucesivos pulsos.

Rapela *et al.* (1991) propusieron, en base a la similitud petrográfica entre las formaciones Lipetrén y Garamilla, un mismo evento magmático, designando a la primera unidad como una facies de tipo intrusiva y a la segunda, una de tipo efusiva. La Formación Garamilla es una unidad asignada al Triásico superior – Jurásico inferior.

Franzese *et al.* (2002) realizaron una determinación geocronológica U-Pb en rocas de esta unidad, que afloran 40 kilómetros al sur de la localidad de Ingeniero Jacobacci, obteniendo una edad jurásica temprana de $188 \pm 1,5$ Ma.

Algunos autores realizaron dataciones geocronológicas U-Pb en rocas de esta unidad y determinaron edades de 185 ± 2 Ma (Benedini y Gregori, 2012), $187 \pm 2,3$ Ma (Benedini y Gregori, 2013), $189 \pm 0,76$ Ma (Benedini *et al.* 2014), correspondiendo a una edad jurásica temprana.

Jurásico inferior

3.3 Grupo Lonco Trapial

Antecedentes

Robbiano (1971) definió los términos Formación Cañadón Puelman y Formación Cajón de Ginebra y redefinió a la Formación Cerro Carnerero. Lesta y Ferello (1972) unieron en el Grupo Lonco Trapial a las tres formaciones definidas por Robbiano (1971). Nullo y Proserpio (1975) estudiaron la Sierra de Taquetrén y propusieron la existencia de una secuencia volcanosedimentaria de las mismas características, sin embargo, la diferenciaron de la denominada Formación Lonco Trapial, que sería más antigua, llamándola Formación Taquetrén.

Croce (1950), en su estudio de la Sierra de Pire Mahuida y noreste de Gastre, incluyó una descripción de las unidades jurásicas. En la misma área, Page *et al.* (1987) y Salani (1990) mapearon y describieron la secuencia volcánica como Formación Taquetrén, específicamente en el área de la Sierra de Pire Mahuida.

Page y Page (1987) y Page y Page (1993), estudiaron la petrología y marco tectónico de las vulcanitas jurásicas. Remesal *et al.* (2001) estudiaron y reconocieron rocas equivalentes en el ámbito de la Hoja Geológica de Maquinchao, como Formación Taquetrén. En este estudio se utilizará la denominación de Grupo Lonco Trapial propuesta por Lesta y Ferello (1972), sin diferenciar.

Distribución areal

En el área mapeada, a lo largo del Cañadón Catán Lil, se localizan afloramientos marginando los granitoides al SO y NE. En el sector sur se encuentran por debajo de ignimbritas y basaltos cenozoicos y en el sector oeste por debajo de riolitas del CVPM y sedimentitas de la Formación Angostura Colorada.

Litología

Los afloramientos del Grupo Lonco Trapial exhiben coloración típicamente morada y verdosa. Las unidades más representativas son rocas lávicas (andesíticas), brechas (andesíticas) e ignimbritas.

Las lavas, de composición andesítica y textura porfirica, presentan, en su mayoría, fenocristales de plagioclasa, anfíboles y minerales opacos de manera subordinada. La plagioclasa es euhedral, prismática corta y con frecuencia presenta inclusiones de biotita, mientras que los anfíboles se encuentran fuertemente alterados, con coloración oscura y con exsolución de minerales opacos. La pasta representa la fracción mayoritaria de la roca y tiene textura pilotáxica afieltrada. Son frecuentes la alteración arcillosa y los parches de carbonatos (Figura 5).

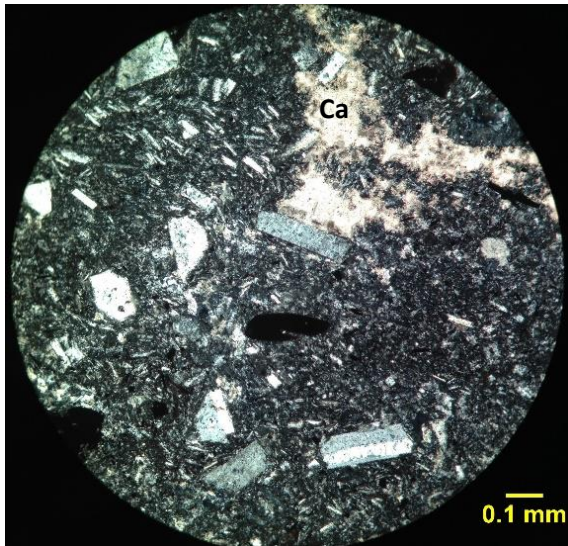


Figura 5. Roca volcánica de composición andesítica con parches de carbonato.

Las brechas poseen composición andesítica y una fracción clástica mayoritaria, constituida por clastos grisáceos con formas subangulosas a subredondeados, y textura afanítica con escasa presencia de fenocristales (Figura 6 A). La matriz de la roca presenta coloración violeta y una composición clástica más fina y angulosa (Figura 6 B).

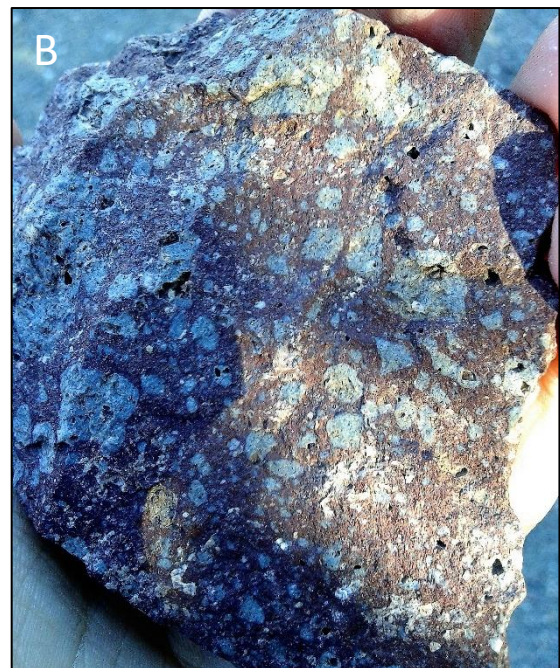
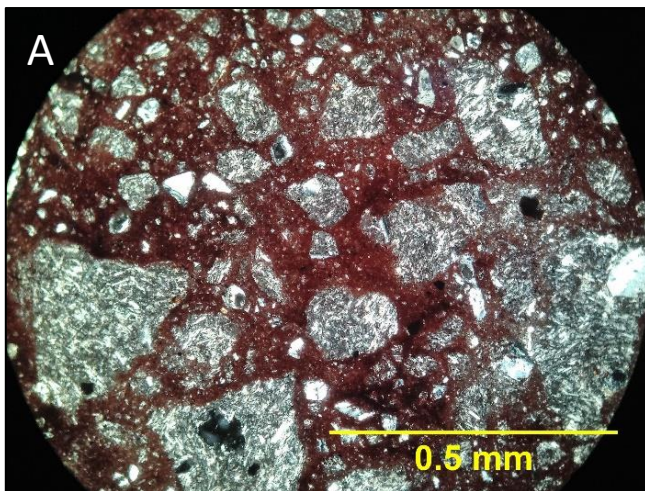


Figura 6. A. Visión microscópica de brecha jurásica de Grupo Lonco Trapial B. Brecha andesítica en muestra de mano.

Relaciones estratigráficas

Las unidades del Grupo Lonco Trapial se encuentran cubiertas discordantemente por los afloramientos de la Formación Angostura Colorada, la Ignimbrita Catán Lil y el vulcanismo bimodal cenozoico del Complejo Volcánico Pire Mahuida.

Edad y correlaciones

Nulló (1983) realizó un análisis de las dataciones radiométricas efectuadas por otros autores (Stipanovic y Bonetti, 1970; Lesta *et al.* 1980; Franchi y Page, 1980 y Page, 1980), y asignó a la unidad una edad entre los 176 y 146 Ma (Jurásico medio a superior). El magmatismo del Grupo Lonco Trapial se correlacionaría con las vulcanitas de la Formación Taquetrén (Stipanovic *et al.* 1968; Nulló y Proserpio, 1975; Nulló, 1978). Esta unidad sería más joven que el Grupo Lonco Trapial de acuerdo con Nulló y Proserpio (1975), sin embargo, Lizuain y Silva Nieto (1996) la consideran como parte de la misma Formación. Franzese *et al.* (2002) dataron una andesita de la Formación Taquetrén en $242,9 \pm 2,5$ Ma indicando una edad más antigua para la unidad.

El Grupo Lonco Trapial ha sido tradicionalmente asignado al Jurásico medio *sensu lato*. Zaffarana y Somoza (2012) estudiaron rocas andesíticas del Grupo Lonco Trapial en la zona de Gastre, y utilizando el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, obtuvieron una edad de 185 Ma correspondiente al Pleinsbachiano-Toarciano (Jurásico inferior). Cúneo *et al.* (2013) realizaron dataciones de U-Pb de $188,94 \pm 0,096$ Ma en el área del depocentro de Gorro Frigio, donde el Grupo Lonco Trapial se encuentra limitado al Pleinsbachiano - Toarciano (Jurásico inferior).

Cretácico superior

3.4 Formación Angostura Colorada

Antecedentes

La Formación Angostura Colorada fue definida por Volkheimer (1973) en el ámbito de la Hoja Geológica 41 d Lipetrén. Proserpio (1978) describió la formación al este de Gastre, Remesal *et al.* (2001) en el ámbito de la Hoja Geológica 4169-IV Maquinchao, y Manassero y Maggi (1995) proporcionaron el primer análisis sedimentológico de la unidad. Posteriormente, Manassero (1998) continuó la descripción de distintos afloramientos de esta formación. Ardolino *et al.* (2016) ubicaron a la formación en las vertientes sud y sudeste de la Sierra de Pire Mahuida, próxima a la zona de estudio.

Distribución areal

Las unidades de la Formación Angostura Colorada afloran en el sector centro-este, centro-oeste y centro-norte de la zona de estudio.

Litología y ambiente

La Formación Angostura Colorada está compuesta por niveles lajosos lacustres con abundantes restos de *Estherias*, sobre los cuales se desarrolla una secuencia epiclástica fluviodeltaica (Volkheimer 1973). En el ámbito de la zona de estudio, se encuentra conformada por diversas litologías, entre ellas, areniscas medianas a gruesas de colores rojos, pardos y amarillentos, tufitas, escasas tobas y algunas intercalaciones conglomerádicas. Una secuencia estratificada con coloraciones blanquecinas y rojizas descrita por Ardolino *et al.* (2016) presenta un espesor aproximado de 20 metros.

Unos kilómetros al noreste de la zona mapeada, Luro (2017) describe una secuencia integrada por un depósito conglomerádico de 5 metros de espesor, un banco de arenisca masiva de aproximadamente medio metro de espesor, y un banco de areniscas tobáceas con material fosilífero correspondiente a troncos petrificados (Figura 7).

Se le asignó un ambiente continental correspondiente a un régimen fluvial y en parte lagunar, con gran participación piroclástica (Ardolino *et al.* 2016).



Figura 7. Nivel de areniscas tobáceas donde se observan troncos petrificados (Luro, 2017).

Relaciones estratigráficas

La Formación Angostura Colorada apoya de manera discordante sobre las vulcanitas de la Formación Garamilla y del Grupo Lonco Trapial y es cubierta por depósitos correspondientes a la Ignimbrita Catán Lil.

Edad y correlaciones

Los depósitos sedimentarios de la Formación Angostura Colorada fueron correlacionados con el Grupo Chubut, en el ámbito de la Cuenca del Golfo San Jorge (Lesta, 1968). Volkheimer (1973) asigna a la Formación Angostura Colorada una edad Cretácico superior pre-maastrichtiano por la asociación transicional y concordante con la Formación Coli Toro (Bertels, 1969). Palinomorfos (acritarcas, algas y esporas triletes) hallados por Nández (1983) y estudiados por Pöthe de Baldis (1984) al norte del área de estudio, revelaron una edad cretácica superior hasta campaniana. Dada la correlación entre los depósitos de la Formación Angostura Colorada y el Grupo Chubut, y las evidencias estratigráficas de ser pre-maastrichiana, la edad asignada a la Formación Angostura Colorada es cretácica superior.

Paleoceno – Eoceno

3.5 Ignimbrita Catán Lil

Antecedentes

La Ignimbrita Catán Lil es una unidad representada por rocas piroclásticas ácidas y en menor medida, lavas riodacíticas y traquiandesíticas. Inicialmente, estas rocas volcánicas fueron incluidas por Volkheimer (1965) y Stipanovic y Methol (1972) en la Serie Andesítica Eógena. Salani (1990), excluyó a las rocas de esta Serie y las denominó Ignimbrita Catán Lil. Sus afloramientos más conspicuos se reconocen en la Sierra de Catán Lil y algunos de ellos fueron descriptos en la Hoja 4369 II – Gan Gan por Ardolino *et al.* (2016).



Figura 8. Ignimbrita Catán Lil. En la parte superior se distingue un banco de 5 metros de potencia con disyunción grosera.

Distribución areal

La Ignimbrita Catán Lil aflora en forma aislada en los faldeos suroeste de la Sierra de Catán Lil, así como también a lo largo del Cañadón Catán Lil y al oeste y sudoeste de la Sierra de Toronquineu; al sur del cañadón los afloramientos presentan grandes espesores (mayores a 50 metros) y se encuentran diaclasados.

Litología

Las secuencias ignimbríticas corresponden a un ciclo lávico-piroclástico asociado a una escasa proporción de lavas. Las ignimbritas, de tonalidades rosáceas a rojizas, se encuentran en general, diaclasadas y con distintos grados de soldamiento. Se observó en estas rocas una textura eutaxítica. La roca se encuentra formada por escasos líticos de colores rojizo y pardo, y pumíceos blanquecinos de hasta 30 centímetros, inmersos en una matriz de coloración violácea. Las lavas de coloraciones grisáceas a rosadas afloran próximas al Puesto Riera y corresponden a rocas de composiciones traquiandesíticas, fuertemente diaclasadas.

Relaciones estratigráficas

La Ignimbrita Catán Lil se dispone en bancos subhorizontales, que apoyan de manera discordante sobre pelitas Senonianas y andesitas jurásicas del Grupo Lonco Trapial. Además, se encuentra cubierta por unidades miocenas del Grupo Sarmiento y el Complejo Volcánico Pire Mahuida.

Edad y correlaciones

La edad de la Ignimbrita Catán Lil ha sido asignada al ciclo Paleoceno-Eoceno por las relaciones estratigráficas, debido a que subyacen unidades miocenas del Grupo Sarmiento y se apoyan sobre pelitas Senonianas.

Mioceno

3.6 Grupo Sarmiento

Antecedentes

El término “Tobas de Sarmiento” fue propuesto por Feruglio (1938), para las tobas y piroclastitas que afloran en el norte de Santa Cruz y la Provincia del Chubut. La terminología se implementó para reemplazar finalmente a los términos informales: “Tobas mamalíferas” y “Tobas de Eoceno”. Simpson (1941) le dio la categoría de Grupo y reconoce cuatro formaciones: Casamayor, Musters, Deseado y Colhué Huapi, de allí que se denominaron las edades Casamayorensis, Mustersensis, Deseadensis y Colhuehuapensis por Pascual y Odreman Rivas (1973).

En el ámbito de la meseta de Somún Curá, la posición de las tobas pertenecientes al Grupo Sarmiento fue utilizado como un criterio para la separación de las unidades basálticas (Ardolino, 1981, 1987; Ardolino y Franchi 1993, 1996; Ardolino *et al.* 1999). Ardolino *et al.* (2016), utilizan la denominación de *Tobas superiores* y *Tobas inferiores* para referirse a los dos términos del Grupo Sarmiento, es decir los que se correlacionarían con aquellos de edad Deseadensis y Colhuehuapensis respectivamente, como ocurre en la zona de Telsen y Bajada del Diablo, al este del área mapeada (Ardolino y Franchi, 1996).

Distribución areal

Las unidades pertenecientes al Grupo Sarmiento están representadas por afloramientos que se encuentran por debajo de los flujos basálticos y riolíticos de edad miocena en el sector centro del área mapeada.

Litología

Las unidades aflorantes del Grupo Sarmiento son típicamente blanquecinas a grisáceas, y frecuentemente, hacia el techo de la unidad, adoptan coloraciones rojizas debido al contacto con los basaltos cenozoicos y su elevada temperatura. Los afloramientos se encuentran constituidos por tobas y tufitas arenosas, asignadas a las *Tobas Superiores* (Ardolino y Franchi, 1996).

Pocos kilómetros al sur del Cañadón Catán Lil, se realizaron observaciones de un afloramiento de gran potencia, en la zona de “Puesto Pino” (42°25'8,56"S, 68°29'25,11"O), donde se constató la presencia de líticos pertenecientes a unidades que infrayacen la unidad, como la Ignimbrita Catán Lil, de coloración rosada, líticos violáceos el Grupo Lonco Trapial y fragmentos pumíceos de hasta 30 cm de largo.

Relaciones estratigráficas

El Grupo Sarmiento apoya de manera discordante sobre la Ignimbrita Catán Lil y sobre él apoyan, también en discordancia, basaltos miocenos del Complejo Volcánico Pire Mahuida.

Edad y correlaciones

En el área de estudio, la edad del Grupo Sarmiento ha sido asignada al Mioceno, en función de la relación estratigráfica con los basaltos del Complejo Volcánico Pire Mahuida.

3.7 Complejo Volcánico Pire Mahuida

Antecedentes

Croce (1950) realizó las primeras menciones sobre el vulcanismo de la Sierra de Pire Mahuida, donde propuso para las riolitas, la denominación de "Serie Riotaxítica". Dessanti (1956) propuso la denominación de Formación Pire Mahuida para lavas ácidas. Salani y Page (1987, 1990) redefinieron la unidad propuesta por Dessanti y le adjudicaron el rango estratigráfico de “Complejo Volcánico”, e incluyeron en él a las rocas básicas asociadas.

Salani (1990) y Salani y Page (1987, 1989), caracterizaron la estratigrafía de la serie, así como también describieron la estructura y rasgos generales. Estudios más exhaustivos fueron realizados por Salani y Parica (1990), Salani *et al.* (1994), Salani (1994, 1996, 1999) y Chernicoff y Salani (2000), donde trataron la petrología, morfología, edad y evolución de esta secuencia volcánica.

Salani (1999) y Salani *et al.* (2009) agrupan al vulcanismo basáltico en dos estadios efusivos principales, siendo el primero correspondiente a una meseta de orientación NO-SE, que ocupa la parte central de la Sierra de Pire Mahuida, y el segundo representado por productos relacionados a centros menores, con distinto grado de preservación (Salani *et al.* 1994). Salani (1990) y Ardolino *et al.* (2016) describen en detalle el vulcanismo ácido como riolitas líticas, vítreas y con distinto grado de cristalinidad, y en menor proporción algunos tipos riódacíticos.

Distribución areal

Las facies ácidas se encuentran bien representadas en el sector noroeste y noreste del área de estudio. Se derraman sobre los granitoide formando la Sierra de Catán Lil en el sector occidental, y la Sierra de Toronquineu en el sector oriental.

Las facies basálticas, de menor expresión, se encuentran como flujos encauzados en el sector sur del Cañadón Catán Lil, y como una meseta aislada en forma de medialuna en el sector suroeste.

Litología

El Complejo Volcánico Pire Mahuida (CVPM) se encuentra principalmente representado por unidades riolíticas, andesíticas-dacíticas y basálticas.

Ardolino *et al.* (2016), para facilitar la descripción, dividieron informalmente al Complejo Volcánico en seis unidades volcanoestratigráficas que se agrupan como: 1) Piroclastitas Rucu Luán-Piedra Campana; 2) Riolitas; 3) Andesitas; 4) Basalto Pire Mahuida; 5) Piroclastitas Cerro Bayo-Laguna de Los Flamencos; 6) Basaltos indiferenciados.

En la zona de estudio se encuentran representadas las unidades riolíticas (2) y basálticas (6) correspondientes al último periodo efusivo.

En el área de estudio, las riolitas son escasamente porfíricas, presentan textura bandeada y pasta de composición vítrea. Se encuentran escasos fenocristales de feldespatos alcalinos, cuarzo y accesorios como circones y minerales opacos. La pasta se encuentra desvitrificada conformada por esferulitas feldespáticas y una textura axialítica mientras que bandas de granulometría diferente conforman la textura característica de la roca. Entre las bandas se hallan cavidades rellenas por sílice producto de precipitación de fase vapor.

El análisis y caracterización de los basaltos se realizará en el Capítulo 5.

Relaciones estratigráficas

Los basaltos del Complejo Volcánico Pire Mahuida se apoyan en discordancia sobre la Ignimbrita Catán Lil (Figura 9), las tobas del Grupo Sarmiento, rocas triásicojurásicas de la Formación Lipetrén y jurásicas del Grupo Lonco Trapial, a lo largo del Cañadón Catán Lil.

Edad y correlaciones

Una muestra de riolita perteneciente al complejo volcánico fue datada por Salani y Parica (1990) con el método K-Ar, arrojando una edad de 18 ± 1 Ma. Salani *et al.* (2014), por medio de dataciones U/Pb, obtuvieron una edad de $17,62 + 0,56 - 0,15$ Ma para muestras de lavas riolíticas, y de $16,85 + 0,07 - 0,21$ Ma para un domo riolítico. Un basalto nefelítico correspondiente al último evento basáltico, arrojó una edad de 17 ± 1 Ma (Salani *et al.* 1994). Luro *et al.* (2015) presentaron una edad K/Ar de $14,3 \pm 0,6$ Ma para un basalto perteneciente al mismo evento.

En base a las edades radiométricas obtenidas y la relación estratigráfica entre las tobas del Mioceno inferior del Grupo Sarmiento y el Complejo Volcánico Pire Mahuida, se asigna a la secuencia una edad miocena.



Figura 9. Los basaltos del Complejo Volcánico Pire Mahuida se apoyan en discordancia sobre la Ignimbrita Catán Lil.

Cuaternario

3.8 Depósitos cuaternarios

Las rocas más jóvenes corresponden a depósitos aluviales y coluviales que afloran a lo largo del Cañadón Catán Lil, depósitos de bajada en los sectores suroeste y sureste, y depósitos de bajos y lagunas en el sector sur del área mapeada.

4. ANÁLISIS DE LA FORMACIÓN LIPETRÉN EN CAÑADÓN CATÁN LIL

De acuerdo a las características litológicas, se han podido diferenciar dos tipos de granitoides. Con la denominación informal de “Granitos Grises”, se nuclea a aquellos granitoides de color gris y portadores de enclaves. Bajo la designación de “Granitos Rojos”, se incluye a un segundo tipo litológico formado por granitos *sensu stricto* de grano grueso y coloración rojiza.

4.1 Granitos grises

Los “Granitos Grises” se encuentran bien representados en las inmediaciones del Puesto Rial, en el sector noroeste del área mapeada. Se caracterizan por ser panidiomorfos, inequigranulares y de textura granosa media (Figura 10). Los minerales principales que componen esta unidad son: plagioclasa (41%), cuarzo (20%) y feldespato potásico (16,5%), anfíbol (11%) y biotita (8%) como máficos característicos, y minerales opacos, circón, titanita y apatita como accesorios menores (3,5%). Conforme a la composición mineralógica se clasifica las rocas de esta unidad como Granodioritas del campo 4, según el diagrama QAPF de la IUGS para rocas plutónicas. Se caracterizan por presentar enclaves que serán estudiados en el apartado 4.1.2.

Figura 10. Ejemplar de “Granitos Grises”, presenta textura granosa media, panidiomorfa e inequigranular.



4.1.1. Mineralogía

Los cristales de plagioclasa, representados por Oligoclasa (An_{16} a An_{20}) constituyen la fase mineralógica más abundante de la unidad. Los individuos se presentan como fenocristales euhedrales, de hábito prismático y elongado. Como característica principal se destaca el maclado en la mayoría de los cristales; las maclas observadas son de tipo polisintético finas y presentan planos con tendencia al acuñamiento.

Con menor frecuencia se observan cristales con zonalidad continua y normal: núcleos más cálcicos y bordes más sódicos. Ocasionalmente, se dispone sericita a lo largo de las distintas bandas composicionales, formando una textura “superpuesta” (Figura 12 A). En algunos cristales se observó una intensa cribación en el núcleo cálcico (Figura 11 A), con alteración a material arcilloso pulverulento.

Los cristales de feldespato potásico se encuentran representados por cristales anhedrales de ortosa, a veces dispuestos de manera intersticial y con alteración arcillosa. Los individuos presentan mayor elongación que otros cristales en la roca, con tamaños entre 0,5 y 4 mm. Algunos pocos cristales exhiben inclusiones de biotita.

Los cristales de cuarzo son anhedrales, límpidos y presentan extinción en mortero a ondulosa. Se hallan de modo intersticial entre cristales de feldespato (Figura 13).

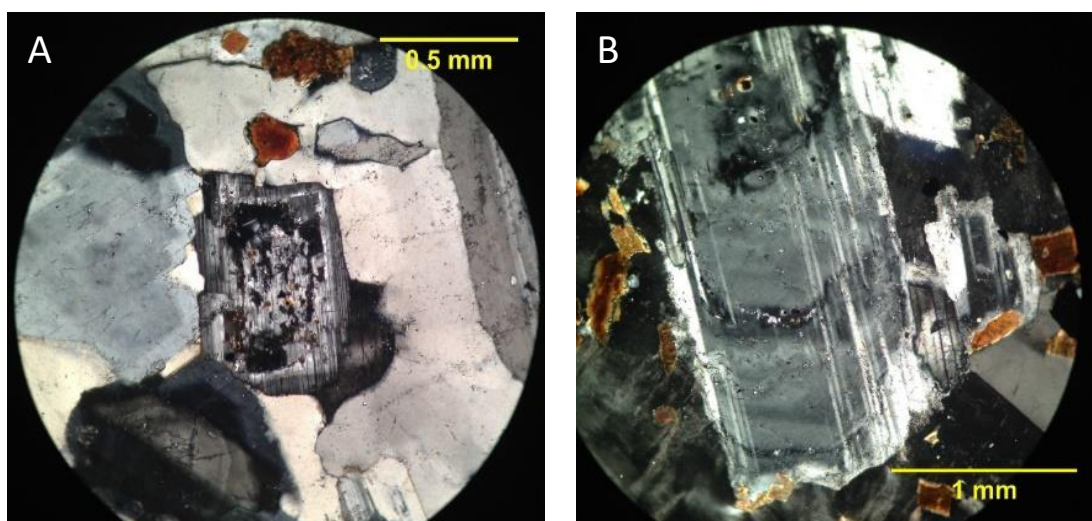


Figura 11. *A. Zonalidad normal y cribado intenso en el núcleo del cristal. B. Algunos cristales elongados de plagioclasa presentan zonalidad normal.*

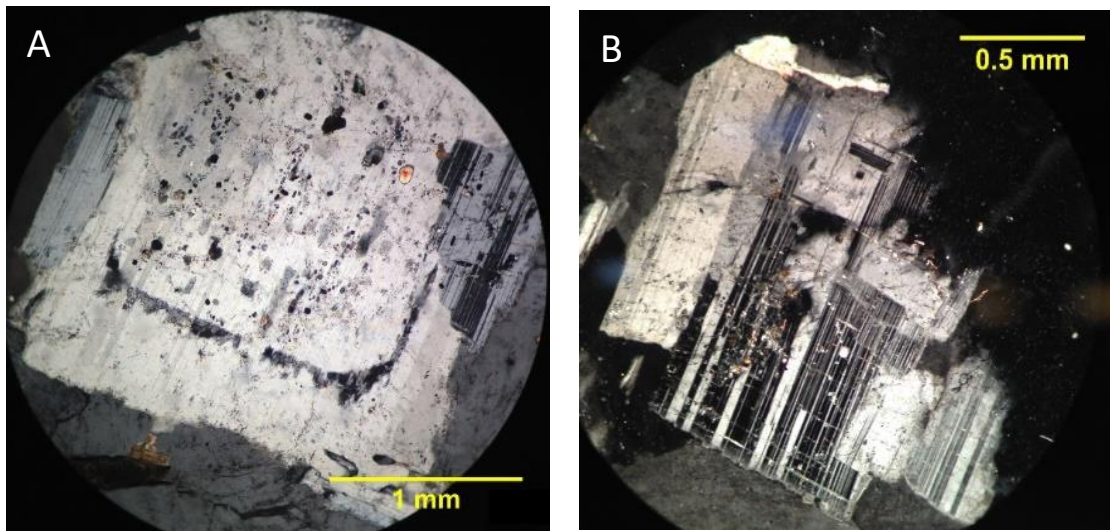


Figura 12. *A. Reemplazo de sericita a lo largo de la banda composicional del núcleo del cristal de plagioclasa. B. Maclado polisintético fino, muestra acuñamiento hacia la parte media del cristal.*

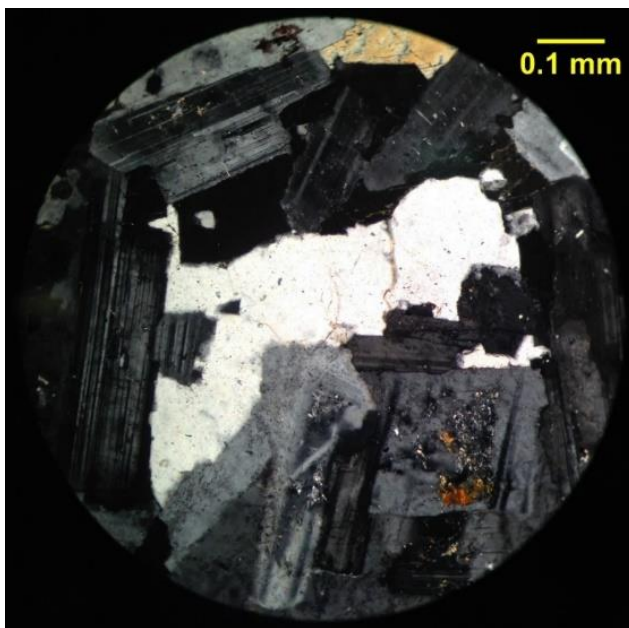


Figura 13. *Cristales de cuarzo anhedral se disponen en los intersticios de la roca granítica.*

Los cristales de anfíbol presentan color verde, pleocroísmo de verde oscuro a verde claro, ángulos de clivaje de 124° y 56° en sección basal, formas subhedrales y bajo ángulo de extinción. Dadas estas características mineralógicas, el anfíbol corresponde a hornblenda.

Se reconocen algunos cristales con maclado polisintético (Figura 15) y grandes cristales de anfíbol con exsolución de minerales opacos, que presentan un núcleo incoloro y de alto relieve, correspondiente a un piroxeno. Asimismo, algunos de estos cristales muestran una corona incompleta de biotita marrón (Figura 14).

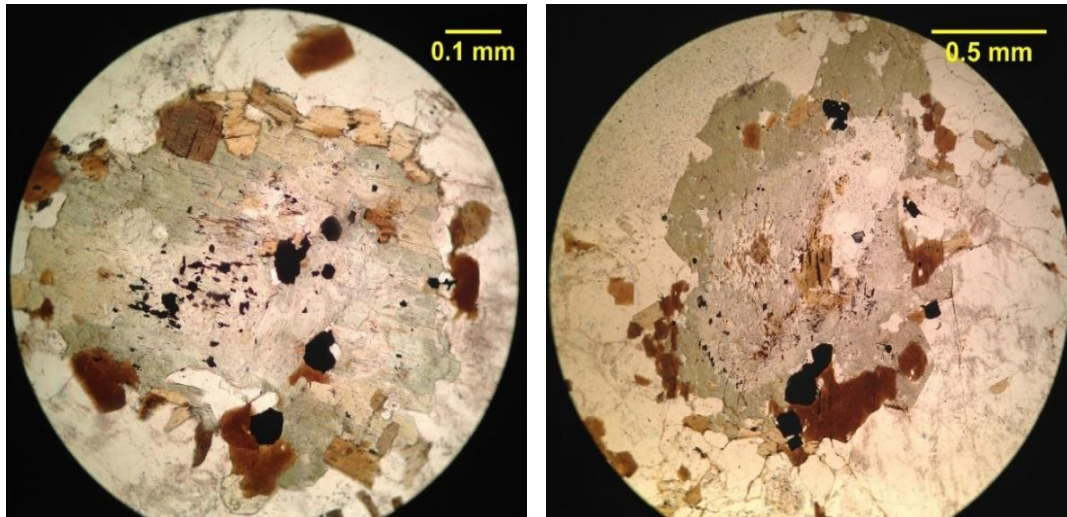


Figura 14. Cristales de hornblenda que presentan en el núcleo, exsolución de minerales opacos y relictos de un piroxeno.

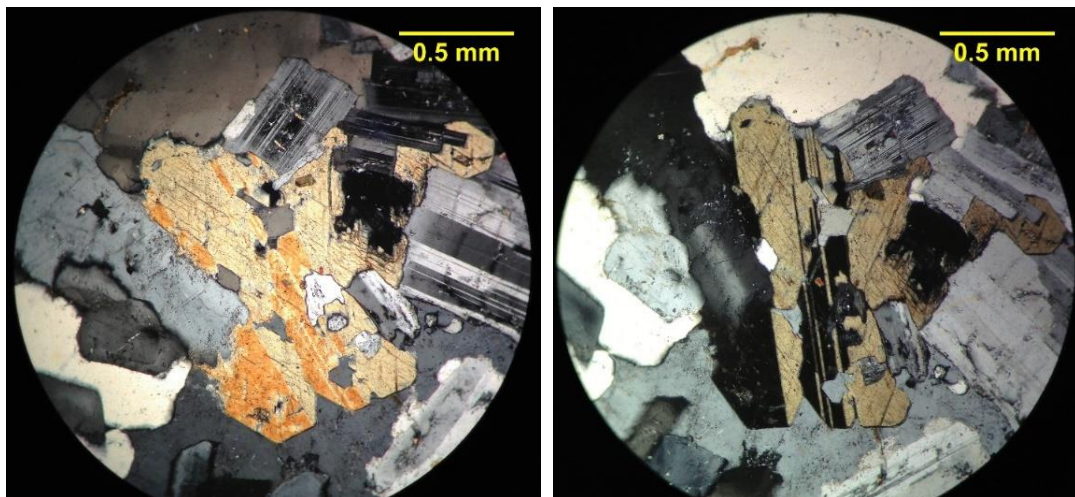


Figura 15. Cristales de anfíbol con maclado polisintético y clivaje en 2 direcciones (con polarizador).

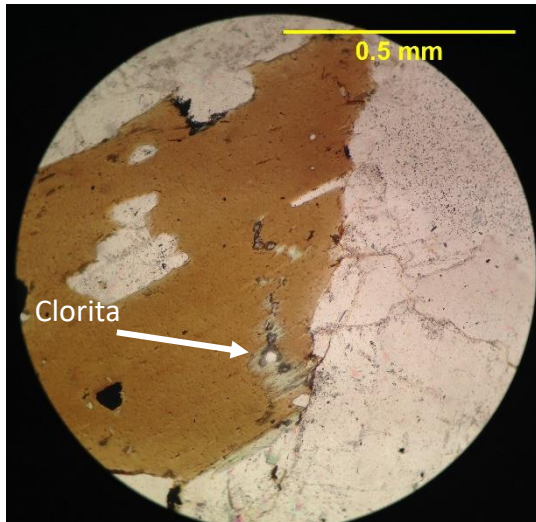


Figura 16. Lámina milimétrica de biotita que presenta corrosión y alteración a cloritas.

Las micas (biotita) son de color café oscuro y tonalidades cobrizas, hábitos laminares y formas subhedrales. Tienen un intenso pleocroísmo de color café oscuro a café claro. Algunos pocos individuos presentan corrosión y un leve cambio en la coloración a una tonalidad más verdosa, por alteración a clorita (Figura 16). Las micas suelen estar asociadas a minerales opacos.

Los minerales accesorios son mayormente opacos con forma euhedral, hábito equidimensional y tamaño reducido. En menor medida se hallan cristales de apatita con formas euhedrales, circones tabulares asociados a cristales de anfíbol y titanita prismática, de alto relieve y coloración castaño claro.

4.1.2 Enclaves microgranulares máficos

Las características texturales y mineralógicas de los xenolitos permiten definirlos como “enclaves microgranulares máficos” (EMM), según la terminología empleada por Didier y Barbarin (1991). El acrónimo “EMM” se utiliza para referir a los enclaves que presentan un tamaño de grano más fino, y una geoquímica y mineralogía menos evolucionada con respecto a la roca hospedante. Se encuentran particularmente en una zona donde el diaclasamiento es frecuente, a lo largo de una faja coincidente con el fallamiento (Figura 44).

En los granitoides se reconocen EMM de coloración gris oscura y formas variadas: ovaladas, elipsoidales y cuadradas (Figura 17). La textura es granosa fina a muy fina e hipidiomórfica. El tamaño, medido sobre el eje más largo, oscila entre 2 y 30 cm, con un promedio de 10 cm. Los enclaves son más ricos en minerales máficos (hornblenda y biotita)

que la roca hospedante. Según Didier (1973), es frecuente que los componentes mineralógicos de los enclaves presenten la misma mineralogía que la roca hospedante, pero difieran en la proporción.

Los minerales principales son: plagioclasa (60%), cuarzo (12%) y feldespato potásico (5%), hornblenda (10%) y biotita (10%) como máficos característicos, y opacos, apatita, circón y titanita como accesorios (3%). Dada la composición mineralógica, los EMM corresponderían a Dioritas Cuarzosas del campo 10, según el diagrama QAPF de la IUGS para rocas plutónicas.



4.1.2.1. Mineralogía

Los cristales de plagioclasa se encuentran mayormente representados por Oligoclasa (An_{20} a An_{24}), y exhiben una tendencia bimodal: se presentan como megacristales y como pequeños cristales, de igual tamaño que el resto de las fases minerales.

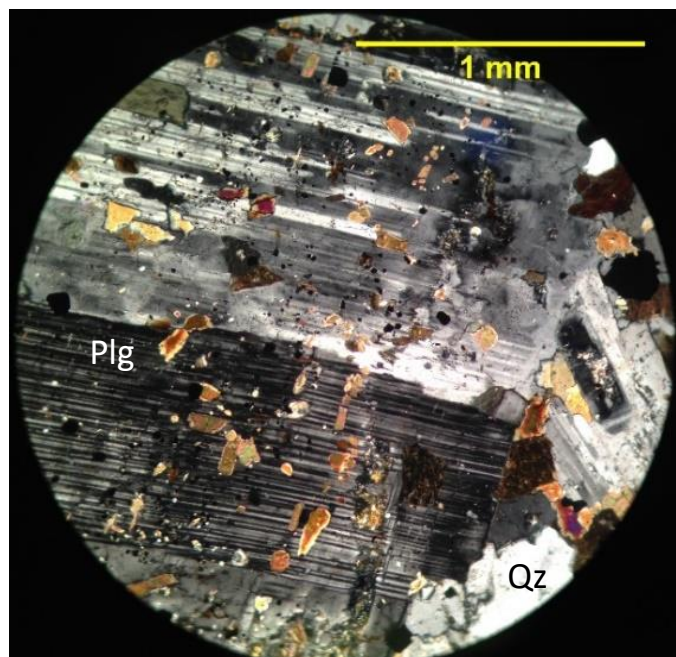
Los megacristales de hasta 5 mm de tamaño presentan formas euhedrales, hábitos prismáticos e inclusiones de mica y anfíbol (Figura 18). Con frecuencia se encuentran maclados, aunque hacia el borde de los cristales esta característica se vuelve difusa.

Los pequeños cristales de plagioclasa, con un tamaño aproximado de 0,5 mm, son subhedrales, zonales y presentan maclado polisintético. Es común la inclusión de minerales máficos como hornblenda y biotita en el borde de los individuos.

En cuanto a los cristales de feldespato potásico, presentan tamaños que oscilan entre 0,5 y 3 mm. El aspecto es fresco, la forma anhedral y el hábito elongado, en ocasiones, prismático.

Los individuos de cuarzo son menores a 0,5 mm, exhiben formas típicamente anhedral y se los encuentra habitualmente entre los cristales de plagioclasa y feldespático potásico.

Figura 18. Megacristal de plagioclasa con maclado polisintético en casi todo el cristal, difuso en los bordes. Se destaca la inclusión de pequeños cristales de hornblenda y biotita.



Los cristales de hornblenda y biotita son en general, anhedrales, pequeños (<0,4 mm) y se hallan asociados y distribuidos de manera uniforme en la roca (Figura 19 A). El color del anfíbol es verde intenso y el pleocroísmo de verde oscuro a verde más claro, mientras que las biotitas son laminillas de coloración castaño y el pleocroísmo, de castaño oscuro a más claro.

Ocasionalmente es posible identificar anfíboles más grandes, de hasta 1 mm, con un núcleo relíctico de piroxeno, exsolución de minerales opacos y una incipiente corona de laminillas de biotita (Figura 19 B).

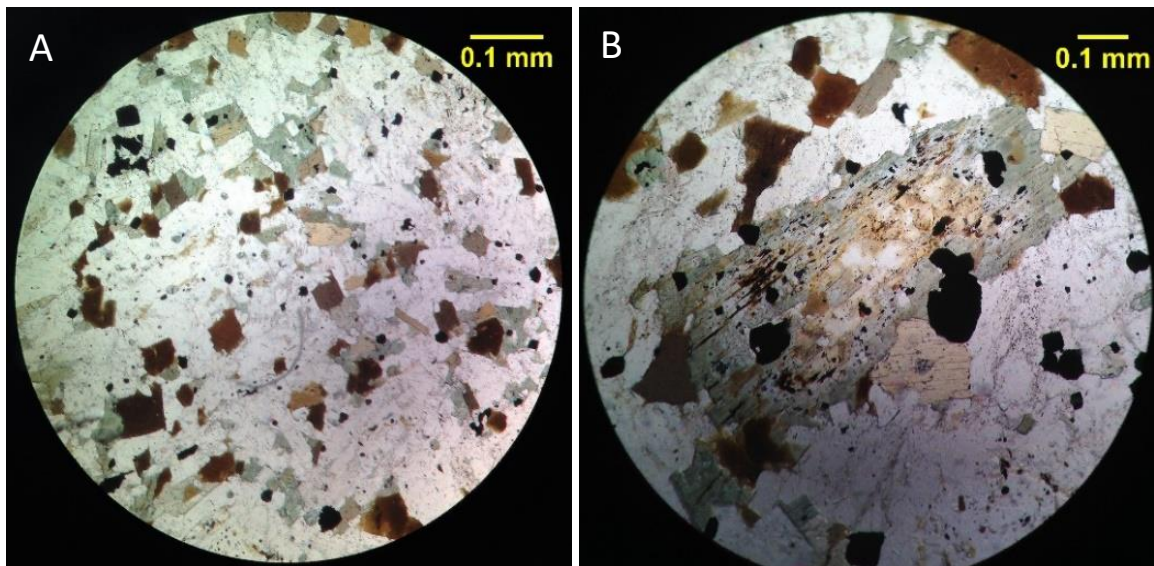


Figura 19. *A. Pequeños cristales de anfíbol y laminillas de biotita distribuidos de manera uniforme en la roca. B. Cristal de anfíbol con exsolución de minerales opacos y núcleo relíctico de piroxeno.*

Los accesorios se hallan representados por minerales opacos con hábitos equidimensionales y en ocasiones, alargadas, y también por pequeños cristales de apatita tabular y circones euhedrales. Asimismo, se destaca la presencia de cristales de titanita euhedrales cercanos al milímetro, con colores pardos y hábito en “punta de flecha”. Los cristales son de alto relieve y se encuentran maclados (Figura 20).

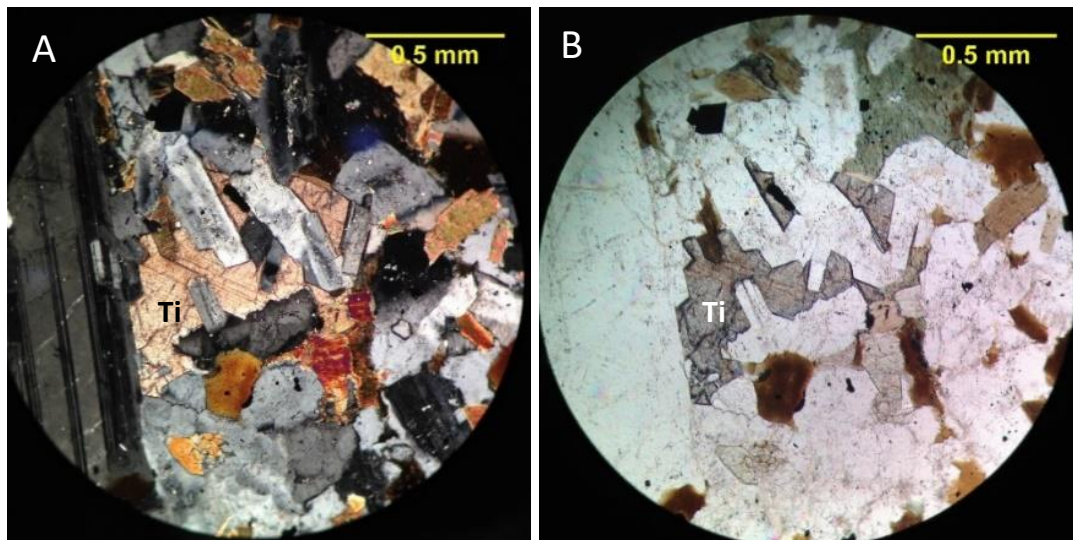


Figura 20. *Cristal de titanita maclado con alto relieve y hábito en “punta de flecha”. A. Con analizador. B. Sin analizador.*

4.1.3. Discusión

De acuerdo con la mineralogía, los granitoides analizados corresponderían a granitos metaluminosos, según Clarke (1992). Algunos minerales de la roca hospedante, de composición granodiorítica, presentan evidencias de desequilibrio fisicoquímico. En cristales de plagioclasa con zonalidad normal, se exhiben “texturas superpuestas”, producto del reemplazo pseudomórfico de zonas de plagioclasa cálcica por sericita (Hibbard, 1995). Mayores evidencias de inestabilidad se hallan en algunos cristales de plagioclasa, que presentan núcleos cálcicos corroídos por la pasta. Asimismo, existen evidencias de deformación en plagioclasas, por presentar maclado inconcluso y con terminación en peine.

Tanto en la roca hospedante como en los enclaves microgranulares máficos, hay evidencias de una alteración deutérica. En grandes cristales de hornblenda con núcleos relícticos de piroxeno, se observa exsolución de minerales opacos y una corona incompleta de laminillas de biotita. Estas texturas estarían indicando una incipiente transformación hacia fases más hidratadas. El proceso podría ocurrir durante la solidificación del magma a baja temperatura, donde los fluidos ricos en agua son los productos finales de la cristalización ígnea y pueden alterar a los componentes de la roca (Shelley, 1993).

El origen de los EMM en rocas hospedantes graníticas es muy discutido. Didier y Barbarin (1991) proponen dos hipótesis: la primera, considera a la formación de enclaves en granitoides producto de la diferenciación de un mismo magma inicial. La segunda, propone que son el resultado de una mezcla parcial de componentes máficos y félsicos. Según Perugini y Poli (2012) la presencia de EMM y el desequilibrio fisicoquímico en minerales de la roca hospedante, son evidencias del proceso de mezcla de magmas. Por otro lado, Zaffarana (2011) describe en la región de Gastre granitoides de composición similar a los del Cañadón Catán Lil, como resultado de los procesos de mezcla de magmas sin intercambio químico (*mingling*).

Los EMM muestran contactos netos con la roca hospedante sugiriendo un alto contraste térmico entre ambos. Los EMM con formas cuadradas presentan una granulometría fina en los bordes, mientras que en el núcleo es levemente más gruesa (Figura 17 A). Esta textura correspondería a la cristalización típica de un dique, con bordes de enfriamiento de granulometría más fina. De modo que los enclaves con bordes rectos cuadradas y textura granosa fina se podrían atribuir a fragmentos de un dique. Los enclaves de formas ovaladas a elipsoidales en cambio son atribuidos por Didier (1987) a un magma básico, que habría sido incorporado aún en estado plástico y transportado por el magma granítico durante el emplazamiento.

4.2 Granitos Rojos

Esta unidad se encuentra integrada por granitoides de coloración rojiza que afloran en el sector medio y sur del Cañadón Catán Lil. Es posible observar variaciones texturales y granulométricas, dando lugar a rocas granosas de tamaño grueso, medio y fino. De manera predominante, se destaca el desarrollo mayor de algunos cristales de feldespatos, conformando una textura porfiroide. Los minerales principales se encuentran representados por: cuarzo (45%), feldespato potásico (29%) y plagioclasa (20%), biotita (5%) como máfico característico, y minerales opacos (1%) como accesorios. Los granitos muestran una tonalidad anaranjada a rojiza, producto de la oxidación, en general de las impurezas de hierro presentes en los feldespatos. En algunos casos se encontraron pátinas de un sulfuro color gris oscuro, que correspondería a esfalerita (Figura 21 B).

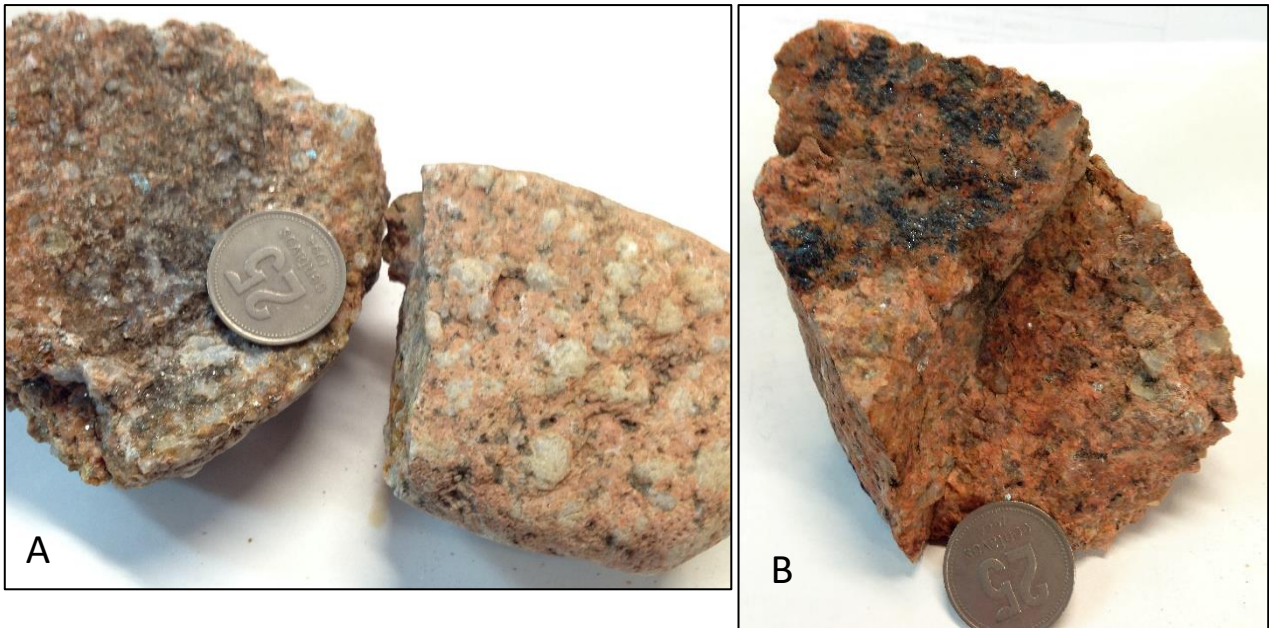


Figura 21. *A. Mayor desarrollo de cristales de plagioclasa dan lugar a una textura porfírica. B. Roca granosa gruesa con una pátina de sulfuros (esfalerita).*

De acuerdo con la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados, las rocas incluidas bajo la unidad de “Granitos rojos” se clasifican como Granitos del campo 3 según el diagrama QAPF de la IUGS para rocas plutónicas.

4.2.1 Mineralogía

Los cristales de cuarzo (< 0,1 mm) presentan formas típicamente anhedrales y aspecto límpido y fresco. Se observa con frecuencia extinción ondulosa y en menor ocasiones, relámpago.

Los cristales de feldespato potásico son euhedrales, presentan hábitos elongados, tamaños entre 0,1 y 1 mm y se encuentran representados por ortosa. Es frecuente la textura gráfica, conformada por el intercrecimiento de cuarzo y feldespato potásico (Figura 22 A).

En cuanto a los cristales de plagioclasa (0,1 – 0,5 mm), se encuentran representados por oligoclasa ($An_{20}-An_{22}$), tienen forma subhedral, hábito prismático, y maclado polisintético, el cual es en ocasiones acompañado por zonalidad normal. El maclado es con frecuencia, incompleto, ya que algunos planos de macla tienden a acuñarse y en su mayoría, finalizan abruptamente (Figura 22 B). Algunos cristales se encuentran fuertemente alterados a arcillas, particularmente aquellos con zonalidad, donde el núcleo cálcico es el más afectado, mientras que los bordes se encuentran límpidos.

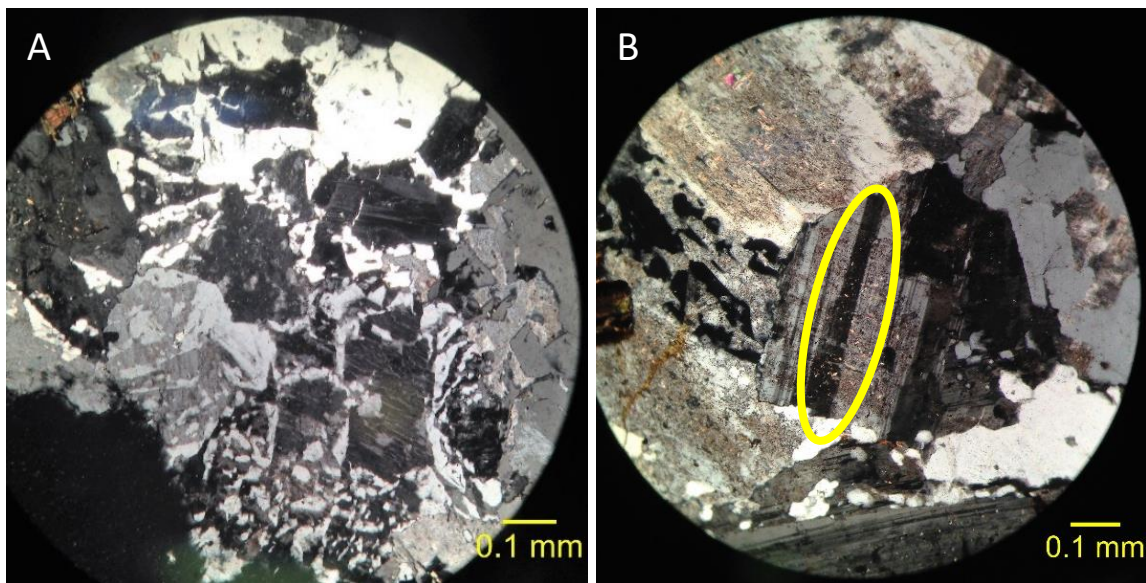


Figura 22. *A. Textura gráfica, producto del intercrecimiento de cuarzo y feldespato potásico. B. Plagioclasa con maclado polisintético, presenta planos de macla “en peine”.*

Las micas (biotita) presentan formas subhedral, hábito laminar y tamaños menores a 1 milímetro. La coloración es color pardo oscuro, aunque se observa un pleocroísmo extremo de color pardo oscuro a pardo amarillento (Figura 23 A y B). Ocasionalmente se observan láminas con el borde corroído y otras con aspecto flexurado (Figura 23 C).

Los accesorios de la roca son minerales opacos, presentan formas cuadradas y son equidimensionales en su mayoría.

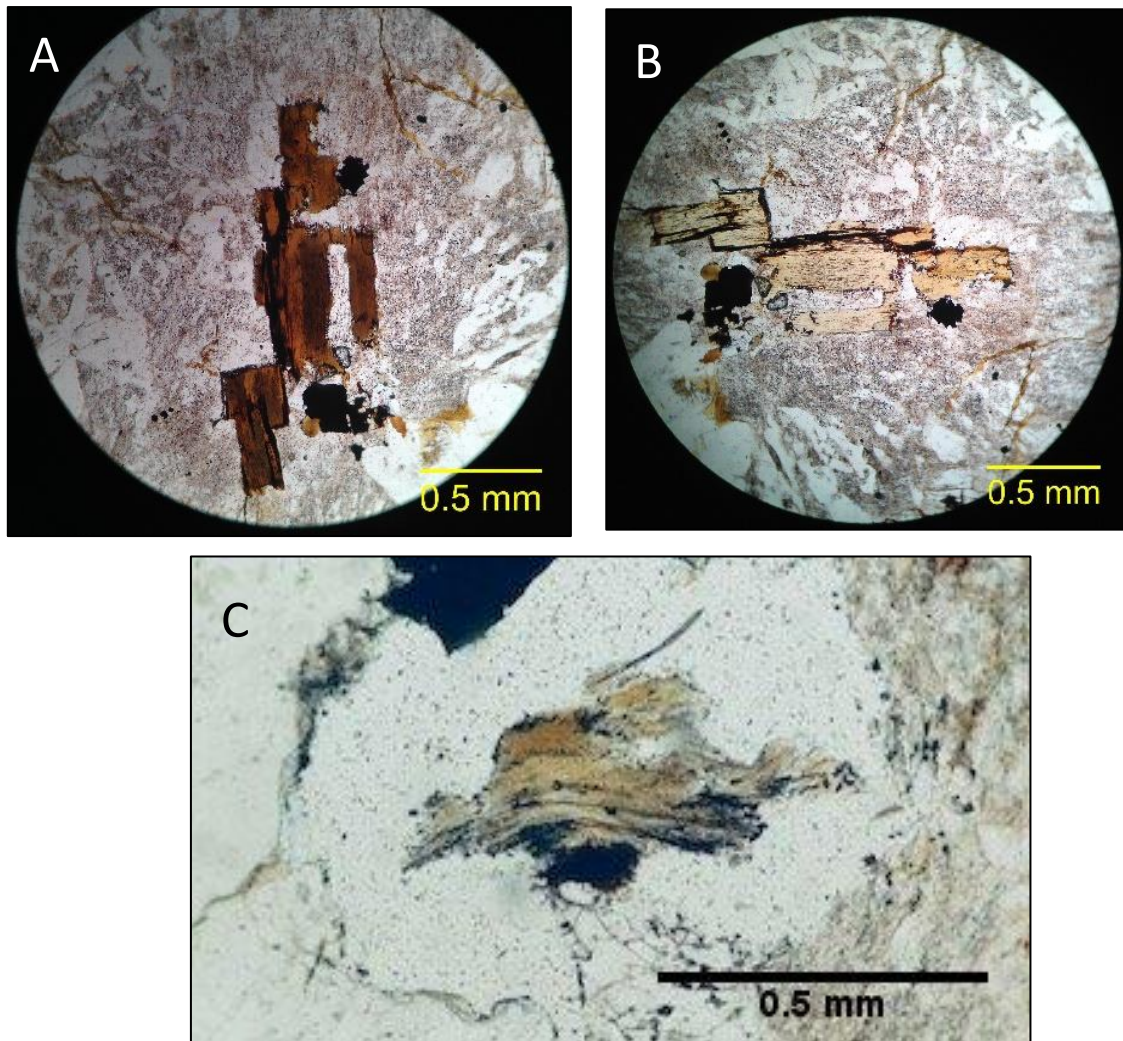


Figura 23. *Biotita presenta pleocroísmo extremo de color pardo oscuro (A) a pardo amarillento (B). C. Mica flexurada.*

4.2.2 Discusión

De acuerdo con la mineralogía, los “Granitos Rojos” corresponderían a granitos metaluminosos, según la clasificación de Clarke (1992).

Los granitos presentan evidencias de desequilibrio fisicoquímico. En primer lugar, se destaca la zonalidad normal en plagioclasas, una característica que estaría manifestando un desequilibrio feldespato-solución, producto de un enfriamiento rápido en el que los cristales y el fundido no llegaron a equilibrarse (Anderson, 1984). En segundo lugar, se observa corrosión en micas biotíticas. Esta ocurrencia podría estar indicando un proceso de recristalización bajo

nuevas condiciones termodinámicas o físico-químicas (López y Bellos, 2006). Además, se observaron rasgos que indicarían que las rocas fueron sometidas a presión. En cristales de cuarzo se observa extinción en relámpago y ondulosa, compatibles con un escenario de deformación (Passchier y Trouw, 2005). Otro indicador sería la presencia de micas flexuradas y planos de macla adelgazados y con terminación en peine en cristales de plagioclasa.

4.3 Correlaciones

La unidad de “Granitos Grises” del Cañadón Catán Lil corresponde a los granitos Lipetrén de Nullo (1978). Se correlaciona con los granitoides de la *Superunidad* Gastre (Rapela *et al.* 1991) y redefinidos por Zaffarana (2011) en el área de Gastre, al oeste de la zona de estudio (Figura 24). La unidad de “Granitos Rojos” se correlaciona con granitos biotíticos de la Formación Lipetrén descrita por Nullo (1978), posteriormente incluidos por Rapela *et al.* (1991) en la *Superunidad* Lipetrén.

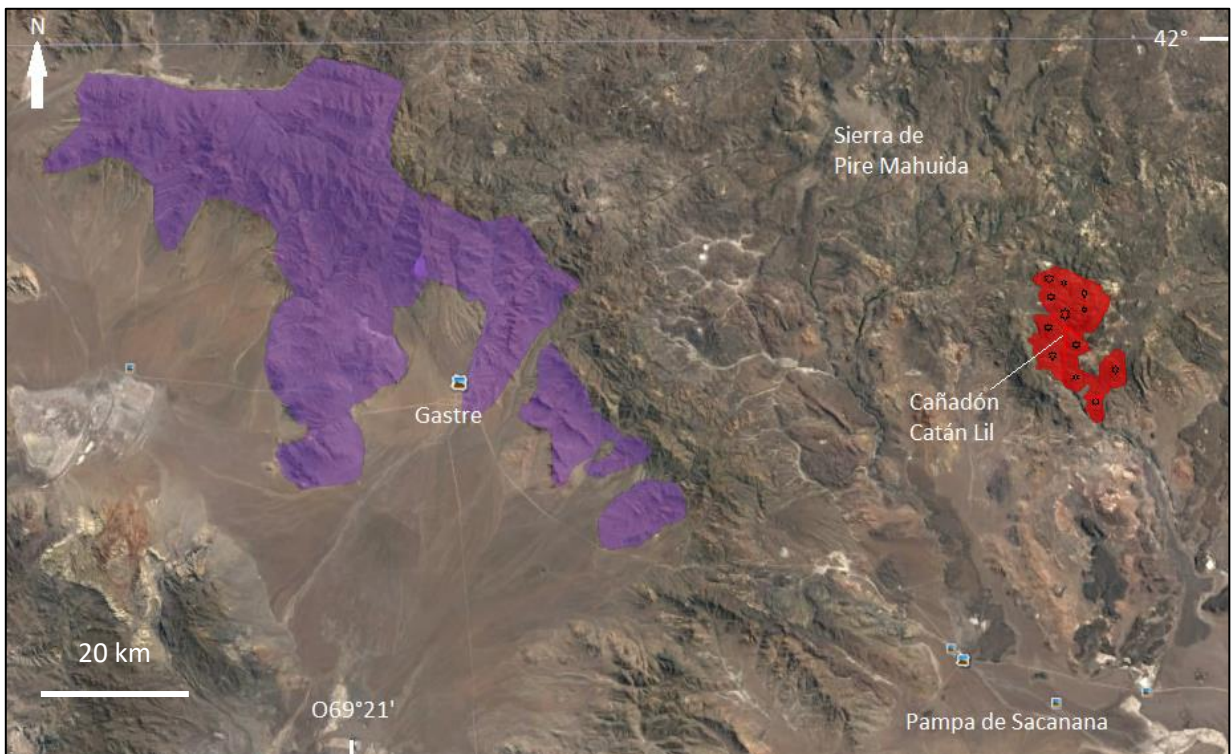


Figura 24. Granitoides del Cañadón Catán Lil (en rojo) y afloramientos de granitoides en el área de Gastre (en violeta) (Nullo, 1978; Proserpio, 1978) y Zaffarana (2011).

5. ANÁLISIS DE LOS BASALTOS DEL CAÑADÓN CATÁN LIL

Los basaltos en estudio forman parte de efusiones póstumas del CVPM mapeadas en la Hoja Geológica Gan Gan (Ardolino *et al.* 2016) como basaltos indiferenciados agrupando bajo esta denominación a basaltos nefelínicos y transicionales, basaltos alcalinos y calcoalcalinos y andesitas basálticas.

Recientemente Luro (2017), excluye los términos calcoalcalinos y formaliza con la denominación Campo Volcánico Cerro Negro - Escorioso una extensión de vulcanitas basálticas de 140 km² que involucra a los derrames al sur de la Sierra de Pire Mahuida y los del área estudiada.

Luro (2017) determina la extensión del vulcanismo y las principales bocas eruptivas, pero estudia y caracteriza, particularmente los basaltos asociados a los cerros mencionados. Con el fin de dar continuidad a la caracterización de los basaltos que integran este campo, se estudiaron en detalle los basaltos del Cañadón Catán Lil y las unidades basálticas aflorantes al oeste del cañadón, denominadas Basaltos Medialuna.

5.1 Basaltos del Cañadón Catán Lil

Los flujos basálticos del Cañadón Catán Lil provienen de un centro eruptivo, localizado en el sector NE del área mapeada (42°12'50,27''S 68°35'44,59''O) implantado sobre las rocas graníticas de la Formación Lipetrén. Desde la boca eruptiva las coladas se derraman con dirección NE-SO y recorren una distancia de 2, 16 km, con un desnivel de 338 m, hasta alcanzar el cañadón. A partir de este punto, el flujo basáltico se encauza y fluye por el valle con dirección NNO-SSE. Los primeros registros de basalto se encuentran a una distancia 4,32 km del punto de inflexión de la trayectoria de la lava.

Se determinó la presencia de por lo menos seis flujos basálticos de 3 a 6 metros de espesor (Figura 25) y de acuerdo a la composición y morfología, tres unidades: inferior, media y superior.

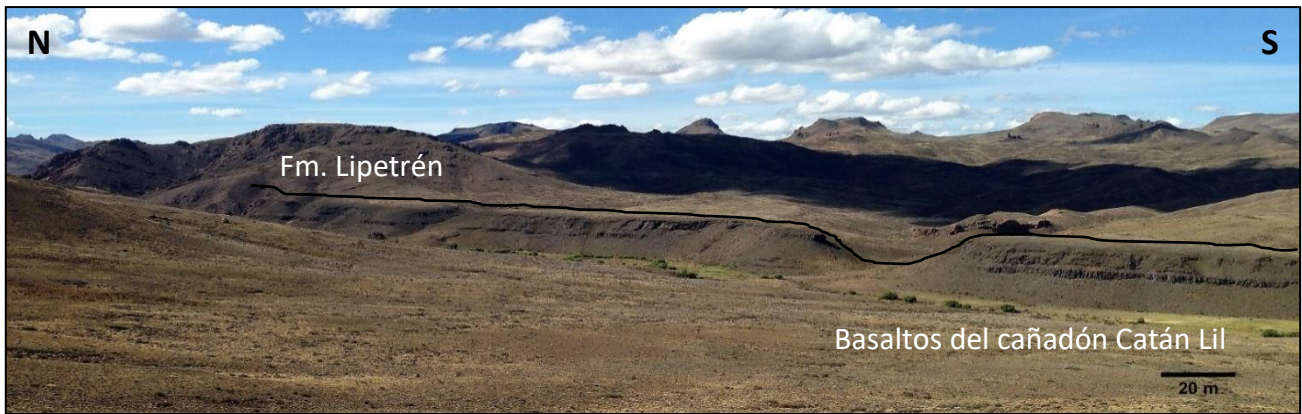


Figura 25. Se observan las coladas basálticas encauzadas a lo largo del cañadón Catán Lil, en segundo plano los granitoides de la Formación Lipetrén.

5.1.1 Unidad basáltica inferior

La unidad inferior se encuentra integrada por basaltos, en los que se destaca la presencia de xenolitos de coloraciones blanquecinas (hasta 40 mm) en proporciones entre 5 y 10% y xenolitos ultramáficos (entre 10 y 40 mm) en cantidades menores a 5 %.

Los afloramientos basálticos presentan disyunción columnar y lajosidad (Figura 26). Son rocas de textura porfírica, con pasta de grano fino, de color gris oscuro y fenocristales de hasta 5 mm. Se observan numerosas amígdalas, con tamaños entre 1,5 y 3 mm, la mayoría de las cuales se encuentran rellenas total o parcialmente por arcillas fibrosas, zeolitas (Figura 27 C) y carbonatos.

Petrográficamente se determinaron fenocristales (16,5%) de olivina (75%) y clinopiroxeno (25%) inmersos en una pasta (83,5%) de textura intergranular. Los componentes de la pasta son cristales de plagioclasa (50%), opacos (20%), olivina (12%) y clinopiroxeno (8%), en una base nefelinítica (10%). Dada la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados para el diagrama QAPF de la IUGS, las rocas se clasifican como Basanitas del campo 14 para rocas volcánicas.



Figura 26. Afloramiento basáltico presenta disyunción columnar y lajosidad, con incorporación de xenolitos félsicos. Fotografía vista desde el oeste.

5.1.1.1. Mineralogía

La olivina representa la mayoría de los fenocristales de la roca. Presenta forma euhedral, hábito romboidal, tamaños que oscilan entre 1 y 5 mm, y fracturamiento en casi todos los casos. Además, se encuentra en la pasta como microlitos anhedrales de 0,05 mm en promedio. Tanto en fenocristales como en la pasta, las olivinas presentan alteración a iddingsita (Figura 27 A), dispuesta en los bordes del mineral y, en el caso de los fenocristales, la alteración puede llegar hasta el núcleo aprovechando las fracturas. Algunos fenocristales de olivina presentan bordes corroídos y engolfamiento (Figura 27 A).

Los cristales de plagioclasa (0,05 – 0,1 mm), representados por Labradorita ($An_{58}-An_{60}$), se encuentran como microlitos en la pasta, con formas euhedrales, aspecto límpido y hábito prismático. En la mayoría de los cristales, se destaca el desarrollo de maclas de dos individuos.

Los cristales de clinopiroxeno (augita titanífera) se encuentran como fenocristales y como microlitos en la pasta, con similares características. Presentan forma euédral, hábito equidimensional, pleocroísmo de rosa claro a oscuro y zonación, indicando una composición rica en titanio. Menos frecuentemente, los fenocristales se caracterizan por núcleos total o parcialmente cribados (Figura 27 B). Ocasionalmente se observan megacristales de clinopiroxeno de hasta 12 mm.

Los minerales opacos son equidimensionales y menores al milímetro. Se hallan bien representados en la pasta y distribuidos de manera uniforme.

Por último, entre los componentes de la pasta se distingue un mineral con forma anhedral y baja birrefringencia, el cual correspondería a un feldespatoide (nefelina).

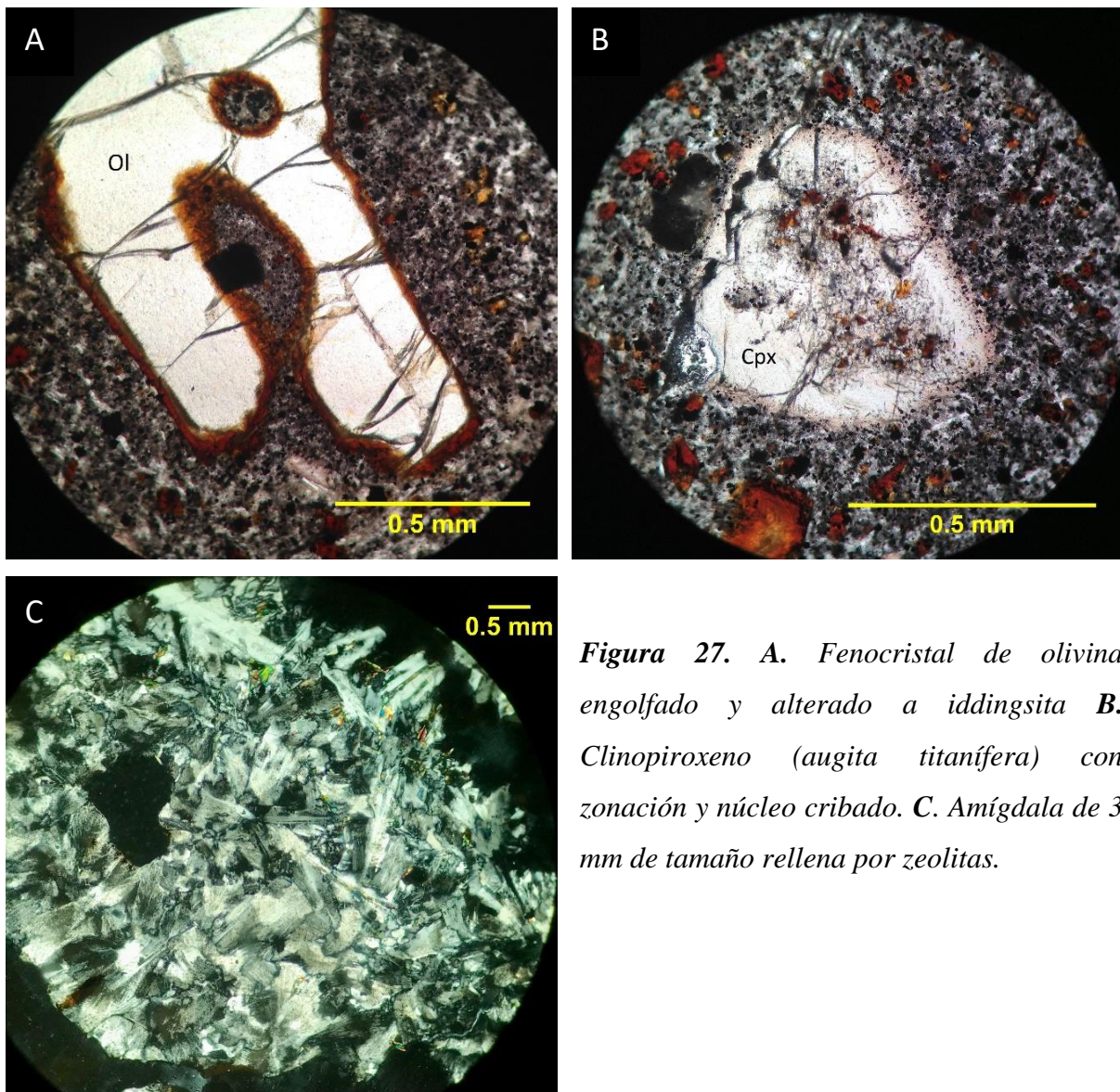


Figura 27. A. Fenocristal de olivina engolfado y alterado a iddingsita B. Clinopiroxeno (augita titanífera) con zonación y núcleo cribado. C. Amígdala de 3 mm de tamaño rellena por zeolitas.

5.1.1.2. Xenolitos félsicos

Los xenolitos presentan tamaños entre 1 y 30 mm, y diferencias composicionales y texturales, que permiten distinguir dos tipos.

Los xenolitos de tipo I corresponden a una roca piroclástica, ignimbrítica. La ignimbrita se destaca por ser mayormente vítrea con escasos litoclastos y presencia de trizas monoaxonas, ligeramente deformadas e incipiente desvitrificación. En menor proporción, se encuentran litoclastos correspondientes a rocas andesíticas con pastas pilotáxicas; rocas basálticas, donde sólo se preserva la pasta volcánica rica en gruesos microlitos de plagioclasa (alterada a arcillas), y la silueta de un cristal anhedral con incipiente halo de iddingsita, que correspondería a olivina (Figura 28). Finalmente, se distinguen escasos cristaloclastos de plagioclasa con zonalidad y feldespatos, alterados a arcillas pulverulentas, con textura esferulítica.

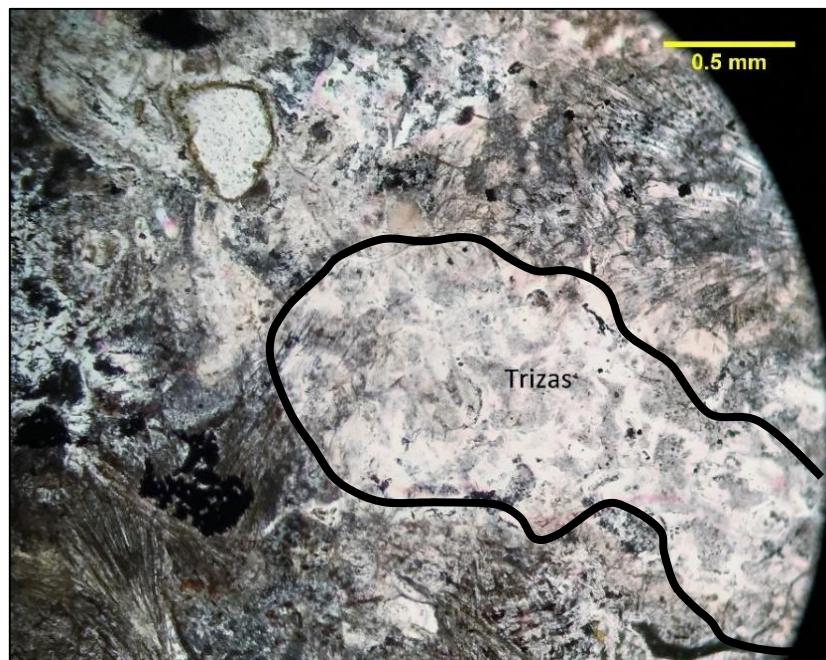


Figura 28. El xenolito de tipo I (4 mm) corresponde a una piroclastita. Se observan trizas levemente deformadas (en el centro de la figura) y litoclastos de basaltos. En el sector izquierdo superior se observa la silueta de un cristal anhedral con un incipiente halo de iddingsita, correspondiente a olivina.

En el contacto con el basalto, se desarrolla un borde de reacción de aproximadamente 0,5 mm en el cual es posible distinguir dos zonas, textural y composicionalmente diferentes, del interior del xenolito hacia afuera (Figura 29):

- Zona 1 (0,2 – 0,6 mm): Está representada por una banda de espesor irregular, constituida por cristales de feldespato que se disponen en forma de semi-esferulitas, en abanico y como cristales individuales.
- Zona 2 (0,1 – 0,2 mm): Está compuesta por finas agujas de clinopiroxeno rosado (augita) entre microlitos de plagioclasa de mayor tamaño que se disponen de manera perpendicular al contacto roca hospedante/xenolito.

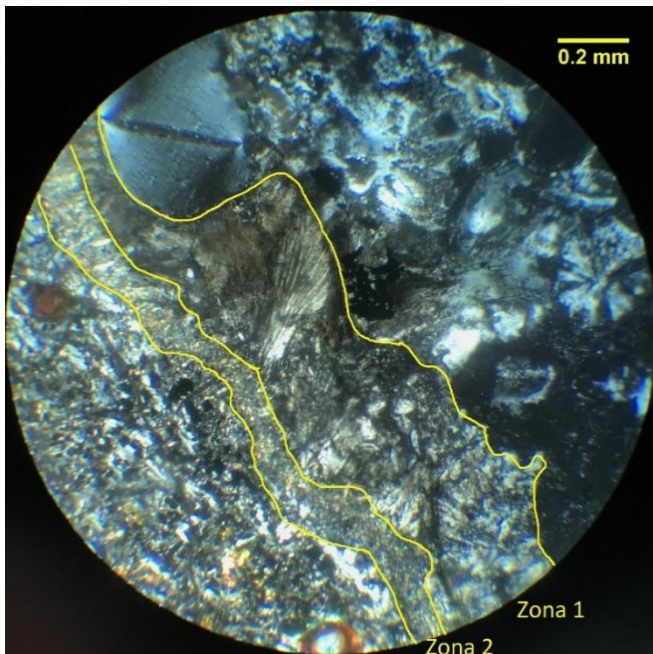


Figura 29. Contacto entre el xenolito de tipo I (piroclastita) y el basalto, presenta dos zonas bien definidas. En la Zona 1 se observa mayor irregularidad en el espesor, semi-esferulitas en forma de abanico y desarrollo de cristales feldespáticos aislados, mientras que la Zona 2 presenta finas agujas de clinopiroxeno, entre microlitos de plagioclasa.

Los xenolitos de tipo II poseen tamaños cercanos al milímetro. Se los incluye dentro de ese ítem teniendo en cuenta el material original (ver Discusión). En general, tienen formas redondeadas y una composición exclusivamente formada por cristales de clinopiroxeno, plagioclasa y minerales opacos. Los microlitos de plagioclasa son de grano grueso y maclado poco definido. Los clinopiroxenos presentan color verde pálido, alto relieve y un ángulo de extinción cercano al 30 °, correspondiente a augita. Se distinguen dos hábitos: agujas y prismas cortos.

Los xenolitos presentan una corona de reacción proporcionalmente mayor en comparación a los xenolitos del tipo I, con un desarrollo aproximado de 0,5 mm e integrada por una asociación de pequeños cristales de clinopiroxeno y opacos (Figura 30).

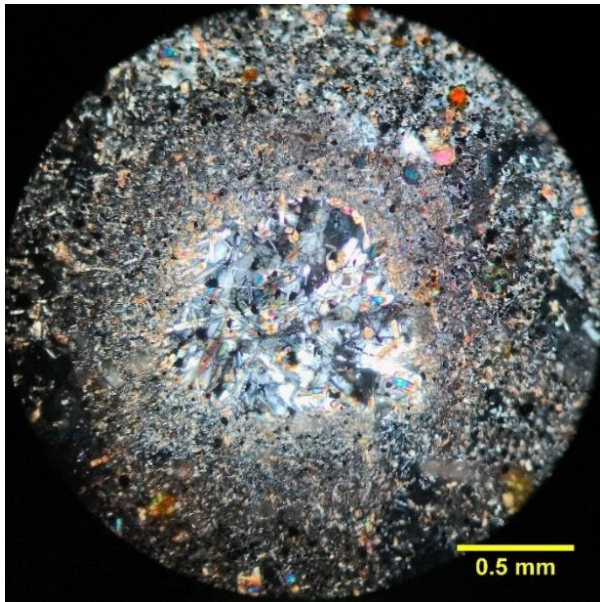


Figura 30. El xenolito de tipo II (1 mm) presenta un borde de reacción bien desarrollado, integrado por microlitos de plagioclasa y pequeñas agujas de clinopiroxeno.

5.1.1.3. Xenolitos ultramáficos

Se reconoce la presencia de xenolitos ultramáficos aleatoriamente distribuidos en la roca de caja, con diámetros que fluctúan entre 10 y 40 mm, con un promedio de 16 mm. Dado el predominio de olivina en el nódulo, el color dominante es el verde pálido con tinte amarillento. Las formas más observadas son elongadas y redondeadas (Figura 31).

Los xenolitos se encuentran conformados por olivina (70%), clinopiroxeno (15%), ortopiroxeno (10%) y minerales opacos (espinelos, 5%). Ocasionalmente presentan fracturas, rellenas por un mineral de baja birrefringencia que correspondería a zeolitas.

Dada la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados, los xenolitos clasifican como lherzolitas espinélicas, según el diagrama de clasificación de la IUGS para rocas intrusivas ultramáficas.

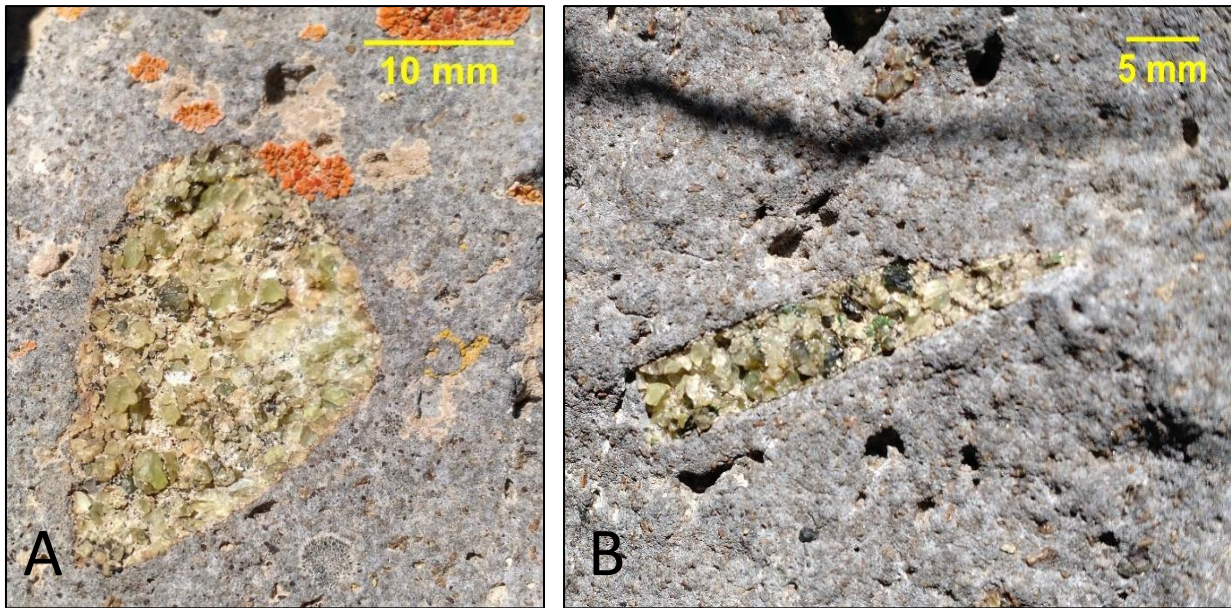


Figura 31. Xenolitos ultramáficos de composición olivínica y formas variadas. **A.** redondeados. **B.** elongados. (Imágenes cedidas por el Dr. Cordenons).

Los nódulos ultramáficos se caracterizan por una textura porfiroclástica, dada la presencia de cristales de mayor tamaño (>1 mm) como porfiroclastos de olivina, clinopiroxeno y ortopiroxeno y neoblastos de olivina que componen aproximadamente el 15% de los xenolitos (Figura 32).

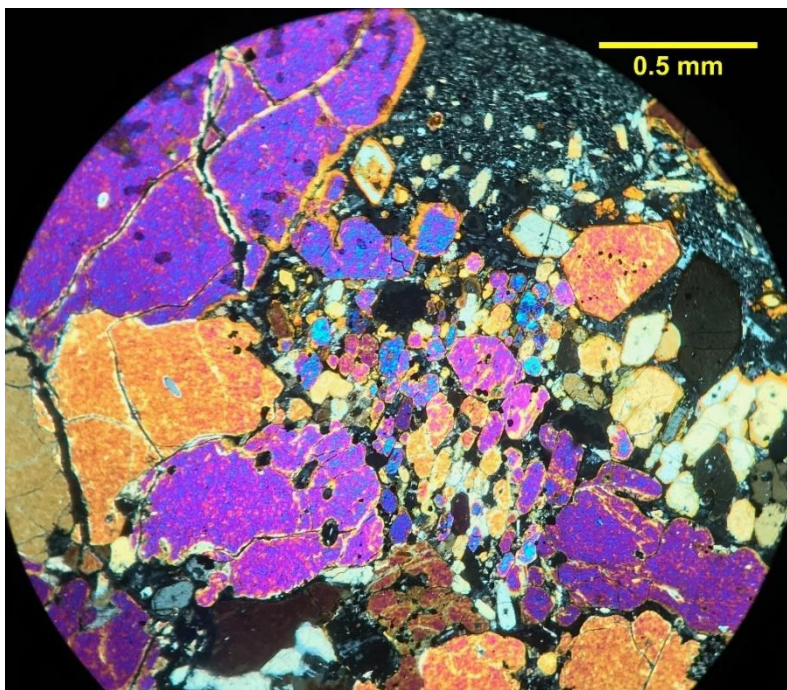


Figura 32. La textura porfiroclástica de las peridotitas se encuentra dada por la presencia de porfiroclastos de olivina y piroxenos y dos modalidades de neoblastos de olivina.

Los porfiroclastos de olivina son subhedrales y elongados, con tamaños de 1 mm en promedio y 2 mm como máximo. Exhiben deformación tanto paralela como perpendicular al eje mayor de los cristales y en general presentan extinción ondulosa o en mortero. Sólo en algunos casos se reconocen subgranos con límites netos (Figura 33 A) y ocasionalmente, con engolfamiento (Figura 33 B). En cuanto a los neoblastos de olivina, se destacan dos modas: la primera, con tamaños menores a 0,1 mm presenta bordes rectos, hábito tabular y forma subhedral, mientras que la segunda, presenta tamaños que oscilan entre 0,3 y 0,5 mm, formas anhedrales y hábito romboidal. En casi todos los cristales de olivina, independientemente de su tamaño, se observa alteración a iddingsita.

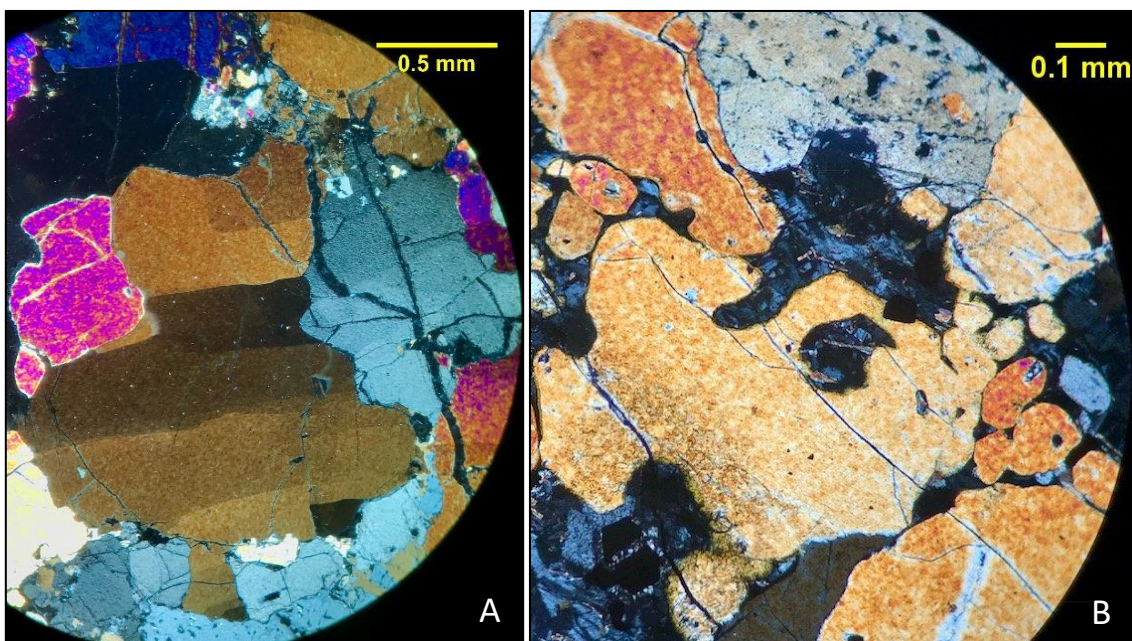


Figura 33. *A. Porfiroclastos de olivina en los que se distinguen subgranos. B. Porfiroclasto de olivina engolfado.*

Los porfiroclastos de clinopiroxeno, correspondientes a diópsido, presentan tamaños que oscilan entre 0,5 y 1 mm, formas anhedrales y leve pleocroísmo de neutro a verde pálido. Los cristales se hallan frecuentemente cribados y dispuestos entre porfiroclastos de olivina. Los porfiroclastos de ortopiroxeno tienen tamaños cercanos al milímetro, formas subhedrales y hábitos elongados. Con frecuencia presentan deformación perpendicular a los planos de clivaje (Figura 34 A), y en general manifiestan exsoluciones de clinopiroxeno que se encuentran

orientadas según los planos de clivaje. La exsolución presenta un tinte rosado (Figura 34 B). Asimismo, se reconoce en algunos sectores del xenolito, un intercrecimiento grueso entre clinopiroxeno y ortopiroxeno. El contacto entre ambos piroxenos es suturado y del tipo escalonado (Figura 34 C).

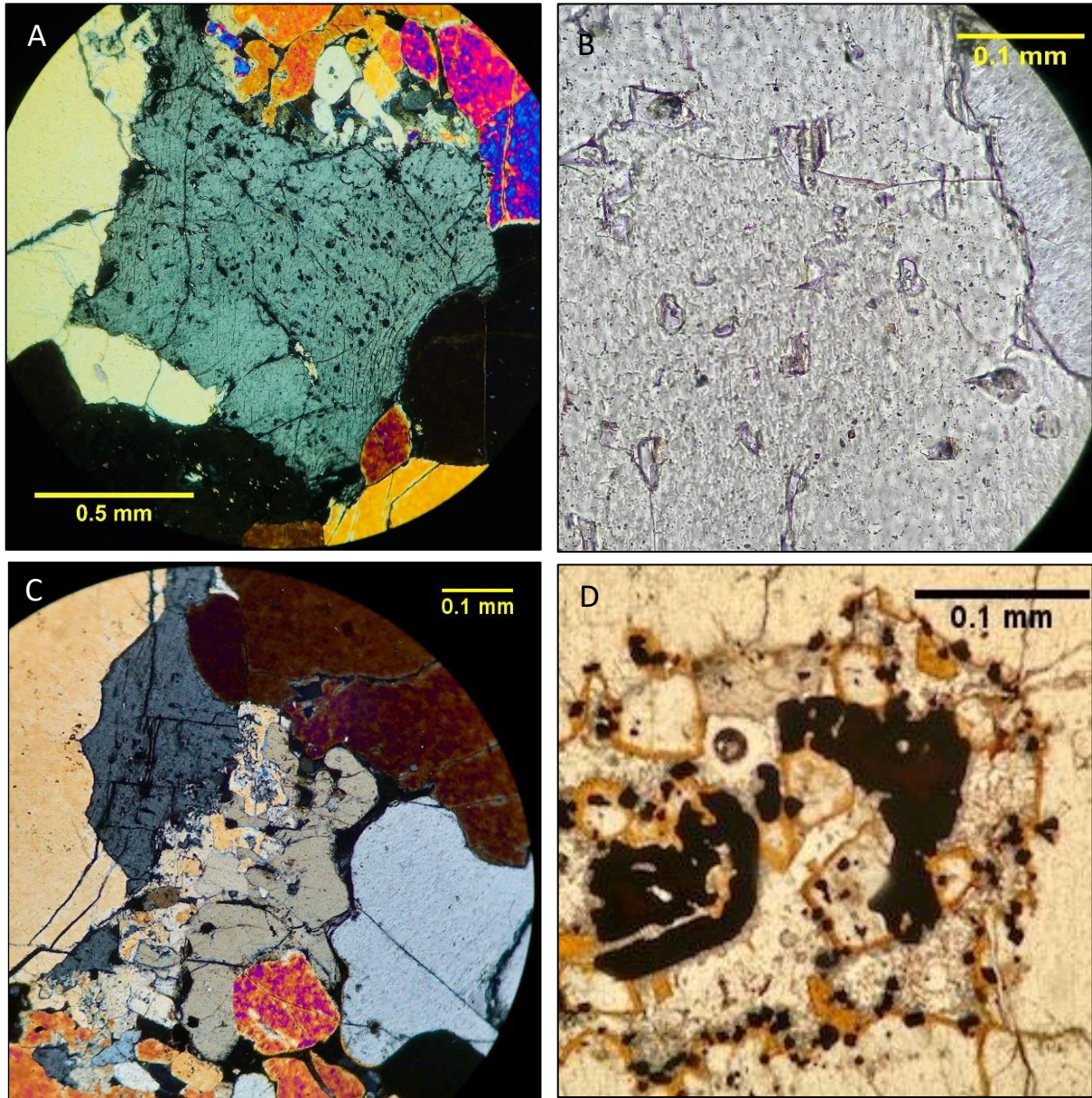


Figura 34. *A. Se reconoce una sección basal de ortopiroxeno con deformación perpendicular a los planos de clivaje. B. Porfiroclasto de ortopiroxeno con exsolución de clinopiroxeno con tinte rosado. C. Intercrecimiento grueso entre ortopiroxeno y clinopiroxeno. D. Minerales opacos con formas anhedrales y coloración rojiza (espinelo) se encuentran asociados a olivinas, con alteración a iddingsita.*

Se distinguen minerales opacos (<0,1 mm) con formas tanto euhedrales como anhedrales, asociados a neoblastos de olivina. Los opacos presentan coloración oscura y tinte rojizo y corresponderían a espinelo (Figura 34 D).

El contacto entre los xenolitos y el basalto es neto, aunque se observa una transición mineralógica, caracterizada por la presencia de cristales tabulares de augita titanífera típica de la roca hospedante en los límites del xenolito (Figura 35). Asimismo, “parches” anhedrales de augita titanífera secundaria se encuentran englobando a neoblastos de olivina.

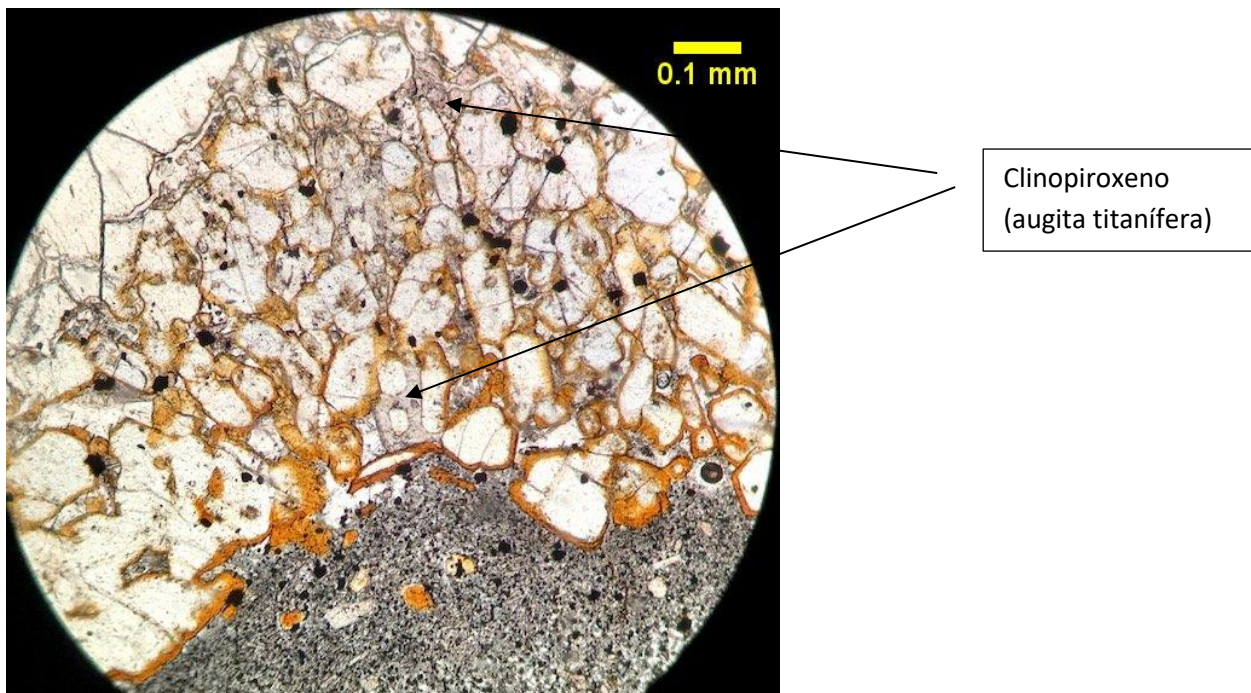


Figura 35. El contacto entre el xenolito ultramáfico y la roca hospedante basáltica es neto, aunque se observa la presencia de augita titanífera en el límite con la roca de caja basáltica y como “parches” anhedrales en el xenolito, ocupando intersticios ente los cristales.

5.1.2 Unidad basáltica media

La unidad basáltica media se encuentra representada por basaltos con disyunción columnar. La textura de los basaltos es porfírica: se distinguen fenocristales de olivina inmersos en una pasta con abundante vidrio.

Se observaron rocas basálticas de aspecto masivo y compacto, carentes de vesículas, mientras que, hacia el techo, donde la disyunción columnar se hace más grosera, las rocas presentan vesículas y amígdalas rellenas por carbonatos, constituyendo un 5% sobre el total de la roca.

Los fenocristales de olivina (100%) se encuentran en una pasta compuesta por plagioclasa (70%), minerales opacos (25%), olivina (5%) y material vítreo de coloración parda. Dada la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados, las rocas pertenecientes a la unidad clasifican como Basaltos, según el diagrama QAPF para rocas volcánicas de la IUGS.

5.1.2.1 Mineralogía

Los fenocristales de olivina son subhedrales y de hábito romboidal. Se destaca en todos sus individuos, un fino borde de coloración anaranjada producto de alteración a iddingsita y forma esquelética en algunos cristales (Figura 36 B). Los cristales presentan tamaños entre 0,1 y 5 mm, siendo los megacristales la moda dominante en la roca.

En cuanto a los componentes de la pasta, predominan microlitos de plagioclasa representados por labradorita ($An_{57}-An_{62}$). Son abundantes, de escaso tamaño y grano fino, presenta formas euhedrales, hábitos prismáticos y aspecto límpido. Además, exhiben maclas de dos individuos según ley de Carlsbad. Ocasionalmente, los microlitos forman esferulitas que se disponen a modo de abanico, a veces desdibujadas (Figura 36 A).

La olivina en la pasta presenta alteración a iddingsita, forma subhedral e incipiente hábito romboidal. Acompañan a los microlitos de plagioclasa y olivina, minerales opacos con forma euhedral y hábito equidimensional. La mesostasis de la roca es vítrea, presenta coloración parda e incipiente desvitrificación. Se reconocen parches de carbonato.

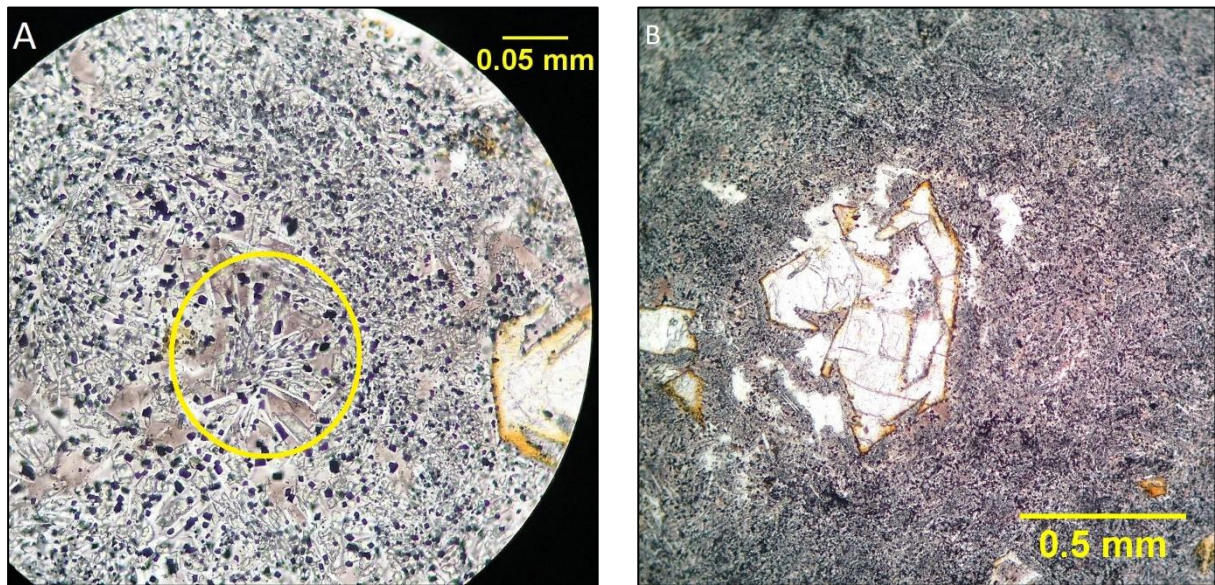


Figura 36. *A. Esferulitas en forma de abanico. B. Olivina con hábito romboidal y forma esquelética, presenta borde de alteración a iddingsita.*

5.1.3 Unidad basáltica superior

La unidad superior se encuentra integrada por basaltos olivínicos en los que se destaca la presencia de xenolitos ácidos, en cantidades menores a 10%. Los basaltos presentan textura porfírica; los fenocristales de olivina y clinopiroxeno se encuentran inmersos en una pasta intergranular en una mesostasis nefelinítica. Los xenolitos tienen un tamaño que varía entre 2 y 40 mm, coloración grisácea y bordes blanquecinos y netos de hasta 5 mm de ancho (Figura 37).

Los fenocristales de olivina (70%) y clinopiroxeno (30%) se encuentran en una pasta compuesta por microlitos de plagioclasa (55%), olivina (15%), clinopiroxeno (12%), nefelina (10%) y minerales opacos (8%). De acuerdo con la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados para el diagrama QAPF, la roca se clasifica como una Basanita del campo 14, según la clasificación de la IUGS para rocas volcánicas.



Figura 37. Basaltos con xenolitos de coloración grisácea (15mm - 20 mm), presentan rebordes homogéneos de color blanco con espesores de hasta 5 mm.

5.1.3.1 Mineralogía

Los fenocristales de olivina muestran formas subhedrales y hábitos romboidales. Como fenocristales presentan tamaños que oscilan entre 0,5 y 1 mm, aunque también se los halla como megacristales, con tamaños entre 4 y 7 mm. En todos los casos están alterados a iddingsita, particularmente en los bordes del cristal. Se encuentran algunos cristales de olivina esqueléticos y otros con bordes engolfados. En la pasta la olivina forma pequeños cristales anhedrales.

Los fenocristales de clinopiroxeno están representados por augita titanífera, con tamaños entre 0,5 y 0,9 mm, formas subhedrales, hábitos equidimensionales y coloración rosada. En numerosas ocasiones se observa zonalidad en los cristales. Esporádicamente, algunos individuos muestran evidencias de desequilibrio, como corrosión, particularmente en el sector central del cristal, desdibujándose hasta mimetizarse con la pasta volcánica mientras los bordes permanecen límpidos (Figura 38). En la pasta, se observan pequeños cristales equidimensionales de clinopiroxeno de coloración rosada.

La plagioclasa forma parte de la pasta como microlitos (< 0,1 mm), de composición labradorítica (An₆₀-An₆₅), con hábito prismático largo, formas euhedrales y maclado de dos individuos según ley de Carlsbad. Se disponen entre los pequeños cristales de clinopiroxeno, olivina y opacos de forma uniforme. Se distingue una mesostasis de nefelina, con colores de birrefringencia grises de primer orden, forma anhedral y zonación incipiente. De modo accesorio, se destacan minerales opacos de hábito equidimensional y tamaño pequeño (< 0,1 mm).

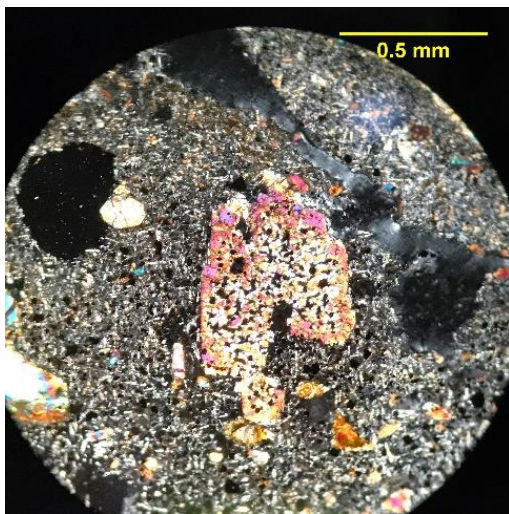


Figura 38. Clinopiroxeno intensamente cribado en el centro del cristal, presenta textura moteada por desequilibrio con la pasta.

5.1.3.2 Xenolitos

Los basaltos de la unidad superior contienen xenolitos (<40 mm) grisáceos con bordes blanquecinos, de naturaleza ácida y material vítreo como componente principal. Es frecuente que el vidrio desarrolle fracturas perlíticas y una incipiente desvitrificación. Asimismo, los xenolitos presentan escasos cristales, correspondientes a cuarzo anhedral y pequeños glomérulos o ramilletes de plagioclasa inmersos en la masa vítrea (Figura 39A).

Se observan bordes de reacción entre los xenolitos y el basalto (Figura 39 B). En particular, un xenolito de 7 mm presenta una corona bien definida en la que se distinguen dos zonas textural y composicionalmente distintas, que se describen desde el interior del xenolito hacia el contacto con la roca hospedante.

- Zona 1 (1 mm): presenta semi-esferulitas de plagioclasa en forma de abanico y a veces con textura axiolítica, ya que algunas esferulitas nacen a partir del límite con la Zona 2. Además, entre los cristales de plagioclasa, se encuentran algunas pequeñas agujas de clinopiroxeno. El límite con la Zona 2 es neto, por el contraste composicional y especialmente por estar desprovisto de alteración.

- Zona 2 (1 mm): se caracteriza por presentar, mayoritariamente, finas agujas de clinopiroxeno, y en menor proporción, pequeños cristales prismáticos de clinopiroxeno, entrelazados con cristales de feldespato. Los feldespatos tienen extinción ondulosa y alteración a arcillas. El límite entre la zona 2 y la roca hospedante es neto y abrupto.

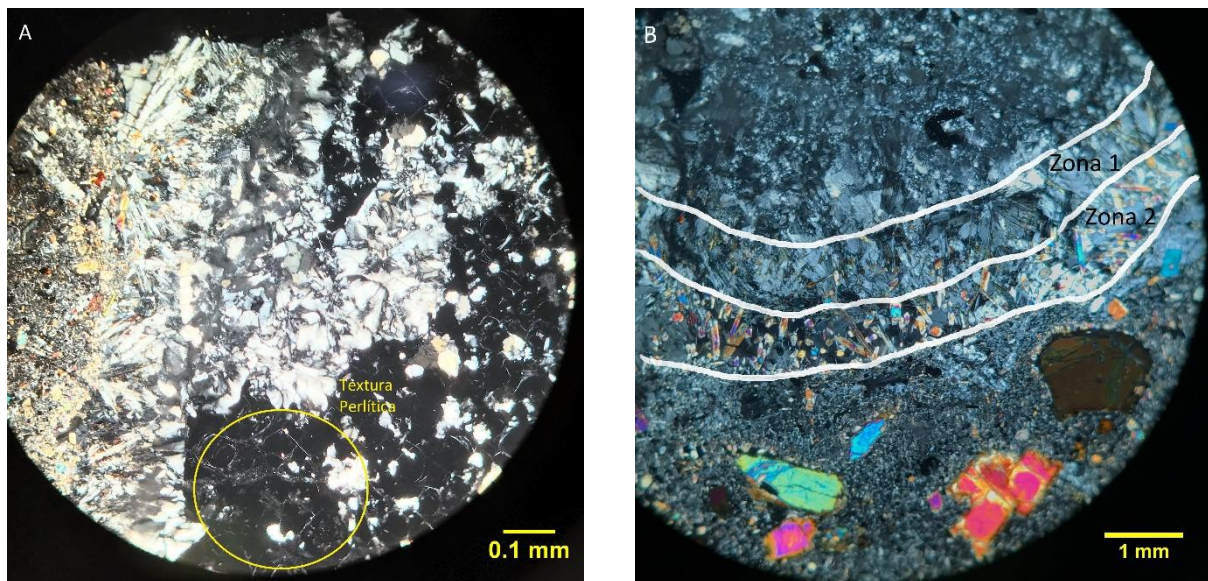


Figura 39. *A. Material vítreo del interior del xenolito con textura perlítica. B. Zona 1 y Zona 2 en el contacto entre el xenolito y el basalto.*

En la Tabla 2 se resumen las características de los Basaltos del Cañadón Catán Lil.

Unidad superior (Basanitas)	Textura	Porfírica con pasta de textura intergranular				
	Fenocristales	Olivina	Clinopiroxeno			
	Pasta	Plagioclasa	Olivina	Clinopiroxeno	Nefelina	Opacos
	Xenolitos	Ácidos				
Unidad media (Basaltos)	Textura	Porfírica con pasta vítrea				
	Fenocristales	Olivina				
	Pasta	Plagioclasa	Opacos	Olivina		
	Xenolitos					
Unidad inferior (Basanitas)	Textura	Porfírica con pasta de textura intergranular				
	Fenocristales	Olivina	Clinopiroxeno			
	Pasta	Plagioclasa	Opacos	Olivina	Clinopiroxeno	Nefelina
	Xenolitos	Ácidos	Ultramáficos			

Tabla 2. Características principales de los Basaltos del Cañadón Catán Lil.

5.1.4. Discusión

La unidad inferior de los basaltos del Cañadón Catán Lil se encuentra representada por basanitas con cristales de olivina alterados a iddingsita. La olivina, según Smith *et al.* (1987), es el mineral más reactivo bajo condiciones de meteorización, y la iddingsita, una mezcla de goethita y esmectita, una de las alteraciones más comunes que puede sufrir la olivina. La alteración se puede generar bajo condiciones oxidantes, por lo cual se estima que la fugacidad de oxígeno podría haber sido alta durante la formación de esta alteración (Colman, 1982).

Se observaron múltiples evidencias de desequilibrio con la pasta, como lo son los fenocristales de olivina con bordes redondeados y engolfados, y fenocristales de clinopiroxeno con diversos grados de cribación. La inclusión de pequeñas parcelas de pasta en cristales de clinopiroxeno, distribuidas en el núcleo y hacia el borde de los cristales, indican interacción con la pasta.

El xenolito félsico de tipo I, correspondiente a una piroclastita, presenta en el contacto con el basalto dos zonas bien definidas: la Zona 1, próxima al interior del xenolito, expone esferulitas feldespáticas, mientras que la Zona 2, próxima a la roca hospedante, evidencia finas agujas de augita entre microlitos de plagioclasa. Sato (1975) describe en lavas basálticas la presencia de xenocristales de cuarzo, con coronas de reacción ricas en augita y vidrio. Los xenolitos de esta unidad corresponden a una piroclastita de composición ácida y naturalmente

vítrea, comparable por su composición con un xenocrystal de cuarzo. Cuando estos reaccionan con el líquido residual alcalino de la roca hospedante, dan una mineralogía similar a las coronas descritas por Sato (1975). Sato (1975) atribuye este tipo de reacción al proceso de difusión y sostiene que la ocurrencia de coronas de clinopiroxeno es por una relación alta de $(Na + K/Al)$, la cual aumenta la concentración efectiva de CaO, favoreciendo la cristalización de piroxenos ricos en calcio como la augita. Har y Rusu (2000) describen coronas de difusión compuestas por piroxenos, que se desarrollan en forma perpendicular al límite entre el xenolito y la roca basáltica, al igual que en esta unidad. Según Vernon (2004), la existencia de agujas de augita entrelazadas con microlitos de plagioclasa puede ser atribuida al proceso de reacción del líquido basáltico en contacto con el xenolito. En cuanto a la ocurrencia de semi-esferulitas de feldespato, puede ser atribuida a la desvitrificación del vidrio del xenolito.

El xenolito félsico de tipo II, compuesto íntegramente por cristales de clinopiroxeno, plagioclasa y minerales opacos, presenta una corona de reacción rica en pequeños cristales de clinopiroxeno y opacos. La similitud composicional entre estos xenolitos y las coronas de reacción en el xenolito de tipo I, sugiere una misma naturaleza ácida pero un distinto grado de transformación. En este caso la mineralogía observada es el resultado de la transformación total del material original. Se interpreta que el origen de los xenolitos está relacionado con unidades piroclásticas de la zona, siendo las más cercanas a los basaltos del Cañadón Catán Lil, la Ignimbrita Catán Lil asignada al ciclo Paleoceno-Eoceno. La Ignimbrita Catán Lil muestra una composición similar a los xenolitos de la unidad inferior. Los basaltos habrían incorporado el material en superficie durante el desplazamiento de los flujos sobre las unidades piroclásticas del Cañadón Catán Lil.

Los xenolitos ultramáficos, de origen mantélico, que se encuentran en las basanitas corresponden a lherzolitas espinélicas. La presencia de espinelo (y ausencia de plagioclasa) sugiere que se habrían formado a menor presión que si fuera un granate, entre 10 y 15 k bar (Shelley, 1993). El manto espinélico se encuentra a una profundidad entre 30 y 80 km (Best y Christiansen, 2001). Estos xenolitos se caracterizan por presentar evidencias de deformación, a las que han estado sujetos tanto en el manto como durante su transporte (Coisy y Nicolas, 1978). Se reconoce una textura porfiroclástica, producto de la deformación, y neoblastos subordinados con bordes rectos, sin deformación.

Los porfiroclastos de olivina, el mineral más abundante, presentan extinción ondulosa o en mortero y desarrollo de una subestructura de dislocación (subgranos), provocada por las modificaciones en las presiones diferenciales a las que estuvo sometido el nódulo durante el proceso de ascenso (Douglas *et al.* 1987). Nicolas y Poirier (1976) sugieren que estos rasgos de deformación estarían asociados a un sistema con temperatura en torno a los 1000°C (Nicolas y Poirier, 1976). Los porfiroclastos de ortopiroxeno presentan deformación perpendicular a los planos de clivaje y exsolución de clinopiroxenos. Los porfiroclastos de clinopiroxeno se hallan cribados, evidencia de una inestabilidad fisicoquímica y en ocasiones, intercrecidos con ortopiroxenos. La formación de neoblastos es atribuida al producto de la recristalización de minerales sobrepresionados y a altas temperaturas (Hess, 1989). El contacto entre los xenolitos y la roca de caja es neto. Sin embargo, la presencia de augitas titaníferas dispuestas en forma intersticial englobando neoblastos de olivina en lherzolitas sugiere que hubo una interacción entre el líquido hospedante y el xenolito. Esta interacción se habría producido por difusión.

Nódulos de lherzolitas espinélicas en facies basálticas miocenas del mismo campo volcánico han sido estudiadas por Salani (1994) en rocas nefeliníticas en el Cerro Bayo. Otros nódulos similares han sido descritos en basaltos alcalinos, al norte del área mapeada, en la Provincia de Río Negro por Labudía *et al.* (1984) y Labudía *et al.* (1989) y al noroeste, en el Cerro Pilquiniyeu Chico por Montenegro *et al.* (2016).

Las rocas correspondientes a la unidad basáltica media presentan fenocristales y megacristales de olivina con alteración a iddingsita. Los basaltos presentan abundante material vítreo, entre los microlitos de plagioclasa de la pasta y desarrollo de texturas esferulíticas. Según Lofgren (1971a), las esferulitas se formarían en condiciones lejanas al equilibrio, en un estadio de sobreenfriamiento, donde existe una interacción entre el crecimiento del cristal y las tasas de nucleación. Lofgren (1971b) considera que las esferulitas son un producto característico de la desvitricación de vidrio natural. En esta unidad basáltica, las esferulitas presentan hábito en abanico, disposición que caracteriza a las temperaturas medias de formación (400 ° - 650 ° C). Esta textura de sobreenfriamiento sería consecuencia de la rápida llegada de los basaltos a la superficie, donde los componentes cristalizaron apresuradamente y desarrollaron, una pasta volcánica muy fina.

Las basanitas correspondientes a la unidad superior son rocas alcalinas con abundante augita titanífera. Estas rocas presentan evidencias de desequilibrio fisicoquímico intenso en los

minerales. Por ejemplo, los fenocristales de olivina, que muestran engolfamiento indicando reabsorción e interacción con la pasta, y los clinopiroxenos, que exhiben una intensa cribación en gran parte de sus cristales, mimetizándose con la pasta.

Los cristales de olivina se formaron cuando la fugacidad del oxígeno era baja, en condiciones de alta temperatura y alta presión, en su etapa inicial. Estos parámetros luego decrecieron junto con el aumento de la fugacidad de oxígeno, en condiciones cercanas a la superficie, donde la olivina se alteró a iddingsita. Durante el emplazamiento de las basanitas, a lo largo del Cañadón Catán Lil, se produjo la incorporación de una roca extrusiva y ácida. La diferencia composicional entre el xenolito y la roca hospedante es la responsable de los desequilibrios observados como bordes de reacción. Se reconocen dos zonas composicional y texturalmente distintas como ocurre en la unidad basáltica inferior. Los xenolitos, de composición vítrea, presentan texturas esferulíticas y perlíticas. Las esferulitas son atribuidas a la desvitrificación (Lofgren, 1971b), y las perlitas, en cambio, son típicas estructuras esferoidales, que ocurren producto de la contracción durante el enfriamiento.

5.2 Basaltos Medialuna

Con la denominación de “Basaltos Medialuna” se incluye a flujos lávicos de escaso volumen, que se encuentran al oeste del Cañadón Catán Lil y ocupan el sector centro-sur de la zona de estudio. Forman un afloramiento de morfología semicircular, con 10 metros de potencia. En él se distinguieron dos unidades basálticas: el nivel inferior presenta 7 metros de basaltos porfíricos y el nivel superior, 3 metros de basaltos afíricos (Tabla 3). Ambos niveles se caracterizan por rocas de color negro, con leves tonalidades anaranjadas producto de oxidación y un nivel inferior rico en xenolitos gábricos.

En promedio, ambos niveles basálticos presentan una composición de 70,75% de plagioclasa, 14,25% de minerales opacos, 12,75% de olivina y 2,25% de clinopiroxeno. De acuerdo con la composición mineralógica y los porcentajes calculados para el diagrama QAPF de la IUGS para rocas volcánicas, las rocas clasifican como Basaltos del Campo 10.

Nivel superior (3 metros)	Textura	Afírica			
	Fenocristales				
	Pasta	Plagioclasa	Olivina	Opacos	
	Mesostasis	Arcillas de coloración pardo			
	Xenolitos				
Nivel inferior (7 metros)	Textura	Porfírica			
	Fenocristales	Plagioclasa	Olivina		
	Pasta	Plagioclasa	Olivina	Opacos	Clinopiroxeno
	Mesostasis	Arcillas de coloración verdosa			
	Xenolitos	Gábricos			

Tabla 3. Características principales del nivel inferior y superior de los Basaltos Medialuna. La diferencia textural y composicional principal entre ambos niveles radica en la presencia de clinopiroxeno y fenocristales.

5.2.1 Mineralogía

Los fenocristales de plagioclasa se encuentran representados por labradorita (An_{56} a An_{61}). Son de forma euhedral y hábito prismático. Los tamaños de los cristales oscilan entre 1 y 4 mm, con un máximo de 8 mm. Frecuentemente se observa maclado polisintético, algunos planos de macla son más finos, se acuñan o presentan terminación en peine (Figura 40).

Los fenocristales de olivina son menores al milímetro, presentan formas anhedrales y hábito irregular. Se destaca una fuerte alteración arcillosa, con coloración verdosa correspondiente a bowlingita.

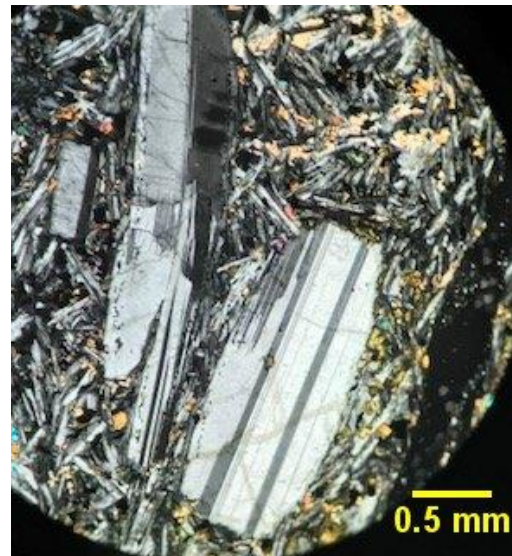
En cuanto a los componentes de la pasta, los microlitos de plagioclasa son los más abundantes y de composición labradorítica (An_{56} a An_{60}). Se presentan con hábito elongado, maclado polisintético y de dos individuos, según ley de Carlsbad. Frecuentemente se orientan según una dirección preferencial.

Los minerales opacos, de formas euhedrales y hábito elongado a cuadrado, se disponen junto a “hojuelas de mica” de coloración anaranjada.

El nivel superior presenta, como característica principal de la mesostasis, arcillas de coloración pardo entre microlitos de plagioclasa. El nivel inferior, presenta arcillas de coloración verde que corresponderían a bowlingita (Figura 41 A).

Se reconocen parches de carbonato entre microlitos de la pasta y también rellenando parcialmente algunas vesículas (Figura 41 B).

Figura 40. Fenocristales de plagioclasa con maclado polisintético fino y acuñado.



Únicamente en el nivel inferior se encuentran cristales subhedrales de clinopiroxeno en la pasta, con hábito irregular y zonalidad. Los bordes presentan coloración rosada más oscura con respecto al centro del cristal (coloración rosada más clara). El clinopiroxeno sería una augita titanífera con enriquecimiento de titanio hacia los bordes. El nivel superior presenta, como característica principal de la mesostasis, arcillas de coloración parda entre microlitos de plagioclasa. El nivel inferior, presenta arcillas de coloración verde que corresponderían a bowlingita (Figura 41 A). Se reconocen parches de carbonato entre microlitos de la pasta y también rellenando parcialmente algunas vesículas (Figura 41 B).

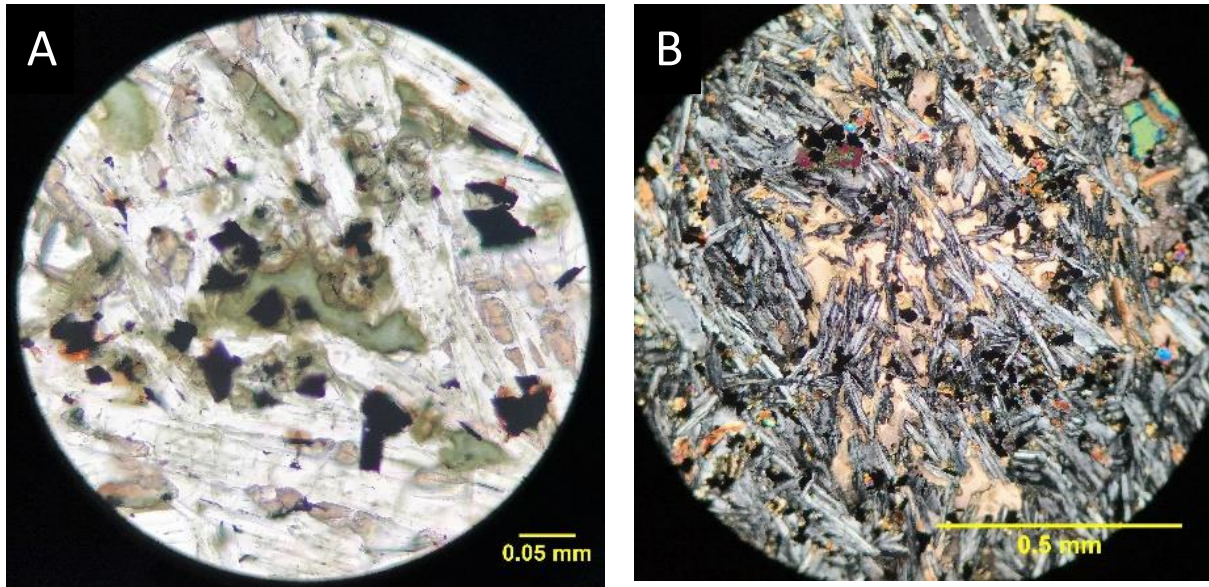


Figura 41. *A. Mesostasis con alteración arcillosa de coloración verde entre microlitos de plagioclasa y opacos, del nivel inferior. B. Parches de carbonato en la pasta volcánica.*

5.2.2 Xenolito

El nivel inferior presenta xenolitos de composición gábrica de hasta 8 mm de largo, con formas redondeadas, compuestos mayormente por una asociación de cristales de plagioclasa de composición labradorítica (An_{58} a An_{64}). Estos están dispuestos a modo de rompecabezas y su tamaño varía entre 1 y 5 mm, formando en conjunto, un mosaico de granos equidimensionales, fracturados y con textura granosa gruesa (Figura 42 A). Los cristales presentan contactos suturados y maclado fino e inconcluso, y se observan fracturas atravesándolos, así como también siguiendo planos de macla. Estas fracturas están rellenas por un material vítreo de coloración pardo-amarillenta (Figura 43).

Se distinguen cristales de ortopiroxeno de hasta 1 mm de largo, con coronas de reacción ricas en cristales de olivina y clinopiroxeno. Las coronas son irregulares en tamaño, con un promedio de 0,2 mm y un máximo de 0,5 mm. Los cristales de ortopiroxeno más afectados sólo preservan el núcleo relíctico del cristal original (Figura 42 B).

Asimismo, se hallaron espínelos en forma de parches anhedrales alrededor y entre los cristales de plagioclasa, los cuales presentan colores rojizos claros, aunque ocasionalmente adquieren tonalidades más oscuras (Figura 42 B).

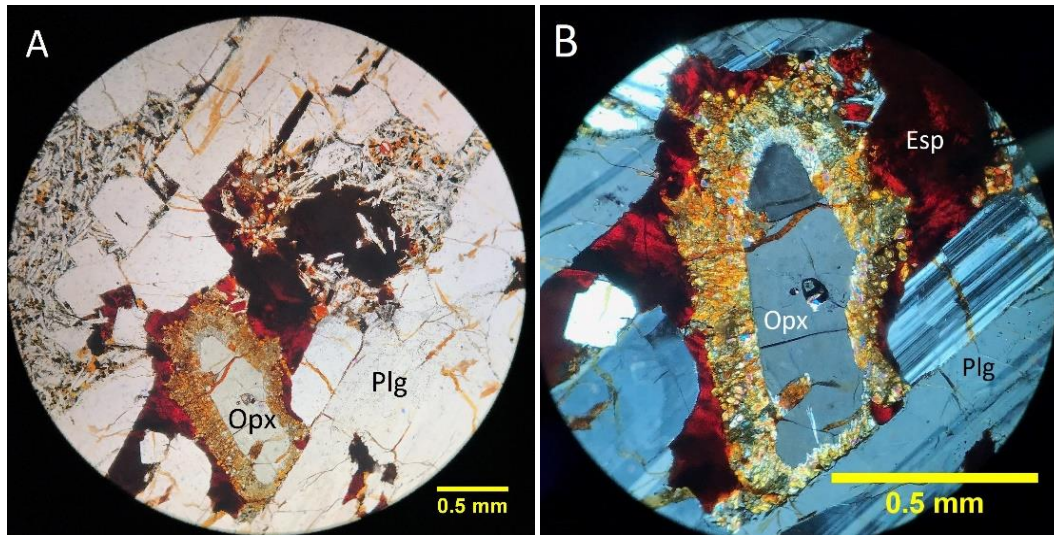


Figura 42. A. Xenolito de plagioclasa y ortopiroxeno. B. Detalle de cristal de ortopiroxeno con borde de reacción de olivina, clinopiroxeno y opacos. Espinelo de color rojizo castaño alrededor y entre los cristales de plagioclasa.

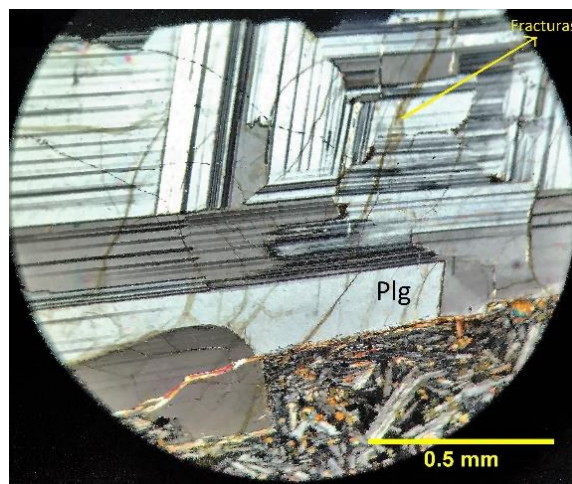


Figura 43. Xenolitos gábrico con cristales de plagioclasa fracturados. Se indica el material vítreo de color pardo-amarillento presente a lo largo de las fracturas que atraviesan múltiples cristales.

5.2.3. Discusión

Los Basaltos Medialuna presentan dos niveles cuya diferencia principal radica en la textura porfírica y la presencia de clinopiroxenos y xenolitos en el nivel inferior. En este nivel se reconocen fenocristales de olivina (Tabla 3) alterados a bowlingita, un mineral de alteración compuesto por goethita y clorita (Hibbard, 1995), producido bajo condiciones no-oxidantes (Wilshire, 1958).

Los basaltos incorporaron material perteneciente a una roca de composición gábrica, con indicios de deformación como el fracturamiento de cristales de plagioclasa y la presencia de maclas acunadas. En asociación a las fracturas, se halla material vítreo de coloración pardo-amarillento, el cual se habría formado producto de la fusión por presión.

Vidrios de aspecto similar en plagioclasas labradoríticas fueron estudiados por Currie (1971), quien atribuye su formación a un rápido aumento de la temperatura y la presión, seguido de un enfriamiento brusco.

La presencia de ortopiroxenos con bordes de reacción ricos en olivina y clinopiroxeno, es un indicador de desequilibrio fisicoquímico entre el ortopiroxeno y el líquido residual de la roca basáltica. Estudios experimentales determinaron que las coronas de clinopiroxeno y olivina alrededor de piroxenos pobres en calcio, son en realidad producto de la interacción a baja a presión, de ortopiroxenos con líquidos alcalinos subsaturados (Shaw *et al.* 1998; Shaw, 1999). Sin embargo, en el caso de los basaltos Medialuna la mineralogía de la roca hospedante no indica un líquido subsaturado. Si se atribuye a los procesos mencionados, esta reacción se habría producido en un estadio previo en una cámara magmática donde el xenolito habría sido transportado por un líquido alcalino. Posteriormente la mezcla se habría puesto en contacto con otro líquido de mayor porcentaje de sílice de la composición de la roca hospedante.

Fenómenos petrográficos similares fueron estudiados por Remesal *et al.* (2016) en unidades basálticas *post-plateau* del Complejo Volcánico de Alta Sierra de Somún Curá. Asimismo, en unidades basálticas *post-plateau* coetáneas con esta unidad, Cerredo y Remesal (2001) describen xenolitos con las mismas características al noreste de la zona de estudio.

6. GEOMORFOLOGÍA

Al sudeste de la Sierra de Pire Mahuida se encuentra el Cañadón Catán Lil, labrado sobre roca granítica y marginado por flujos riolíticos que se apilan formando las Sierras de Catán Lil al oeste y la Sierra de Toronquineu al este.

El paisaje es compuesto, formado por procesos fluviales y de remoción en masa. En el modelado del terreno, tienen injerencia el clima (condiciones frías y secas de la serranía), así como también la naturaleza granítica y basáltica de las rocas. Se observa un predominio de la meteorización física sobre la química, dado que las bajas temperaturas y la falta de humedad disminuyen la velocidad de las reacciones químicas.

El sistema fluvial de la zona presenta un régimen hidrológico de tipo intermitente, y las lluvias son escasas durante el año, con un máximo de 475 mm anuales. La alimentación de los ríos es, sin embargo, autóctona, ya que se producen al norte del cañadón nevadas intensas durante la estación invernal, que se acumulan en la Sierra de Pire Mahuida a 2000m de altura. Durante el verano las nevadas se derriten, dando lugar al agua que fluye por el cauce del Cañadón Catán Lil.

Se dividió la zona de estudio en dos áreas geomorfológicamente distintas: septentrional y meridional.

6.1 Zona septentrional

La zona septentrional se caracteriza por presentar un paisaje de serranía con pendientes moderadas, donde se encuentra el Cañadón Catán Lil, labrado sobre rocas graníticas que se exponen a lo largo de 12 km. La red de drenaje principal es dendrítica y controlada por la litología granítica; el cauce principal exhibe un hábito meandriforme, con escasa migración lateral producto de un fuerte control estructural. Los ríos tributarios también de carácter efímero, conforman *rills* y cárcavas.

La meteorización de las litologías graníticas ocurrió de forma gradual y producto de la acción fluvial. La impermeabilidad y dureza de los granitos provocó que sólo la capa superficial se viera afectada.

En los faldeos del cañadón se observan bloques de granitos sueltos producto de caídas. Las dimensiones de los bloques varían entre algunos decímetros y varios metros, formando apilamientos y relieves irregulares, geoforma que puede explicarse por la disgregación de roca, uno de los procesos más dinámicos promovidos por la meteorización mecánica y la acción del agua. A través de un sistema de diaclasas y fallas más o menos ortogonales, y por efecto de la gravedad, se desprenden bloques, erosionados progresivamente con formas más regulares.

Particularmente en el sector noroeste de esta zona ($42^{\circ}12'50,27''S$, $68^{\circ}35'44,59''O$), emplazado en el ambiente granítico, se distingue el centro eruptivo que dio lugar a las efusiones basálticas del Cañadón Catán Lil. Se caracteriza por presentar una morfología circular con un diámetro aproximado de 700 metros. La estructura observada se encuentra muy erosionada, aunque exhibe una serie de lavas basálticas proximales de disposición radial que permiten interpretar la posición de la boca eruptiva. A partir del centro se derraman lavas en dos direcciones: la dirección predominante del flujo está marcada por una colada de dirección NE-SO, mientras que en dirección ONO-ESE se identifica un flujo de recorrido corto.

6.2 Zona meridional

La zona meridional se caracteriza por la presencia de planicies estructurales lávicas conformadas por basaltos cenozoicos, derramados sobre un relieve bajo e irregular constituido por vulcanitas andesíticas mesozoicas e ignimbritas paleocenas.

En esta zona, la red de drenaje principal es controlada por la estructura, y el sentido de escurrimiento es en dirección sur, hacia la Pampa de Sacanana. Producto de la acción hídrica y la remoción en masa, se desarrollan geoformas como las bajadas aluviales, que se encuentran bien representadas en tres sectores: sector sureste, centro-sur, y suroeste y ocurren cuando el río deja de estar confinado. Se forman por la deposición de derrubios extendidos en forma de abanico sobre relictos de la Ignimbrita Catán Lil, en el este y centro y en el sector occidental sobre el ambiente riolítico cenozoico y sobre las vulcanitas jurásicas.

Particularmente en esta zona las efusiones de los Basaltos Medialuna ($42^{\circ}17'10,69''S$, $68^{\circ}36'52,01''O$) presentan una morfología semicircular con un diámetro aproximado de 1,8 km y relieve mesetiforme. Posiblemente el Grupo Sarmiento presentaba un relieve que condicionó la disposición de las lavas. Las capas friables del Grupo Sarmiento, perduraron al amparo de los basaltos mientras que los sectores desprovistos de cubierta fueron erosionados. Los basaltos que permanecieron dieron lugar a la meseta en forma de media luna. De este modo se interpreta que la forma actual sería el resultado de un relieve invertido.

7. ESTRUCTURA

La zona de estudio se encuentra en el ámbito de la provincia geológica del Macizo Nordpatagónico, precisamente en el sector occidental. Windhausen (1931) describió este terreno como un antiguo macizo patagónico y más tarde fue denominada mesocatón Nordpatagónico por Harrington (1962). La estructura del macizo se encuentra distinguida por grandes bloques; en la mitad oriental estos se vieron controlados por un régimen extensional que marcó la apertura del océano Atlántico Sur (Ramos, 1999). Los bloques en el basamento formaron sistemas de hemigrábenes basculados, muchos de ellos desarrollados oblicuamente al margen y controlados por las estructuras más antiguas (Ciciarelli, 1990). Específicamente en el sector occidental del Macizo Nordpatagónico, Coira *et al.* (1975) caracterizaron dos sistemas de fracturas, el Sistema de Fallas de Gastre y el Sistema de Comallo.

El Sistema de Fallas de Gastre presenta dos direcciones conjugadas N55°O y N55°E, visibles en la zona de Gastre. Coira *et al.* (1975) destacan este lineamiento como el principal sistema del oeste del Macizo Nordpatagónico. Rapela (1997) lo describió como un sistema conformado por fallas regionales con rumbo NO-SE de 30 a 40 km de ancho.

El Sistema de Comallo está representado por lineamientos más extensos, con direcciones conjugadas N15°O y N35°E, este sistema de fracturas sería más antiguo que el Sistema de Gastre (Rapela, 1997).

Rapela y Pankhurst (1992) reconocieron lineamientos propios del Sistema de Fallas de Gastre en la zona homónima, asociados al emplazamiento del Batolito Patagónico. Registraron allí una importante zona de cizallamiento dextral con extensión transcontinental, que sería precursora de la zona de fracturas de Aghulas. Los autores interpretaron este sistema de fallas como un límite geológico entre Sudamérica y un bloque continental patagónico austral, durante el rifting temprano de Gondwana, en el Triásico a Jurásico tardío. Sin embargo, Von Gosen y Loske (2004), y Zaffarana (2011) no encontraron evidencias que indiquen que el Sistema de Fallas de Gastre se presenta como un elemento estructural de gran extensión y con desplazamiento dextral.

En el área de estudio se reconocen estructuras y lineamientos en general coincidentes con el Sistema de Fallas de Gastre. Por ejemplo, en los granitoides de la Formación Lipetrén que constituirían parte del Batolito de la Patagonia Central (Rapela *et al.* 1991; Alonso, 1992) se observan diaclasas con orientación NO-SE y una componente conjugada NE-SO. Por otra

parte, en el sector norte de la estructura granítica, se destaca una falla con orientación NO-SE. También se advierte un predominio de esta orientación en los lineamientos que controlan el curso del río principal y que atraviesan mayormente los granitoides para luego derivar en el ambiente volcánico, son: hacia la cabecera, N-S; luego hacia el sector medio, NO-SE; más tarde, por un corto recorrido, adopta un sentido ONO-ESE y nuevamente vuelve a ser NO-SE (Figura 44).

Las unidades triásico-jurásicas de la Formación Garamilla afloran en el sector suroeste y presentan una leve inclinación. Ardolino *et al.* (2016) describen en la región de Cabeza de Buey, al oeste del área mapeada, evidencias de deformación como pliegues sinclinales y anticlinales, cuyos ejes poseen una orientación NO-SE. En cuanto a las volcanitas del Grupo Lonco Trapial, las estructuras son homoclinales de muy baja inclinación (Ardolino *et al.* 2016). Los depósitos sedimentarios cretácicos de la Formación Angostura Colorada, la Ignimbrita Catán Lil del ciclo paleoceno-eoceno y los depósitos miocenos del Grupo Sarmiento se disponen en forma subhorizontal.

7.1 Estructura y vulcanismo

A partir de un estudio de relevamiento geofísico del sector comprendido entre la Sierra de Talagapa y la Sierra de Pire Mahuida, que abarca el área del presente trabajo, Chernicoff y Salani (2000) determinaron una serie de lineamientos magnéticos (Figura 44) que permiten interpretar rasgos estructurales más allá de las observaciones de campo y establecer una vinculación con el magmatismo.

Representando los lineamientos, sobre una imagen satelital se observó que el centro eruptivo de los flujos basálticos del Cañadón Catán Lil coincide con un lineamiento magnético de orientación NO-SE (Figura 44) y con el patrón regional del Sistema Gastre. Se reconoce acompañando a este lineamiento poco más al sur, un lineamiento con igual orientación, prácticamente controlando una quebrada, ambos formarían parte del sistema extensional que posibilitó el ascenso de los basaltos a través de las rocas graníticas y el emplazamiento del centro eruptivo.

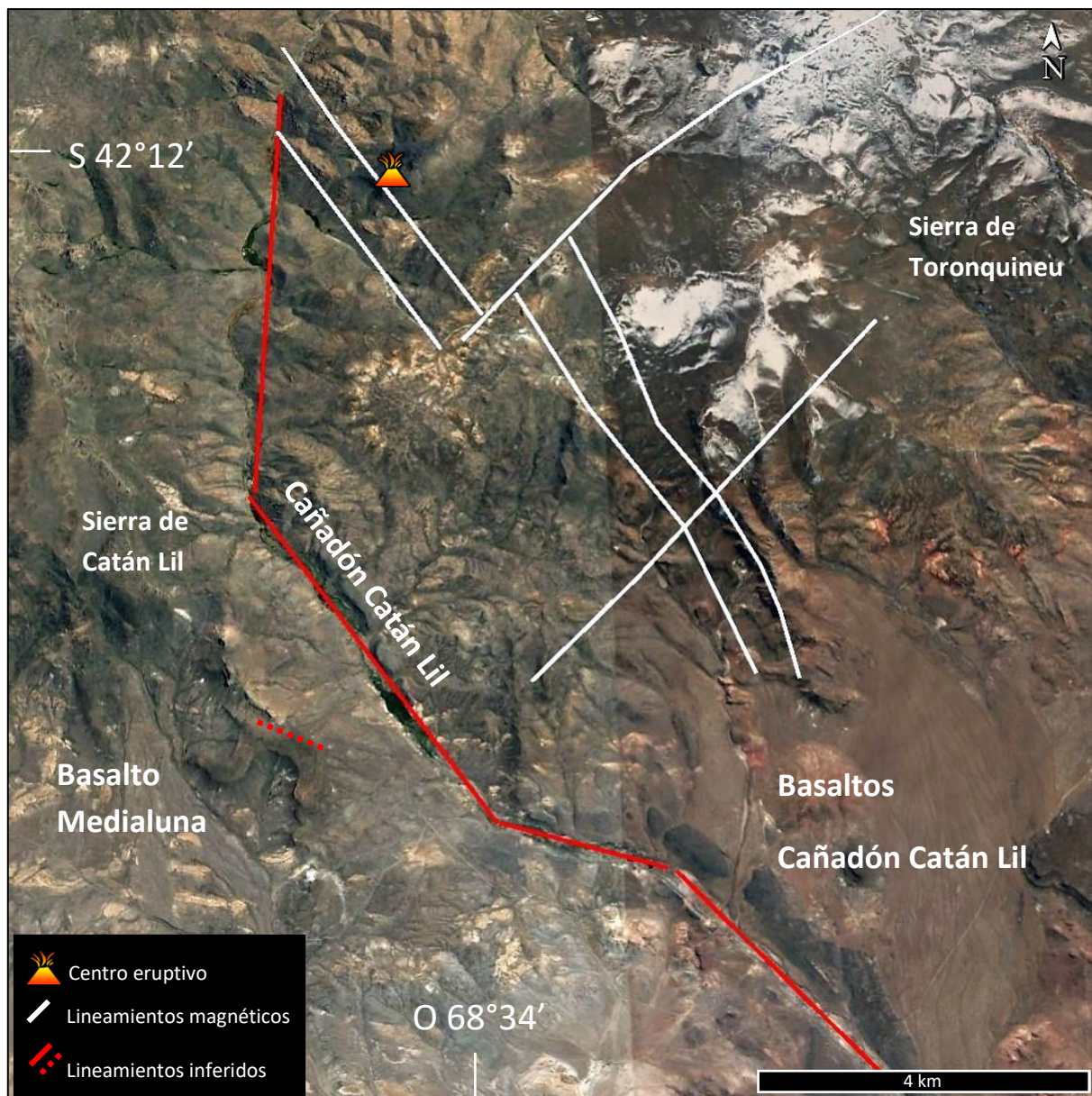


Figura 44. Los lineamientos del área de estudio se encuentran representados, en blanco por lineamientos magnéticos de Chernicoff y Salani (2000), corresponden a un par de lineamientos de dirección NO-SE desplazados por un fallamiento de dirección NE-SO. En rojo se han señalado los lineamientos inferidos en el presente trabajo.

Los afloramientos que se agrupan como Basaltos Medialuna se restringen a la zona mapeada y presentan características muy diferentes a los flujos que se derraman en el Cañadón Catán Lil. No se han observado evidencias de alguna estructura volcánica a la que pudieran vincularse, por lo que se infiere que la boca de salida de los flujos de la Medialuna estaría en las inmediaciones, probablemente oculta bajo los derrames basálticos. A partir del análisis morfológico y estructural mediante imágenes satelitales, se hace evidente la existencia de un lineamiento ONO – ESE, en el borde norte de la meseta de la Medialuna. Este lineamiento es paralelo al observado en parte del curso inferior del Cañadón Catán Lil y sería la expresión de una fractura subsuperficial, que se interpreta correspondería a una fisura/dique de esta orientación que habría sido el canal de alimentación de las efusiones Medialuna (Figura 44).

8. AMBIENTE GEOTECTÓNICO

Las unidades representadas en el área de estudio permiten interpretar la variación del ambiente geotectónico a través de toda su evolución geológica.

La Formación Lipetrén ha sido asignada al episodio eomesozoico del Batolito de la Patagonia Central (BPC) por Rapela *et al.* (1991) y Alonso (1992). La geoquímica del BPC muestra una filiación calcoalcalina típica con características peraluminosas, comparable con granitoides de arcos magmáticos continentales (Rapela *et al.* 1991). Fallas transcurrentes con rumbo general NO-SE y desplazamiento dextral controlaron el emplazamiento del BPC, que se extendió durante 50 Ma aproximadamente entre el triásico superior y el Jurásico inferior a medio (Rapela *et al.* 1991). El emplazamiento se habría producido bajo un régimen extensional probablemente asociado a una velocidad negativa de retroceso de la trinchera en un contexto de subducción oblicua (Mpodozis y Ramos, 2008).

La dinámica extensional continúa representada por el volcanismo jurásico asociado al arco hasta el Cretácico cuando comienza a estructurarse la cordillera y en el ámbito del retroarco se depositan sedimentos sinorogénicos de la Formación Angostura Colorada.

En el Paleoceno-Eoceno, las reconstrucciones tectónicas indican que las placas de Farallón y Sudamérica convergieron a una oblicuidad mayor (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Somoza y Ghidella, 2005). Durante este período se habría producido el emplazamiento de la Ignimbrita Catán Lil en el área de estudio.

Posteriormente en el Oligoceno, este sector de la Patagonia es el resultado de la interacción de la placa de Nazca con un vector de convergencia paralelo al margen sudamericano producto de una reorganización tectónica que modificó el vector de convergencia a lo largo del margen andino, de oblicuo a casi normal (Cande y Leslie, 1986; Somoza, 1998).

Contemporáneo con el régimen tectónico extensional que caracteriza el Oligoceno superior-Mioceno inferior, en el retroarco se emplazan basaltos miocenos, entre ellos los Basaltos Medialuna y los del Cañadón Catán Lil.

Por otra parte, Luro (2017) determina por parámetros geoquímicos un ambiente de intraplaca para los basaltos, que afloran al oeste de los estudiados, incluidos en el Campo Volcánico Cerro Negro-Escorioso. Remesal *et al.* (2012) describen basaltos del Complejo

Volcánico Barril Niyeu, ubicados al norte de este campo volcánico, de un ambiente tectónico similar y señalan un proceso de delaminación litosférica como causal del magmatismo oligomioceno. Otras propuestas que explican el magmatismo de la Provincia Magmática Somún Curá, que incluye el magmatismo estudiado son: fenómenos de retroceso de la losa y una topografía curva en la placa subductante favoreciendo el ascenso astenosférico somero (De Ignacio *et al.* 2001); una anomalía térmica transitoria en el manto (Kay *et al.* 2007); por el ascenso de manto astenosférico, posiblemente a través de una ventana en la placa subductada (Muñoz *et al.* 2000); por una ventana astenosférica producto del desprendimiento de la placa Aluk (Aragón *et al.* 2013); por la generación de fundidos hidratados e interacción con el manto litosférico previamente metasomatizado por antiguos procesos de subducción (Honda *et al.* 2006; Orihashi *et al.* 2010).

9. CONCLUSIONES

El área del sector centro-sur del Cañadón Catán Lil está constituida principalmente por unidades magmáticas mesozoicas a cenozoicas. El relevamiento geológico y estudio de detalle, permitió caracterizar la geología y elaborar un mapa a escala 1:75.000.

Se identificaron dos facies de los granitoides de la Formación Lipetrén. La primera correspondiente a “Granitos Grises”, de composición granodiorítica, se caracteriza por poseer enclaves microgranulares máficos (EMM) con composición diorítica cuarzosa. Los granitoides presentan minerales con evidencias de desequilibrio, advertido principalmente en los cristales cribados de plagioclasa. Tanto en la roca hospedante como en los EMM se observaron transformaciones en minerales máficos producto de una alteración deutérica. El origen de los EMM es atribuido al proceso de mezcla de magmas, entre un magma máfico y uno félsico. Los EMM de formas ovaladas a elipsoidales son adjudicados a la incorporación de un magma básico aún en estado plástico, mientras que los de formas rectangulares, más rígidos, se interpreta que corresponderían a fragmentos de un dique.

La segunda facies denominada “Granitos Rojos” presenta una composición granítica *sensu stricto*, en general de grano más grueso hasta porfiroide. Se destacan evidencias de desequilibrio fisicoquímico como zonalidad en plagioclasas y corrosión en micas biotíticas. Además, exhiben rasgos que denotan que las rocas han sido sometidas a presión, como extinción relámpago y ondulosa en cristales de cuarzo, presencia de micas flexuradas y plagioclasas deformadas.

El magmatismo de la Formación Lipetrén, asociado al Batolito de la Patagonia Central, se ha emplazado en un ambiente extensional, controlado por lineamientos de rumbo NO-SE coincidentes con el Sistema de Gastre. La mineralogía de estas rocas apunta a una filiación calcoalcalina típica de un ambiente de arco.

De acuerdo a las características morfológicas y petrográficas se diferenciaron y mapearon dos variedades de basaltos agrupados como Basaltos del Cañadón Catán Lil y Medialuna.

Los Basaltos del Cañadón Catán Lil se dividieron en tres unidades según su disposición estratigráfica y litológica: unidad basáltica inferior, media y superior. Las unidades inferior y superior presentan composición basanítica, mientras que la unidad media es basáltica.

Las basanitas incorporaron xenolitos de naturaleza ácida atribuidos a piroclastitas de la Ignimbrita Catán Lil, incorporados durante el desplazamiento sobre esta unidad. El material xenolítico ácido reaccionó con el líquido de la roca hospedante, formando coronas de reacción. Asimismo, las basanitas de la unidad inferior incorporaron nódulos ultramáficos de origen mantélico clasificados como lherzolitas espinélicas. Los xenolitos presentan evidencias de deformación, que se interpretan se habría producido tanto en el manto como durante el transporte hacia la superficie. Los Basaltos del Cañadón Catán Lil se encontrarían asociados a un centro eruptivo ubicado en el sector centro-norte del área de estudio, coincidente con un lineamiento magnético de orientación NO-SE.

Los Basaltos Medialuna, se caracterizan por contener xenolitos de composición gábrica con estructuras de deformación. Los xenolitos presentan fenocristales de plagioclasa con contactos suturados, maclado inconcluso, fracturamiento y vidrio de fusión. A partir del análisis morfológico y estructural se interpretó que la boca de salida de los Basaltos Medialuna, estaría oculta bajo los derrames basálticos. Un lineamiento ONO – ESE, sería la expresión subsuperficial de un dique, canal de alimentación de las efusiones.

Los basaltos estudiados forman parte de las efusiones miocenas *post-plateau* incluidos en el Campo volcánico Cerro Negro – Escorioso, que han sido atribuidas a un ambiente de intraplaca.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad de Buenos Aires por la educación de calidad.

A los docentes del Departamento de Ciencias Geológicas que me acompañaron en este largo proceso, por su confianza y generosidad.

A la Dra. Flavia María Salani por su paciencia, cariño y sensibilidad. Fue una guía constante durante la realización de este trabajo.

A la otra Flavia, por ayudarme en los momentos más difíciles.

A mis compañeros de facultad por acompañarme a lo largo de estos maravillosos años académicos, especialmente a mis amigas por su compañerismo y fuerza.

A mis compañeros de viaje, la Dra. Marcela Remesal, el Dr. Pablo Cordenons, Pablo Buccafusca y Lucia Contardo, por su buena predisposición y ayuda en las tareas de campo.

A la Dra. Andrea Concheyro por hacerme reír cuando más lo necesitaba.

Al pueblo y habitantes de la localidad rural de Gan Gan, especialmente al señor Tito Rial.

A mis compañeras tesistas, Lucía y Silvina, por soportarme y ayudarme en todo momento.

A mis compañeros de trabajo, por escucharme y alentarme a seguir.

A mí familia, por apoyarme siempre. A mis padres, por darme fuerzas y todas las herramientas para poder dedicarme 100% al estudio. A mis hermanos, por acompañarme. A mis abuelos, por inculcarme la cultura del trabajo.

A Alicia, por cuidarme siempre y darme todo su cariño.

A Mari, por su amor y su ayuda durante toda esta etapa.

BIBLIOGRAFÍA

Alonso, G.B., 1987. Resultados geoquímicos y geocronológicos preliminares de los cuerpos graníticos de Pilcaniyeu, Provincia de Río Negro. X Congreso Geológico Argentino. Actas 4: 27-29.

Alonso, G.B., 1992. Estudio geoquímico e isotópico del plutonismo granítico en el sector occidental del Macizo Norpatagónico; área de Pilcaniyeu-Lipetrén. Tesis Doctoral Universidad Nacional de La Plata (inédito).

Anderson, A.T., 1984. Probable relations between plagioclase zoning and magma dynamics, Fuego Volcano, Guatemala. *American Mineralogist*, 69: 600-676.

Aragón, E., Pinotti, L., Castro, A., Rabbia, O., Coniglio, J., Demartis, M., Hernando, I., Cavarozzi, C., Aguilera, Y.E., 2013. The Farallon-Aluk ridge collision with South America: implications for the geochemical changes of slab window magmas from fore-to back-arc. *Geosci. Front.* 4: 377–388.

Ardolino A.A., 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroriental de la meseta de Somuncurá. Provincia del Chubut. 8° Congreso Geológico Argentino, San Luis: Buenos Aires, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1: 65.

Ardolino A.A., 1987. Descripción geológica de la Hoja 42F, Sierra de Apas. Provincia de Chubut: Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín 203: 91 pp.

Ardolino, A.A. y Delpino, D., 1986. El Bajo Hondo. Una caldera basáltica en el borde sur de la meseta de Somuncurá. Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (3-4): 386-396.

Ardolino, A.A. y Delpino, D., 1987. El Bajo Hondo: una caldera basáltica en el borde sur de la meseta de Somuncurá, Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (1-2). Nueva publicación del mapa por errores en la impresión.

Ardolino A.A. y Franchi M., 1993. El vulcanismo cenozoico de la meseta de Somún Curá, provincias de Río Negro y Chubut. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 225-235. Mendoza.

Ardolino A.A. y Franchi M., 1996. Hoja Geológica 4366-1, Telsen: Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación, Boletín 215: 110 pp.

Ardolino, A.A., Salani F.M., Lizuain, A., 2016. Hoja 4369-II, Gan Gan. Escala 1: 250.000, Provincia del Chubut, modificado 2005. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires. En prensa.

Ardolino A.A., Franchi, M., Remesal, M., Salani, F.M., 1999. El volcanismo en la Patagonia Extraandina. *Geología Argentina*, 1: 579-612. Buenos Aires.

Ardolino, A.A., Busteros, A., Cucchi, R., Franchi, M., Lema, H., Remesal, M.B., 1995. Cuerpos alcalinos básicos paleógenos del sur de Somún Curá y su marco estratigráfico. *Asociación Paleontológica Argentina. Publicación Especial 3*: 7-22. Buenos Aires.

Benedini, L. y Gregori, D.A., 2012. La Formación Garamilla: evento volcánico del Jurásico Inferior del sector occidental de la Comarca Nordpatagónica, Provincia de Río Negro, Argentina. In: *Aportes al Magmatismo y Metalogénesis. Serie Correlación Geológica 28*: 9-26. San Miguel de Tucumán.

Benedini, L. y Gregori, D.A., 2013. Significance of the Early Jurassic Garamilla formation in the western Nordpatagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences*, 45: 259-277.

Benedini L., Gregori D., Strazzere L., Falco J.I., Dristas J.A., 2014. Lower Pliensbachian caldera volcanism in high-obliquity rift Systems in the western North Patagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 56: 1-19.

Bertels, A., 1969. Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Patagonia Septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24 (1): 41-54.

Best, M.G. y Christiansen, E.H., 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science, 458 pp.

Camino, R. y Llambías, E.J., 1984. El Basamento Cristalino. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 37-63.

Cande, S.C., y Leslie, R.B., 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B1): 471-496.

Cerrodo, M.E. y Remesal, M.B., 2001. Microestructuras en xenolitos postplateau. Meseta de Somún Curá. Provincia de Río Negro. *Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial*, 5: 65-68.

Chernicoff, C.J. y Salani F. M., 2000. Geophysical evidence for the location of concealed Tertiary volcanic vents in northwestern Chubut Province, Argentina. 31 International Geological Congress. Rio de Janeiro.

Ciciarelli, M.I., 1990. Análisis estructural del sector oriental del Macizo Nordpatagónico y su significado metalogénico: Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Argentina, Tesis Doctoral, 155 pp.

Clarke, D.B., 1992. *Granitoid Rocks*. Chapman & Hall, 283 pp. London.

Coira, B.L., Nullo F., Proserpio C., Ramos V.A., 1975. Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (provincias de Río Negro y Chubut), República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (4): 361-383.

Coisy, P. y Nicolas, A., 1978. Regional structure and geodynamics of the upper mantle beneath the Massif Central. *Nature*, 274: 429-432.

Colman, S.M., 1982. Chemical weathering of basalts and andesites; evidence from weathering rinds: U.S. Geological Survey Professional Paper, 1246, 51 pp.

Croce, R., 1950. Contribución al conocimiento de la Geología y constitución de la Sierra de Pire Mahuida y sus estribaciones al NE de Gastre, Chubut. *Revista Museo de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia* 1, 2.

Croce, R., 1956. Formaciones características en las estructuras basales de la Altiplanicie de Somuncurá en Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 11 (3): 158 - 200.

Croce, R., 1963. El Sistema del Somuncurá. Las Altas Sierras del Somuncurá y sus alrededores. *Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. Geología*, VI (7): 303-321.

Cúneo, N.R., Ramezani, J., Scasso, R., Pol, D., Escapa, I., Bowring, S., 2013. High-precision U-Pb geochronology and a new chronostratigraphy for the Cañadón Asfalto Basin, Chubut, central Patagonia: Implications for terrestrial faunal and floral evolution in Jurassic. *Gondwana Research*, 24: 1267-1275. Amsterdam.

Currie, K.L., 1971. The composition of anomalous plagioclase glass and coexisting plagioclase from Mistastin Lake, Labrador, Canada. *Mineralogical Magazine*, 38: 511-517.

de Ignacio, C., Lopez, I., Oyarzun, R., Marquez, A., 2001. The northern Patagonia Somuncura plateau basalts: a product of slab-induced, shallow asthenospheric upwelling? *Terra Nova*, 13(2): 117-121.

Dessanti, R.N., 1956. Vetas metalíferas y fracturas en la mina Ángela, Departamento de Gastre, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XI: 116-141.

Didier, J., 1973. *Granites and their enclaves*. Elsevier, Amsterdam, 393 pp.

Didier, J., 1987. Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geologische Rundschau*, 76: 41-50.

Didier, J. y Barbarin, B., 1991. The different types of enclaves in granites - Nomenclature. In: B.B. J. Didier (Editor), *Enclaves and Granite Petrology*, Orsay, France, 19-23 pp.

Douglas, B., Saul, S., Stern, Ch., 1987. Rheology of the upper mantle beneath southernmost south America inferred from peridotite xenoliths. *Journal of Geology*, 95: 241-253.

Feruglio, E., 1938. Paleontographia patagónica; parte 2. *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, 12: 1-189.

Feruglio, E., 1949. Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General Y.P.F. I-III, Buenos Aires.

Franchi, M. y Page, R., 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (2): 208-229.

Franzese J., Pankhurst R.J., Rapela, C.W., Spaletti, L.A., Fanning, M., Muravchick, M., 2002. Nuevas evidencias geocronológicas sobre el magmatismo gondwanico en el noroeste del Macizo Norpatagónico. XV Congreso Geológico Argentino. Actas I: 144-148.

Har, N. y Rusu, A.M., 2000. Diffusion Coronas Around Quartz Xenocrysts in Basaltic Andesite from Capus (Cionca Hill, Gilau Mountains - Romania), *Studia UBB Geologia* 45 (1): 35-45.

Harrington, H.J., 1962. Paleogeographic development of South America. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 46 (10): 1773-1814. Tulsa.

Hess, P.C. 1989. *Origin of Igneous Rocks.* Harvard University Press. 336 pp.

Hibbard, M.J., 1995. *Petrography to Petrogenesis.* Prentice Hall. 587 pp. New Jersey.

Honda, S., Orihashi, Y., Mibe, K., Motoki A., Sumino, H., Haller, M.J., 2006. Mantle wedge deformation by subducting and rotating slab and its possible implication: *Earth Planets Space*, 58: 1087-1092.

INDEC, 2010. Censo Nacional de Población, Hogares y Vivienda.

Jaggard, T.A., 1945. Protection of harbors from lava flow: *American Journal of Science*, 243-A (Daly volume): 333-351.

Kay, S.M., Ardolino, A.A., Gorrington, M.L., Ramos, V.A., 2007. The Somuncura Large Igneous Province in Patagonia: interaction of a transient mantle thermal anomaly with a subducting slab. *J. Petrol.*, 48: 43-77.

Labudía, C.H., Bjerg, E.A., Gregori, D.A., 1984. Nódulos de composición ultrabásica de las lavas alcalinas de la localidad Praguaniyeu, Provincia de Río Negro. N°9 Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 547-553.

Labudía, C.H., Bjerg, E.A., Gregori, D.A., 1989. Baritina nodular del Cretácico superior del Bajo de Lenza Niyeu, Provincia de Río Negro, República Argentina. Actas Simposio de Depósitos Minerales del Cretácico de América Latina, Parte C: 85-90, Buenos Aires.

Lesta, P.J., 1968. Estratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas I: 251-289.

Lesta, P.J. y Ferello R., 1972. Región extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz. Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 601-654. Córdoba.

Lesta, P., Ferello, R., Chebli, G.A., 1980. Chubut extraandino. En Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Provincia de Córdoba. LI: 1307-1387.

Lizuain, A. y Silva Nieto, D., 1996. Estratigrafía mesozoica del río Chubut medio (Sierra de Taquetrén). Provincia del Chubut. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 479-493.

Llambías E.J. y Rapela C.W., 1985. Geología de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39 (3-4): 220-243.

Lofgren, G., 1971a. Experimentally produced devitrification textures in naturally rhyolite glass. Geological Society of America Bulletin, 82: 111-123.

Lofgren, G., 1971b. Spherulitic Textures in Glassy and Crystalline Rocks. Journal of Geophysical Research, 76 (73): 5635-5639.

López, J.P. y Bellos, L.I., 2006. Texturas y Estructuras de las Rocas Ígneas: Significado Petrológico e Implicancias en las Condiciones de Formación de las Rocas. Miscelánea 15 INSUGEO: 24-40. Tucumán.

Luro, S.E., 2017. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, 94 pp.

Luro, S.E., Salani, F.M., Massafiero, G.I., 2015. Centros eruptivos monogenéticos alcalinos, provincia del Chubut, Argentina. XIV Congreso Geológico Chileno, 163-166 pp. La Serena.

Malvicini, L. y Llambías, E., 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, Provincia del Chubut. V Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 185-202.

Manassero M., 1998. Sedimentology of the Upper Cretaceous Red Beds of Angostura Colorada Formation in the Western Sector of The Northpatagonian Massif, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 10(1): 81-90.

Manassero M. y Maggi J., 1995. Análisis sedimentológico de la Formación Angostura Colorada (Cretácico superior) en la región de Comallo–Jacobacci, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4): 132-142.

Montenegro, T.F., Salani, F.M., Remesal M.B., 2016. Inclusiones fluidas y de fundidos en xenolitos ultramáficos del norte de la Patagonia Extraandina. *Acta geológica lilloana* 28 (1): 219-222.

Mpodozis, C.Y. y Ramos, V.A., 2008. Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: Extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (4): 481-497.

Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L., Stern, C.R., 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile* 27: 177–203.

Nakayama, C., 1972. Informe geológico preliminar de la región comprendida entre la Sierra de Taquetrén y los cerros Los Chivos y Negro de Marrauf, Provincia de Chubut, YPF, Informe interno, Buenos Aires.

Nakayama, C., 1975. Informe geológico preliminar Zona Sa. de Los Chacays, Bajada del Diablo y Curso Inferior del A Perdido YPF, Informe inédito, Buenos Aires.

Nakayama, C., Sciutto, J. C., Castrillo, E., Fernández, C., 1979. Contribución al conocimiento geológico del sector noreste de la Provincia del Chubut. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, I: 657 - 670.

Náñez, C., 1983. Observaciones geológicas en el borde sudoccidental de la meseta de Coli Toro, Provincia de Río Negro. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Dto. de Ciencias Geológicas. Inédito. 80 pp.

Nicolas, A. y Poirier, J.P., 1976. Crystalline Plasticity and Solid-State Flow. In *Metamorphic Rocks*. Wiley, J. & Sons: 444pp. London.

Nullo, F., 1978. Descripción Geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 158: 1-88.

Nullo, F., 1983. Descripción geológica de la Hoja 45c Pampa de Agnia, Provincia del Chubut, Servicio Geológico Nacional, Boletín 199: 94. Buenos Aires.

Nullo, F. y Proserpio, C., 1975. La Formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo a la flora, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (2): 133-150. Buenos Aires.

Orihashi, Y., Motoki, A., Haller, M., Sumino, H., Nagao, K., Hirata, D., Mibe, K., Honda, S., Jalowitzki, T., Iwamori, H., Anma, R., 2010. Petrogenesis of Somuncura plateau basalt in an extra back-arc province: Dehydration-induced melting of hydrous wadsleyite beneath northern Patagonia, in *The Meeting of the Americas*, Foz do Iguazu, Brasil.

Page, R., 1980. Los conglomerados de Cañadón Pelado, Departamento Languiño, Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(1): 80-86.

Page, S. y Page, R., 1987. El Jurásico Volcánico de la Región Gastre - Pire Mahuida, Provincia del Chubut. Simposio sobre vulcanismo andino. X Congreso Geológico Argentino. Actas IV: 174 - 176.

Page, R. y Page, S., 1993. Petrología y significado tectónico del Jurásico volcánico del Chubut central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48: 41-58.

Page, R., Page S., Salani, F. M., 1987. Estratigrafía de la Sierra de Pire Mahuida, Provincia del Chubut. X Congreso Geológico Argentino. Actas III: 345-350.

Pascual, R. y Odreman Rivas, A., 1973. Las unidades estratigráficas del Terciario portadoras de mamíferos. Su distribución y sus relaciones con los acontecimientos diastróficos. 5º Congreso Geológico Argentino. Actas III: 293 - 338.

Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*, Springer-Verlag, 366 pp. Berlin.

Pardo-Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics* 6 (3): 233-248.

Perugini, D. y Poli, G., 2012. The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: Analogies and differences. *Lithos*, 153: 261-277.

Pöthe de Baldis, D., 1984. Microfloras cenozoicas (con addenda de microflora actual). En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y recursos minerales de la Provincia de Río Negro*. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 393-411. Buenos Aires.

Proserpio, C.A., 1978. Descripción Geológica de la Hoja 42d, Gastre, Provincia del Chubut (1:200000). Ministerio de Economía, Secretaría del Estado de Minería, Boletín, 159: 76.

Ramos, V.A., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: *Geología Argentina*. Instituto de geología y recursos minerales. Anales 29 (3): 41-96. Buenos Aires.

Rapela, C.W., 1997. The Gastre fault system: e pur si muove. *El sistema de fallas de Gastre: e pur si muove*, 52(2): 219-222.

Rapela, C.W., 1999. El plutonismo Triásico - Jurásico de la Patagonia. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Geología Argentina. Anales 29 (14): 364-372. Buenos Aires.

Rapela, C.W. y Llambías, E.J., 1985. Evolución magmática y relaciones regionales de los Complejos Eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 40: 4-25.

Rapela, C.W. y Kay, S., 1988. The Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. Episodes, 11: 175-182.

Rapela, C.W. y Pankhurst, R.J., 1992. The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the break-up of Gondwana. Magmatism and the causes of continental break-up. Geological society of London special Publication 68: 209-220.

Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Merodio, J.C., Aragon, E., 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°-42° 30'S). Journal of South American Earth Sciences 1 (1): 75-88. Londres.

Rapela, C.W., Alonso, G., Dias G., Franzese, J., Benvenuto, A., 1991. El Batolito de la Patagonia Central: evidencias de un magmatismo Triásico-Jurásico asociado a fallas transcurrentes. Revista Geológica de Chile, 18 (2): 121-138.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Harrison, S.M., 1992. Triassic Gondwana granites of the Gastre district, North Patagonian Massif. Transactions. Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83(1-2): 291-304.

Remesal, M.B., Salani F.M., Franchi M., Ardolino, A.A., 2001. Hoja Geológica 4169-IV Maquinchao. Provincia de Río Negro: Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico y Minero Argentino, Boletín 372: 1-79.

Remesal, M.B., Salani, F.M., Cerredo, M.E., 2012. Petrología del complejo volcánico Barril Niyeu (Mioceno inferior), Patagonia Argentina. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 29 (2): 463-477.

Remesal, M.B., Cerredo, M.E., Cordenons, P.D., Salani, F.M., 2016. Low-Ca pyroxene reaction coronas in the basalts of Alta Sierra de Somún Cura Volcanic Complex. North Patagonia. Acta Geologica Lilloana. 28: 287-292. Tucumán.

Robbiano, J.A., 1971a. Estratigrafía de las Sierras de Lonco Trapial, Olte y Río Chubut Medio, Provincia del Chubut, YPF, Informe interno. Buenos Aires.

Robbiano, J.A., 1971b. Contribución al conocimiento estratigráfico de la Sa. del Cerro Negro, Pampa de Agnia, Provincia del Chubut, Rep. Arg., YPF, Informe interno. Buenos Aires.

Salani, F.M., 1990. Caracterización Geológica y Petrológica del Vulcanismo Ácido Terciario de la sierra de Pire Mahuida, Provincia del Chubut. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires: 161 pp. (Inédito). Buenos Aires.

Salani, F.M., 1994. Estudio de las facies piroclásticas de la Asociación Volcánica Terciaria de la Sierra de Pire Mahuida. Patagonia Extraandina, Argentina. Segundo Congreso de Geología y Minería. Resúmenes: 175. Santiago de Cuba.

Salani, F.M., 1996. Los domos riolíticos del macizo de Ñancuyique, Patagonia extraandina, Argentina. 12° Congreso Geológico Boliviano, Actas 2: 445-453.

Salani, F.M., 1999. Characterization of the Miocene acidic sequence of the Pire Mahuida Volcanic Field, Argentina. European Union of Geosciences Conference Meeting, EUG 10. Journal of conference, Abstracts, volume 4 (1): 785. Strasburgo.

Salani, F.M. y Page, R., 1987. El Complejo Volcánico Pire Mahuida, Provincia del Chubut. 10° Congreso Geológico Argentino, Simposio de Vulcanismo Andino. Actas 4:165-167. Tucumán.

Salani, F.M. y Page, R., 1990. El Complejo volcánico Pire Mahuida, Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44: 364 - 380. Buenos Aires.

Salani, F.M. y Parica, C., 1990. Consideraciones sobre la edad y petrogénesis de las vulcanitas de Complejo Pire Mahuida, Provincia del Chubut. XI Congreso Geológico Argentino, Universidad Nacional de San Juan, I, 125-128. San Juan.

Salani, F.M. y Luro, S.E., 2017. Stratigraphy and Geochemistry of Cerro Escorioso Volcanic Field, Miocene, Patagonia, Argentina. 2017 IAVCEI meeting in Portland, Oregon, Estados Unidos. Actas.

Salani, F.M., Linares, E., Oстера, H., 1994. Edad K-Ar de las nefelinitas de la Sierra de Pire Mahuida. VII Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile: Universidad de Concepción, II: 1194-1198.

Salani, F.M., Remesal, M.B., Parica, C.A., Cerredo, M.E., 2009a. The basaltic volcanism of Pire Mahuida Complex, extraandean Patagonia. 21° Colloquium on Latin American Earth Sciences (LAK), Abstracts: 249-251. Gottingen.

Salani, F.M., Remesal, M.B., Parica, C.A., Cerredo, M.E., 2009b. The Neogene Agua de la Piedra Volcanic Complex, Patagonia, Argentina. 21° Colloquium on Latin American Earth Sciences (LAK), Abstracts: 246-247. Gottingen.

Salani, F.M., Remesal, M.B., Cerredo, M.E., 2010. The neogene Barril Niyeu Volcanic Complex. Somún Curá magmatic province. Northern extra andean Patagonia. Argentina: Bollettino di Geofisica teórica ed applicata, 51: 85-88.

Salani, F.M., Santos, J.O.S., Pertille, J. 2014. Cronología de los Eventos Volcánicos Cenozoicos en la Sierra Pire Mahuida, Patagonia Argentina. Simposio Vulcanismo de los Andes. XIX Congreso Geológico Argentino, S 24: 1-7. Córdoba.

Sato, H., 1975. Diffusion coronas around quartz xenocrysts in andesite and basalt from Tertiary volcanic region in northeastern Shikoku, Japan. Contrib. Mineral. Petrol., 50: 49-64.

Schmid, R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Geology, 9 (1): 41.

Servicio Meteorológico Nacional, 2017. Buenos Aires, Argentina.

Shaw, C.S.J., 1999. Dissolution of orthopyroxene in basaltic magma between 0.4 and 2 GPa: further implications for the origin of Si-rich alkaline glass inclusions in mantle xenoliths, Contributions to Mineralogy and Petrology, 135: 114-132.

Shaw, C.S.J., Thibault, I., Edgar, A.D. and Lloyd, F.E., 1998. Mechanisms of orthopyroxene dissolution in silica-undersaturated melts at 1 atmosphere and implications for the origin of silica-rich glass in mantle xenoliths, Contributions to Mineralogy and Petrology, 132: 354-370.

Shelley, D., 1993. Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope. Chapman & Hall. 445 pp.

Simpson, G.G., 1941. The Eocene of Patagonia. American Museum Novitates 1120: 1-15. New York.

Smith, K.L., Milnes, A.R., Eggleton, R.A., 1987. Weathering of basalt: formation of iddingsite. Clays and Clay Minerals, 35 (6): 418-428.

Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. Journal of South American Earth Sciences, 11(3): 211-215.

Somoza, R. y Ghidella, M.E., 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60 (4): 797-809.

Stipanivic, P.N. y Linares, E., 1969. Edades radimétricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, apart. XLVII (1): 51-69.

Stipanivic, P.N. y Bonetti, M., 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. 1. Floras liásicas, Ameghiniana, 7 (1): 57-78. 2. Floras doggerianas y málmicas, Ameghiniana, 7 (2):101-118.

Stipanivic, P.N. y Methol, E., 1972. Macizo de Somún Cura. Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba: 581-599.

Stipanivic, P.N., Rodrigo, F., Baulés, O., Martínez, G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23 (2): 67-88.

Streckeisen, A.L., 1973. Classification and nomenclature of igneous rocks. Recommendation of the IUGS sub-commission on the systematic of igneous rocks. Geologischen Rundschau, 63: 773-786.

Teruggi, M., 1980. Clasificación de las rocas ígneas. Colección Ciencias de la Tierra. Estudios N°1. Ediciones científicas Librart, 34 pp.

Vernon, R.H., 2004. A practical guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press, 549 pp.

Volkheimer, W., 1965. Bosquejo geológico del noroeste del Chubut extra andino (zona Gastre – Gualjaina). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20 (3): 326-350.

Volkheimer, W., 1973. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (Provincia de Río Negro). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 28(1): 13-36.

Von Gosen, W. y Loske, W. 2004. Tectonic history of Calcatapul formation, Chubut Province, Argentina, and the “Gastre fault system”. Journal of South American Earth Sciences, 18: 73-88.

Wilshire, H.G., 1958. Alteration of olivine and orthopyroxene in basic lavas and shallow intrusions: American Mineralogist, 43: 120-147.

Windhausen, A., 1931. Geología Argentina. Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino. J.Peuser, II: 1-645, Buenos Aires.

Winter, J.D., 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall Inc. 697 pp.

Zaffarana, C.B., 2011. Estudio de la deformación pre-cretácica en la región de Gastre, sector sur del Macizo Norpatagónico. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. (Inédito). 312pp.

Zaffarana, C.B. y Somoza, R., 2012. Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating from Lower Jurassic rocks in Gastre, central Patagonia: further data to explore tectonomagmatic events associated with the break-up of Gondwana. *Journal of the Geological Society, London*, 169: 371-379.

Zaffarana, C.B., Montenegro, T., Somoza, R., 2012. The host rock of the central Patagonian batholith in Gastre: further insights on the late Triassic to early Jurassic deformation in the region. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69 (1): 106-126.

Zaffarana, C.B., Somoza, R., López de Luchi, M., 2014. The Late Triassic Central Patagonian Batholith: Magma hybridization, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and thermobarometry. *Journal of South American Earth Sciences* 55: 94-122.

ANEXO I

APÉNDICE PETROGRÁFICO

FORMACIÓN LIPETRÉN

GRANITOS GRISES

GC 24

Roca de textura granosa, hipidiomorfa, inequigranular, en la que se distingue cristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico como minerales principales; hornblenda y biotita como minerales accesorios característicos y finalmente, opacos, apatita y circón como accesorios minoritarios.

La plagioclasa (40%) se presenta en cristales subhedrales, con hábito prismático elongado. El desarrollo de los cristales es mayor con respecto a los demás minerales de la roca. Es característica la zonalidad, el maclado polisintético y la frecuente alteración a arcillas pulverulentas y sericita. La alteración arcillosa se concentra especialmente en sectores que siguen las bandas composicionales en individuos con zonación.

El cuarzo (20%), con forma anhedral, se encuentra ocupando los intersticios de la roca, presenta típicamente extinción en mortero. El aspecto es fresco del cristal es habitual.

En cuanto al feldespato potásico (15%), de forma subhedral, presenta un desarrollo de tamaño mayor a otros cristales. Es característica la alteración a arcillas.

Los minerales accesorios característicos como la hornblenda (12%) son subhedrales y de hábito prismático. Presenta un conspicuo pleocroísmo verde oscuro a uno más tenue. La hornblenda con frecuencia muestra rasgos de desequilibrio por el pasaje a biotita, y en otros casos hacia los minerales opacos. Otra característica frecuente en los cristales de hornblenda es relicto de un mineral de alto relieve, que corresponderían a piroxenos.

La biotita (8%), otro mineral característico presenta coloración marrón intensa. Se distingue el pleocroísmo de marrón oscuro a claro.

Los minerales accesorios son, en su conjunto, el 5% sobre el total de la roca. Corresponden a minerales opacos, equidimensionales, con formas euhedrales. El tamaño de los cristales es pequeño. En menor medida, se encuentra apatita, usualmente junto a la hornblenda. Su forma es prismática corta. Por último, se hallaron individuos de circón, aislados.

De acuerdo con la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados para el diagrama QAPF (Q=26,6%, A=27,3%, P=72,7%, F=0%), la roca se clasifica como una **granodiorita** del campo 4 de la clasificación de la IUGS para rocas plutónicas.

GC 25 b

Roca de textura granosa, equigranular, en la que se distinguen cristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico como minerales principales; accesorios característicos son biotita y anfíbol hornblenda. Por último, accesorios menores: opacos, circón y titanita.

La plagioclasa (42%) es el mineral principal más abundante. Su forma es subhedral y de hábito prismático, es frecuente el maclado polisintético y menos frecuente la zonación.

Algunos cristales presentan alteración arcillosa, mayormente aquellos que presentan corrosión.

El cuarzo (20%) es anhedral, presenta formas heterogéneas, ya que se encuentra rellenando intersticios de la roca. Su aspecto es fresco y ocasionalmente presenta extinción ondulosa y en menor frecuencia, relámpago.

El feldespato potásico (18%) de hábito prismático y forma anhedral, se presenta más alterado a arcillas que la plagioclasa. El desarrollo de sus cristales es completo en toda su extensión.

En cuanto a los minerales accesorios característicos, se destaca en primer lugar, la hornblenda (10%). De hábito prismático, buen desarrollo de los cristales y euhedralidad. Se puede apreciar su maclado característico en dos direcciones, donde se encontraron caras basales. El anfíbol presenta un fuerte color verde y pleocroísmo de verde oscuro a claro. Es común hallarlo nucleado con la biotita (8%), la misma presenta hábito laminar y forma subhedral. Tiene un fuerte pleocroísmo de marrón oscuro a claro y con frecuencia exhibe minerales opacos como inclusión.

Los minerales accesorios, en conjunto, representan un 2%: minerales opacos, circón y titanita. Los opacos, con formas equidimensionales, se encontraron con frecuencia nucleados a los máficos: hornblenda y biotita. En cuanto a la titanita, se encontraron cristales aislados, de alto relieve. Por último, el circón se encontró en pocas cantidades, distribuido en el corte de manera aislada.

De acuerdo con la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados para el diagrama QAPF (Q=25%, A=30%, P=70%, F=0%), la roca se clasifica como una **granodiorita** del campo 4 de clasificación de la IUGS para rocas plutónicas.

GC 25 a (EMM)

Roca de textura granosa, inequigranular, en la que se distinguen cristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico como minerales principales; biotita y hornblenda como minerales accesorios característicos y finalmente, minerales accesorios como opacos, apatita y titanita.

En cuanto a los minerales principales, plagioclasa (60%) se encuentra distribuida equitativamente en toda la muestra, de tamaño bimodal, grandes cristales elongados y sobredimensionados y cristales pequeños. La forma típica de la plagioclasa es euhedral y presenta con maclado polisintético, zonalidad y rebordes ricos en inclusiones de hornblenda y biotita.

En segundo y tercer lugar, los minerales principales son cuarzo (12%) y feldespato potásico (5%) respectivamente. Ambos presentan formas anhedrales, aspecto fresco y se encuentran rellenando intersticios de la roca, con lo cual presentan hábitos irregulares y reducidos en tamaño.

Hornblenda (10%) es el principal mineral accesorio característico, se encuentra en todo el corte. Presenta un aspecto “esquelético”, y forma anhedral. El color es verde y tiene un distinguido pleocroísmo de verde oscuro a claro. En algunos casos se aprecia clivaje característico en dos direcciones. La biotita (10%) presenta un aspecto similar a la hornblenda, es anhedral y de aspecto “relictico”. Puede ser apreciado en algunos individuos su hábito

laminar, mientras que el pleocroísmo de marrón oscuro a claro que presenta es evidente en todos los cristales de biotita.

Minerales accesorios en conjunto representan un 3% del total de la roca. Corresponden en su mayoría a minerales opacos de hábito irregular, equidimensionales a alargados. Además, se hallaron minoritariamente individuos de apatita y circón. Por último, se encontró un mineral de alto relieve y maclado, con forma en punta de flecha, titanita.

De acuerdo a la composición mineralógica y los porcentajes recalculados para el diagrama QAPF (Q=15,6%, A=8%, P=92%, F=0%), la roca se clasifica como una **diorita cuarzosa** del campo 10, de la clasificación de la IUGS para rocas plutónicas.

GRANITOS ROJOS

GC 28

Roca de textura granosa gruesa en la que se distingue cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico como minerales principales; biotita como accesorio característico y opacos y muscovita como accesorios menores de la roca.

En cuanto a los minerales principales, el cuarzo (45%) se presenta en forma anhedral, tiene un aspecto fresco y extinción relámpago, aunque en ocasiones, es ondulosa. Su hábito es irregular ya que se encuentra rellenando los intersticios de la roca. Es frecuente encontrarla intercrecida con el feldespato potásico.

El feldespato potásico (29%) es de hábito elongado, formas euhedrales y se encuentra siempre alterado a arcillas. Presenta una textura distinguida con frecuencia, la gráfica, producto de un intercrecimiento de cuarzo y feldespato potásico.

La plagioclasa (20%) es anhedral y de hábito prismático. Tiene característicamente un maclado polisintético y con frecuencia, zonación. Se encuentra alterada a arcillas. En ocasiones convive con el cuarzo, en textura de mirmequitas.

En cuanto al mineral accesorio característico, la biotita (5%) es el máfico de la roca granosa. Está distribuida en toda la muestra, presenta forma anhedral y hábito laminar, aunque corroído. Pleocroíca de castaño oscuro a castaño claro.

Los accesorios de la roca son principalmente los opacos (1%), de hábito irregular, que con frecuencia acompañan a la biotita. Otro accesorio con poca participación en la muestra es la moscovita (<1%), incolora y de hábito laminar.

De acuerdo con la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados para el diagrama QAPF (Q=47,9%, A=59,2%, P=40,8%, F=0%), la roca se clasifica como un **granito** del campo 3 de la clasificación de la IUGS para rocas plutónicas.

GRUPO LONCO TRAPIAL

GC 20

Roca volcánica de textura brechosa presenta una fracción clástica (80%) rica en plagioclasa, cuarzo, opacos y apatita cementados por una matriz (20%) de igual composición.

La fracción clástica es de naturaleza volcánica, de única procedencia. Los clastos son subangulosos y adquieren tamaños de hasta 3 centímetros como máximo, siendo 0.5 centímetros el promedio. La textura de los clastos es microporfírica y presenta inclusiones de opacos.

Los fenocristales de plagioclasa (75%), presentan euhedralidad, hábitos prismáticos y maclado polisintético. Suelen presentarse como glomérulos de plagioclasa.

Los fenocristales de cuarzo (15%), son límpidos, anhedrales y presentan extinción tipo relámpago, y en menor medida, ondulosa.

Se encontraron escasos fenocristales de anfíbol, que serían de hornblenda (5%). Presentan formas euhedrales, aunque su aspecto es esquelético. En todos los casos, muestran un borde de opacos a modo de corona.

En cuanto a los accesorios (5%), son minerales opacos, equidimensionales y cristales de apatito bien desarrollados.

La matriz de coloración violácea o bordó se encuentra compuesta por una fracción clástica más fina y angulosa, compuesta esencialmente por microlitos de plagioclasa, aunque hay una participación minoritaria de cuarzo, opacos y apatito, y se hallan en una masa de mesostasis vítrea, que cementaría la matriz con los fenocristales.

De acuerdo con los porcentajes cálculos para el diagrama QAPF (Q=16,6%, A=0%, P=100%, F=0%) para rocas volcánicas, la fracción clástica, al igual que la de cemento, se clasifican como una **andesita** del Campo 10. Dada la textura de la roca, se define como una *brecha andesítica*.

GC 26

Roca volcánica de textura porfírica en la que se distinguen fenocristales (20%) de plagioclasa, anfíbol y opacos inmersos en una pasta (80%) de textura pilotáxica afieltrada.

Los fenocristales de plagioclasa (80%) presentan forma euhedral, hábito prismático y maclado de 2 individuos según Carlsbad. La composición de la plagioclasa es Andesina. Algunos individuos se caracterizan por exhibir cribación en el núcleo del cristal, dejando al cristal esquelético. Ese cribado es con frecuencia rellenado por un material amorfo. Con menos frecuencia, cristales de plagioclasa presentan zonación normal.

Los cristales de anfíbol (15%), presentan forma euhedral y hábito prismático largo. Los cristales serían de hornblenda. En todos los casos presentan un borde renegrido grueso y fuerte alteración por exsolución de minerales opacos. La intensa alteración alcanza ciertos planos de clivaje del cristal y puede llegar hasta el núcleo del mismo. Asimismo, es frecuente la alteración a carbonatos.

Los minerales opacos (5%) son escasos, aunque presentan gran tamaño y equidimensionalidad.

La pasta de textura pilotáxica afieltrada se encuentra compuesta por microlitos de plagioclasa (70%) y opacos (30%). Los microlitos de plagioclasa presentan maclado de 2 individuos y forma euhedral. Los opacos acompañan a los microlitos en un entramado que aparenta estar en una mesostasis vítrea.

Toda la roca presenta alteración intensa a arcillas de aspecto terroso y abundantes parches de carbonatos en la pasta.

Los porcentajes totales recalculados de los componentes en el total de la roca son: plagioclasa 72%, minerales opacos 25% y hornblenda 3%.

De acuerdo con la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados para el diagrama QAPF (Q=0%, A=0%, P=100%, F=0%) la roca se clasifica como una **andesita** del campo 10 de la clasificación de la IUGS para rocas volcánicas.

IGNIMBRITA CATÁN LIL

GC 19

Roca piroclástica formada por cristales y litoclastos inmersos en una matriz constituida por vitroclastos. La textura de la roca es en su mayor parte eutaxítica, por la deformación de trizas, su distribución es ordenada y alineada, y se asemeja a una estructura fluidal.

Los cristales (20%) más abundantes son de cuarzo el cual aparece con frecuencia, engolfado y con extinción relámpago característica. El feldespato es el segundo en importancia en la roca y a menudo está fracturado, tiene bordes angulosos. Otros cristales menos representados en la muestra son de plagioclasa, con habitual maclado polisintético y biotita, de hábito hojoso, y pleocroísmo de castaño oscuro a claro. Accesorios minoritarios en la roca son circón y opacos.

Hay una presencia de litoclastos, los mismo varían en tamaño. Se encontró uno particularmente, de gran tamaño, se trata de una roca volcánica acida, una ignimbrita. Este fragmento es pumíceo, se encuentra oxidado, esto es evidente por la coloración más anaranjada con respecto al resto de la matriz. Posee fluidalidad, fiammes.

La matriz (80%) de la roca es vítrea. Está formada principalmente por vitroclastos como las trizas. Las mismas varían en tamaño, tienen típicas formas triaxonas y biaxonas, aunque dada la alta soldadura de la roca, se encuentran deformadas. Es frecuente la textura axiolítica y esferulítica en la matriz.

De acuerdo con el tamaño de grano, la roca se clasifica como una toba y teniendo en cuenta la composición de la fracción clástica, corresponde a una **toba vítrea**, de acuerdo con la clasificación de Schmid (1981) para rocas piroclásticas.

BASALTOS DEL CAÑADÓN CATÁN LIL

UNIDAD BASÁLTICA INFERIOR

GC 1

Roca volcánica de textura porfírica, en la que se distinguen fenocristales (15%) de olivina y piroxeno, inmersos en una pasta (85%) de textura intergranular.

Los fenocristales de olivina (70%) son euhedrales y de hábito prismático. Los cristales presentan una alteración a iddingsita en el borde en todos los casos, y en algunos, se observó engolfamiento. Los fenocristales de piroxeno (30%) son subhedrales y equidimensionales. Presentan una zonalidad rosácea hacia los bordes y cribado, algunos sólo en el centro del mineral y otros en su totalidad.

En cuanto a la pasta volcánica, presenta textura intergranular y se encuentra compuesta por microlitos de plagioclasa (50%), minerales opacos (20%), olivinas (12%), y piroxenos (8%), en una base nefelinítica (10%).

Los microlitos de plagioclasa son euhedrales, presentan maclado simple y hábito prismático largo. Los pequeños cristales de olivina se encuentran alterados a iddingsita del borde al centro del mineral. Además, acompañan en el formado de la pasta intergranular,

minerales opacos equidimensionales y cristales de clinopiroxeno con coloración rosácea, cuya composición es augita titanífera. Entre los minerales de la pasta se reconoce un mineral con características de birrefringencia baja, anhedralidad y extinción recta. Por lo que la mesostasis estaría constituida por nefelina.

Se observa un 2% sobre el total de la roca de vesículas, algunas de ellas parcialmente rellenas por carbonato y arcillas. Además, se detectó al microscopio, presencia de vetas de 0.5 milímetros cuyo relleno es carbonático.

Finalmente, se detectó la incorporación de material accidental, de color blanquecino, con tamaños entre 4 y 8 milímetros de largo cuyas características indican pertenecería a una roca piroclástica.

Los porcentajes totales recalculados de los componentes en el total de la roca son: plagioclasa 42,5%, olivina 20,7%, opacos 17%, clinopiroxeno 11,3% y nefelina 8,5%.

De acuerdo con la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados para el diagrama QAPF (Q = 0%, A = 0%, P = 100%, F = 16,67%) la roca se clasifica como una **basanita** del campo 14 de la clasificación de la IUGS para rocas volcánicas.

GC 30

Roca volcánica de textura porfírica en la que se distinguen fenocristales (18%) de olivina y clinopiroxeno, inmersos en una pasta (82%) de textura intergranular.

Los fenocristales de olivina (80%) son euhedrales y de hábito romboidal. Se observa intensa alteración a iddingsita en los bordes y fracturamiento típico, perpendicular al eje c.

Los cristales de clinopiroxeno (20%), tienen forma euhedral y hábito variado, de prismático corto a equidimensional. El aspecto es fresco y la coloración verde en el centro del cristal y rosácea hacia los bordes. Por lo que la composición sería una augita diopsídica.

La pasta volcánica presenta textura intergranular y se encuentra constituida por microlitos de plagioclasa (50%), opacos (20%), olivina (12%), y clinopiroxeno (8%), en una base nefelinítica (10%).

Los microlitos de plagioclasa son euhedrales, de hábito prismático elongado y presentan maclado según Carlsbad. Algunos microlitos presentan mayor tamaño que el promedio y se puede observar un incipiente maclado polisintético. Los minerales opacos son equidimensionales y se encuentran dispersos en la pasta junto a los máficos y los microlitos de plagioclasa. Los cristales de olivina son anhedrales, presentan intensa alteración a iddingsita de los bordes hasta el núcleo, otorgándole al mineral una intensa coloración anaranjada. Además, acompañan a la pasta, clinopiroxenos de zonalidad rosácea hacia los bordes del cristal y aspecto fresco. Entre los componentes de la pasta se reconoce una base color gris oscuro de primer orden, alto relieve y forma anhedral, correspondiente a la mesostasis nefelinítica.

Finalmente, se observó un material accidental de 1 milímetro de largo, cuya forma es redondeada, constituido por cristales de plagioclasa y clinopiroxenos.

Los porcentajes totales recalculados de los componentes en el total de la roca son: 41% de plagioclasa, 24,24% de olivina, 16,4% de opacos, 10,16% de clinopiroxeno y 8,2% de nefelina.

De acuerdo con la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados para el diagrama QAPF (Q = 0%, A = 0%, P = 100%, F = 16,67%), la roca se clasifica como una **basanita** del campo 14 de la clasificación de la IUGS para rocas volcánicas.

UNIDAD BASÁLTICA MEDIA

GC 21

Roca volcánica de textura porfírica, en la que se distinguen fenocristales (10%) de olivina inmersos en una pasta (90%) de textura intersertal.

Los fenocristales de olivina (100%) son subhedrales, de hábito prismático y presentan alteración a iddingsita en los bordes.

La pasta presenta textura intersertal y se encuentra constituida por microlitos de plagioclasa (70%), los cuales tienen maclado de dos individuos. Además, se pueden distinguir minerales opacos (25%), con forma euhedral y hábito equidimensional. Por último, se detectó escasa olivina (5%) con alteración a iddingsita. Se dispone, entre medio de los microlitos de plagioclasa, vidrio en estado de desvitrificación cuya coloración es parda. Asimismo, en algunos sectores de la muestra hay texturas de tipo esferulíticas, conformadas por microlitos de plagioclasa y vidrio.

Se aprecia un 5% sobre el total de la roca de vesículas y amígdalas rellenas por material carbonático.

Los porcentajes totales recalculados de los componentes en el total de la roca son: 63% de plagioclasa, 22.5% de opacos y 14.5% de olivina.

De acuerdo con la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados para el diagrama QAPF (Q=0%, A=0%, P=100%, F=0%), la roca se clasifica como un **basalto** del campo 10 de la clasificación de la IUGS para rocas volcánicas.

UNIDAD BASÁLTICA SUPERIOR

GC 29

Roca volcánica de textura porfírica en la que se distinguen fenocristales (30%) de olivina y clinopiroxeno, inmersos en una pasta (70%) de textura intergranular.

Los fenocristales de olivina (70%) son subhedrales y de hábitos romboidales, aunque en algunos casos se encuentran esqueléticos y en otros casos, se preserva mejor la estructura del cristal, pero presentan engolfamiento. Todos los cristales de olivina muestran una alteración a iddingsita en el borde del mineral. Se encontraron, además, megacristales de olivina con alteración a iddingsita de tamaños que oscilan entre los 0.4 centímetros y los 0.7 centímetros.

Le sigue en abundancia los fenocristales de clinopiroxeno (30%), los cuales presentan una composición de augita titanífera. Los cristales presentan clivaje en dos direcciones, y coloración rosácea, particularmente en los bordes del cristal.

La textura de la pasta es intergranular y se encuentra compuesta por microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno, individuos de olivina y opacos en una base de nefelina.

Los microlitos de plagioclasa (55%) se encuentran dispuestos al azar, presentan maclado de dos individuos, hábito prismático y formas euhedrales.

Además, se hacen presentes pequeños cristales de olivina (15%) con fuerte alteración a iddingsita, del borde del cristal al núcleo.

Otros microlitos son de clinopiroxeno (12%), de composición augita titanífera con hábito prismático corto y en menor medida, algunos cristales son de hábito más equidimensional. En ambos casos, presentan característica coloración rosácea. Es frecuente encontrar cristales de augita con intensa cribación, donde se desdibuja el cristal en la pasta volcánica, mientras que también se observan algunos cristales con zonalidad y otros mejor preservados.

Se distingue una base de nefelina (10%), que engloba a otros cristales. Se distingue porque destaca su baja birrefringencia y su forma anhedral, con una leve zonalidad hacia los bordes. Presenta extinción recta.

La pasta además presenta minerales opacos (8%) de tamaño reducido y equidimensional.

Se observa un 10% sobre el total de la roca, de incorporación de un material accidental con características de roca volcánica ácida.

Los porcentajes totales recalculados de los componentes en el total de la roca son: plagioclasa (38,5%), olivina (31,5%), clinopiroxeno (17,4%), nefelina (7%) y opacos (5,6%).

De acuerdo con la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados para el diagrama QAPF (Q=0%, A=0%, P=100%, F=15,4%), roca se clasifica como una **basanita** del campo 14 de la clasificación de la IUGS para rocas volcánicas.

BASALTOS MEDIALUNA

GC 31

Roca volcánica porfírica holocristalina compuesta por fenocristales (10%), de plagioclasa y olivina inmersos en una pasta (90%) de textura pilotáxica fluidal compuesta principalmente por individuos de plagioclasa, olivina, clinopiroxeno y opacos.

Los fenocristales de plagioclasa (85%), presentan forma euhedral y hábito prismático. Es muy común el maclado de 2 individuos y menos frecuente el maclado polisintético. Se encontraron megacristales de hasta 0,7 centímetros de largo con maclado polisintético y en parches. Los planos de macla en algunos casos se acuñan o terminan en peine.

Los fenocristales de olivina (15%), presentan forma anhedral y hábito irregular, comúnmente equidimensional. Muy pocos cristales presentan forma romboidal y en todos los casos se presenta una fuerte alteración a bowlingita con característica coloración verdosa.

La textura de la pasta es pilotáxica fluidal, y se encuentra conformada en un 70% por microlitos de plagioclasa, 15% de opacos, 10% de olivina y 5% de clinopiroxeno. La pasta presenta una mesostasis vítrea la cual es identificable por su fuerte coloración rojiza, producto de oxidación de los minerales opacos que le otorgaron el color al fluido solidificado.

Los microlitos de plagioclasa (70%) son elongados y presentan maclado polisintético y de 2 individuos. Estos microlitos se caracterizan por presentar una orientación otorgándole a la roca una textura fluidal.

Los opacos (15%) son equidimensionales, en algunos casos presentan formas más irregulares y cuadradas, pero siempre se encuentran en convivencia con los cristales de olivina. Es común encontrarlos oxidados y por ello presentan una alteración anaranjada a roja.

Los cristales de olivina (10%) presentan fuertes colores de birrefringencia, forma anhedral y hábito irregular. El tamaño de los cristales es muy pequeño.

Finalmente, se encuentran cristales de clinopiroxeno (5%) con formas anhedrales y hábitos irregulares, casi esqueléticos. Es posible ver una coloración levemente rosácea.

Se distingue en la muestra, un glomérulo de plagioclasa de 0,7 centímetros de largo en el cual convive un cristal de ortopiroxeno el cual es contenido por una corona de reacción formada por pequeños cristales de clinopiroxeno, olivina y minerales opacos.

Los porcentajes totales recalculados de los componentes en el total de la roca son: plagioclasa 71,5%, opacos 13,5%, olivina 10,5% y clinopiroxeno 4,5%.

De acuerdo con la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados para el diagrama QAPF (Q=0%, A=0%, P=100%, F=0%), la roca se clasifica como un **basalto** del campo 9 de la clasificación de la IUGS para rocas volcánicas.

GC 32

Roca volcánica holocristalina de textura afírica. La pasta se halla compuesta por minerales de plagioclasa, olivina y opacos.

La textura de la pasta es pilotáxica fluidal. Su componente principal son—microlitos de plagioclasa (70%), el tamaño de los cristales varía ampliamente. En su mayoría, presentan hábito prismático elongado y exhiben maclado polisintético o de Carlsbad. En su minoría, el hábito es equidimensional. Se encuentra de manera intersticial a los microlitos, arcillas de coloración amarronada.

Otro componente de la pasta es un mineral máfico (15%), fuertemente alterado a arcillas de coloración amarronada. Dada su forma romboidal, en algunos casos y prismática, en otros, corresponderían a olivina.

Finalmente, el último componente de la pasta son los minerales opacos, de hábito equidimensional. Se encuentran distribuidos equitativamente en toda la muestra, las “hojuelas de mica” se posicionan cerca de estos minerales. Estas últimas presentan hábito laminar y un color rosáceo/anaranjado. Estos filosilicatos son producto de alteración de la roca.

Se observa un 2% sobre el total de la roca de amígdalas con forma irregular rellenas por carbonato.

Los porcentajes totales de los componentes en el total de la roca son: plagioclasa 70%, olivina 15% y opacos 15%.

De acuerdo a la composición mineralógica y los porcentajes recalculados para el diagrama QAPF (Q=0%, A=0%, P=100%, F=0%), la roca se clasifica como un **basalto** del campo 10 de la clasificación de la IUGS para rocas volcánicas.

COMPLEJO VOLCÁNICO PIRE MAHUIDA

RIOLITAS

805

Roca con textura escasamente porfírica, se encuentra conformada por fenocristales (10%) de cuarzo y feldespato alcalino inmersos en una pasta (90%) compuesta principalmente por cuarzo, feldespato alcalino y minerales accesorios.

Los fenocristales de cuarzo (60%) tienen formas anhedrales y tamaño reducido que varía entre 0,1 y 0,3 mm.

Los fenocristales de feldespato alcalino (40%) son de sanidina, presentan forma euédral y hábito prismático, con tamaños entre 0,2 y 0,3 mm.

En cuanto a la pasta, los componentes principales, producto de desvitrificación, son feldespatos alcalinos (50%) en forma de esferulitas, y como agregados fibrosos con cuarzo (40%) formando una textura axiolítica especialmente en los bordes de cavidades.

Acompañan minerales accesorios (10%) representados por circón y opacos.

La textura de la roca es bandeada, producto de la alternancia de sectores de distinta granulometría.

Se observa un 10% sobre el total de la roca de cavidades con forma irregular rellenas por sílice secundaria.

Los porcentajes totales de los componentes son: feldespato alcalino 49%, cuarzo 42% y minerales accesorios 9%.

De acuerdo a la composición mineralógica y los porcentajes recalculados para el diagrama QAPF (Q=46,15%, A=100%, P=0%, F=0%), la roca se clasifica como una **riolita** del campo 2 de la clasificación de la IUGS para rocas volcánicas.

ANEXO II
MAPA GEOLÓGICO