

Universidad Nacional de Río Negro
Sede Alto Valle – Valle Medio
Trabajo Final de la Licenciatura en Geología

PETROGRAFÍA, GEOQUÍMICA Y EDAD DEL COMPLEJO
VOLCÁNICO ANECÓN GRANDE, PALEOCENO DEL MACIZO
NORPATAGÓNICO

Autora: Luciana Paileman
Directora: Claudia B. Zaffarana
Co-director: Juan I. Falco

- General Roca, Marzo 2022 -

ÍNDICE

1.0	RESUMEN.....	1
2.0	ABSTRACT.....	1
3.0	INTRODUCCIÓN.....	3
4.0	MARCO GEOLÓGICO.....	5
5.0	MATERIALES Y MÉTODOS.....	12
6.0	RESULTADOS.....	14
6.1.	RECONOCIMIENTO DE UNIDADES EN IMÁGENES SATELITALES.....	14
6.2.	AFLORAMIENTOS Y PETROGRAFÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO ANECÓN GRANDE.....	16
6.2.1.	Coladas de lavas basálticas a andesíticas.....	17
6.2.2.	Domos y diques andesíticos a dacíticos.....	18
6.2.3.	Rocas piroclásticas (P).....	21
6.3.	GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORITARIOS.....	25
6.4.	GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA Y TIERRAS RARAS.....	27
6.5.	DATACIÓN GEOCRONOLÓGICA U-Pb.....	30
7.0	DISCUSIONES.....	32
7.2.	EVOLUCIÓN PETROGENÉTICA Y FUENTE DE LOS MAGMAS DEL CVAG.....	32
7.3.	INTERPRETACIÓN DEL CVAG EN EL CONTEXTO DEL CINTURÓN DE PILCANIYEU DEL PALEOCENO-EOCENO.....	34
7.4.	CORRELACIÓN REGIONAL DEL CVAG EN EL CONTEXTO DEL ARCO ANDINO CRETÁCICO TARDÍO-PALEÓGENO.....	36
8.0	CONCLUSIONES.....	40
9.0	AGRADECIMIENTOS.....	40
10.0	REFERENCIAS.....	41
11.0	ANEXO DE DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS.....	50
11.1	Rocas Volcánicas.....	50
11.1.1	Muestra ANE 1.....	50
11.1.2	Muestra ANE 2.....	51
11.1.3	Muestra ANE 3.....	52
11.1.4	Muestra ANE 4.....	53
11.1.5	Muestra ANE 9.....	54
11.1.6	Muestra ANE 10.....	55
11.1.7	Muestra ANE 11.....	56
11.1.8	Muestra LP 7.....	57
11.1.9	Muestra LP 11.....	58
11.1.10	Muestra LP 4.....	59
11.1.11	Muestra ANE 5.....	60
11.1.12	Muestra ANE 6.....	61
11.1.13	Muestra ANE 7.....	62
11.1.14	Muestra ANE 8.....	63
11.2	Rocas piroclásticas.....	64

11.2.1 LP 10.....	64
11.2.1 LP 16.....	65
11.2.3 LP 18.....	66

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Datos geoquímicos de elementos mayoritarios y elementos traza correspondientes a las muestras ANE 1, ANE 2, ANE 3, ANE 4, ANE 5, ANE 6, ANE 7, ANE 8, ANE 9, ANE 10 y ANE 11, pertenecientes al Complejo Volcánico Anecón Grande.....	26
--	----

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de ubicación del área estudiada en este Trabajo Final de Grado. A) Ubicación regional del área de estudio. B) Esquema geológico regional con la ubicación del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu y del Cinturón Volcánico El Maitén. El recuadro rojo corresponde a la ubicación del área de estudio y del mapa geológico de la Figura 4.	5
Figura 2: Mapa geológico del área de estudio, comprendido en la zona de Anecón Grande. Modificado de González y Cabana (2014). El recuadro rojo indica el área de donde se obtuvieron las muestras ANE y LP pertenecientes al Complejo Volcánico Anecón Grande y cuya ubicación se exhibe en la Figura 4.	6
Figura 3: Fotografías de afloramientos pertenecientes a distintas formaciones, ver en el texto la descripción detallada de cada unidad. A) Granitos intercalados con filitas pertenecientes a la Formación Cushamen. B) Formación Mamil Choique. En la fotografía se observan granitos biotíticos con granate y cuarzo. C) Conglomerados con clastos bien redondeados, mala selección y color rojizo, pertenecientes a la Formación Angostura. D) Rocas volcánicas muy meteorizadas, pertenecientes a la Formación La Pava.	12
Figura 4: Mapas armados a partir de combinaciones de bandas RGB utilizados para la realización del mapa de la zona de estudio en el cerro Anecón Grande. A) Mapa geológico del Complejo Volcánico Anecón Grande, con la ubicación geográfica de las muestras petrográficas denominadas ANE y LP (I). B) Composición RGB 7 6 4. C) D) Composición RGB 7 6 10. 16	16
Figura 5: Fotografías de las coladas de lavas basálticas a andesíticas que componen el Complejo Volcánico Anecón Grande. A) Afloramiento de las coladas basálticas a andesíticas correspondientes a las muestras ANE 5, ANE 6, ANE 7 y ANE 8, donde se puede ver la dirección del flujo. B) Fotomicrografía de un corte delgado, nicoles paralelos, de la muestra ANE 7, donde se reconocen fenocristales de plagioclasa (Plg) y olivina (Ol). Además, puede observarse una diferencia en el tamaño de grano de los cristales de la pasta y el color de la pasta, lo cual se distingue como pasta clara y pasta oscura. C) Fotomicrografía de un corte delgado, nicoles cruzados, de la muestra ANE 7 donde se reconocen fenocristales de plagioclasa (Plg), clinopiroxeno (Cpx) y un mineral opaco (Op), posiblemente magnetita. D) Fotomicrografía de un corte delgado, nicoles paralelos, de la muestra ANE 8 donde se reconocen fenocristales de plagioclasa (Plg), anfíbol (Anf) y minerales opacos (Op).	18
Figura 6: Fotografías de las rocas que componen los domos y diques andesíticos del CVAG. A) Aspecto del afloramiento de la andesita LP 7. B)-C) Muestras de mano de las muestra LP 7 y ANE11, donde se reconocen los fenocristales de plagioclasas y anfíboles (algunos cristales alterados a óxidos), y fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita, respectivamente. D) Microfotografía del corte delgado, nicoles paralelos, de la muestra LP 7, donde se reconoce un fenocristal de anfíbol (Anf) con borde de resorción. E) Microfotografía del corte delgado, nicoles cruzados, de la muestra ANE 11 donde se observan fenocristales de anfíbol (Anf) y biotita (Bt).	19
Figura 7: Fotografías de las rocas que componen un domo dacítico A) Fotografía del aspecto de las rocas en el afloramiento donde se tomaron las muestras ANE 1 y ANE 2. B) Textura porfírica de la muestra ANE 2 C) Microfotografía del corte delgado, nicoles paralelos, de la muestra ANE 1, donde se identifican fenocristales de anfíbol (Anf), biotita (Bt) y cuarzo (Qz). D) Microfotografía del corte delgado, nicoles cruzados, de la muestra ANE 4, donde se aprecia un fenocristal de cuarzo (Qz) con forma volcánica, caracterizada por aristas redondeadas, engolfamientos e inclusiones de la pasta.	21
Figura 8: Fotografías de las rocas piroclásticas de composición andesítica a riolítica pertenecientes al CVAG. A) Afloramiento de la brecha LP 16, donde se exhibe la estratificación grosera ubicada en forma sub-horizontal. B) Microfotografía del	

<p>corte delgado de la muestra LP16, nicoles cruzados, donde se observan cristaloclastos de cuarzo (Qz) y cristaloclastos de plagioclasa (Plg). C) Microfotografía del corte delgado de la muestra LP16, nicoles paralelos, donde se observan cristaloclastos de plagioclasa (Plg), biotita (Bt) y minerales opacos. D) Microfotografía del corte delgado de la muestra LP16, nicoles paralelos, donde se reconocen vitroclastos (Vc) y cristaloclastos de cuarzo (Qz).</p>	22
<p>Figura 9: Fotografías de las ignimbritas que componen el Complejo Volcánico Anecón Grande, representadas por la muestra LP18. A) Ignimbritas en afloramiento, donde se distinguen fiammes alargadas. B) Fotografía de un afloramiento de ignimbritas en donde se observan oquedades de erosión. C) Microfotografía de una lámina delgada, nicoles paralelos, donde se observa textura eutaxítica, cristales de biotita (Bt) y cristales de feldespato potásico (Fk).....</p>	23
<p>Figura 10: Fotografías de la muestra LP 10, correspondiente a una ignimbrita andesítica perteneciente al CVAG. A) Fotografía del afloramiento. B) Microfotografía de lámina delgada, nicoles paralelos, donde se distinguen litoclastos de composición andesítica (Lc), vitroclastos (Vc) y cristaloclastos de plagioclasa (Plg). C) Microfotografía de lámina delgada, nicoles cruzados, donde se reconocen litoclastos (Lc), vitroclastos (Vc) alterados posiblemente a arcillas y cristaloclastos de plagioclasa (Plg).....</p>	24
<p>Figura 11: Diagrama Total Alkali vs. Silica (Le Maitre <i>et al.</i>, 1989) de las rocas volcánicas pertenecientes al Complejo Volcánico Anecón Grande.</p>	26
<p>Figura 12: Diagramas binarios de variación geoquímica tipo Harker, de elementos mayoritarios. A) SiO₂ vs. Al₂O₃. B) SiO₂ vs. K₂O. C) SiO₂ vs. FeO. D) SiO₂ vs. TiO₂. E) SiO₂ vs. MgO. F) SiO₂ vs. CaO. G) SiO₂ vs. Na₂O. H) SiO₂ vs. P₂O₅.</p>	27
<p>Figura 13: Diagrama de clasificación de rocas volcánicas (Winchester y Floyd, 1977).</p>	28
<p>Figura 14: A) Diagrama de tierras raras normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) para las muestras correspondientes a las coladas de lava. B) Diagrama de tierras raras normalizado al condrito para las muestras correspondientes a los domos y diques. C) Diagrama multielemental de elementos traza normalizado a los valores del manto primitivo para las muestras correspondientes a las coladas de lava (Sun y McDonough, 1989). D) Diagrama multielemental de elementos traza normalizado a los valores del manto primitivo para las muestras correspondientes a los domos y diques.</p>	29
<p>Figura 15: A) Diagrama Eu/Eu* vs. SiO₂. B) Diagrama Dy/Yb_N vs. SiO₂.....</p>	30
<p>Figura 16: Imágenes de catodoluminiscencia (CL) en las que se muestran el lugar y la numeración de cada datación geocronológica.</p>	31
<p>Figura 17: A) Diagramas de concordia de Wetherill. B) Media ponderada de las edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U de los spots de los circones usados en la Concordia.</p>	31
<p>Figura 18: Diagramas de comparaciones regionales de fuente de los magmas de distintas rocas correspondientes al Cinturón Volcánico Pilcaniyeu (zona andina y extraandina) y al CVAG. A) La/Ta vs. SiO₂. B) Ba/La vs. SiO₂. C) Th/Hf vs. Ta/Hf. D) Nb/Zr vs. Ba/Nb. Para realizar estas comparaciones solamente se tuvieron en cuenta rocas con menos de 56% de sílice porque así se evitan los efectos de fraccionamiento de los magmas.</p>	36
<p>Figura 19: Mapa de ubicación regional de la zona de estudio en relación a rocas del mismo rango de edad y composición, para ver similitudes y diferencias entre las fuentes de los magmas.</p>	38
<p>Figura 20: Diagramas de elementos traza pertenecientes a rocas del CVAG (este trabajo), de la Formación Tres Picos Prieto (Zaffarana <i>et al.</i>, 2012), de Coihaique Alto (Demant <i>et al.</i>, 2007), de la Faja eruptiva paleógena Naunauco pertenecientes a la provincia de Neuquen (Franchini <i>et al.</i>, 2003; Rapela y Llambías, 1985) y Mendoza (Spagnuolo <i>et al.</i>, 2012), y del CVP de la zona andina (Iannelli <i>et al.</i>, 2017), zona central (Rapela <i>et al.</i>, 1988) y extraandina (Aragón <i>et al.</i>, 2011). A) La/Ta vs. SiO₂ B) Ba/La vs. SiO₂. C) Th/Hf vs. Ta/Hf. D) Nb/Zr vs. Ba/Nb.</p>	39

1.0 RESUMEN

Se presenta aquí un estudio geológico de campo, petrográfico y geoquímico de elementos mayoritarios, elementos traza y tierras raras de las rocas pertenecientes al Complejo Volcánico Anecón Grande (CVAG), ubicado en la provincia de Río Negro, al sur de la localidad de Comallo ($41^{\circ}00' - 41^{\circ}27' \text{ S} / 70^{\circ}22' - 69^{\circ}56' \text{ O}$). A partir de la interpretación de imágenes satelitales, de trabajo de campo y de las descripciones petrográficas se identificaron tres tipos litológicos distintos pertenecientes al CVAG: coladas de lava basálticas a andesíticas, domos y diques de composición andesítica a dacítica y rocas piroclásticas de composición andesítica a riolítica. Las rocas del CVAG presentan una bimodalidad composicional, rasgo que comparte con rocas de otras zonas del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu. La composición de las rocas del CVAG varía entre traquiandesitas basálticas (coladas de lava), dacitas, andesitas y traquitas (domos y diques). Las volcanitas de la región de Anecón Grande, así como las del Cinturón de Pilcaniyeu en general presentan características intermedias entre subducción e intraplaca. Las rocas del CVAG son más afines a las rocas del Cinturón de Pilcaniyeu de la región andina, que presentan características de subducción más marcada en la fuente de sus magmas, que las de la región extraandina. Una edad U-Pb en circón (LA-ICMPS) de $63,6 \pm 0,23 \text{ Ma}$ (Daniense) se obtuvo para los domos y diques andesíticos del CVAG. Dicha edad ubica al CVAG dentro de los primeros pulsos del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu.

Palabras clave: Magmatismo, Paleoceno, Río Negro, Geoquímica.

2.0 ABSTRACT

This work comprises geological field, petrographic and major, trace and rare earth elements geochemical study of the Anecón Grande Volcanic Complex (AGVC), located in the Río Negro province, south of the Comallo locality ($41^{\circ}00' - 41^{\circ}27' \text{ S} / 70^{\circ}22' - 69^{\circ}56' \text{ O}$). From the interpretation of satellite images, field studies and petrographic descriptions three lithological types were identified within the AGVC: basaltic and andesitic lava flows, andesitic to dacitic domes and dikes and pyroclastic rocks of andesitic to rhyolitic composition. The AGVC presents a bimodal composition, a feature shared with rocks from other areas the Pilcaniyeu Volcanic Belt. The composition of the rocks of the AGVC ranges between trachyandesitic basalts (lava flows), dacites, andesites and trachytes (domes and dikes). The rocks of the AGVC



have mixt characteristics between subduction and intraplate magmas, as well as the rocks of the Pilcaniyeu Volcanic Belt in other regions. The rocks of the AGVC are more similar to the andean part of the Picaneyeu Volcanic Belt, because they have a stronger subduction signature than the rocks of the extraandean part of the Pilcaniyeu Volcanic Belt. A new U-Pb age in zircon (LA-ICPMS) of $63,6 \pm 0,23$ Ma (Danian) was obtained for the andesitic domes and dikes of the AGVC. This age places the complex within the early stages of the Pilcaniyeu Volcanic Belt.

3.0 INTRODUCCIÓN

El magmatismo cenozoico de la Cordillera Norpatagónica oriental entre los 40° y los 43°30' de Latitud Sur está constituido por extensas y potentes unidades volcánicas efusivas que se han manifestado desde el Paleoceno hasta la actualidad. Este volcanismo cenozoico, mayormente de tipo calcoalcalino y de naturaleza policíclica fue reunido por Rapela *et al.* (1984) dentro de la Provincia Volcánica Andino-Patagónica. El volcanismo más antiguo de esta provincia es del Paleoceno-Eoceno, el cual tiene una extensión areal aproximada de 50000 km² y se dispone con una orientación N-S, desde la latitud de Junín de los Andes hasta Esquel, mientras que de E a O abarca unos 150 km comprendiendo a la Cordillera Norpatagónica oriental, la Cuenca de Ñirihuau y al borde occidental del Macizo Norpatagónico (Fig. 1; Groeber, 1954; Dalla Salda *et al.*, 1981; Rapela *et al.*, 1988; Aragón *et al.*, 2011, 2013; Iannelli *et al.*, 2017; Fernández Paz *et al.*, 2018).

Este volcanismo se divide tradicionalmente en dos fajas o cinturones: la faja occidental o andina y la faja oriental o extraandina. La faja occidental se la conoce como “Faja magmática de El Maitén”, mientras que la faja oriental comprende el “Cinturón Volcánico Pilcaniyeu” (Aragón *et al.*, 2011, 2013; Iannelli *et al.*, 2017; Fernández Paz *et al.*, 2018) (Fig. 1).

El magmatismo del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu ha sido descrito como bimodal: predominan lavas riolíticas, secuencias de rocas piroclásticas, y en menor proporción, intercalaciones de basaltos (Rapela *et al.* 1988; Aragón *et al.*, 2013, 2011; Iannelli *et al.*, 2017). En el extremo sur de la faja, en cercanías de la localidad de Paso del Sapo, las asociaciones volcánicas muestran una fuerte impronta de intraplaca, con fuentes enriquecidas (Aragón *et al.*, 2011; 2013). Por otro lado, en el extremo norte, en coincidencia con su localización más cercana al eje andino, las rocas muestran una tendencia alcalina, pero con impronta de arco volcánico (Iannelli *et al.*, 2017).

Las rocas del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu en el sector del Cerro Anecón Grande, área elegida para este estudio, fueron inicialmente descritas por Rapela *et al.* (1988) y vinculadas al magmatismo paleoceno por su parecido litológico con la Formación Huitrera (Sesana, 1968). Asimismo, este conjunto de rocas volcánicas fue estudiado por González (1998) sugiriendo la existencia de tres grandes unidades, diferenciadas según el tipo de emplazamiento y composición. Una unidad está compuesta por coladas andesíticas, dacíticas y riolíticas, conjuntamente con flujos de aglomerados volcánicos e ignimbritas. Otra unidad está compuesta

por domos, filones capa y diques de composición andesítica, lacítica y traquítica, mientras que la tercera unidad está representada por coladas de traquibasaltos, traquiandesitas, traquitas y andesitas. Finalmente, una cuarta unidad, está compuesta por cuerpos ígneos indiferenciados.

3.1. Objetivos

El presente Trabajo Final de Grado tiene como objetivo general caracterizar por primera vez, la petrología, geoquímica y edad de las volcanitas de la región de Anecón Grande en la provincia de Río Negro (Fig. 2), para corroborar si el Complejo Volcánico Anecón Grande se corresponde con el Cinturón Volcánico Pilcaniyeu.

Como objetivos específicos se propone realizar i) la caracterización litofacial y petrográfica de las rocas asignadas al Complejo Volcánico Anecón Grande, ii) evaluación geoquímica de elementos mayoritarios, trazas y elementos de las tierras raras, iii) evaluación geocronológica de una muestra datada, iv) caracterización geotectónica de las muestras estudiadas a través de la comparación de rocas análogas del área andina y extraandina.

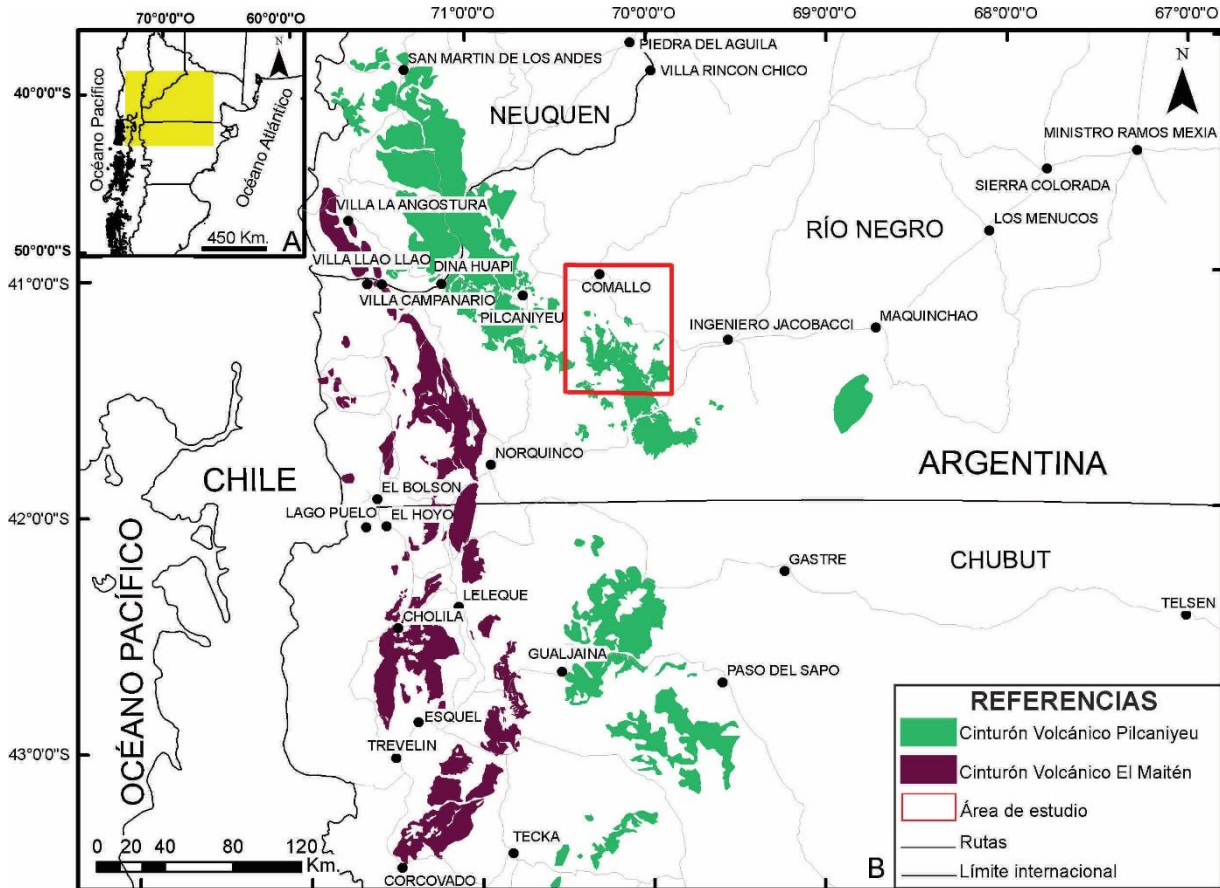


Fig. 1: Mapa de ubicación del área estudiada en este Trabajo Final de Grado. **A)** Ubicación regional del área de estudio. **B)** Esquema geológico regional con la ubicación del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu y del Cinturón Volcánico El Maitén. El recuadro rojo corresponde a la ubicación del área de estudio y del mapa geológico de la **Fig. 4**.

4.0 MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio está ubicada en la región suroccidental de la Provincia de Río Negro, entre las latitudes $41^{\circ}00' - 41^{\circ}27' S$ y longitudes $69^{\circ}56' - 70^{\circ}22' O$ (Fig. 1 y Fig. 2). El área de trabajo es aproximadamente 1825 km^2 , siendo el punto más elevado el Cerro Anecón Grande con 1976 msnm (González, 1998; Fig. 2).

Hacia el noroeste de la zona de estudio (Fig. 2) se ubican las rocas más antiguas, las que corresponden a metamorfitas de medio a alto grado de la Formación Cushamen (Volkheimer, 1964) (Fig. 3A). Esta formación está constituida por esquistos cuarzo-muscovíticos, esquistos biotíticos, gneises bandeados y foliados, migmatitas, esquistos cuarcíticos y cuarcitas (González *et al.*, 1999). Dentro del protolito de la Formación Cushamen han sido descriptas rocas volcánicas ácidas y básicas (Cerrodo y López de Luchi 1999), como así también diamictitas

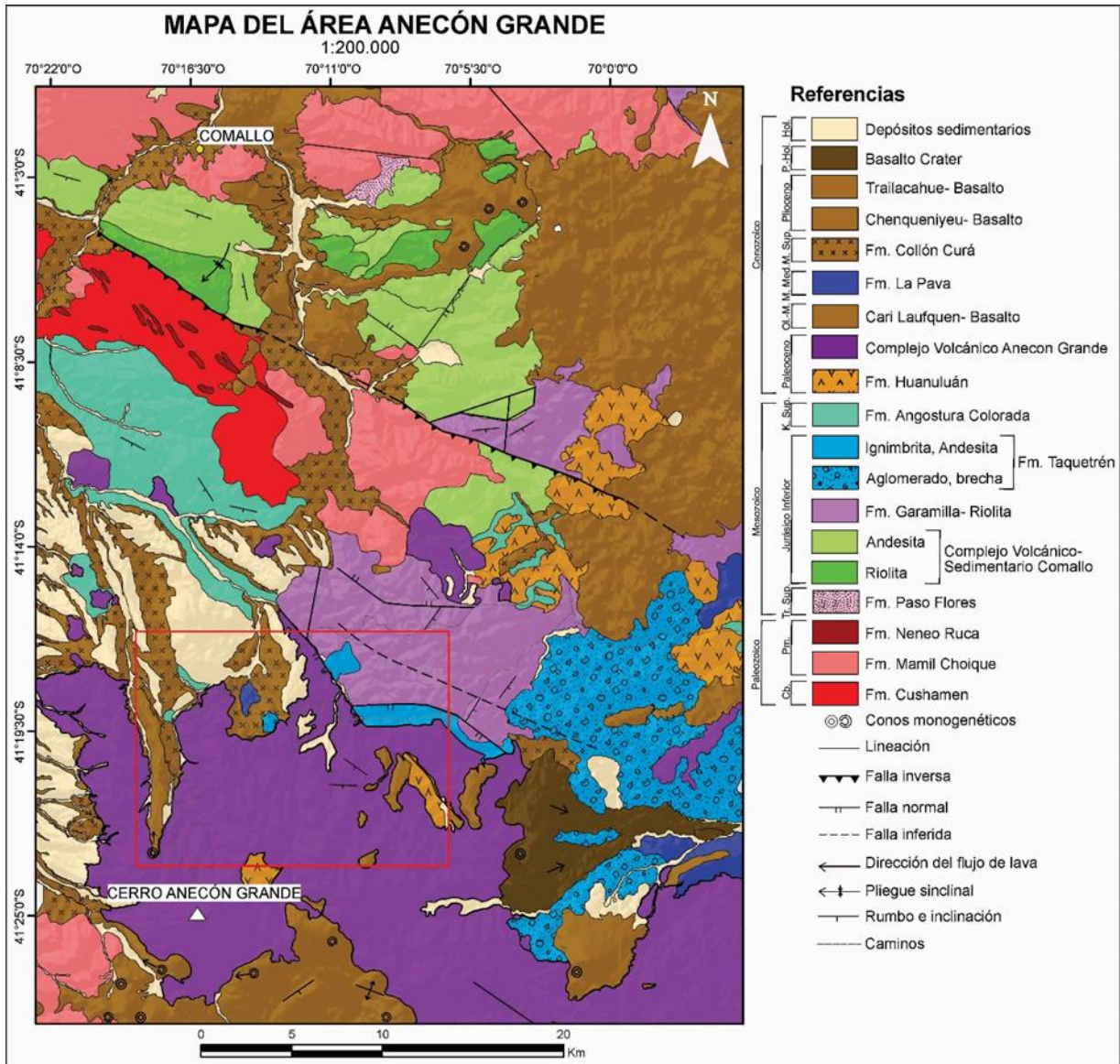


Fig. 2: Mapa geológico del área de estudio, comprendido en la zona de Anecón Grande. Modificado de González y Cabana (2014). El recuadro rojo indica el área de donde se obtuvieron las muestras ANE y LP pertenecientes al Complejo Volcánico Anecón Grande y cuya ubicación se exhibe en la **Fig. 4**.

(Duhart *et al.*, 2002; Marcos *et al.*, 2018; 2020). La evolución térmica y tectónica de las metamorfitas de la Formación Cushamen es compleja y estaría constituida por varias fases de deformación y metamorfismo con su magmatismo asociado (Cerredo, 1997; Marcos *et al.*, 2020). La foliación penetrativa de las metamorfitas (S_2 : NNO-SSE), que afectó a una foliación relíctica anterior (S_1 : E-O), se habría producido durante la fase de deformación D_2 la que estuvo asociada a un pico de metamorfismo regional de presión media (Cerredo y López de Luchi,

1995; López de Luchi y Cerredo, 1996; Cerredo, 1997). La fábrica desarrollada en la zona de Río Chico (Provincia de Río Negro), fuera de la zona de estudio, durante la fase de deformación D₂ habría sido retrogradada por fajas de cizalla dúctil compresivas (D₃) con milonitas de alto grado (Cerredo y López de Luchi, 1995). Finalmente, toda la secuencia metamórfica habría sido afectada por un plegamiento tardío (D₄) de rumbo general NE-SO (Cerredo y López de Luchi, 1995).

Respecto a la edad de la Formación Cushamen, Ravazzoli y Sesana (1977) obtuvieron la primera edad K-Ar en micacitas de alrededor de 300 Ma. Los análisis U-Pb de los circones detríticos más jóvenes de dos muestras son de c. 440 Ma y 369 ± 8 Ma (Hervé *et al.* 2018; Marcos *et al.* 2020). Por lo tanto, la edad máxima de sedimentación de los protolitos psamo-pelíticos de la Formación Cushamen queda comprendida al Llandoveryano (Silúrico) y al Fameniano (Devónico Superior) para los afloramientos del cañadón La Angostura y del arroyo Comallo, respectivamente. Además, el dato de c. 440 Ma de Hervé *et al.* (2018) del esquistos es coherente con la edad de cristalización magmática (U-Pb en circón) del leucosoma granítico de una estromatita de 302 ± 39 Ma (Varela *et al.*, 2005). En este caso, el esquistos forma parte del melanosoma asociado en la migmatita.

La Formación Mamil Choique (Ravazzoli y Sesana, 1977), del mismo modo que la Formación Cushamen, constituye el basamento sobre el cual se apoyan unidades más jóvenes (González *et al.*, 1999) y se ubica tanto al NO como al SO del área de estudio (Fig. 2). En esta unidad se agruparon cuerpos granodioríticos con biotita y granitos con biotita, muscovita y granate que tienen abundantes diferenciados internos de tipo aplopegmatíticos (González *et al.*, 1999; Escosteguy *et al.*, 2013). Los cuerpos granodioríticos son de color gris, rosa o gris rosado, que en general tienen tamaño de grano medio y están deformadas (Fig. 3B), algunos de estos cuerpos intrusivos se reconocen cortando a la estructura interna de la Formación Cushamen y tienen numerosos enclaves angulosos de estas metamorfitas (González *et al.*, 1999; Escosteguy *et al.*, 2013). En la zona de Comallo, plutonitas asignadas a la Formación Mamil Choique, al suroeste de la provincia de Río Negro, tienen una foliación milonítica de actitud N310°-320°/21°-90°SO (González, 1998), mientras que en la Sierra de Mamil Choique presentan un marcado bandeamiento de actitud E-O a NE-SO (López de Luchi 1994; González *et al.*, 1999).

En los afloramientos de basamento de Paso Flores-Comallo y Río Chico a Cushamen, en rocas asignables a la Formación Mamil Choique, Varela *et al.* (2005) obtuvieron edades U-Pb en

circones de $272,4 \pm 2,2$ Ma, que ubican el emplazamiento de granitoides en el Pérmico inferior, mientras que Pankhurst *et al.* (2006) obtuvieron una edad de cristalización de 281 ± 2 Ma (U-Pb en circón). Las edades de enfriamiento por la metodología K-Ar en mica para esta formación varían entre 250 y 262 Ma (Duhart *et al.* 2002; Varela *et al.* 2005; Pankhurst *et al.* 2006; Varela *et al.* 2015).

La Formación Neneo Ruca, denominada así por González (1997; 1998) se compone de un conjunto de diques y filones de leucogranitos, aplitas y pegmatitas con muscovita y granate intruidos en las formaciones anteriormente descriptas. Estos cuerpos intrusivos afloran únicamente entre la localidad de Comallo y el cerro Negro (González *et al.*, 1999; Fig. 2). Estos diques están deformados y tienen un rumbo dominante NO-SE, los bordes tienen tamaños de grano finos y centros más gruesos (González, 1998). Hasta el momento se desconoce su edad, sin embargo, son más jóvenes que las formaciones Cushamen y Mamil Choique.

La Formación Paso Flores (Nullo, 1979), ubicada hacia el norte de la zona de estudio (Fig. 2), es una unidad sedimentaria de origen continental con un alto contenido fosilífero y constituida por intercalaciones de conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas tobáceas y arcillitas de color castaño claro (González Díaz, 1982a y b; Spalletti *et al.*, 1988; Escosteguy *et al.*, 2013). Estas rocas habrían formado parte de una bajada pedemontana con ríos anastomosados, en un sistema que disminuía gradualmente su energía dada la presencia de areniscas hacia el techo de la sucesión (Spalletti *et al.*, 1988). Arrondo *et al.* (1991) consideraron que la depositación de estas sedimentitas se produjo en una cuenca altamente subsidente limitada por fallas extensionales o transtensionales y circundada por terrenos volcánicos y graníticos. Según estos autores, la sedimentación habría estado controlada por una combinación entre fenómenos tectónicos sindeposicionales y cambios marcados en el régimen fluvial. La Formación Paso Flores en su localidad tipo, fue asignada al Triásico Medio a Tardío en base al contenido palinológico (Zavattieri y Mego, 2008). Los estudios paleontológicos de la Flora de *Dicroidium* contenida en bancos de arenisca fina ubicados a 35 m de la base (Nullo 1979; p. 30-31), permitieron asignar esos niveles al Triásico Superior bajo (Arrondo *et al.* 1991; Zavattieri *et al.* 1994).

En la zona se observan además afloramientos de las rocas pertenecientes al Complejo Volcánico y Sedimentario Comallo y a las formaciones Taquetrén y Garamilla, que corresponden a rocas volcánicas de composiciones ácidas a intermedias que se destacan mayormente por la

participación de rocas piroclásticas ácidas (Benedini *et al.*, 2014 y referencias allí citadas; Barros *et al.*, 2020).

La Formación Sañicó fue definida previamente por Stipanovic *et al.* (1968) y está compuesta por pórfidos cuarcíferos y tobas riolíticas. Los afloramientos situados al oeste de la localidad de Comallo (Fig. 2) fueron denominados por Rabassa (1974) como “Estratos de Comallo” y recientemente agrupados bajo el nombre de Complejo Volcánico y Sedimentario Comallo (Barros *et al.*, 2020). Esta unidad está integrada por vulcanitas, tobas y rocas epiclásticas que han sido subdivididas en dos subgrupos de acuerdo a su composición: andesitas, aglomerados y brechas volcánicas andesíticas por un lado y riolitas, tobas e ignimbritas riolíticas por otro (González, 1998). Para este complejo se obtuvo una edad U-Pb en circón de 192 ± 3 Ma (Sinemuriano) sugiriendo contemporaneidad con varias unidades sedimentarias y volcánicas que afloran a lo largo del Macizo Norpatagónico occidental, la Cuenca Neuquina y la región del Chubut Extraandino (Barros *et al.*, 2020).

La Formación Garamilla (Nullo, 1978) ubicada en el centro y centro-este de la Fig. 2, se compone de ignimbritas riolíticas y riolíticas, riolitas, riolacitas y en menor grado tobas riolíticas (González *et al.*, 1999; Benedini *et al.*, 2014). Estudios geocronológicos recientes indican una edad pliensbachiana (Jurásico Temprano), con edades entre 187 y 189 Ma (U-Pb en circón, Franzese *et al.*, 2002; Benedini *et al.*, 2014). En la zona comprendida entre las localidades de Ingeniero Jacobacci y Gastre, el vulcanismo se atribuye a la Formación Lonco Trapial cuando la composición del vulcanismo es mayoritariamente intermedia a ácida, y a la Formación Garamilla cuando el vulcanismo es mayormente de composición ácida (Zaffarana *et al.*, 2020 y referencias allí citadas).

Por su parte, la Formación Taquetrén definida por Nullo y Prosepio (1975) está constituida por una sucesión volcánica compuesta mayormente por vulcanitas intermedias y ácidas, interestratificadas con depósitos de flujo piroclástico y sedimentitas volcanoclásticas continentales (Franzese *et al.*, 2002). Se encuentran afloramientos de esta formación tanto al centro como al este de la zona de estudio (Fig. 2). Una característica distintiva de este complejo en el área cercana a Jacobacci, son sus potentes y extensos diques, con rumbos variables entre N-S, E-W, N20° a N40°, N120° a 140° y potencias que en algunos casos superan los 15-20 m y con extensiones de hasta 1km (Ruiz *et al.*, 2014).

Durante el Cretácico Tardío, la Formación Angostura Colorada (Volkheimer, 1973), también llamados Estratos de Neneo Ruca (Rabassa 1974, 1978), cubrieron mediante discordancia angular a las unidades mencionadas previamente, particularmente las rocas del basamento y las vulcanitas de la Formación Taquetrén (González *et al.*, 1999). Esta unidad se compone de niveles potentes de areniscas finas a gruesas, conglomerados rojos a grisáceos y fangolitas con tobas intercaladas (González *et al.*, 1999; Fig. 3C) que indicarían condiciones del ambiente fluctuante entre fluvial y lacustre (Aliani *et al.*, 2014). Los diferentes autores que estudiaron estos depósitos concuerdan en asignarlos al Cretácico Superior sobre la base de sus vinculaciones estratigráficas y su relación, concordante y transicional, con sedimentitas de segura edad maastrichtiana (Volkheimer, 1973; Coira, 1979; Manassero y Maggi, 1995 en Remesal *et al.*, 2001). Las rocas de esta formación afloran hacia el noroeste de la zona de estudio (Fig. 2).

Las rocas cenozoicas basales del área de estudio pertenecen a la Formación Huanuluán (Coira, 1979), en la que se agrupó una secuencia sedimentario-piroclástica que aflora hacia el noreste de la zona de estudio (Fig. 2). Las variedades litológicas descritas para esta formación incluyen psamitas y psefitas con un alto contenido de matriz y tobas vítreas de composición andesítica y textura vitroclástica, lapillitas y brechas de tobas vítreas (Coira, 1979; González *et al.*, 1999). Esta unidad se encuentra limitada en su base por la Formación Angostura Colorada y en su techo por basaltos oligocenos (González *et al.*, 1999). Coira *et al.* (1985) realizó una datación K-Ar en piroclastitas que arrojó una edad de 59 ± 5 Ma, atribuyéndola al Paleoceno. Según González (1998), estas rocas estarían representando las facies distales de la actividad volcánica de arco magmático que para ese período se desarrollaba hacia el oeste, en la zona de la Cordillera Patagónica Septentrional.

Durante el Paleógeno se emplazó el vulcanismo bimodal del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu, cuya unidad más representativa es la Formación Huitrera ($\sim 40\text{--}42^\circ$ S; Sesana, 1968; Rapela *et al.*, 1988, 1984; Aragón *et al.*, 2011; Iannelli *et al.*, 2017). Esta formación abarca rocas volcánicas de composición andesítica hasta riolítica y rocas hipabisales asociadas, que tienen su área tipo en el cerro Huitrera, a unos 10 km al este de la localidad de Río Chico, provincia de Río Negro. En la región de Comallo, Rabassa (1974; 1979) las incluyó en la Formación Ventana. La Formación Huitrera es equivalente al Complejo Volcánico Anecón Grande (González, 1998), cuya localidad tipo se encuentra en el cerro homónimo, ubicado al SO del área de estudio (Fig.

2). El Complejo Volcánico Anecón Grande es la unidad objeto de estudio del presente Trabajo Final de Grado.

En el área de estudio González *et al.* (1999) identificaron cuatro asociaciones eruptivas de acuerdo al tipo de emplazamiento y composición: 1) coladas de andesitas y dacitas y flujos de ignimbritas, aglomerados, tobas y brechas volcánicas; 2) traquibasaltos, traquiandesitas, traquitas y andesitas; 3) cuerpos subvolcánicos andesíticos a traquíticos; 4) rocas volcánicas indiferenciadas.

Por encima de la Formación Huitrera, hacia el NE del área de estudio (Fig. 2) afloran mantos espesos de basaltos olivínicos nombrados como Basalto Cari Laufquen (Gonzalez, 1998). Los centros de emisión de estos se ubican en la meseta homónima, fuera de la zona de estudio.

Las formaciones La Pava (Nullo, 1978; Fig. 2; Fig. 3D) y Collón Cura (Yrigoyen, 1969; Fig. 2) registran depósitos continentales volcanoclásticos (Bilmes *et al.*, 2013) en los que se intercalan frecuentes niveles de paleosuelos (González *et al.*, 1999). Los depósitos de estas unidades cubren a las unidades previas en discordancia erosiva. Estas formaciones están cubiertas, a su vez, por basaltos pliocenos y depósitos más modernos de acarreo plio- cuaternarios (González *et al.*, 1999). Los restos fósiles de vertebrados colectados en distintas localidades de la región de Ingeniero Jacobacci, indicarían una edad correspondiente al Mioceno medio (Pascual *et al.*, 1984), coincidente con la de la Formación Collón Curá (González *et al.*, 1999).

Hacia el noreste del área de estudio (Fig. 2), afloran lavas basálticas denominadas Basalto Chenquenyeyu (Rabassa, 1974), las cuales son de color pardo rojizo, debido a la alteración de los minerales férricos (Ravazzoli y Sesana, 1977). Son basaltos olivínicos vesiculares que forman coladas planas con ligeras ondulaciones sobre cuya superficie se destacan pequeños conos piroclásticos y mixtos (Rabassa, 1974 en González *et al.*, 1999). Por sus semejanzas litológicas y estratigráficas, Ravazzoli y Sesana (1977) les adjudican una edad pliocena.

Finalmente, González (1998) llamó Basaltos Trailacahue a los basaltos aflorantes en el área de Comallo (Fig. 2), los cuales forman parte del volcanismo de retroarco Cenozoico desarrollado al oeste de la Provincia Magmática Somuncurá (Ponce, 2010). Cucchi (1998) atribuye parte de estos basaltos al Basalto Cráter y parte al Basalto Chenquenyeyu. De acuerdo con sus características litológicas y estratigráficas, los Basaltos Trailacahue se correlacionan con los de la meseta de Chenquenyeyu (González *et al.*, 1999) que fueron denominados Formación Campana por Ravazzoli y Sesana (1977).

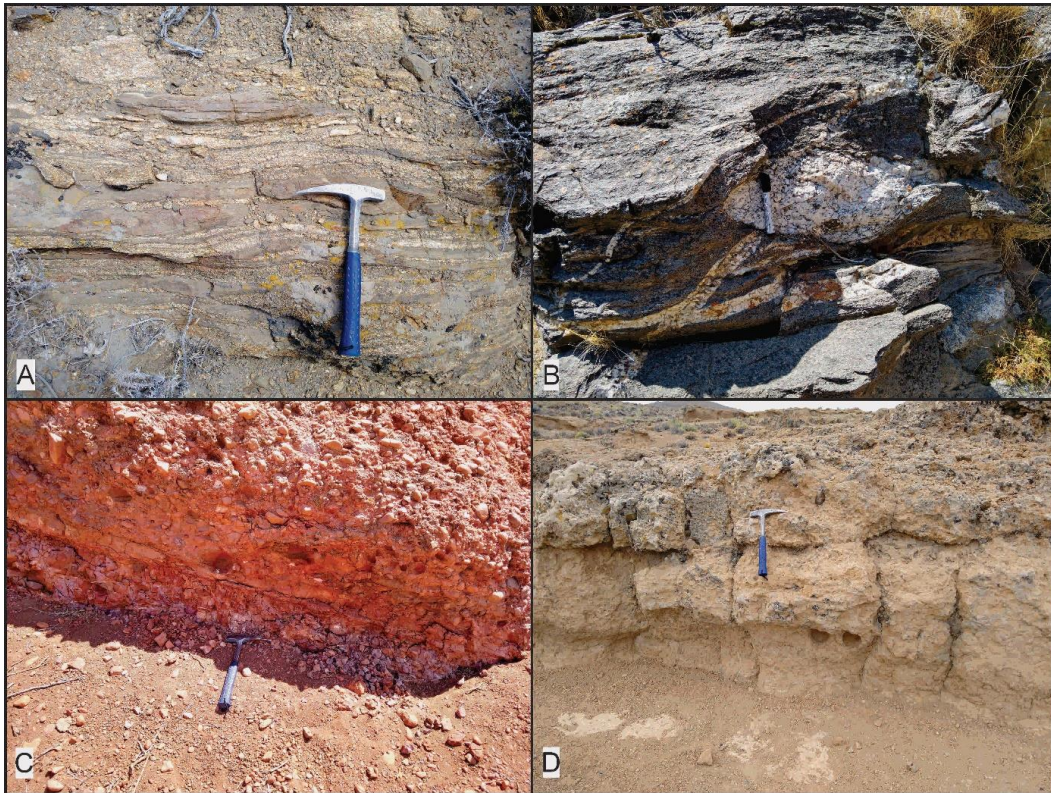


Fig. 3: Fotografías de afloramientos pertenecientes a distintas formaciones, ver en el texto la descripción detallada de cada unidad. **A)** Granitos intercalados con filitas pertenecientes a la Formación Cushamen. **B)** Formación Mamil Choique. En la fotografía se observan granitos biotíticos con granate y cuarzo. **C)** Conglomerados con clastos bien redondeados, mala selección y color rojizo, pertenecientes a la Formación Angostura Colorada. **D)** Rocas volcánicas muy meteorizadas, pertenecientes a la Formación La Pava.

5.0 MATERIALES Y MÉTODOS

Para el presente estudio se realizaron tareas de gabinete previas al relevamiento de campo, las cuales consistieron en la recopilación bibliográfica del área de estudio, y la descarga de imágenes satelitales junto a modelos de elevación digital de la zona. Se mapearon puestos rurales, rutas y formaciones a visitar. A partir del análisis de lo mencionado, se organizó la logística de las tareas de campo.

Se obtuvieron imágenes satelitales del sensor Landsat 8 y modelos de elevación digital SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). A partir de las imágenes satelitales se hicieron distintas

combinaciones de bandas RGB: 4:3:2 (color natural), 7:6:4 y 7:6:10 (Fig. 4). Se procedió a interpretar visualmente esas combinaciones para precisar el mapeo de las unidades de interés para el presente trabajo. Las imágenes son de acceso libre y fueron obtenidas desde la página web del Servicio Geológico de los Estados Unidos de América (<https://earthexplorer.usgs.gov/>). El procesamiento de las mismas se llevó a cabo mediante el *software* ENVI 4.7. Los mapas mostrados en este trabajo fueron realizados en conjunto con los *softwares* Global Mapper 17 y ArcGIS 10.3.

Se realizaron 17 cortes delgados de las rocas muestreadas en los viajes de campo los cuales fueron descritos petrográficamente (anexo de descripciones petrográficas). Luego se realizaron análisis químicos de roca total de elementos mayoritarios, traza y tierras raras y de 11 muestras determinados en el Acme Analytical Laboratories (ACMELABS), de Vancouver (Canadá), con el código de procedimiento LF200. Los elementos mayoritarios fueron determinados mediante ICP-OES (Inductively coupled plasma atomic emission spectroscopy), y los elementos traza y tierras raras (Ba, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sr, Ta, Th, U, V, Zr, Y) mediante ICP-MS (Inductively coupled plasma mass spectrometry).

El procesamiento de los datos geoquímicos se llevó a cabo con el Igpertools, una suite de herramientas para plotear datos de rocas ígneas, diseñada por Fernando Bea de la Universidad de Granada que corre bajo el *software* STATA (Statacorp 2014) y que está disponible online (<https://www.ugr.es/~fbea/fbea/Software.html>).

También se sacó una muestra (LP-11) de la unidad identificada como "domos y diques andesítico-dacíticos" (ver ubicación en Fig. 4) para análisis geocronológico por el método U-Pb LA-ICP-MS en cristales de circón. El mismo fue realizado en La.Te.Andes S.A. (<https://www.lateandes.com/>). Previamente se obtuvieron imágenes de Catodoluminiscencia (CL) con el detector del Microscopio Electrónico de Barrido del Laboratorio de Microscopía Electrónica del IIPG (Conicet-UNRN), con el fin de caracterizar la estructura interna de los cristales de circón.

En los trabajos de campo se realizaron muestreos de rocas pertenecientes al CVAG para su estudio mineralógico y textural en el laboratorio. Se documentaron las unidades mediante fotos de afloramiento y detalle.

6.0 RESULTADOS

En esta sección se presentan los resultados del mapeo, petrografía, geoquímica y geocronología del CVAG.

6.1. Reconocimiento de unidades en imágenes satelitales

Se realizaron dos combinaciones de bandas RGB en falso color (Fig. 4B y Fig. 4C) a partir de la imagen satelital Landsat 8, para distinguir la variación de tonos y colores de las unidades litoestratigráficas, límites y estructuras geológicas.

Se eligió la combinación RGB 7:6:4 por ser una de las más utilizadas en el campo de la geología para diferenciar litologías (Aisabokhae *et al.*, 2018; Focareta *et al.*, 2015), y la combinación RGB 7:6:10 a partir de la cual se diferencian rocas ricas en SiO₂ (color amarillo) y pobres en SiO₂ (color azul) (Pour *et al.*, 2017; Pour y Hashim, 2015). Esto es así porque las rocas ricas en SiO₂, provocan alta absorción en la banda 10 del termal (Pour *et al.*, 2017; Pour y Hashim, 2015). Este análisis de imágenes satelitales, junto al trabajo de campo y de gabinete llevó a la elaboración del mapa geológico del área de estudio (Fig. 4A).

En la combinación RGB 7:6:4 (Fig. 4B) pueden identificarse las coladas de orientación N-S de los basaltos modernos de la Formación Chenquenyeyu en color violeta y textura uniforme. En la misma combinación de bandas también se identifican los depósitos sedimentarios del Holoceno asociados a los ríos y arroyos, en distintos tonos de verde, mientras que en la combinación RGB 7:6:10 dichos depósitos se reconocen en tonos turquesas (Fig. 4C).

En el extremo NE de la zona de estudio (Fig. 4) se reconocen los afloramientos de la Formación Garamilla, en color amarillo verdoso en la combinación de bandas RGB 7:6:4 (Fig. 4B), en cambio en la combinación RGB 7:6:10 la misma formación presenta color lila con tonos amarillos, una respuesta espectral típica de rocas ácidas (Fig. 4C).

El CVAG en la zona de estudio está compuesto por coladas basálticas a andesíticas, domos y cuerpos subvolcánicos de composición andesítica a dacítica e ignimbritas andesíticas a riolíticas (Fig. 4A).

Las coladas de lavas basálticas a andesíticas a las que pertenecen las muestras ANE 5, ANE 6, ANE 7 y ANE 8, constituyen pequeños afloramientos que presentan color azul en la combinación de bandas RGB 7:6:10 (Fig. 4C) y violeta claro en la composición RGB 7:6:4 (Fig. 4B).

Las rocas subvolcánicas andesíticas a dacíticas (domos y diques) están representadas por las muestras ANE 1, ANE 2, ANE 3, ANE 4, ANE 9, ANE 10, ANE 11, LP4 y LP7, que se clasifican petrográficamente como dacitas y andesitas y que se reconocen por tener color azul claro con tonos amarillos en la composición RGB 7:6:10 y turquesa en la composición RGB 7:6:4. De esta unidad se tomó la muestra LP11, una andesita, que fue la que se eligió para datar geocronológicamente, debido a que muy posiblemente represente a los estadios iniciales de este magmatismo en el área de estudio.

Las rocas piroclásticas andesíticas a riolíticas están representadas por las muestras LP10, LP16 y LP18, y tienen textura rugosa en las dos combinaciones de bandas. En la combinación RGB 7:6:4 el área de estas muestras tiene color violeta claro (Fig. 4B), y en la combinación RGB 7:6:10 tiene color violeta con tonos más amarillos (Fig. 4C).

Por último, se analizaron visualmente los afloramientos de posibles domos riolíticos en base a sus colores amarillos en la composición RGB 7:6:10 producto del alto contenido de sílice de las rocas (Fig. 4C).

Los sectores del CVAG que no fueron mapeados en detalle en este trabajo se marcaron como rocas indiferenciadas respetando el mapeo previo de González y Cabana (2014). En el mapa esas rocas se distinguieron como andesitas, traquiandesitas, traquibasaltos y riolitas (Fig. 4).

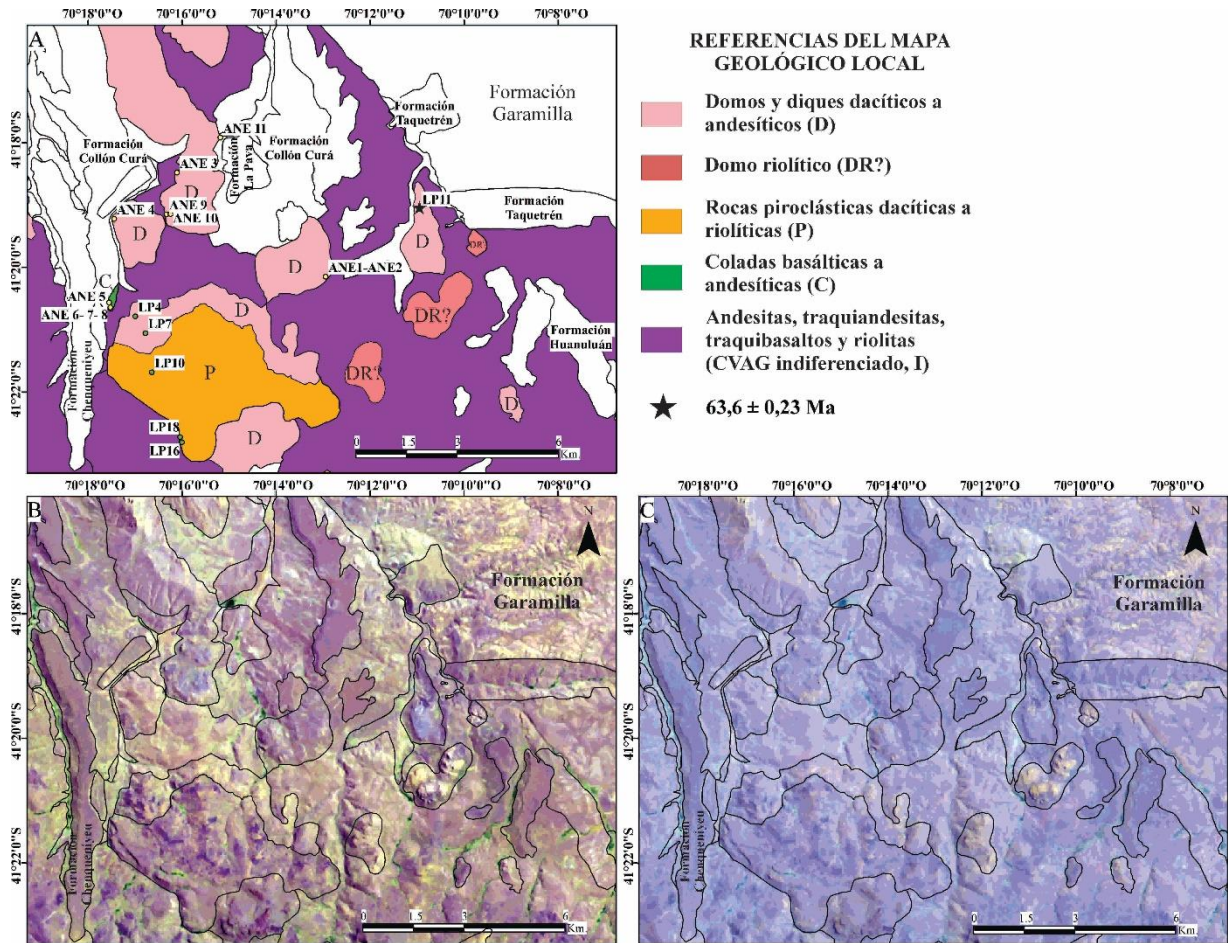


Fig. 4: Mapas armados a partir de combinaciones de bandas RGB utilizados para la realización del mapa de la zona de estudio en el cerro Anecón Grande. A) Mapa geológico del Complejo Volcánico Anecón Grande, con la ubicación geográfica de las muestras petrográficas denominadas ANE y LP (**anexo de descripciones petrográficas**). B) Composición RGB 7 6 4. C) D) Composición RGB 7 6 10.

6.2. Afloramientos y petrografía del Complejo Volcánico Anecón Grande

Las litologías reconocidas en el área de estudio son coladas basálticas a andesíticas (C), domos y diques de composición dacítica a andesítica (D) y rocas piroclásticas de composición andesítica a riolítica (P), y se representan en el mapa geológico de detalle de la Fig. 4A.

A partir de la interpretación de imágenes satelitales y de las observaciones en el campo, se establecen en carácter preliminar las siguientes relaciones espaciales entre litofacies. En este sentido, los domos y diques intruirían a las rocas indiferenciadas pertenecientes al CVAG, mientras que las rocas piroclásticas se habrían depositado por sobre los domos y diques. Por otro lado, las coladas basálticas conforman afloramientos pequeños, de aspecto mantiforme, que se encuentran expuestas en cercanías a la Formación Chenqueniyeu.

6.2.1. Coladas de lavas basálticas a andesíticas

Se trata de un pequeño afloramiento de color gris a gris oscuro, de aspecto mantiforme, con rocas porfíricas y vesiculares, que está ubicado al norte del Cerro Anecón Grande (Fig. 4A).

Los basaltos están representados por las muestras ANE 6 y ANE 7, las cuales tienen fenocristales (20-25%) inmersos en una pasta (75-80%) de textura pilotáxica a afieltrada, transicional a intergranular. Los fenocristales tienen tamaño de grano fino a medio y son de plagioclasa (50-55%), olivina (15-20%), clinopiroxeno (15-20%) y minerales opacos (10-15%). Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales, presentan maclas polisintéticas, tienen zonalidad compleja, y algunos están cribados. Los fenocristales de clinopiroxeno presentan clivaje en las secciones basales (Fig. 5C). Los fenocristales de olivina son subhedrales e incoloros. La pasta está compuesta en su mayor parte por tablillas de plagioclasa orientadas subparalelamente y en sectores al azar (70%), por lo que la textura está entre pilotáxica y afieltrada. En sus intersticios se acomodan minerales opacos (10-15%), vidrio volcánico intersticial fresco (10-15%), y clinopiroxeno (10%; sólo en ANE 7).

Las andesitas están representadas por las muestras ANE 5 y ANE 8, las cuales presentan fenocristales (20-25%) inmersos en una pasta (75-80%) de textura pilotáxica a afieltrada, transicional a intergranular (en ANE 5), y textura intersertal (en ANE 8). Los fenocristales son de plagioclasa (60-80%), anfíbol (15-20%), minerales opacos (5%) y olivina (15%; sólo en ANE 5). Los fenocristales de plagioclasa presentan maclas polisintéticas, zonalidad y a veces se presentan cribados. Los fenocristales de olivina son euhedrales y en ocasiones se encuentran alterados a iddingsita. Los minerales opacos (5-10%), clinopiroxeno (10%) y vidrio volcánico fresco (5%) son intersticiales a los cristales de plagioclasas euhedrales de la pasta. Los minerales de la pasta son euhedrales.

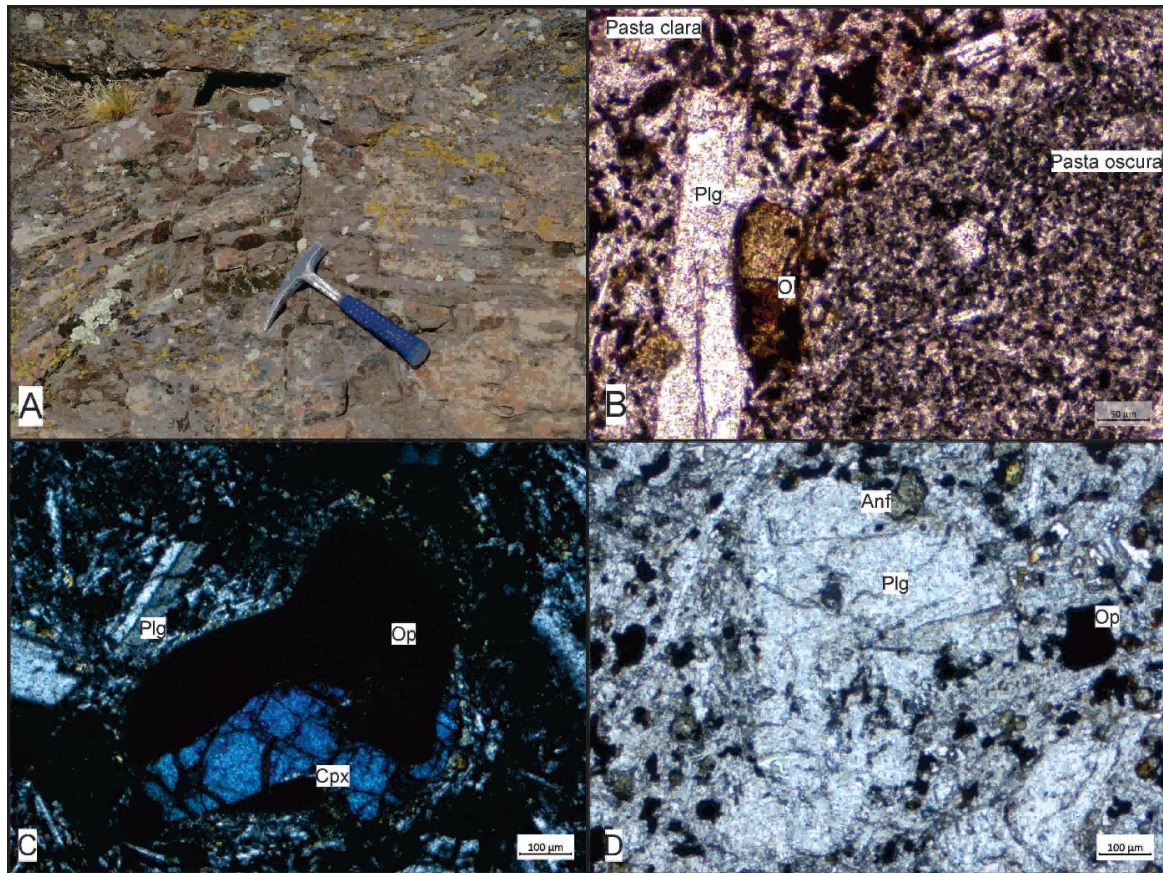


Fig. 5: Fotografías de las coladas de lavas basálticas a andesíticas que componen el Complejo Volcánico Anecón Grande. **A)** Afloramiento de las coladas basálticas a andesíticas correspondientes a las muestras ANE 5, ANE 6, ANE 7 y ANE 8, donde se puede ver la dirección del flujo. **B)** Fotomicrografía de un corte delgado, nicoles paralelos, de la muestra ANE 7, donde se reconocen fenocristales de plagioclasa (Plg) y olivina (Ol). Además, puede observarse una diferencia en el tamaño de grano de los cristales de la pasta y el color de la pasta, lo cual se distingue como pasta clara y pasta oscura. **C)** Fotomicrografía de un corte delgado, nicoles cruzados, de la muestra ANE 7 donde se reconocen fenocristales de plagioclasa (Plg), clinopiroxeno (Cpx) y un mineral opaco (Op). **D)** Fotomicrografía de un corte delgado, nicoles paralelos, de la muestra ANE 8 donde se reconocen fenocristales de plagioclasa (Plg), anfíbol (Anf) y un mineral opaco (Op), posiblemente magnetita.

6.2.2. Domos y diques andesíticos a dacíticos

Las rocas de composición andesítica a dacítica tienen textura porfírica con fenocristales de tamaño de grano mediano a grueso de anfíbol, plagioclasa y biotita. En las Fig. 4B y Fig. 4C se reconoce la forma tabular en planta de un dique del cual se tomó la muestra LP 11, pero algunos afloramientos también exhiben formas dómicas.

Los domos y diques de composición andesítica están representados por las muestras ANE 10, ANE 11, LP 4, LP 7 y LP 11. Son rocas de color gris claro de textura porfírica, a glomeroporfírica compuestas por fenocristales (30-40%) inmersos en una pasta (60-70%) afanítica y de color gris claro. Los fenocristales son de plagioclasa subhedral a euhedral (50-70%), anfíbol euhedral (20-30%), biotita subhedral (20%), minerales opacos (~10% visibles sólo al microscopio). Los fenocristales de plagioclasa se encuentran mayormente frescos y con frecuencia se agrupan en glomérulos. Se observa zonalidad compleja, y muchos cristales se presentan cribados. Los fenocristales de anfíbol son euhedrales y zonados de castaño verdoso a amarillento, con borde de resorción, y corroídos, con inclusiones de la matriz (Fig. 6D y Fig. 6E). Algunos cristales de anfíbol incluyen núcleos de clinopiroxeno relíctico y se encuentran frescos. Los fenocristales de biotita de color castaño rojizo a castaño más claro, con borde de reabsorción, a veces intenso, pero el mineral también se encuentra mayormente fresco. La pasta de los domos y diques de composición andesítica presentan textura pilotáxica a afieltrada, transicional a hialoofítica, y textura hialopilitica (solo en ANE 11). En la pasta se observan microlitos de plagioclasa (20-60%), anfíbol (10-15%) y minerales opacos (10%). Los minerales de la pasta se encuentran frescos y el vidrio está, en parte, levemente desvitrificado a arcillas. En la pasta de ANE 11, se observa cuarzo con textura en mosaico, así como abundante material de alteración de color castaño anaranjado, al igual que en los bordes de los minerales máficos.

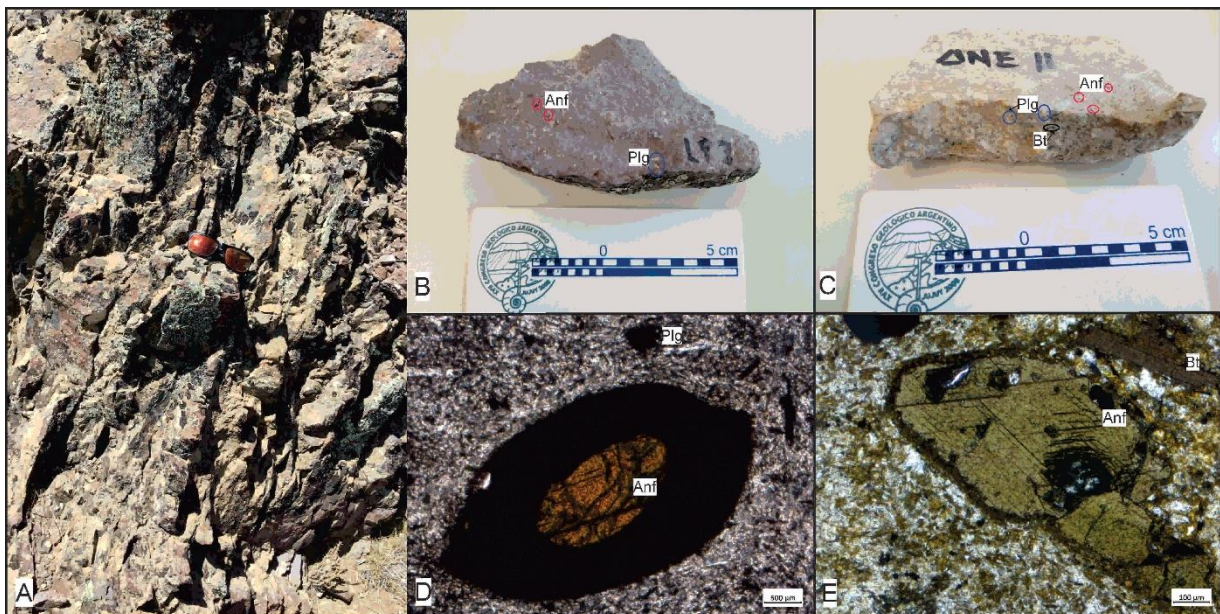


Fig. 6: Fotografías de las rocas que componen los domos y diques andesíticos del CVAG. **A)** Aspecto del afloramiento de la andesita LP 7. **B)-C)** Muestras de mano de las muestra LP 7 y ANE11, donde se

reconocen los fenocristales de plagioclasas y anfíboles (algunos cristales alterados a óxidos), y fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita, respectivamente. **D)** Microfotografía del corte delgado, nicoles paralelos, de la muestra LP 7, donde se reconoce un fenocristal de anfíbol (Anf) con borde de resorción. **E)** Microfotografía del corte delgado, nicoles cruzados, de la muestra ANE 11 donde se observan fenocristales de anfíbol (Anf) y biotita (Bt).

Los domos y diques de composición dacítica están representados por las muestras ANE 1, ANE 2, ANE 3, ANE 4 y ANE 9. Tienen color gris claro y textura porfírica a glomeroporfírica. Están compuestos por fenocristales (50-70%) inmersos en una pasta afanítica de color gris (50-30%). Los fenocristales presentes en las dacitas son plagioclasa (20-35%), anfíbol (15-30%), cuarzo (10-30%), biotita (15-25%), clinopiroxeno (ANE 2, ANE 3 y ANE 9, 5-15%) y feldespato potásico (sanidina, 5%). Se diferencian los domos y diques dacíticos de los andesíticos por la presencia de fenocristales de cuarzo. Algunos cristales de plagioclasa se encuentran cribados y otros están alterados a sericita. Los fenocristales de anfíbol son euhedrales y están zonados (Fig. 7C). Los fenocristales de cuarzo son anhedrales, algunos presentan coronas de reacción y engolfamientos (Fig. 7D). Los fenocristales de clinopiroxeno son subhedrales a euhedrales, y son de color castaño anaranjado. Los fenocristales de sanidina son subhedrales y miden aproximadamente 2 mm de longitud. La pasta de los domos y diques dacíticos está compuesta por microlitos de plagioclasa (30-90%), vidrio parcialmente desvitrificado a arcillas (5-40%), minerales opacos (5-10%) y tiene textura intersertal a hialoofítica.

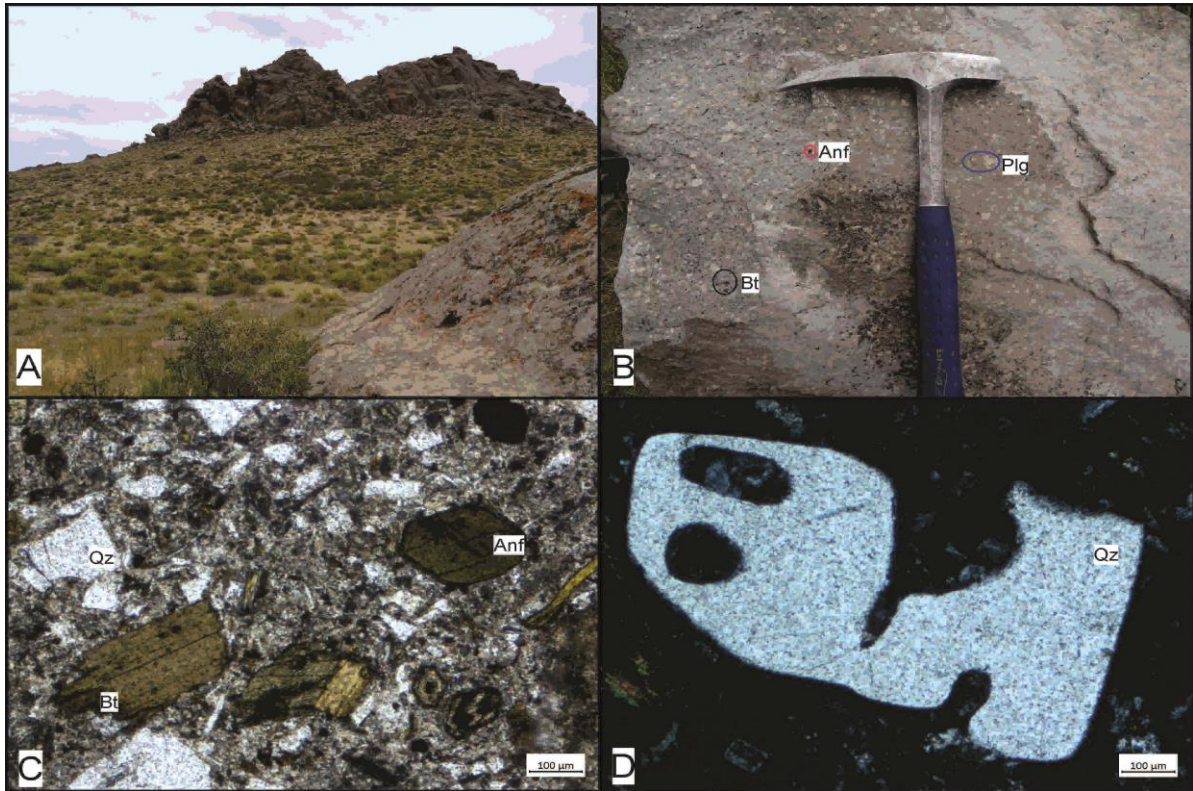


Fig. 7: Fotografías de las rocas que componen un domo dacítico **A)** Fotografía del aspecto de las rocas en el afloramiento donde se tomaron las muestras ANE 1 y ANE 2. **B)** Textura porfírica de la muestra ANE 2 **C)** Microfotografía del corte delgado, nicols paralelos, de la muestra ANE 1, donde se identifican fenocristales de anfíbol (Anf), biotita (Bt) y cuarzo (Qz). **D)** Microfotografía del corte delgado, nicols cruzados, de la muestra ANE 4, donde se aprecia un fenocristal de cuarzo (Qz) con forma volcánica, caracterizada por aristas redondeadas, engolfamientos e inclusiones de la pasta.

6.2.3. Rocas piroclásticas (P)

Esta unidad fue identificada en el cuadrante sudoeste de la zona de estudio (Fig. 4A). El afloramiento se compone de una alternancia de estratos horizontales de aglomerado/brecha volcánico-piroclástica. Estas rocas están compuestas por clastos de ~5 cm de diámetro, y variada composición, rodeados de una matriz tobácea de color gris (Fig. 8A). En algunas partes los estratos exhiben una gradación normal de litoclastos, los cuales se ubican preferentemente en la base.

En el corte delgado se reconocen litoclastos (40%), cristaloclastos (30%) y vitroclastos (30%), y la matriz exhibe textura eutaxítica. Los litoclastos son de 1 milímetro hasta 20 mm de longitud y de composición volcánica. Los cristaloclastos son de cuarzo, biotita, plagioclasas, feldespato

alcalino y minerales opacos. Los fragmentos de cuarzo tienen formas triangulares a estrelladas, con aristas en forma de aguja (Fig. 8B).

Según las clasificaciones de Schmid (1981), desde el punto de vista granulométrico la roca varía entre una lapillita y aglomerado/brecha piroclástica. Y, por otro lado, desde el punto de vista del porcentaje de sus componentes, se trata de una toba lítica.

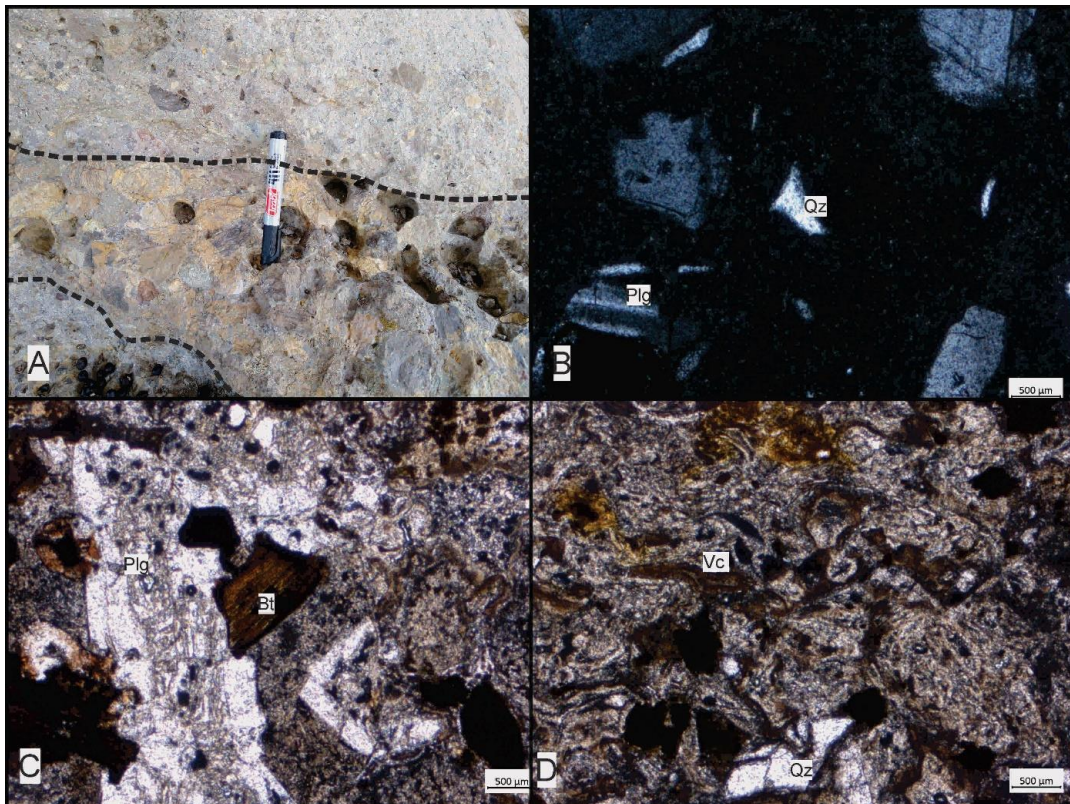


Fig. 8: Fotografías de las rocas piroclásticas de composición andesítica a riolítica pertenecientes al CVAG. **A)** Afloramiento de la brecha LP 16, donde se exhibe la estratificación gruesa ubicada en forma sub-horizontal. **B)** Microfotografía del corte delgado de la muestra LP16, nicols cruzados, donde se observan cristaloclastos de cuarzo (Qz) y cristaloclastos de plagioclasa (Plg). **C)** Microfotografía del corte delgado de la muestra LP16, nicols paralelos, donde se observan cristaloclastos de plagioclasa (Plg), biotita (Bt) y minerales opacos. **D)** Microfotografía del corte delgado de la muestra LP16, nicols paralelos, donde se reconocen vitroclastos (Vc) y cristaloclastos de cuarzo (Qz).

A lo largo del mismo afloramiento también se reconocieron ignimbritas soldadas de las que se tomó la muestra LP 18. Los mismos presentan fiammes muy alargados, de 10 a 80 cm de longitud. También se reconocen en el afloramiento oquedades de erosión de 10 cm hasta 1 metro de diámetro aproximadamente (Fig. 9B). En corte delgado se observan cristaloclastos (40%), litoclastos (35%) y vitroclastos (25%). Presenta textura eutaxítica. Los cristaloclastos son de

plagioclasa, minerales opacos y biotita (alterada y/o corroída). Los fiammes forman una pseudomatriz por la deformación. Los litoclastos observados corresponden a vulcanitas con textura felsítica. Desde el punto de vista granulométrico la roca varía entre una lapillita y aglomerado/brecha piroclástica. Desde el punto de vista del porcentaje de sus componentes, se trata de una toba cristalina.

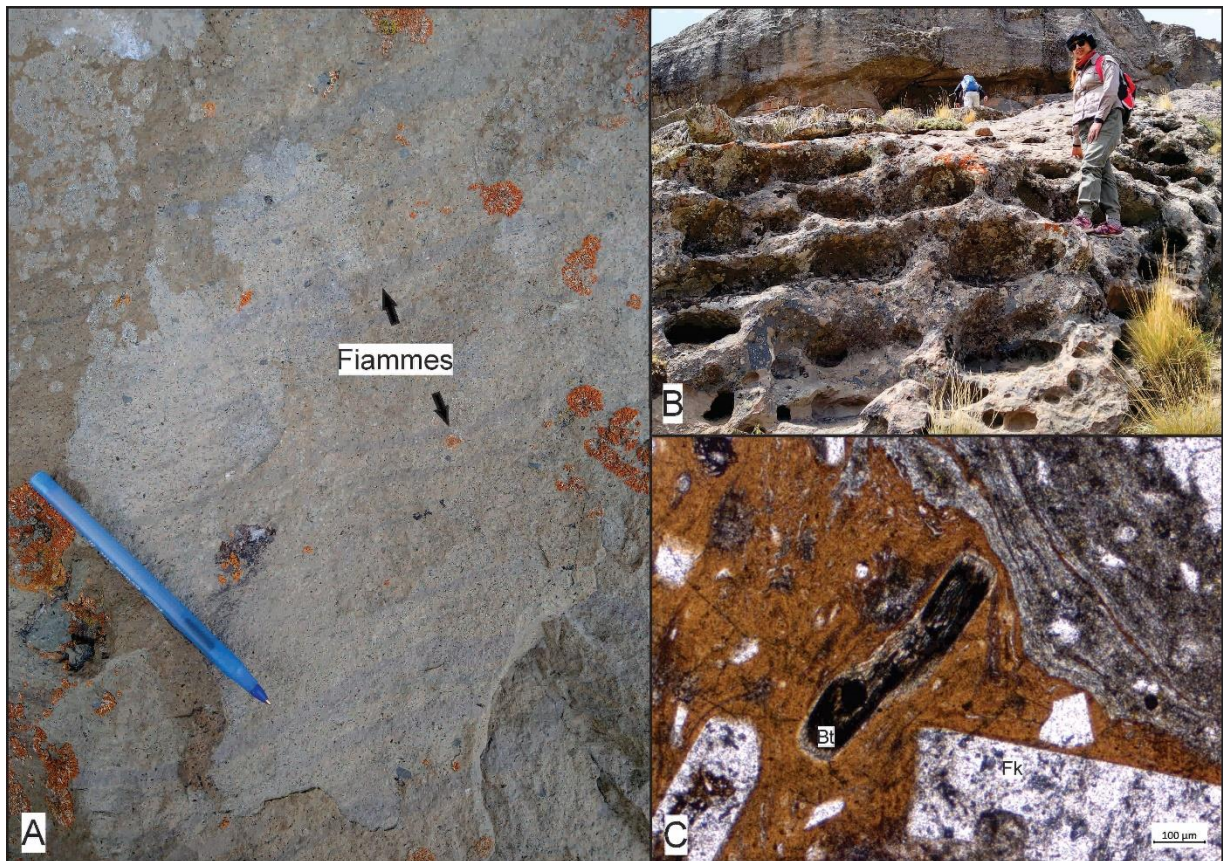


Fig. 9: Fotografías de las ignimbritas que componen el Complejo Volcánico Anecón Grande, representadas por la muestra LP18. **A)** Ignimbritas en afloramiento, donde se distinguen fiammes alargadas. **B)** Fotografía de un afloramiento de ignimbritas en donde se observan oquedades de erosión. **C)** Microfotografía de una lámina delgada, nicóles paralelos, donde se observa textura eutaxítica, cristales de biotita (Bt) y cristales de feldespato potásico (Fk).

Por último, unos dos kilómetros hacia el noroeste desde el afloramiento perteneciente a la muestra LP 18, se reconocieron ignimbritas andesíticas no soldadas de las cuales se tomó la muestra LP 10. Esta muestra tiene color violeta, matriz fina y clastos angulosos de 2 cm de longitud (Fig. 10). En corte delgado, la muestra LP 10 tiene litoclastos (45%), vitroclastos (35%) y cristaloclastos (20%). Los litoclastos son color castaño y tienen de 2,5 mm a 2 mm. Tienen composición andesítica (Fig. 10B). En la matriz se distinguen también vitroclastos y en sectores

se observa desvitrificación a arcillas. También se observan cristaloclastos de plagioclasas. Tienen zonalidad compleja, los núcleos están más alterados que los bordes. Los cristaloclastos de plagioclasas miden aproximadamente 5 mm (Fig. 10C). Los cristaloclastos de anfíboles tienen un fuerte borde de resorción. Por último, se observan fragmentos de pómez con formas globosas y trizas poco deformadas (Fig. 10B y Fig. 10C). Desde el punto de vista granulométrico la roca varía entre una lapillita y aglomerado/brecha piroclástica. Se clasifica como toba lítica de acuerdo con el porcentaje de sus componentes.

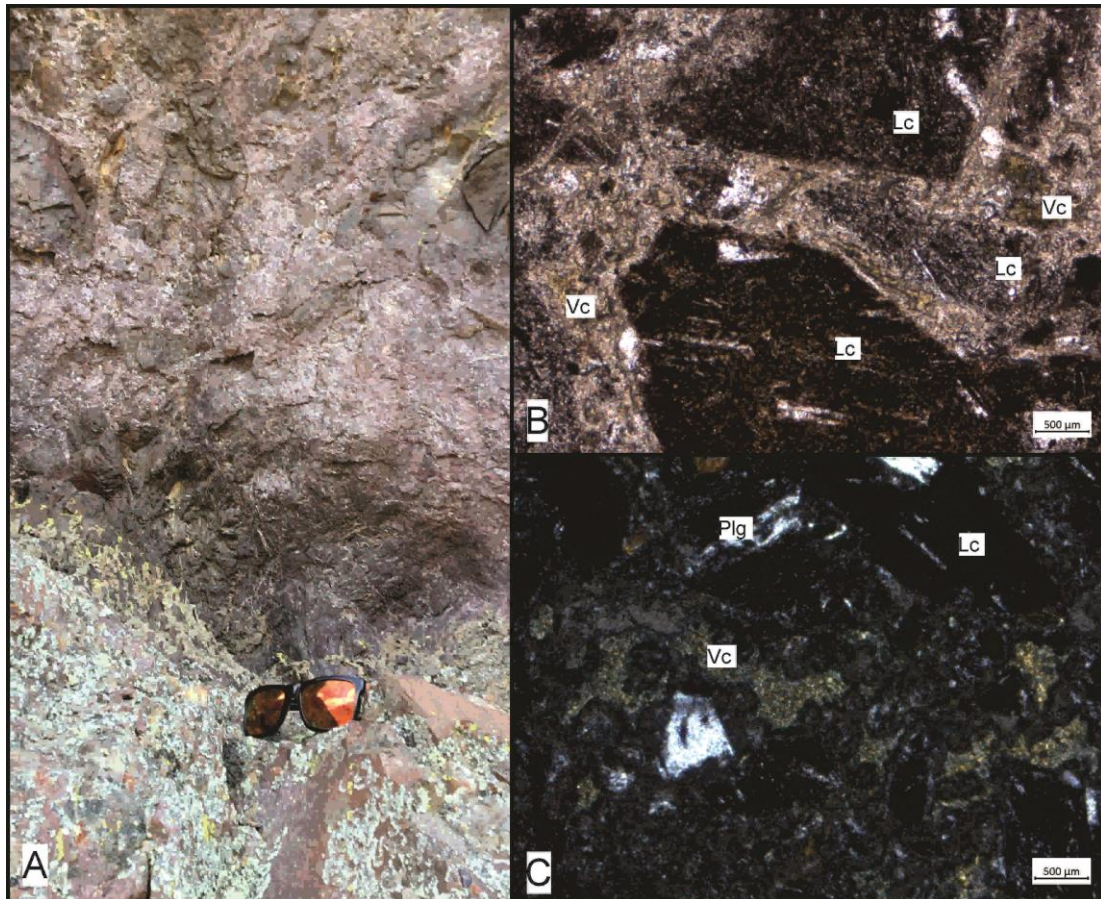


Fig. 10: Fotografías de la muestra LP 10, correspondiente a una ignimbrita andesítica perteneciente al CVAG. **A)** Fotografía del afloramiento. **B)** Microfotografía de lámina delgada, nicols paralelos, donde se distinguen litoclastos de composición andesítica (Lc), vitroclastos (Vc) y cristaloclastos de plagioclasa (Plg). **C)** Microfotografía de lámina delgada, nicols cruzados, donde se reconocen litoclastos (Lc), vitroclastos (Vc) alterados posiblemente a arcillas y cristaloclastos de plagioclasa (Plg).



6.3. Geoquímica de elementos mayoritarios

Se realizaron 11 análisis químicos de rocas del CVAG: por un lado, de las coladas de lavas basálticas a andesíticas (muestras ANE 5, ANE 6, ANE 7 y ANE 8) y por el otro de los domos y diques andesíticos a dacíticos (muestras ANE 1, ANE 2, ANE 3, ANE 4, ANE 9, ANE 10 y ANE 11). Las muestras analizadas se presentan en la **Tabla 1**.

Muestra		ANE1	ANE2	ANE3	ANE4	ANE5	ANE6	ANE7	ANE8	ANE9	ANE10	ANE11	
Litología (TAS)		Dacita	Dacita	Andesita	Traquita	Traquibasalto	Traquibasalto	Traquibasalto	Traquibasalto	Andesita	Andesita	Traquita	
Litología (petrografía)		Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	Andesita	Basalto	Basalto	Andesita	Dacita	Andesita	Andesita	
Coordenadas	Lat	41.307829°	41.307829°	41.312999°	41.322692°	41.344734°	41.343336°	41.343336°	41.343336°	41.321318°	41.321318°	41.299079°	
	Long	70.277296°	70.277296°	70.266386°	70.276985°	70.292015°	70.294754°	70.294754°	70.294754°	70.274918°	70.274918°	70.253428°	
Análisis	Unidad	MDL											
Wgt	KG	0,01	0,63	0,52	0,37	0,43	0,46	0,4	0,57	0,49	0,42	0,57	0,66
SiO ₂	%	0,01	66,97	66,11	60,18	61,89	51,67	50,73	51,36	51,94	60,71	58,23	63,13
Al ₂ O ₃	%	0,01	14,97	14,76	16,67	15,57	18,38	18,8	18,53	18,37	16,65	16,84	16,02
Fe ₂ O ₃	%	0,04	3,67	3,66	4,93	5,13	10,53	10,96	10,77	10,32	5,2	5,51	4,28
MgO	%	0,01	1,3	1,75	2,94	1,89	2,59	2,3	2,24	2,61	2,9	3,49	1,4
CaO	%	0,01	3,68	3,67	5,29	4,31	6,02	6,19	6,25	5,92	5,47	5,88	3,2
Na ₂ O	%	0,01	2,89	2,69	3,73	2,84	4,59	4,62	4,6	4,68	3,67	3,64	3,35
K ₂ O	%	0,01	2,98	2,83	2,57	5,87	2,78	2,8	2,74	2,85	2,53	2,45	4
TiO ₂	%	0,01	0,44	0,44	0,57	0,6	1,45	1,51	1,51	1,37	0,58	0,63	0,76
P ₂ O ₅	%	0,01	0,15	0,14	0,24	0,6	0,93	0,95	0,95	0,98	0,26	0,24	0,23
MnO	%	0,01	0,07	0,07	0,12	0,12	0,17	0,19	0,18	0,17	0,07	0,1	0,06
Cr ₂ O ₃	%	0,002	0,002	0,002	0,005	0,006	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,005	0,004	<0,002
Ba	PPM	1	658	536	606	1010	759	720	794	716	574	567	846
Ni	PPM	20	<20	<20	<20	21	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sc	PPM	1	8	8	13	13	11	11	12	11	12	13	9
LOI	%	-5,1	2,7	3,7	2,5	0,9	0,6	0,7	0,6	0,5	1,7	2,7	3,3
Sum	%	0,01	99,83	99,84	99,78	99,82	99,79	99,79	99,79	99,79	99,77	99,75	99,8
Be	PPM	1	<1	<1	<1	<1	5	2	2	2	5	<1	5
Co	PPM	0,2	7,1	7,7	15,7	11,7	16,9	19,3	18,1	16,9	13,2	17,7	6,8
Cs	PPM	0,1	0,8	0,8	0,9	0,5	1,3	2	1,1	1,5	0,5	0,5	1,9
Ga	PPM	0,5	14,8	14,6	17,2	15,6	17	18,2	15,7	16,8	16,5	17,3	16,1
Hf	PPM	0,1	3,2	3,3	3,1	3,7	4,5	4,7	4,7	4,8	3,3	3,4	8
Nb	PPM	0,1	6,8	6,6	5	5,3	15,4	15,8	15,6	15,5	5,2	4,7	14,7
Rb	PPM	0,1	53,1	50,5	41,2	59,8	91,6	92,8	86,3	95,4	37,5	34,7	116,5
Sn	PPM	1	<1	<1	<1	<1	2	1	1	2	<1	<1	2
Sr	PPM	0,5	545,1	509,4	938,4	617,6	769,2	782,2	789,9	768,3	986,2	1150,9	425,5
Ta	PPM	0,1	0,6	0,6	0,5	0,3	0,8	1	1	0,9	0,4	0,4	1
Th	PPM	0,2	5,5	5,9	6,1	8,7	4,3	4,9	4,2	4,6	5,9	5,8	13,7
U	PPM	0,1	1,4	1,7	1,7	4,4	1,9	1,6	1,6	2	2,1	1,4	2,7
V	PPM	8	67	84	111	107	84	86	87	87	105	122	61
W	PPM	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1	1,3	0,7	0,9	<0,5	<0,5	<0,5
Zr	PPM	0,1	120,7	116,1	115,5	152,5	196,3	207	195,5	208,6	124,7	125,4	342,1
Y	PPM	0,1	17,7	14,3	14,7	17,1	22,2	24,8	24,3	23,2	12,9	13,7	26,4
La	PPM	0,1	24,7	22,2	25,7	42	25,5	28,2	27,5	28,1	25,9	26,9	43
Ce	PPM	0,1	40,9	43	52,1	84,3	56,8	60,4	58,5	61,8	52,1	54,6	84
Pr	PPM	0,02	6,1	5,14	6,29	10,76	7,35	7,84	7,79	7,89	6,21	6,52	9,48
Nd	PPM	0,3	25,7	20,9	24,4	43,1	31,1	33,1	33,3	34,5	24,4	26,6	34,6
Sm	PPM	0,05	4,78	3,84	4,32	7,58	6,33	6,79	6,21	6,41	4,28	4,58	6,01
Eu	PPM	0,02	1,23	1,1	1,26	2,03	2,32	2,66	2,45	2,38	1,29	1,39	1,47
Gd	PPM	0,05	3,96	3,18	3,63	5,48	5,48	6,05	5,72	5,62	3,38	3,83	5,44
Tb	PPM	0,01	0,53	0,44	0,48	0,66	0,79	0,86	0,85	0,81	0,45	0,51	0,83
Dy	PPM	0,05	2,87	2,62	2,68	3,38	4,43	4,9	4,75	4,51	2,35	2,7	5,01
Ho	PPM	0,02	0,63	0,54	0,53	0,55	0,84	0,97	0,91	0,9	0,49	0,53	0,97
Er	PPM	0,03	1,77	1,54	1,47	1,71	2,3	2,7	2,6	2,56	1,35	1,52	2,95
Tm	PPM	0,01	0,26	0,21	0,21	0,23	0,33	0,35	0,35	0,33	0,18	0,21	0,43
Yb	PPM	0,05	1,61	1,54	1,44	1,49	2,06	2,48	2,35	2,25	1,27	1,39	2,98
Lu	PPM	0,01	0,27	0,24	0,23	0,23	0,33	0,34	0,32	0,36	0,2	0,21	0,46
TOT/C	%	0,02	0,09	0,11	0,14	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04	0,07	0,04	<0,02
TOT/S	%	0,02	<0,02	<0,02	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,03	<0,02	<0,02	<0,02

Eu/Eu*	PPM		0,86	0,96	0,97	0,96	1,20	1,27	1,25	1,21	1,03	1,01	0,78
[Dy/Yb] _N	PPM		1,17	1,11	1,22	1,48	1,41	1,29	1,32	1,31	1,21	1,27	1,10
[Sm/Yb] _N	PPM		3,23	2,71	3,26	5,53	3,34	2,98	2,87	3,10	3,67	3,58	2,19
[La/Sm] _N	PPM		3,23	3,61	3,72	3,46	2,52	2,59	2,77	2,74	3,78	3,67	4,47
Th/Hf	PPM		1,72	1,79	1,97	2,35	0,96	1,04	0,89	0,96	1,79	1,71	1,71
Ta/Hf	PPM		0,19	0,18	0,16	0,08	0,18	0,21	0,21	0,19	0,12	0,12	0,13
Ba/La	PPM		26,64	24,14	23,58	24,05	29,76	25,53	28,87	25,48	22,16	21,08	19,67
La/Ta	PPM		41,17	37,00	51,40	140,00	31,88	28,20	27,50	31,22	64,75	67,25	43,00
Nb/Y	PPM		0,38	0,46	0,34	0,31	0,69	0,64	0,64	0,67	0,40	0,34	0,56
Zr/TiO ₂	PPM		0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04

Tabla 1: Datos geoquímicos de elementos mayoritarios y elementos traza correspondientes a las muestras ANE 1, ANE 2, ANE 3, ANE 4, ANE 5, ANE 6, ANE 7, ANE 8, ANE 9, ANE 10 y ANE 11, pertenecientes al Complejo Volcánico Anecón Grande.

Las rocas analizadas tienen un contenido variable de SiO₂ (50,73% a 66,97%) y se observa un gap composicional entre 53% y 60% de sílice (Daly gap; Bachmann y Huber 2016). A partir de la clasificación química en el diagrama TAS (Fig. 11) las coladas lávicas se clasifican como traquiandesitas basálticas, y los domos y diques se clasifican como dacitas, andesitas y traquitas. Los diagramas Harker (Fig. 12) sugieren la existencia de dos tendencias diferenciadas, una vinculada a las coladas de lava de composición basáltica a andesítica y otra perteneciente a los domos y diques de composición andesítica a dacítica.

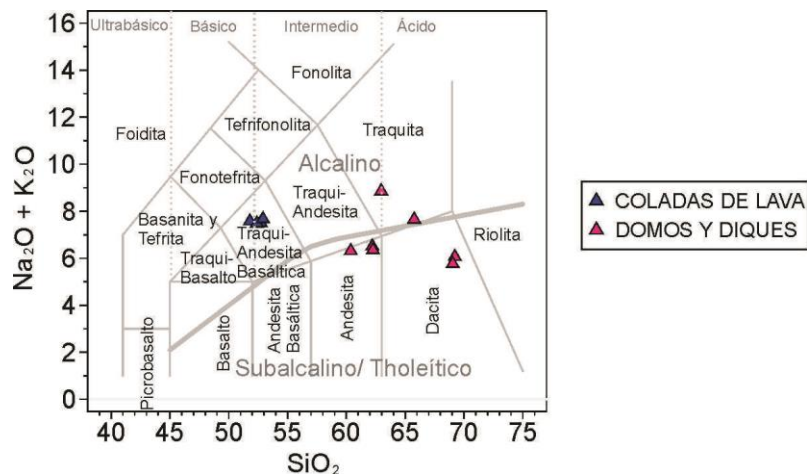


Fig. 11: Diagrama Total Alkali vs. Silica (Le Maitre *et al.*, 1989) de las rocas volcánicas pertenecientes al Complejo Volcánico Anecón Grande.

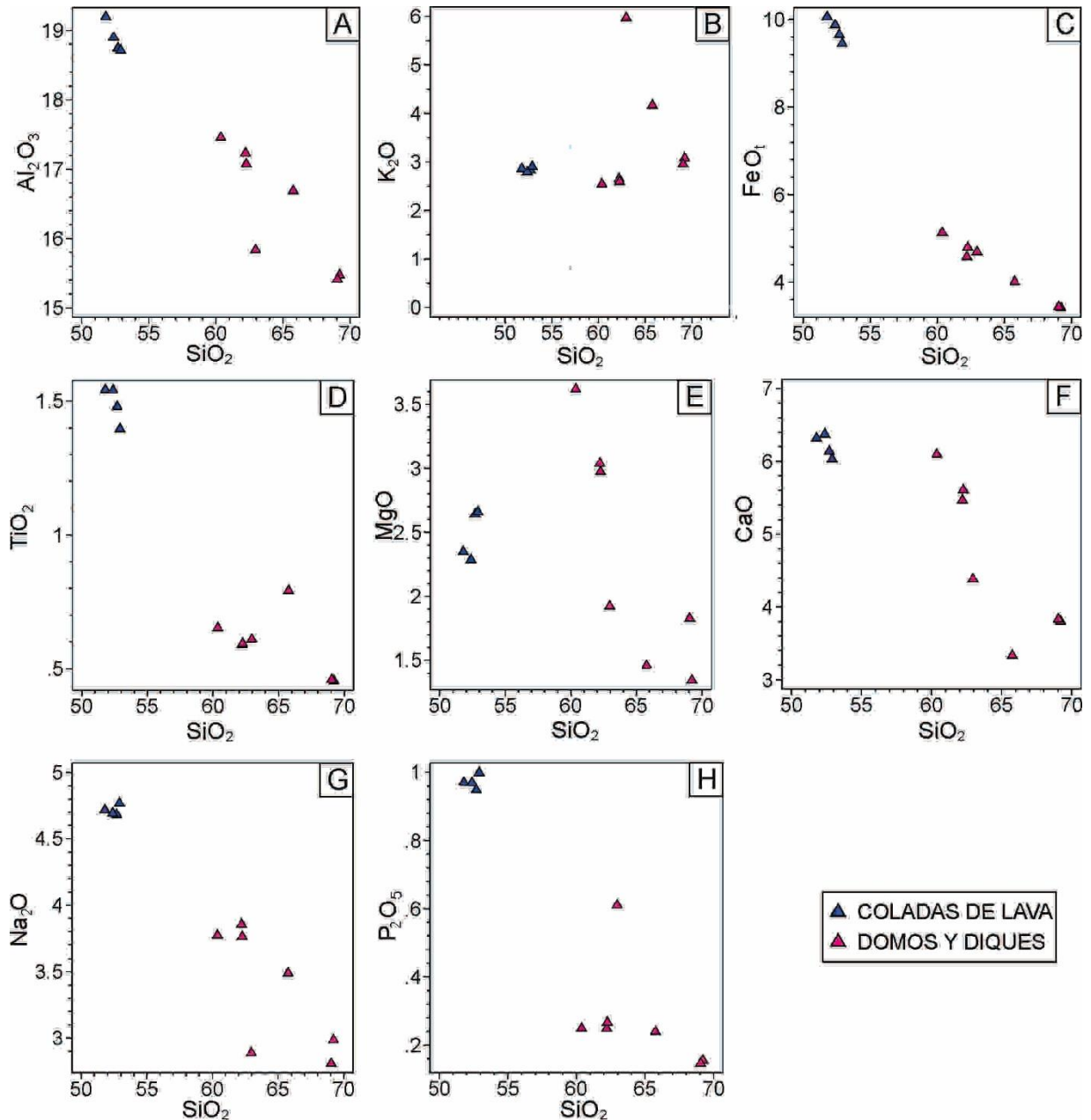


Fig. 12: Diagramas binarios de variación geoquímica tipo Harker, de elementos mayoritarios. A) SiO₂ vs. Al₂O₃. B) SiO₂ vs. K₂O. C) SiO₂ vs. FeO_t. D) SiO₂ vs. TiO₂. E) SiO₂ vs. MgO. F) SiO₂ vs. CaO. G) SiO₂ vs. Na₂O. H) SiO₂ vs. P₂O₅.

6.4. Geoquímica de elementos traza y tierras raras

En la clasificación de Winchester y Floyd (1977) en base a elementos inmóviles, los domos y diques se clasifican como andesitas y riodacitas/dacitas, y las coladas de lava como basaltos alcalinos (Fig. 13). En este diagrama los domos y diques tienen valores para Zr/TiO₂ de 0.01 a

0.015 ppm y de Nb/Y 0.12 a 0.15 ppm. Las coladas de lava tienen relaciones Zr/TiO_2 de 0.01 a 0.011 ppm y valores de Nb/Y de 0.15 a 0.17 ppm.

En el diagrama de tierras raras normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995: Fig. 14A), las coladas basálticas están enriquecidas en tierras raras livianas, tienen anomalías positivas de Eu y pendientes casi planas de tierras raras pesadas ($[La/Sm]_N=2,51-2,56$, $Eu/Eu^*=1,22-1,27$ y $[Sm/Yb]_N=2,87-3,34$). Se observa también fraccionamiento de plagioclasa en estas rocas, lo cual es consistente con lo que se observa en la petrografía. En el diagrama multielemental normalizado al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) las coladas presentan anomalías negativas de Th, Nb, Ta, La, Ce y Pr, Hf y positivas en K y en P (Fig. 14C).

En cambio, los domos y diques andesíticos a dacíticos presentan mayor enriquecimiento en las tierras raras livianas ($[La/Sm]_N=3,22-4,46$), anomalías negativas de europio poco marcadas a nulas ($Eu/Eu^*=0,78-1,03$) y pendiente plana en las tierras raras pesadas, con relaciones $[Sm/Yb]_N$ que describen un rango más amplio, entre 2,19 y 5,53 (Fig. 14B). Se observa una leve depresión en las tierras raras intermedias coherente con el fraccionamiento de anfíbol, lo cual también se corrobora en la pendiente negativa de $[Dy/Yb]_N$ versus sílice. Estas características permiten inferir que las andesitas y dacitas presentan fraccionamiento de anfíbol, lo que es consistente con las descripciones petrográficas. En el diagrama multielemental, los domos y diques andesíticos a dacíticos presentan anomalías negativas de Nb y Ta, picos positivos en K, Sr y Zr y enriquecimientos variables en Cs, Rb, Ba, Th y U. La andesita ANE 11 presenta mayor enriquecimiento en elementos traza que las demás rocas subvolcánicas (Fig. 14D).

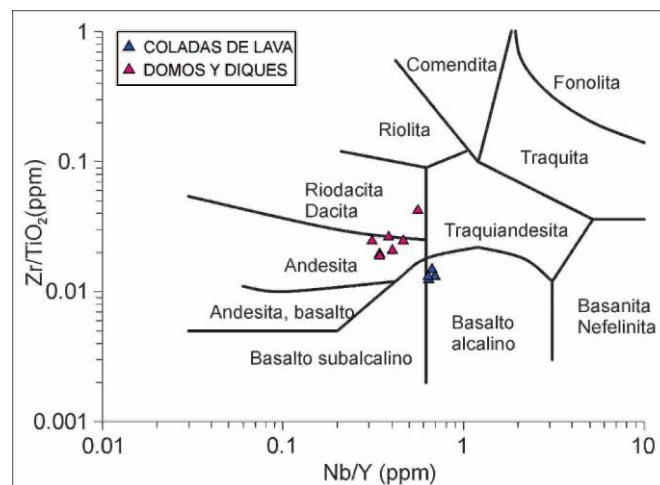


Fig. 13: Diagrama de clasificación de rocas volcánicas (Winchester y Floyd, 1977).

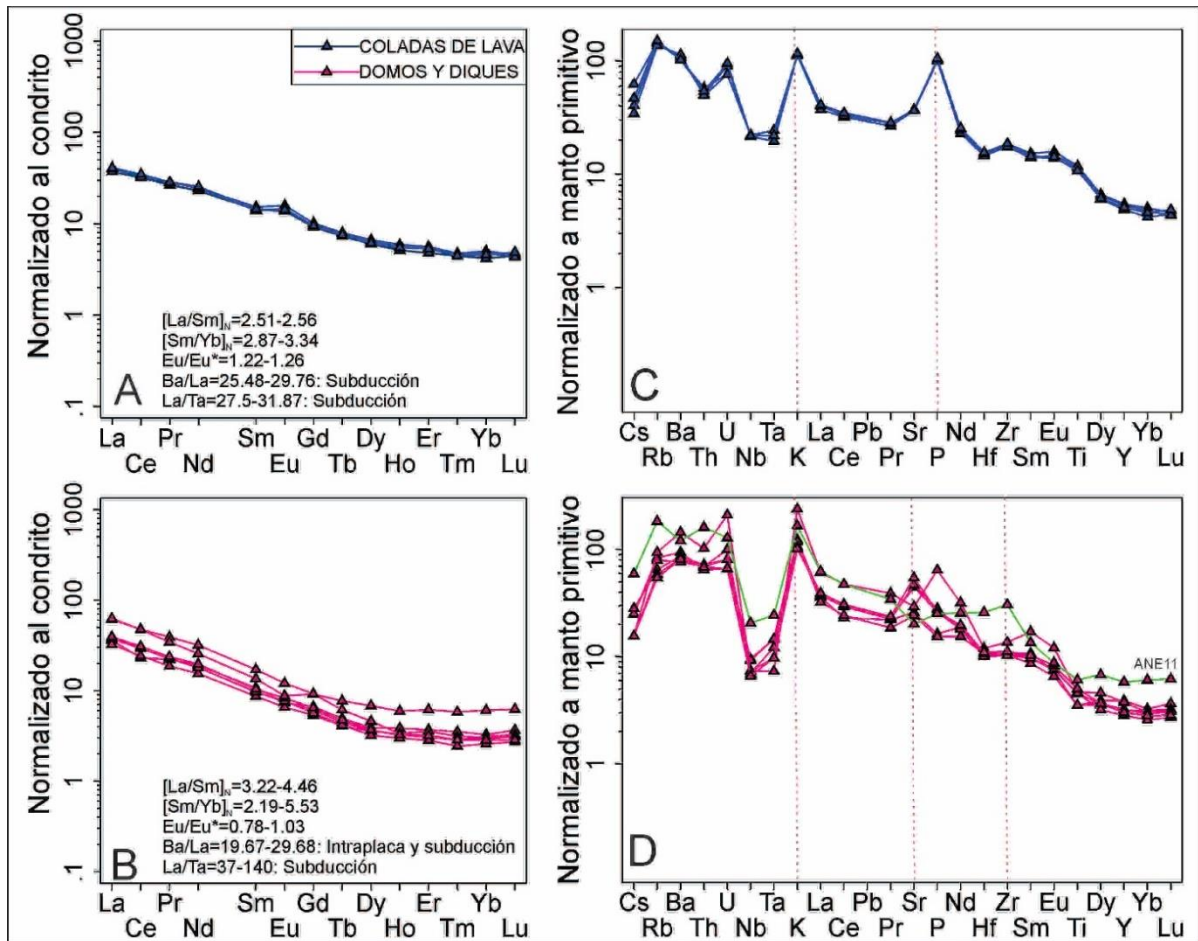


Fig. 14: **A)** Diagrama de tierras raras normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) para las muestras correspondientes a las coladas de lava. **B)** Diagrama de tierras raras normalizado al condrito para las muestras correspondientes a los domos y diques. **C)** Diagrama multielemental de elementos traza normalizado a los valores del manto primitivo para las muestras correspondientes a las coladas de lava (Sun y McDonough, 1989). **D)** Diagrama multielemental de elementos traza normalizado a los valores del manto primitivo para las muestras correspondientes a los domos y diques.

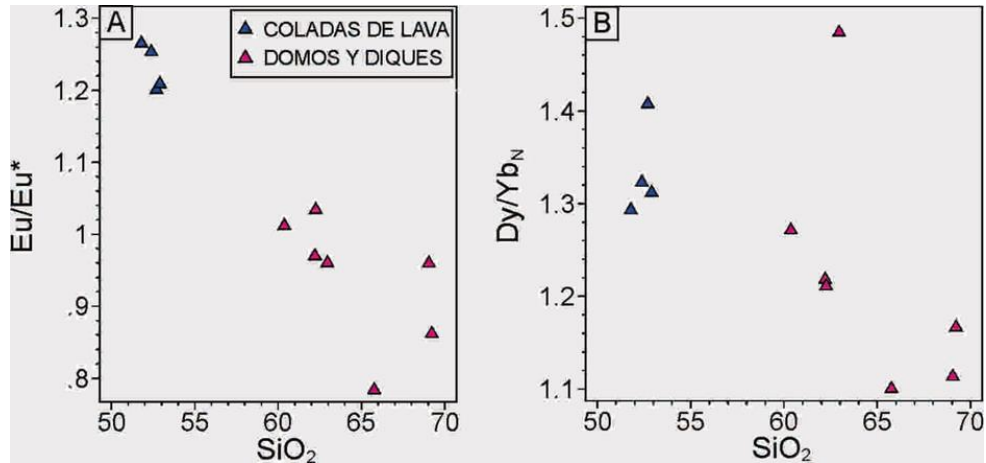


Fig. 15: A) Diagrama Eu/Eu^* vs. SiO_2 . B) Diagrama Dy/Yb_N vs. SiO_2 .

6.5. Datación geocronológica U-Pb

Se obtuvo la primera datación U-Pb (LA-ICP-MS) en circón de una roca del Complejo Volcánico Anecón Grande. Se analizó la andesita LP 11 que es representativa de los domos y diques. Se realizaron 79 análisis en 64 cristales de circón, de los cuales sólo 69 análisis exhiben un valor de concordancia entre el 90-110 % (calculada a partir de la relación entre las edades aparentes $^{206}Pb/^{238}U$ y $^{207}Pb/^{235}U$). Los 69 análisis exhiben un rango de edades aparentes de la relación $^{206}Pb/^{238}U$ que varía entre 60 y 70 Ma.

La caracterización por catodoluminiscencia (CL) permite reconocer que todos los cristales analizados son euhedrales, y la mayoría presentan terminaciones bipiramidales, con longitudes que varían entre 2,6 mm y 6,3 mm en su eje mayor y de 0,8 mm a 1,5 mm en su eje transversal (Fig. 16). Asimismo, todos los cristales exhiben típicas texturas de zonación magmática oscilatoria y sectorizada (sector zoning) y valores de relación $Th/U > 0,3$. Todas estas características permiten inferir que los cristales tienen un origen ígneo.

Con base en estas observaciones, se seleccionaron 59 análisis que arrojaron una edad de concordia de $63,6 \pm 0,23$ Ma (MSWD= 1,4), y una edad promedio ponderada de edades $^{206}Pb/^{238}U$ de $63,6 \pm 0,23$ Ma (MSWD= 0,77) (Fig. 17). En este sentido, el valor obtenido de 63 Ma se interpreta como la edad de cristalización del domo de la muestra LP 11, correspondiente al Daniano (Paleoceno).

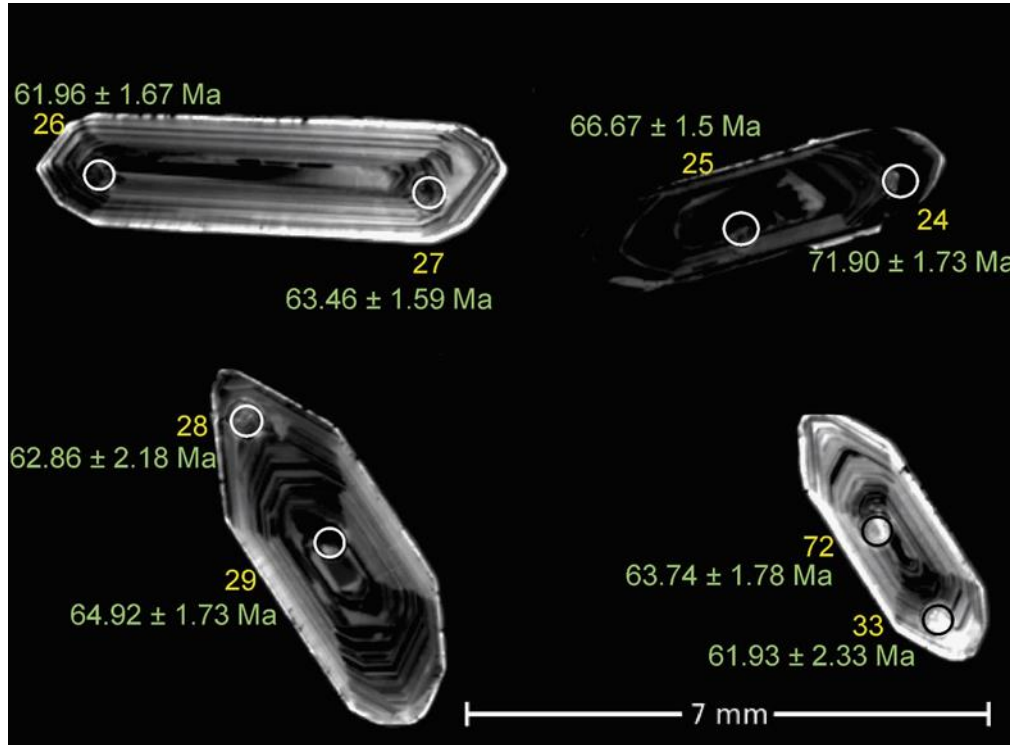


Fig. 16: Imágenes de catodoluminiscencia (CL) en las que se muestran el lugar y la numeración de cada datación geocronológica.

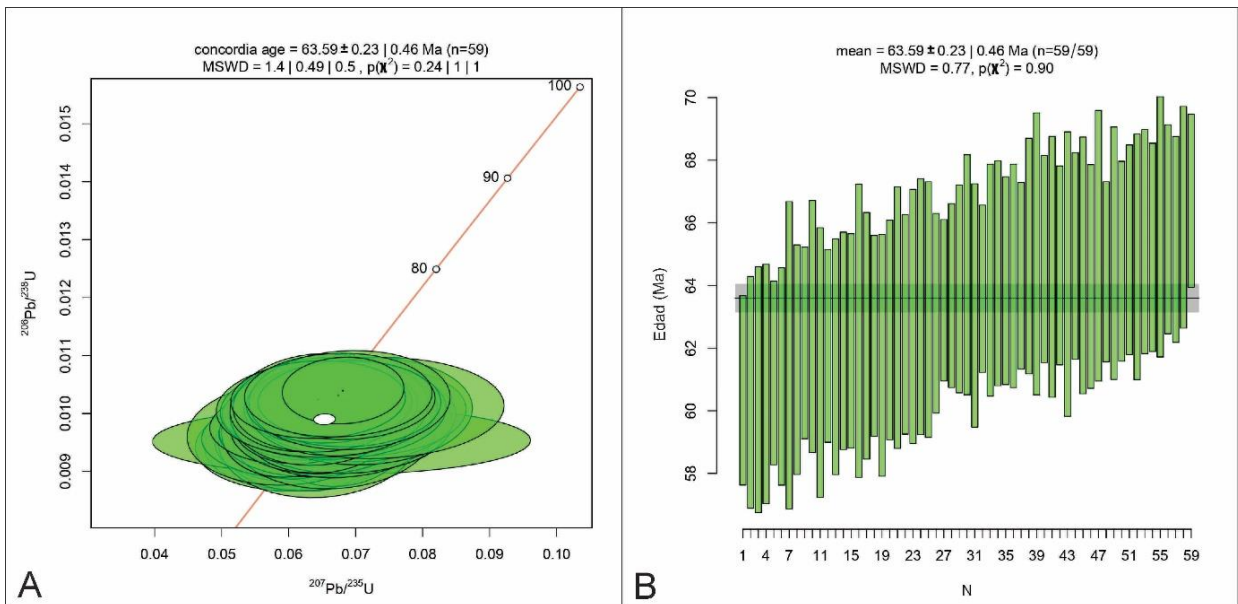


Fig. 17: A) Diagramas de concordia de Wetherill. B) Media ponderada de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de los spots de los circones usados en la Concordia.

7.0 DISCUSIONES

En este apartado se discuten aspectos locales del CVAG como su petrogenesis y edad. También se discuten aspectos regionales, como la fuente de los magmas precursores tanto de las rocas del CVAG como de rocas aledañas cretácico – paleógenas.

7.1. Composición y relaciones de campo del CVAG

El Complejo Volcánico Anecón Grande se compone de afloramientos saltuarios no continuos, donde las relaciones de corte no están siempre claras entre litofacies. En consonancia con lo expuesto anteriormente por González (1998), los análisis químicos y el estudio petrográfico permiten confirmar la existencia de rocas volcánicas lávicas, que varían en composición entre basaltos y andesitas y domos y diques de composición andesítica a dacítica.

De acuerdo con los resultados obtenidos, tanto en campo como la interpretación de imágenes satelitales, los domos y diques intruirían a las rocas indiferenciadas pertenecientes al CVAG, mientras que las rocas piroclásticas de composición mesosilícica a ácida se habrían depositado por sobre los domos y diques. Por otro lado, las coladas basálticas conforman afloramientos pequeños de aspecto mantiforme, que se encuentran expuestos en cercanías a la Formación Chenquenyeyu. En primera instancia, estas observaciones sugerirían un aumento progresivo de la sílice conforme evolucionó el sistema volcánico del CVAG.

Sin embargo, y aunque este estudio contribuye al conocimiento geológico ya existente del CVAG, futuras investigaciones prevén una profundización en el saber estratigráfico, geoquímico y geocronológico.

7.2. Evolución petrogenética y fuente de los magmas del CVAG

El análisis petrográfico y geoquímico permite analizar los procesos petrogenéticos involucrados en la formación del CVAG. Por un lado, se puede afirmar que durante la evolución del CVAG tuvo lugar la mezcla inhomogénea de magmas de diferente composición (proceso de “mingling”), esto se evidencia en la composición contrastante de la pasta de las coladas de lavas basálticas a andesíticas, en las que se observaban dominios con vidrio volcánico más oscuro y

más claro (Fig. 5). En este proceso, pulsos de magma máfico se inyectaron en una cámara magmática que está en proceso de diferenciación por algún proceso de tipo endógeno (p.ej., Snyder, 2000; Gioncada *et al.*, 2006).

Algo interesante a destacar dentro del CVAG es que las rocas pertenecientes a las coladas de lava basálticas-andesíticas y a las andesitas-dacitas muestran tendencias contrastantes en los diagramas Harker. Las coladas de lava basálticas-andesíticas muestran más K_2O del que se esperaría encontrar si estas rocas fueran los magmas precursores de los domos y diques andesíticos a dacíticos del CVAG mediante el proceso de cristalización fraccionada (nótese que coladas de lava basálticas-andesíticas tienen un contenido de K_2O mayor que los domos y diques andesíticos a dacíticos, Fig. 12). Por otra parte, se infiere fraccionamiento de plagioclasa en las coladas de lava basálticas-andesíticas, por sus anomalías positivas de Eu bien marcadas ($Eu/Eu^*=1,22-1,27$, Fig. 14). La signatura geoquímica de las coladas lávicas es calcoalcalina a alcalina, ya que se observan anomalías negativas de Nb y Ta (Fig. 14A), típicas de magmas calcoalcalinos, pero su relación Nb/Y las tipifica dentro de las rocas alcalinas (Fig. 13).

El proceso de cristalización fraccionada dentro de la sucesión de domos y diques de composición andesítica a dacítica se evidencia por las tendencias lineales en los diagramas Harker (Fig. 12), como por ejemplo la cristalización fraccionada de titanomagnetita y apatita evidenciada en las pendientes negativas del TiO_2 , FeO_t y P_2O_5 respecto a la sílice (Fig. 12). La evolución de los magmas andesíticos a dacíticos involucró el fraccionamiento de anfíbol en la serie magmática debido a la correlación negativa del MgO y del CaO a partir del 61% de sílice, y también se observa en la tendencia negativa del diagrama $[Dy/Yb]_N$ vs sílice (Fig. 15B). Esto mismo se evidencia en la depresión en tierras raras intermedias que presentan los domos y diques (Fig. 14D). Su signatura geoquímica es calcoalcalina, debido al fraccionamiento de anfíbol lo que sugiere que el contenido de agua de los magmas era alto. En el diagrama multielemental normalizado al manto primordial los domos y diques de composición andesítica a dacítica del CVAG presentan anomalías negativas de Nb y Ta lo cual es típico de magmas calcoalcalinos (Fig. 14).

Con respecto a la fuente de los magmas del CVAG, la petrografía y la geoquímica indican que los magmas presentan características mixtas entre alcalinos y subalcalinos. Con respecto a los

elementos mayoritarios, las coladas lávicas y algunos domos y diques presentan altas relaciones $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ que las ubica por encima de la línea divisoria entre magmas alcalinos y subalcalinos del diagrama TAS (Fig. 11). Si bien las coladas lávicas basálticas a andesíticas tienen características de magmas alcalinos, sus cocientes Ba/La mayores a 20 (entre 25,48-29,76) y La/Ta mayores a 25 (con un rango entre 27,5-31,87) indican características de magmas subalcalinos de arco (Tabla 1).

Finalmente, la coexistencia de rocas alcalinas y calcoalcalinas en el CVAG podría explicarse mediante un proceso de mezcla inhomogénea de magmas en la cámara magmática, de manera similar a lo que Hernando *et al.* (2012; 2014) sugieren para el volcán Payún Matrú. Estos autores proponen una recarga de magmas máficos en una cámara con magmas traquíticos, los que no necesariamente se habrían homogeneizado, generando de este modo efusiones de composiciones marcadamente disímiles, como es el caso del CVAG. También, es posible considerar que magmas alcalinos y subalcalinos se hayan mezclado en la corteza, ya que las características calcoalcalinas pueden derivarse de la contaminación de los magmas mantélicos con corteza continental.

7.3. Interpretación del CVAG en el contexto del Cinturón de Pilcaniyeu del Paleoceno-Eoceno

Otros autores (Aragón *et al.*, 2013, 2011; Iannelli *et al.*, 2017) han descrito el magmatismo del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu como bimodal, en el que predominan lavas riolíticas y secuencias de rocas piroclásticas ácidas, y en menor proporción, intercalaciones de basaltos. El CVAG está formado por rocas de amplio rango de sílice, dadas por coladas basálticas a andesíticas, domos y diques de composición andesítica a dacítica y rocas piroclásticas de composición riolítica. Las rocas piroclásticas del CVAG se observaron en detalle solamente en tres afloramientos de la zona de estudio, pero también se hicieron interpretaciones a partir de las imágenes satelitales. Son las únicas rocas piroclásticas del área estudiada, las cuales son similares a las rocas que caracterizan al Cinturón Volcánico Pilcaniyeu en otras localidades del área Andina a extra-Andina (Rapela *et al.* 1984; Aragón *et al.*, 2011a).

El CVAG podría presentar una bimodalidad entre la serie de las coladas de lava basálticas andesíticas y los domos y diques de composición andesítica a dacítica, con el gap composicional de SiO_2 existente entre ambas (Fig. 11). La evolución petrogenética de las rocas parece haberse dado por cristalización fraccionada dentro de cada serie, la basáltica-andesítica alcalina y la andesítica-dacítica calcoalcalina, combinada con mezcla de magmas de diferente composición. Los gaps composicionales son comunes en secuencias tanto de intraplaca como de subducción, y se deben a diversos factores (véase Bachman y Huber, 2016 y las referencias allí citadas).

La edad U-Pb en circón del CVAG calculada en este trabajo de $63,6 \pm 0,23$ Ma es considerablemente más antigua que las edades de la bibliografía (por ej. $44,33 \pm 0,13$ Ma en cercanías al lago Filo Hua Hum de Iannelli *et al.*, 2017), por lo que correspondería al pulso más antiguo del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu. A pesar de esta diferencia respecto de la edad, se realizó una comparación de las rocas del CVAG con las volcanitas de este cinturón en otras regiones (Rapela *et al.*, 1988; Aragón *et al.*, 2011; Iannelli *et al.*, 2017). En esta comparación, se ilustra la similitud geoquímica de las rocas CVAG con las del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu de la zona andina. El diagrama La/Ta vs. SiO_2 (Fig. 18A) muestra que las rocas del CVAG y del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu del área andina plotan en campo de arco magmático ($\text{La/Ta} > 26$), mientras que las muestras extraandinas del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu plotan en campo de intraplaca. En el diagrama Ba/La vs. Th/La las rocas del CVAG y del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu del sector andino tienen altas relaciones Ba/La y plotan en campo de arco (Fig. 18 B). El Cinturón Volcánico Pilcaniyeu extraandino tiene mayores valores Ta/Hf que el Cinturón Volcánico Pilcaniyeu del sector andino, por lo que tiene mayor impronta de intraplaca (Fig. 18C). La Fig. 18D muestra que los valores Nb/Zr del CVAG y de las rocas del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu del sector andino son menores que los de las rocas del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu del sector extraandino y las rocas del sector central, sugiriendo un mayor grado de fusión parcial. También se muestran valores Ba/Nb ligeramente mayores en las rocas del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu del sector andino, lo que indica contribuciones de la losa (Fig. 18D). En síntesis, a pesar de su ubicación geotectónica dentro de la zona de antepaís Andino, las rocas del CVAG tienen la afinidad geoquímica de la zona del arco volcánico, siendo secundaria la intraplaca.

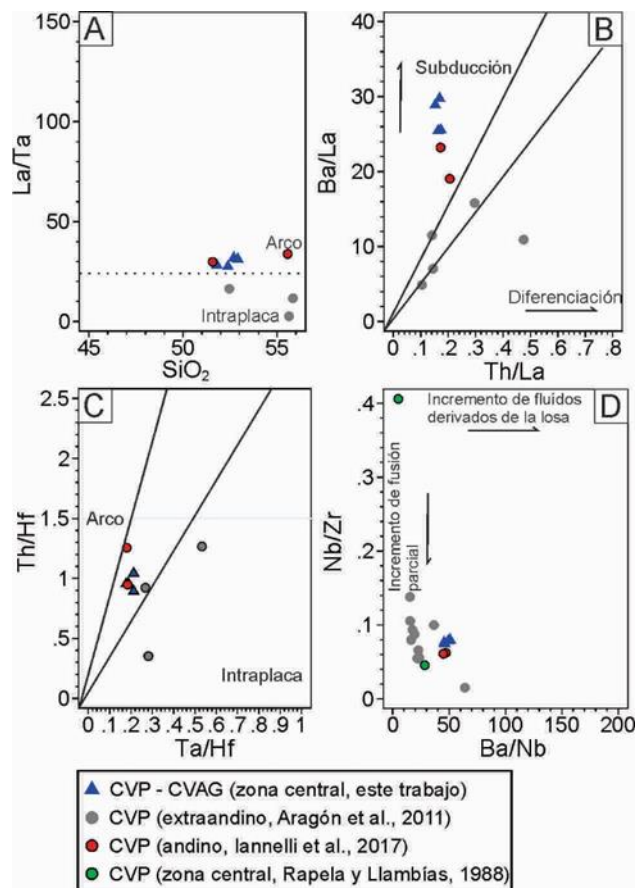


Fig. 18: Diagramas de comparaciones regionales de fuente de los magmas de distintas rocas correspondientes al Cinturón Volcánico Pilcaniyeu (zona andina y extraandina) y al CVAG. **A)** La/Ta vs. SiO₂. **B)** Ba/La vs. Th/La. **C)** Th/Hf vs. Ta/Hf. **D)** Nb/Zr vs. Ba/Nb. Para realizar estas comparaciones solamente se tuvieron en cuenta rocas con menos de 56% de sílice porque así se evitan los efectos de fraccionamiento de los magmas.

7.4. Correlación regional del CVAG en el contexto del arco Andino Cretácico Tardío-Paleógeno

La erupción del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu se produjo en un contexto geodinámico complejo. Durante el Cretácico Tardío se produjo un evento de subducción horizontal en el margen andino (Gianni *et al.*, 2015; Echaurren *et al.*, 2016), y luego, durante el Paleoceno, se produjo la subducción de la placa de Aluk por debajo de la placa sudamericana con bajas tasas de convergencia (Somoza y Ghidella, 2005). El origen del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu fue explicado de dos maneras distintas. Por un lado, a los 50-52 Ma se habría producido la colisión de la dorsal oceánica Farallón-Aluk contra el margen andino, lo cual derivó en la conversión del

margen en uno de tipo transforme, y se habría interrumpido la actividad del arco hasta el Mioceno (Aragón *et al.*, 2011b; 2013). En ese modelo, el Cinturón Volcánico Pilcaniyeu sería el resultado de la apertura de una ventana astenosférica causada por la subducción de la placa de Aluk. Por otra parte, el volcanismo del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu fue explicado debido a un proceso de retroceso de la trinchera debido al empinamiento de la placa de Farallón (Echaurren *et al.*, 2016).

Entonces, dentro de este contexto geotectónico complejo, se realizó una comparación regional de las rocas del CVAG con rocas del segmento del arco andino (de 30° a 45°S) producidas durante el Cretácico-Paleógeno. Las comparaciones regionales entre las rocas se realizaron utilizando rocas de contenido de sílice menor al 56% para evitar que los procesos de fraccionamiento oscurezcan la determinación de la fuente de los magmas. Por un lado, se realiza una comparación con las rocas de la faja eruptiva Naunauco, que abarca desde los 36° 30' a 39°S, que representarían rocas de arco del Cretácico Superior-Paleógeno en la Provincia de Neuquén y el sur de la Provincia de Mendoza (Fig. 19). Hacia el sur, se comparó con rocas de arco magmático en la zona cordillerana chilena, a los 45° Sur, en particular las lavas dacíticas a andesíticas de la Formación El Toro y las lavas basálticas de Morro Negro de Coihaique Alto (Demant *et al.*, 2007), del Cretácico Superior. Por último, también se comparó con lavas basálticas de edad cretácica tardía de la Formación Tres Picos Prieto (Franchi y Page, 1980), que presentan características transicionales de arco a intraplaca (Zaffarana *et al.*, 2012) eruptadas cerca de la localidad de Gobernador Costa a los 43°S del lado argentino (Fig. 19).

En las comparaciones regionales se evidencia la existencia de dos grupos diferentes: el grupo integrado por las rocas del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu y la Formación Tres Picos Prieto (que representarían eventos anómalos en el arco porque son magmas de signatura geoquímica mixta entre calcoalcalina y alcalina), y el grupo conformado por las rocas cretácicas netamente calcoalcalinas de Coihaique Alto y las rocas cretácico tardías-paleógenas de la faja eruptiva Naunauco. De esta manera, en los diagramas La/Ta vs. SiO₂, Ba/La vs. Th/La, y Th/Hf vs. Ta/Hf (Fig. 20) se distingue que las rocas de la faja eruptiva Naunauco y las rocas de Coihaique Alto plotean en campos de magmas de subducción, mientras que las rocas del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu y de la Formación Tres Picos Prieto plotean en campo de intraplaca. En el diagrama Nb/Zr vs. Ba/Nb también se advierte que las rocas del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu y de la

Formación Tres Picos Prieto tienen mayores relaciones Nb/Zr y menores relaciones Ba/Nb, coherente con una fuente de tipo intraplaca, y las rocas de Coihaique Alto y de la faja eruptiva Naunauco tienen menores relaciones Nb/Zr y mayores relaciones Ba/Nb siendo más compatibles con una fuente de subducción.

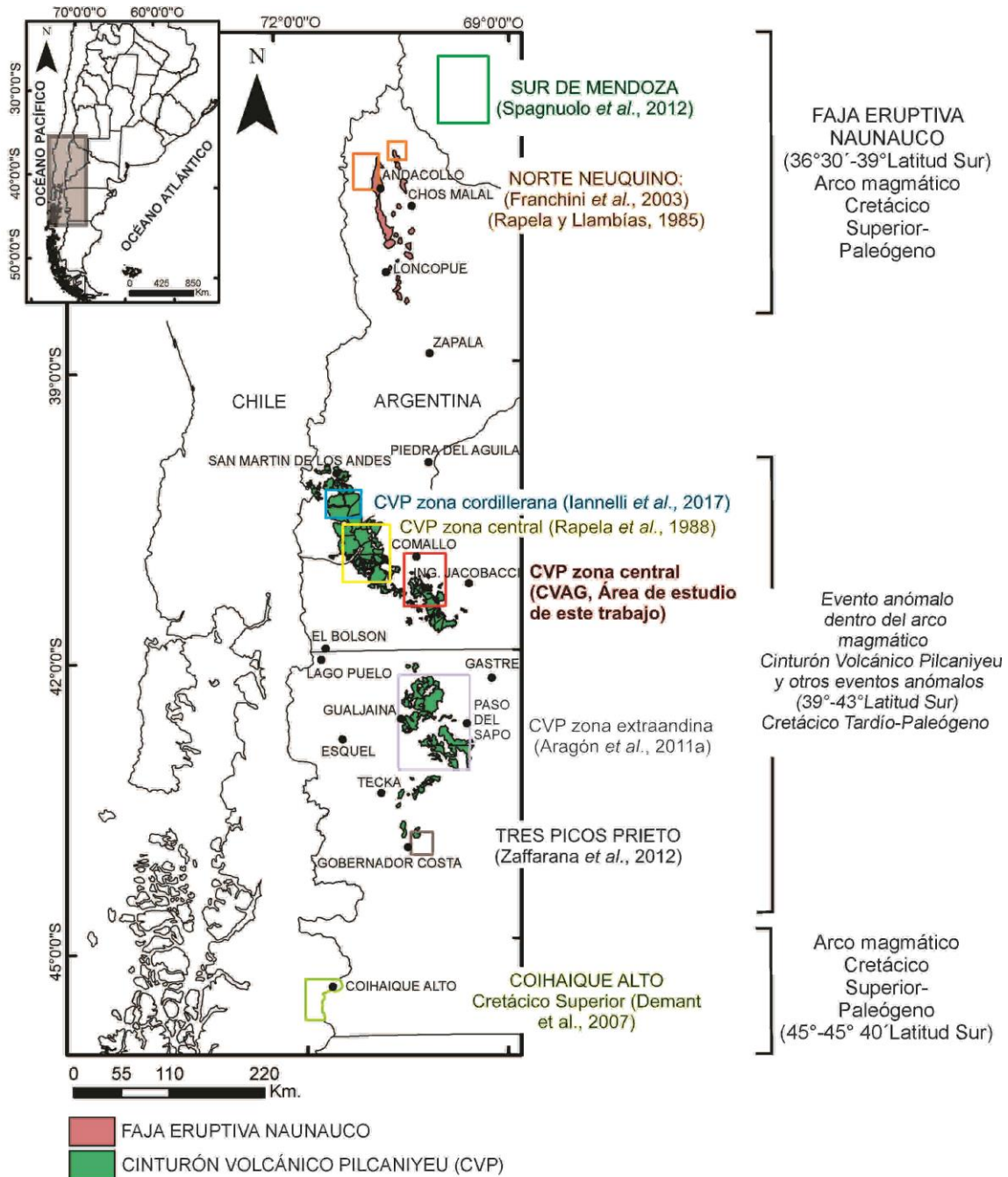


Fig. 19: Mapa de ubicación regional de la zona de estudio en relación a rocas del mismo rango de edad y composición, para ver similitudes y diferencias entre las fuentes de los magmas.

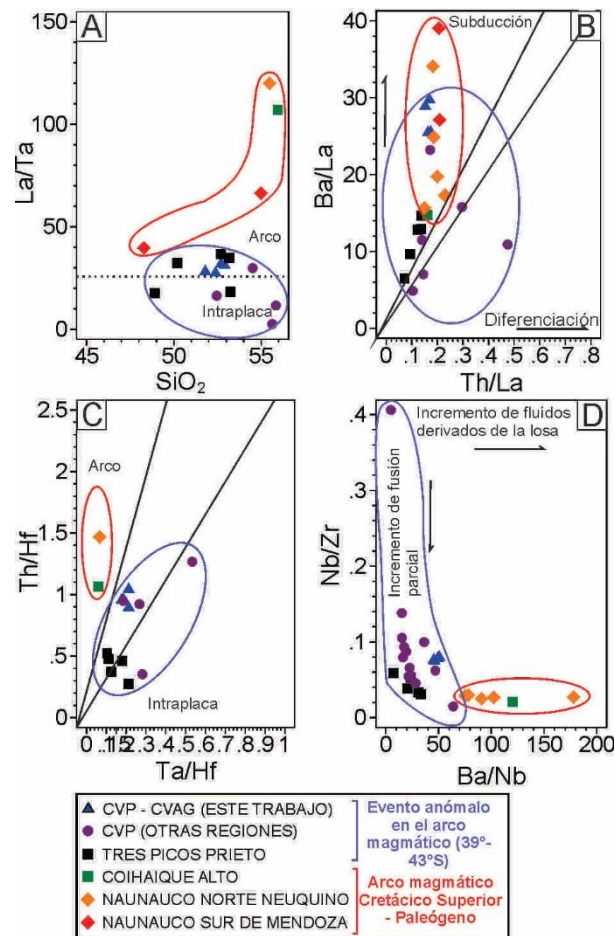


Fig. 20: Diagramas de elementos traza pertenecientes a rocas del CVAG (este trabajo), de la Formación Tres Picos Prieto (Zaffarana *et al.*, 2012), de Coihaique Alto (Demant *et al.*, 2007), de la Faja eruptiva paleógena Naunauco pertenecientes a la provincia de Neuquen (Franchini *et al.*, 2003; Rapela y Llambías, 1985) y Mendoza (Spagnuolo *et al.*, 2012), y del CVP de la zona andina (Iannelli *et al.*, 2017), zona central (Rapela *et al.*, 1988) y extraandina (Aragón *et al.*, 2011). **A)** La/Ta vs. SiO₂ **B)** Ba/La vs. SiO₂. **C)** Th/Hf vs. Ta/Hf. **D)** Nb/Zr vs. Ba/Nb.

Las comparaciones regionales realizadas confirman que el CVAG forma parte de un evento anómalo en la actividad del arco magmático durante el Cretácico Tardío-Paleógeno. Las rocas estudiadas en este Trabajo Final de Grado muestran clara afinidad geoquímica con aquellas pertenecientes al Cinturón Volcánico Pilcaniyeu del sector andino, aunque se ubican a más de 100 km de distancia (ver Iannelli *et al.*, 2017) y habrían sido emplazadas unos 20 Ma antes. En este sentido, y teniendo en cuenta el escenario geotectónico mencionado con anterioridad, es posible considerar que el CVAG haya sido producto del empujamiento de la losa luego de la

subducción horizontal del Cretácico Tardío; es decir, un evento volcánico posiblemente previo a la colisión de la dorsal Farallón-Aluk ocurrida entre los 50 y 52 Ma (Aragón *et al.*, 2011b; 2013).

8.0 CONCLUSIONES

En este Trabajo Final de Grado se estudiaron en detalle las rocas volcánicas del CVAG en el área del Cerro Anecón Grande en la Provincia de Río Negro. Se identificaron tres tipos litológicos distintos: coladas de lava basálticas a andesíticas, domos y diques andesíticos a dacíticos y rocas piroclásticas andesíticas a riolíticas.

Las rocas del CVAG son magmas subalcalinos a alcalinos que se habrían formado por procesos de cristalización fraccionada y mezcla de magmas de diferente composición, alcalinos y calcoalcalinos. La primera datación radimétrica U-Pb en circones de la unidad es de $63,6 \pm 0,23$ Ma, que se correspondería con los primeros pulsos de actividad del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu. Las rocas del CVAG tienen características geoquímicas similares a las rocas del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu de la zona cordillerana, más típicas de arco.

9.0 AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a todas las personas que me ayudaron durante los años de estudio. En especial a la Dra. Vanesa Litvak por su ayuda en la etapa inicial de este trabajo, y a mis directores de TFG, Dra. Claudia B. Zaffarana y Dr. Juan I. Falco por su apoyo y paciencia.

A la Universidad Nacional de Río Negro, por el financiamiento que solventó este TFG a través de los proyectos PI-40A-631 y PI-40A-798. Al Consejo Interuniversitario Nacional (CIN) por otorgarme un año de beca de las Becas de Estímulo a las Vocaciones Científicas EVC-CIN, a partir de la cual surgió este TFG.

A la Comunidad Mapuche Fvta Anekon por su hospitalidad, en especial a Teresa.

A los veterinarios del grupo de investigación de URESA (Unidades Regionales de Epidemiología y Salud Ambiental) por su colaboración.

A todos los compañeros que formaron parte de mi carrera universitaria.

A mi familia por su apoyo incondicional.

10.0 REFERENCIAS

- Aisabokhae, J., Adamu, A., y Oresajo, B. 2018. Analytic signal, depth and multispectral interpretation of areas within the Continental Terminal, North-western Nigeria. *Journal of Applied Sciences and Environmental Management* 22(5): 669-673.
- Aliani, P. A., Cavallaro, S. L., Fratalocchi, C., Nicosia Burgos, F. R., Tello, N., Villegas, D., y Greco, G. 2014. Carta de Línea de Base Ambiental 4169-III Ingeniero Jacobacci.
- Allard, J.O., Giacosa, R. y Paredes, J.M. 2011. Relaciones estratigráficas entre la Formación los Adobes (Cretácico inferior) y su sustrato Jurásico: implicancias en la evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. XVIII Congreso Geológico Argentino Actas: 988–9, Neuquén.
- Aragón, E., D'Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., Rivalenti, G., Varela, R., Spakman, W., Demartis, M., Cavarozzi, C. E., Aguilera, Y. E., Mazzucchelli, M. y Ribot, A. 2011. Tectono-magmatic response to major convergence changes in the North Patagonian suprasubduction system; the Paleogene subduction–transcurrent plate margin transition. *Tectonophysics* 509(3-4): 218-237.
- Aragón, E., Pinotti, L., D'Eramo, F., Castro, A., Rabbia, O., Coniglio, J., Demartis, M., Hernando, I., Cavarozzi, C.E., 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. *Geoscience Frontiers* 4: 377–388.
- Arrondo, O., Spalletti, L., Morel, E. y Ganuza, D. 1991. The sedimentological and paleobotanical characteristics of an Upper Triassic-Lower Liassic basin in northwestern Patagonia (Argentina). En: Ulbrich, H. y A. Rocha Campos (Eds.): *Gondwana Symposium 7: 1988, Sao Paulo, Brazil. Gondwana Seven Proceedings* 714: 517-532.
- Bachmann, O., y Huber, C. 2016. Silicic magma reservoirs in the Earth's crust. *American Mineralogist* 101(11): 2377-2404.
- Barros, M., Gregori, D., Benedini, L., Marcos, P., Strazzere, L., Pavon Pivetta, C., y Geraldés, M. 2020. Evolution of the Jurassic Comallo volcanic sedimentary complex in the western North Patagonian Massif, Rio Negro province, Argentina. *International Geology Review* 63(7): 787-809.

- Benedini, L., Gregori, D., Strazzere, L., Falco, J.I. y 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.
- Bilmes, A., D'Elia, L., Franzese, J. R., Veiga, G. D., y Hernández, M. 2013. Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: the Gastre Basin, Argentina. *Tectonophysics* 601: 98-111.
- Cerredo, M. E. 1997. The metamorphism of Cushamen Formation, Río Chico area. In North Patagonian Massif, Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1236-1240, Antofagasta.
- Cerredo, M. E. y López de Luchi, M. 1995. The metamorphic evolution of the Cushamen Metamorphites, Rio Chico, Rio Negro Province, Argentina. In da Silva, L., A. da Silva Caldasso y C. Kirchner (Eds.): 6° Simposio Sul-Brasileiro de Geología, 1° Encuentro de Geología del Cono Sur, Boletín de Resúmenes Expandidos: 171-174, Porto Alegre.
- Cerredo, M.E. y López de Luchi, M.G. 1999. Metavolcanics rocks within the metamorphic series of Cushamen Formation, North Patagonian Massif. XV Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 137- 139, El Calafate.
- Coira, B. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci, prov. de Rio Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín N°168, Buenos Aires.
- Coira, B., M. Franchi y Nullo, F. 1985. Vulcanismo Terciario al oeste de Somuncura y su relación con el arco magmático de la Cordillera Norpatagónica, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 3(4): 68-88, Antofagasta.
- Cucchi, R. 1998. Hoja Geológica 4169-I, Piedra del Aguila, Provincias del Neuquén y Rio Negro. Escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín N° 242, Buenos Aires.
- Dalla Salda, L. H., Leguizamón, M. A., Mazzoni, M. M., Merodio, J. C., Rapela, C. W., y Spalletti, L. A. 1981. Características del vulcanismo paleógeno en la Cordillera Nordpatagónica entre las latitudes 39° 30'y 41° 20'S.
- Dalla Salda, L., Varela, R., Cingolani, C. y Aragón, E. 1994. The Rio Chico Paleozoic Crystalline Complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 7(3-4): 377- 386.

- D'Elia, L., Bilmes, A., García, M. R., Bucher, J., López, M., Feo, R. N. y Franzese, J. R. 2020. Análisis estructural y tectono-estratigráfico a partir de afloramientos virtuales y métodos tradicionales de campo en depósitos sinorogénicos miocenos del antepaís fragmentado patagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 78(1): 1-35.
- Demant, A., Suárez, M., y De la Cruz, R. 2007. Geochronology and petrochemistry of Late Cretaceous-(?) Paleogene volcanic sequences from the eastern central Patagonian Cordillera (45°-45° 40'S). *Andean Geology* 34(1): 3-22.
- Duhart, P., Haller, M., y Hervé, F. 2002. Diamicritas como parte del protolito de las metamorfitas de la Formación Cushamen en Río Chico, provincias de Río Negro y Chubut, Argentina. *Congreso Geológico Argentino* 15: 97-100.
- Echaurren, A., Folguera, A., Gianni, G., Orts, D., Tassara, A., Encinas, A., Giménez, M. y Valencia, V. 2016. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41°–44° S) through recognition of syntectonic strata. *Tectonophysics* 677: 99–114.
- Escosteguy, L. D., Geuna, S. E., Franchi, M. L., Gonzalez Diaz, E. F., y Dal Molin, C. N. 2013. Hoja Geológica 4172-II, San Martín de los Andes, Provincias de Río Negro y Neuquén.
- Fernández Paz, L., Litvak, V. D., Echaurren, A., Iannelli, S. B., Encinas, A., Folguera, A., y Valencia, V. 2018. Late Eocene volcanism in North Patagonia (42°30'–43°S): Arc resumption after a stage of within-plate magmatism. *Journal of Geodynamics* 113: 13–31.
- Focareta, M., Marcuccio, S., Votto, C., y Ullo, S. L. 2015. Combination of Landsat 8 and Sentinel 1 data for the characterization of a site of interest. A Case Study: the Royal Palace of Caserta. In 1st international conference on metrology for archaeology. Benevento, Italy.
- Folkes, C. B., de Silva, S. L., Schmitt, A. K. y Cas, R. A. 2011. A reconnaissance of U-Pb zircon ages in the Cerro Galán system, NW Argentina: Prolonged magma residence, crystal recycling, and crustal assimilation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 206(3-4): 136-147.
- Franchi, M.R. y Page, R.F.N. 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35(2): 208-229.
- Franchini, M., López-Escobar, L., Schalamuk, I. B., y Meinert, L. 2003. Magmatic characteristics of the Paleocene Cerro Nevazón region and other Late Cretaceous to Early Tertiary calc-alkaline subvolcanic to plutonic units in the Neuquén Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 16(5): 399-421.

- Franzese, J., Pankhurst, R., Rapela, C., Spalletti, L., Fanning, M. y Muravchik, M. 2002. Nuevas evidencias geocronológicas sobre el magmatismo gondwánico en el noroeste del Macizo Norpatagónico. XV Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 144-154, El Calafate.
- Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A. y Gimenez, M., 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: the origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics* 649: 81-99.
- Gioncada, A., Hauster, N., Matteini, M., Mazzuoli, R. y Omarini, R. 2006. Mingling and mixing features in basaltic Andesites of the Eastern Cordillera (Central Andes, 24°s): a petrographic and microanalytical study. *Bardi Editore; Periodico Di Mineralogia* 75(2-3): 127-140.
- González Díaz, E. 1982a. Chronological zonation of granitic plutonism in the northern Patagonia Andes of Argentina: the migration of intrusives cycles. *Earth Sciences Reviews* 18: 365-393.
- González Díaz, E. 1982b. Sedimentitas del Triásico Superior continental en el valle del río Collón Cura, entre los Arroyos Quemquemtreu y Caleufu, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 37(2): 214-220.
- González, P. 1997. Geología y estratigrafía del magmatismo Fanerozoico del occidente de la Comarca Norpatagónica, Provincia de Río Negro, Argentina. 1° Jornadas de Comunicaciones Científicas de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP): 235.
- González, P. 1998. Geología y estratigrafía del magmatismo Fanerozoico de la Comarca Norpatagónica entre Comallo y Anecón Grande, Río Negro, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica 1: 78-83.
- González, P. D., y Cábana, M. C. 2014. Geology of the Anecón Grande area, Patagonia (Río Negro), Argentina. *Journal of Maps* 10(3): 402-408.
- González, P., Coluccia, A., y Franchi, M. 1999. Geología y Recursos Minerales de la Hoja 4169-III 'Ingeniero Jacobacci' (Provincia de Río Negro). Escala: 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino. Subsecretaría de Minería de la Nación. Boletín N°8 311, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1954. La Serie Andesítica Patagónica, sus relaciones, posición y edad. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 9(1): 39-42.

- Hernando, I. R., Llambías, E. J., González, P. D. y Sato, K. 2012. Volcanic stratigraphy and evidence of magma mixing in the Quaternary Payún Matrú volcano, Andean backarc in western Argentina. *Andean Geology* 39(1): 158-179.
- Hernando, I. R., Aragón, E., Frei, R., González, P. D. y Spakman, W. 2014. Constraints on the origin and evolution of magmas in the Payún Matrú Volcanic Field, Quaternary Andean back-arc of Western Argentina. *Journal of Petrology* 55(1): 209-239.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, M., Pankhurst, R., Rapela, C. y Quezada, P. 2018. The country rocks of Devonian magmatism in the North Patagonian Massif and Chaitenia. *Andean Geology* 45(3): 301-317.
- Hervé, F., Haller, M., Duhart, P. y Fanning, M. 2005. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from Cushamen and Esquel Formations, North Patagonian Massif, Argentina: geological implications. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 309-314, La Plata.
- Iannelli, S. B., Litvak, V. D., Paz, L. F., Folguera, A., Ramos, M. E., y Ramos, V. A. 2017. Evolution of Eocene to Oligocene arc-related volcanism in the North Patagonian Andes (39–41 S), prior to the break-up of the Farallon plate. *Tectonophysics* 696: 70-87.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., y Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: Oxford, U.K., Blackwell Scientific Publications, 193p.
- López de Luchi, M. 1994. Geología de las unidades plutónicas del Macizo Norpatagónico en la zona de Rio Chico-Mamil Choique, Provincia de Rio Negro, República Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, 1: 91-95, Concepción.
- López de Luchi, M. y Cerrredo, M. 1996. Metamorphism, deformation and related magmatism in Rio Chico Area, North Patagonian Massif. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos 5: 533, Buenos Aires.
- Manassero, M. y Maggi, J. 1995. Análisis sedimentológico de la Formación Angostura Colorada (Cretácico Superior) en la región de Comallo-Jacobacci, Provincia de Rio Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50(1-4): 132-142.

- Marcos, P., Gregori, D.A., Benedini, L., Barros, M., Strazzere, L. y Pivetta, C.P. 2018. Pennsylvanian glacial marine sedimentation in the Cushamen Formation, western North Patagonian Massif. *Geoscience Frontiers* 9(2): 485–504.
- Marcos, P., Pivetta, C. P., Benedini, L., Gregori, D. A., Geraldés, M. C., Scivetti, N., Barros, M., Varela M. E. y Dos Santos, A. 2020. Late Paleozoic geodynamic evolution of the western North Patagonian Massif and its tectonic context along the southwestern Gondwana margin. *Lithos* 376:105801.
- Marshall, L., Pascual R., Curtis C. y Drake, R. 1977. South American geochronology: radiometric time scale for Middle to Late Tertiary mammal-bearing horizons in Patagonia. *Science* 195: 1325-1328.
- Mazzoni, M., Kawashita K., Harrison S. y Aragón, E. 1991. Edades radiométricas eocenas, borde occidental del Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46(1-2): 150-158, Buenos Aires.
- McDonough, W.F., Sun, S.S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223–253.
- Navarrete, C. R., Massaferro, G. I., Gianni, G. A., y Lastra, M. B. 2021. The slab gap-related Late Cretaceous-Paleocene magmatism of southern Patagonia. *Journal of Geodynamics* 147, 101869.
- Nullo, F. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 39c, Paso Flores, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 167, 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.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Marquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76: 235–257.
- Ponce, A. D. 2010. Estudio petrográfico y geoquímico de los basaltos del centro eruptivo Cerro del Mojón, centro-oeste de la provincia de Río Negro.
- Pour, A. B., Hashim, M., y Park, Y. 2017. Regional Geological Mapping in the Graham Land of Antarctic Peninsula Using LANDSAT-8 Remote Sensing Data. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* 42(4/W5).

- Pour, A. B., y Hashim, M. 2015. Hydrothermal alteration mapping from Landsat-8 data, Sar Cheshmeh copper mining district, south-eastern Islamic Republic of Iran. *Journal of Taibah University for Science* 9(2): 155-166.
- Rabassa, J. 1974. Geología superficial en la región de Pilcaniyeu-Comallo, provincia de Río Negro. Unpublished doctoral thesis, Universidad Nacional de La Plata.
- Rabassa, J. 1978a. Estratigrafía de la región Pilcaniyeu-Comallo, Provincia de Río Negro. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 731-746, Neuquén.
- Rabassa, J. 1978b. Paleorelieves cenozoicos en la región de Pilcaniyeu-Comallo, provincia de Río Negro, Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 77-87, Neuquén.
- Rapela, C. W., Spalletti, L. A., Merodio, J. C., y Aragón, E. 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40 S–42 30' S). *Journal of South American Earth Sciences* 1(1): 75-88.
- Rapela, C. W., y Llambías, E. J. 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. In Congreso Geológico Chileno, Actas 4: 458-488.
- Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J. y Aragón, E. 1984. El volcanismo Paleoceno-Eoceno de la Provincia Volcánica Andino-Patagónica. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 189-213.
- Ravazzoli, I. y Sesana, F. 1977. Descripción Geológica de la Hoja 41c, Río Chico, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 148, Buenos Aires.
- Remesal, M., Salani, F., Franchi M. y Ardolino, A. 2001. Hoja Geológica 4169-IV, Maquinchao. Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 312: 68, Buenos Aires.
- Ruiz, R., Guido, D. M., Páez, G. N., Jovic, S. M., Vidal, C. P., y López, L. 2014. Caracterización del vulcanismo jurásico en el Distrito Jacobacci, sector occidental del Macizo del Somuncurá, Argentina. *Geological Society of London Special Publication* 209: 220.
- Savignano, E., Mazzoli, S., Arce, M., Franchini, M., Gautheron, C., Paolini, M. y Zattin, M. 2016. (Un)coupled thrust belt-foreland deformation in the northern Patagonian Andes: new insights from the Esquel-Gastre sector (41° 30'–43° S). *Tectonics* 35: 2636–56.

- 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: 41– 43.
- Sesana, F. 1968. Rasgos petrológicos de la comarca de Rio Chico, Rio Negro. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3: 99-105.
- Snyder, D. 2000. Thermal effects of the intrusion of basaltic magma into a more silicic magma chamber and implications for eruption triggering. *Earth Planetary Science Letters* 175: 257-273.
- Somoza, R., y Guidella, 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: 797-809
- Spagnuolo, M. G., Folguera, A., Litvak, V., Vera, E. A. R., y Ramos, V. A. 2012. Late Cretaceous arc rocks in the Andean retroarc region at 36.5 S: Evidence supporting a Late Cretaceous slab shallowing. *Journal of South American Earth Sciences* 38: 44-56.
- Spalletti, L. A., Arrondo, O. G., Morel, E. M., y Ganuza, D. G. 1988. Estudio sedimentológico y paleoflorístico de la Formación Paso Flores (Triásico superior) en el sector occidental del Macizo Nordpatagónico, Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno.
- Stipanovic, P., Rodrigo, F., Baulies, O. y Martinez, C. 1968. Las Formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23(2): 67-98.
- Sun, S. S. y McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* 42(1): 313-345.
- Varela, R., Basei, M. A. S., Cingolani, C. A., Siga Jr, O., y Passarelli, C. R. 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile* 32(2): 167-187.
- Varela, R., Gregori, D.A., Gonzalez, P. D. y Stipp Basei, M. A. 2015. Caracterización geoquímica del magmatismo de arco Devónico y Carbonífero-Pérmico en el noroeste de Patagonia, Argentina. *Asociación Geológica Argentina; Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72(3): 419-432.

- Volkheimer, W. 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos de 42 y 42 30' y los meridianos 70 y 71. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19(2): 85–107.
- 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.
- Winchester, J. A. y Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325-343.
- Yrigoyen, M. 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. *Ameghiniana* 6(4): 349-356.
- Zaffarana, C. B., Lagorio, S. L., Gallastegui, G., Wörner, G., Orts, D. L., Gregori, D., Poma, S., Busteros, A., Giacosa, R., Silva Nieto D., Ruíz Gonzalez, D., Boltshauser, B., Puigdomenech Negre, C. y Haller, M. 2020. Petrogenetic study of the Lonco Trapial volcanism and its comparison with the Early-Middle Jurassic magmatic units from northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 101, 102624.
- Zaffarana, C. B., Lagorio, S. L., y Somoza, R. 2012. Paleomagnetism and geochemistry from the Upper Cretaceous Tres Picos Prieto locality (43°S), Patagonian Plateau Basalts. *Andean Geology* 39(1): 53-66.
- Zaffarana, C. B., Somoza, R., Orts, D. L., Mercader, R., Boltshauser, B., González, V. R., y Puigdomenech, C. 2017. Internal structure of the Late Triassic Central Patagonian batholith at Gastre, southern Argentina: Implications for pluton emplacement and the Gastre fault system. *Geosphere* 13(6): 1973-1992.
- Zavattieri, A. M., y Mego, N. 2008. Palynological record of the Paso Flores Formation (Late Triassic) on the southeastern side of the Limay River, Patagonia, Argentina. *Ameghiniana* 45(2): 483-502.

11.0 ANEXO DE DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS

Para sustentar las observaciones realizadas en el capítulo 6, en el presente anexo se describen en detalle, todos los cortes delgados del Complejo Volcánico Anecón Grande con sus correspondientes muestras de mano. De cada muestra se detallan sus coordenadas GPS.

11.1 Rocas Volcánicas

11.1.1 Muestra ANE 1

Punto GPS Lat -41.307829° Long -70.277296°

Roca de color gris claro, con tamaño de grano fino a medio. Se distinguen cristales de anfíboles de un milímetro de largo, de color negro. También se reconocen cristales de biotita de uno a dos mm de largo y plagioclasas de color blanco y un mm de largo. Por último, se reconocen cristales de cuarzo de un mm de largo y minerales óxidos de color castaño y un mm de largo (Fig. 1 A). En el corte delgado se reconoce textura porfírica a glomeroporfírica compuesta por fenocristales (50%) inmersos en una pasta de textura intersertal a hialoofítica (50%). Los fenocristales están frecuentemente fragmentados y son de plagioclasas subhedrales (30%), cuarzo anhedral (30%), anfíboles subhedrales (20%), biotita subhedral (15%) y feldespato potásico, probablemente sanidina (5%). Los fenocristales de plagioclasa tienen zonalidad y maclas polisintéticas, y a veces se aglutinan formando glomérulos. Los fenocristales de anfíbol son fuertemente pleocroicos de castaño amarillento a castaño rojizo, y pueden presentar zonalidad y borde de resorción (Fig. 1 B). Los fenocristales de biotita presentan pleocroísmo de castaño claro a oscuro. La pasta representa el 50% de la roca y está compuesta por microlitos de plagioclasa subhedrales (85%) y minerales opacos euhedrales a subhedrales (5%) inmersos en vidrio volcánico parcialmente desvitrificado a arcillas (10%). La roca se clasifica petrográficamente como **dacita** según el diagrama QAPF de la IUGS. El cuarzo representa alrededor del 20% de la roca total.

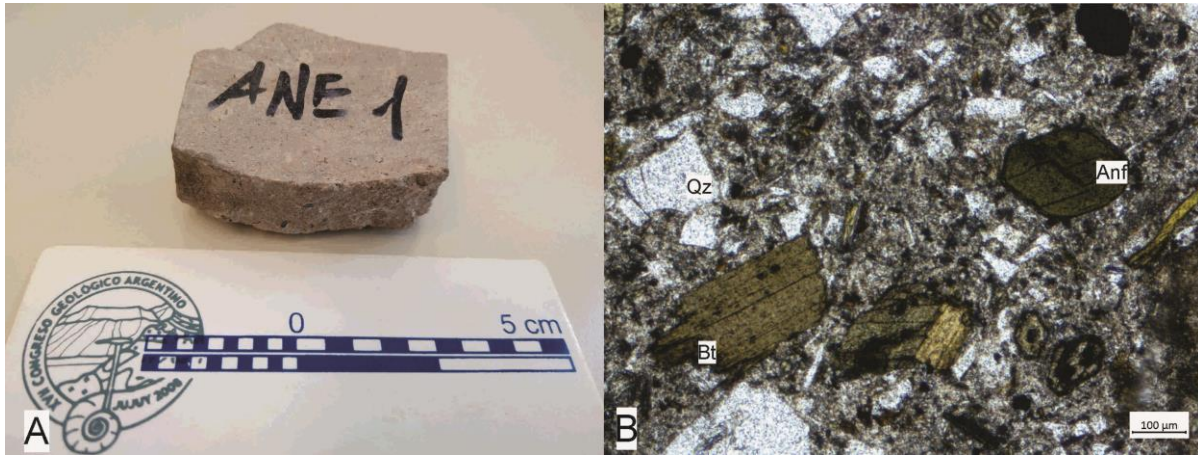


Fig. 1: Fotografías de la muestra ANE 1. A) Muestra de mano. B) Microfotografía del corte delgado, nicoles cruzados, donde se reconocen cristales de biotita (Bt), anfíbol (Anf) y cuarzo (Qz).

11.1.2 Muestra ANE 2

Punto GPS Lat -41.307829° Long -70.277296°

Roca de color gris, con tamaño de grano medio. Se reconocen a ojo desnudo cristales de plagioclasa de 3 mm de longitud, biotita de 2 mm, minerales máficos de 3 mm y cuarzo de 2 mm (Fig. 2 A). Roca de textura porfírica compuesta por fenocristales (70%) inmersos en una pasta de textura hialofítica (30%). Los fenocristales son de plagioclasa (25%), cuarzo (25%), biotita (20%), anfíbol (15%) y clinopiroxeno (15%). Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales y tienen maclas polisintéticas. Algunos cristales se encuentran cribados y otros están alterados a sericita (Fig. 2 B). Los fenocristales de anfíbol son euhedrales y tienen marcado pleocroísmo, de color castaño a anaranjado. Los fenocristales de biotita son subhedrales a euhedrales, con pleocroísmo de color castaño rojizo a castaño oscuro. Los fenocristales de cuarzo son anhedrales y algunos presentan coronas de reacción. Los fenocristales de clinopiroxeno son de color castaño anaranjado y están frescos. La pasta tiene textura hialofítica y está compuesta por microlitos de plagioclasa (90%) y minerales opacos (5%) inmersos en vidrio volcánico (5%), los microlitos no se tocan entre sí. El vidrio se encuentra alterando a arcillas. La roca se clasifica petrográficamente como **dacita** según el diagrama QAPF de la IUGS.

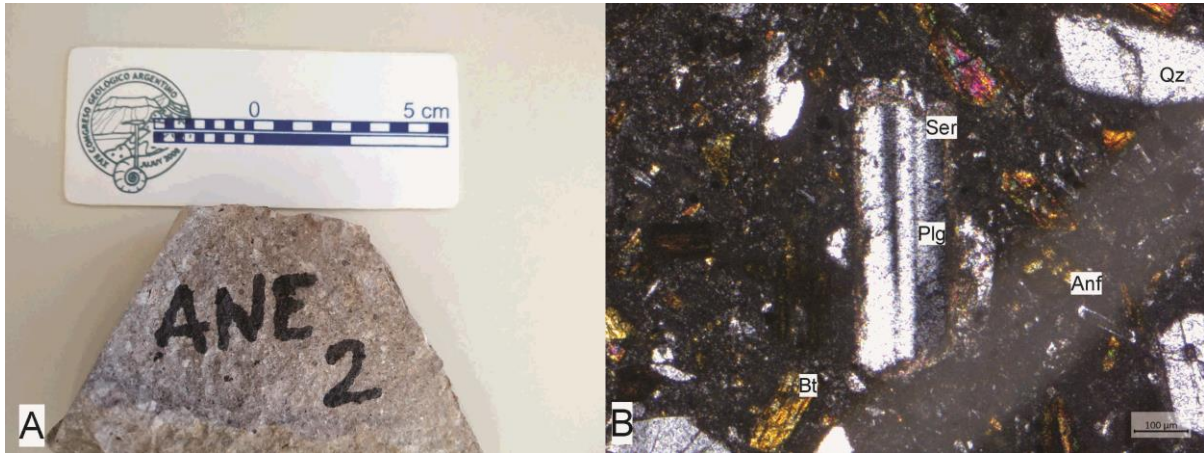


Fig. 2: Fotografías de la muestra ANE 2. A) Muestra de mano. B) Microfotografía del corte delgado, nicols cruzados, donde se reconocen cristales de plagioclasa (Plg), anfíbol (Anf), biotita (Bt) y cuarzo (Qz).

11.1.3 Muestra ANE 3

Punto GPS Lat -41.312999° Long -70.266386°

Roca de color gris claro, con tamaño de grano medio a grueso. Se reconocen cristales de minerales máficos de 3 mm de longitud, biotita de 1 a 4 mm y plagioclasas de 5 a 10 mm (Fig. 3 A). En corte delgado presenta textura porfírica y está compuesta por 70% de fenocristales inmersos en un 30% de pasta de textura hialoofítica. Los fenocristales son de plagioclasa (30%), anfíbol (30%), cuarzo (20%), biotita (15%) y clinopiroxeno (5%). Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales tienen zonalidad compleja, maclas polisintéticas, y los núcleos están más alterados que los bordes. Los fenocristales de anfíbol son subhedrales y tienen pleocroísmo de castaño amarillento claro a oscuro, y también tienen zonalidad en el color (Fig. 3 B). Se presentan frescos, y algunos cristales tienen borde de resorción. Presentan texturas poiquilíticas con frecuentes inclusiones de plagioclasa. Los fenocristales de biotita son subhedrales, tienen pleocroísmo de castaño amarillento a castaño oscuro. Presentan inclusiones de plagioclasa. Presentan borde de resorción. Se presentan frescos, pero en algunas ocasiones están completamente alteradas por minerales opacos de pequeño tamaño. Los fenocristales de clinopiroxeno son pequeños y se presentan frescos. Los fenocristales de cuarzo son anhedrales y algunos presentan engolfamientos. La pasta (30% de la roca) está formada por microlitos de plagioclasa (90%) y de minerales opacos (5%) inmersos en vidrio volcánico (5%). La roca se clasifica modalmente como **dacita** según el diagrama QAPF de la IUGS.

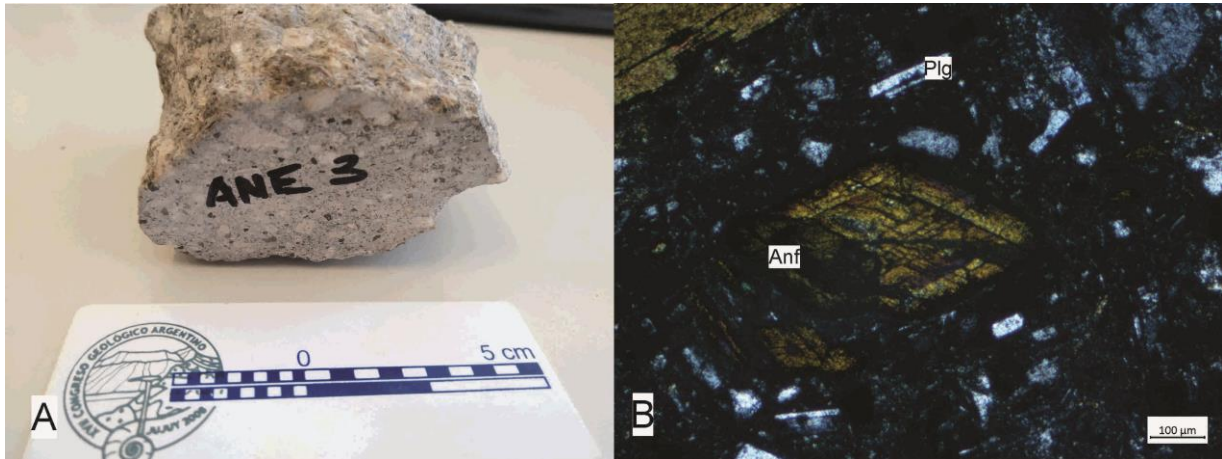


Fig. 3: Fotografías de la muestra ANE 3. A) Muestra de mano. B) Microfotografía del corte delgado, nicols cruzados, donde se reconocen cristales de plagioclasa (Plg) y anfíbol (Anf).

11.1.4 Muestra ANE 4

Punto GPS Lat -41.322692° Long -70.276985°

Roca de color gris con un tono rosáceo. Su tamaño de grano es fino a medio. Los fenocristales que se reconocen a ojo desnudo son de plagioclasas, que tienen de 3 a 5 mm de longitud y minerales maficos, que tienen de 2 a 3 mm de largo (Fig. 4 A). Al microscopio se observa textura porfírica compuesta por fenocristales (50%) inmersos en una pasta de textura hialoofítica (50%). Los fenocristales son de plagioclasa (35%), anfíbol (30%), biotita (20%), cuarzo (15%). En la pasta se observan microlitos de plagioclasa (30%), anfíbol (20%), minerales opacos (10%) y vidrio volcánico (40%). Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales y presentan maclas polisintéticas y zonalidad compleja. Los fenocristales de anfíbol son euhedrales y pleocroicos de rojo a amarillo claro. Presentan borde de resorción. A veces están corroídos y presentan núcleos alterados a óxidos de hierro. Los fenocristales de biotita son pleocroicos de castaño rojizo a castaño amarillento, euhedrales y presentan alteración parcial a óxidos de hierro.

Los fenocristales de cuarzo son escasos, anhedrales y presentan engolfamientos (Fig. 4 B). En la pasta los microlitos de plagioclasas y anfíbol están flotando en vidrio alterado a arcillas. Los microlitos de plagioclasa y anfíbol de la pasta son similares a los fenocristales de estos minerales, pero de menor tamaño. Los minerales opacos son euhedrales. La roca se clasifica modalmente como **dacita** según el diagrama QAPF de la IUGS

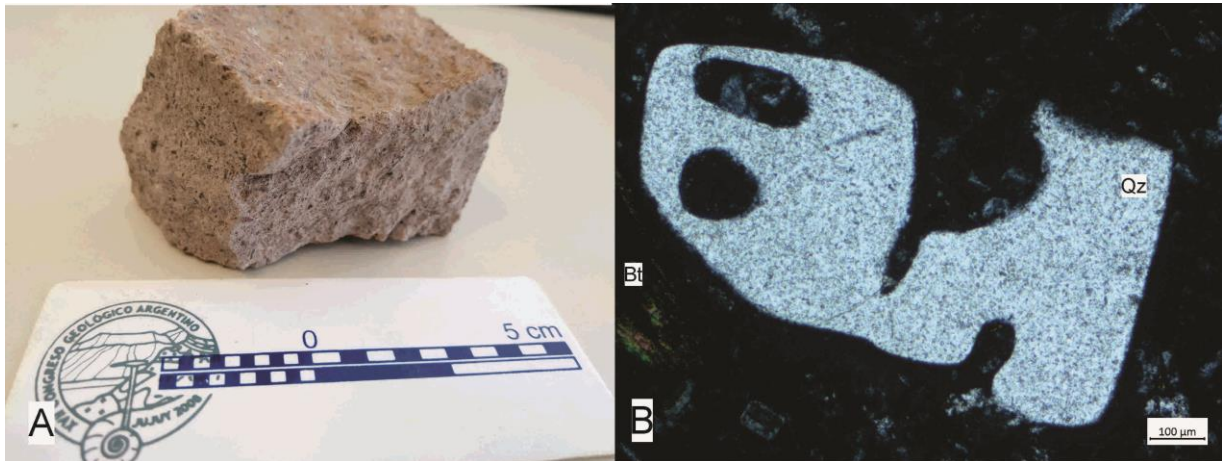


Fig. 4: Fotografías de la muestra ANE 4. A) Muestra de mano. B) Microfotografía del corte delgado, nicols cruzados, donde se reconocen cristales de cuarzo (Qz) y biotita (Bt).

11.1.5 Muestra ANE 9

Punto GPS Lat -41.321318° Long -70.274918°

Roca de color gris claro, de tamaño de grano grueso. Se reconocen cristales de plagioclasas, biotita y cuarzo. Los cristales de plagioclasas tienen entre 3 y 4 mm de longitud. Los cristales de biotita tienen aproximadamente 3 mm de longitud y los cristales de cuarzo miden aproximadamente 2 mm de longitud (Fig. 5A). En corte delgado, se observa textura porfírica, dada por la presencia de fenocristales (60%) inmersos en una pasta de textura hialofítica (40%). Los fenocristales son de anfíbol (25%), biotita (25%), plagioclasa (20%), cuarzo (10%), clinopiroxeno (10%) y minerales opacos (10%). Los fenocristales de anfíbol son euhedrales. Presentan pleocroísmo marcado de color verde a castaño. En algunos cristales se reconoce zonalidad y otros se encuentran corroídos (Fig. 5 B). Los fenocristales de biotita son subhedrales a euhedrales. Presentan pleocroísmo marcado de color castaño y algunos tienen inclusiones, aunque en su mayoría están frescos. Los fenocristales de plagioclasas son euhedrales, y presentan maclas polisintéticas. Algunos de ellos presentan zonalidad compleja. Los fenocristales de cuarzo son anhedrales. Los fenocristales de minerales opacos son subhedrales. Los fenocristales de piroxeno son subhedrales, y de tamaño pequeño. La pasta está compuesta por tablillas de plagioclasas (80%) y minerales opacos (10%) inmersos en vidrio volcánico (10%). La roca se clasifica modalmente como **dacita** según el diagrama QAPF de la IUGS.

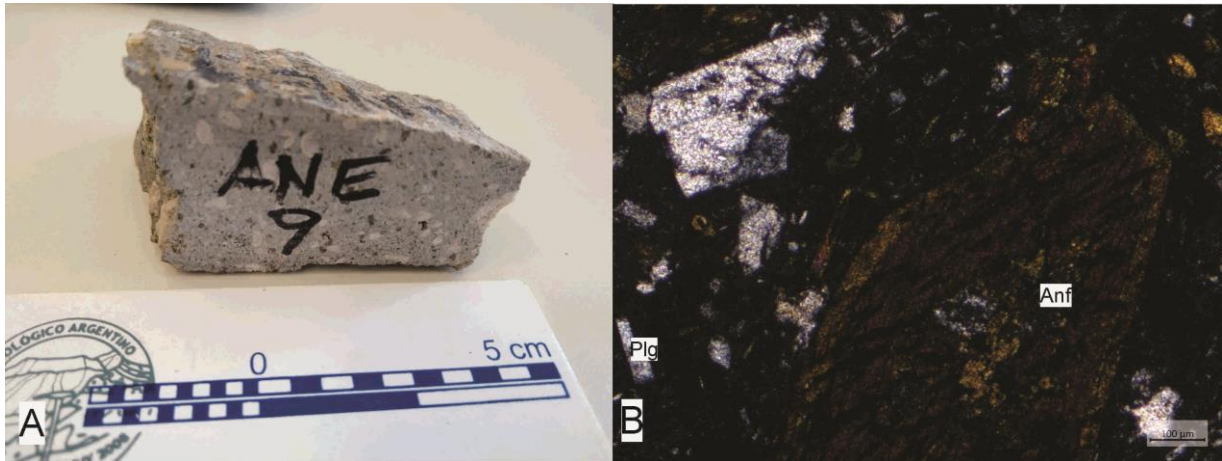


Fig. 5: Fotografías de la muestra ANE 9. A) Muestra de mano. B) Microfotografía del corte delgado, nicols cruzados, donde se reconocen cristales de cuarzo plagioclasa (Plg) y anfíbol (Anf).

11.1.6 Muestra ANE 10

Punto GPS Lat -41.321318° Long -70.274918°

Roca de color gris claro, tamaño de grano de mediano a grueso. Se identifican a ojo desnudo, fenocristales de plagioclasas de hasta 8 mm de longitud. También se reconocen fenocristales de biotita de 4 a 5 mm y anfíboles de 5 mm de largo, aproximadamente (Fig. 6 A). En corte delgado también presenta textura porfírica en la que se observan fenocristales (70%) y pasta (30%). La pasta tiene textura pilotáxica a afieltrada, transicional a hialoofítica. Los fenocristales son de plagioclasa (50%), anfíbol (30%), biotita (15%) y minerales opacos (5%) (Fig. 6 B). Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales, con maclas polisintéticas, y con frecuencia se agrupan en glomérulos. Se observa zonalidad compleja, y muchos cristales se presentan cribados. Se encuentran mayormente frescos. Los fenocristales de anfíbol son euhedrales, y pleocroicos de castaño verdoso a amarillento. Presentan borde de resorción. Algunos cristales están corroídos, con inclusiones de la matriz. Presentan zonalidad en el color, visible ópticamente. En algunos cristales de anfíbol se observaron núcleos de clinopiroxeno relíctico. Los fenocristales de biotita son de color castaño rojizo a castaño más claro. Con borde de resorción, a veces intenso, pero el mineral se encuentra mayormente fresco. En la pasta se observan microlitos de plagioclasa (60%), anfíbol (10%) y minerales opacos (10%) inmersos en vidrio volcánico (20%). Las plagioclasas a veces se orientan paralelas a la dirección del flujo, confiriendo una textura en apariencia traquítica, pero a veces también se orientan al azar, por eso la textura es transicional a afieltrada. Las tablillas de plagioclasa tienden a no estar en contacto entre sí, por eso también se describió a la pasta como hialoofítica.

Las plagioclasas de la pasta tienen maclas polisintéticas y zonalidad, son euhedrales. Los anfíboles de la pasta son euhedrales y del mismo color que los anfíboles que forman parte de la fracción de fenocristales, pero de menor tamaño. Los minerales opacos son euhedrales. Los minerales de la pasta se encuentran frescos. El vidrio está levemente desvitrificado a arcillas.

La roca se clasifica como **andesita** según el diagrama QAPF de la IUGS.

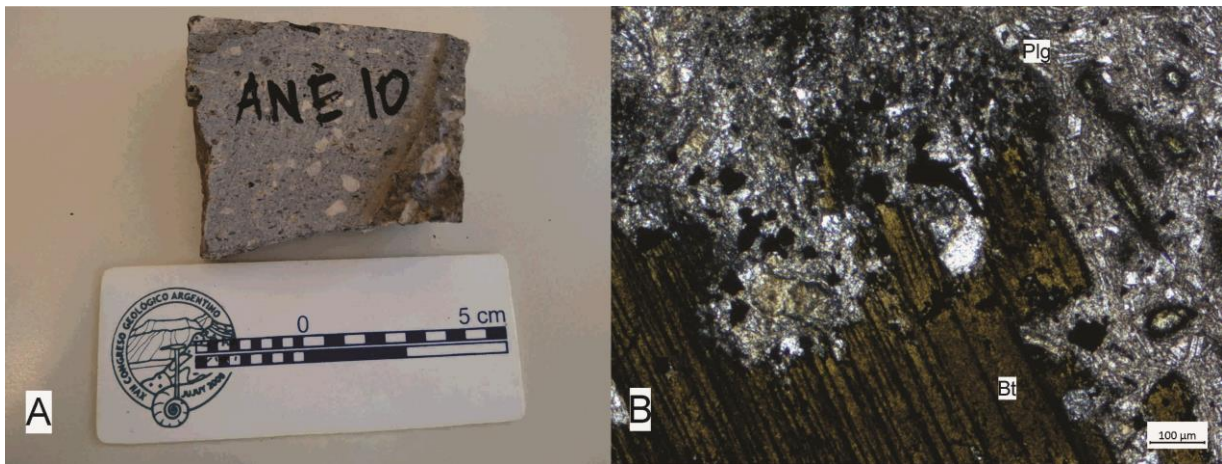


Fig. 6: Fotografías de la muestra ANE 10. A) Muestra de mano. B) Microfotografía del corte delgado, nicoles cruzados, donde se reconocen cristales de biotita y minerales opacos.

11.1.7 Muestra ANE 11

Punto GPS Lat -41.299079° Long -70.253428°

Roca de color gris muy claro, y tamaño de grano medio a grueso. Presenta abundantes vesículas. Se reconocen fenocristales de plagioclasas (de 4 a 6 mm de longitud) y minerales máficos de 2 mm de longitud (Fig.7 A). Al microscopio presenta textura porfírica a glomeroporfírica compuesta por fenocristales (40%) inmersos en una pasta (60%) de textura hialopilítica, en la que se observan cristales de plagioclasas flotando en vidrio. Los fenocristales son de plagioclasas (50%), biotita (20%), anfíbol (20%), minerales opacos (10%). Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales, tienen maclas polisintéticas y zonalidad. Algunos cristales se presentan cribados. Los fenocristales de anfíbol son euhedrales y pleocroicos de castaño amarillento a castaño verdoso. Los fenocristales de biotita son euhedrales y tienen pleocroísmo de castaño claro a castaño oscuro (Fig. 7 B). Tanto anfíbol como biotita tienen borde de resorción. Los fenocristales de minerales opacos son euhedrales a subhedrales. En la pasta se observa cuarzo de origen secundario y textura en mosaico, así como abundante material de

alteración de color castaño anaranjado, al igual que en los bordes de los minerales máficos. La roca se clasifica como **andesita** según el diagrama QAPF de la IUGS.

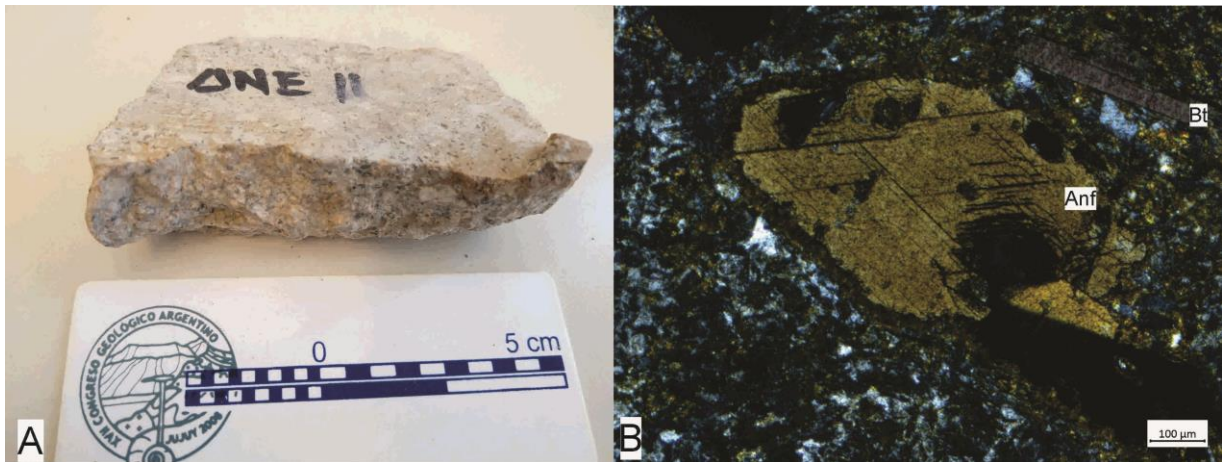


Fig. 7: Fotografías de la muestra ANE 11. A) Muestra de mano. B) Microfotografía del corte delgado, nicols cruzados, donde se reconocen cristales de anfíbol (Anf) y biotita (Bt).

11.1.8 Muestra LP 7

Punto GPS lat -41.351483° long -70.281248°

Roca de color violácea, de tamaño de grano medio, con fenocristales visibles de plagioclasas (Fig. 8 A).

En corte delgado, se observa textura porfírica a glomeroporfírica compuesta por fenocristales (30%) inmersos en una pasta (70%) de textura hialoofítica que en sectores es transicional a pilotáxica y afieltrada. Los fenocristales son de plagioclasa (65%), anfíbol (30%) y minerales opacos (5%). La pasta está compuesta por microlitos de plagioclasa de menor tamaño (30%), minerales opacos (20%) y vidrio (50%). Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales y pueden estar agrupados en glomérulos. Presentan zonalidad compleja y maclas polisintéticas. Se presentan frescos. Los fenocristales de anfíbol son euhedrales y pleocroicos de castaño anaranjado a castaño rojizo oscuro. Presentan un borde de resorción muy marcado (Fig. 8 B), por lo que se infiere que podría tratarse de oxihornblenda. Los microlitos de plagioclasa de la pasta en sectores están orientados fluidalmente, y en otros sectores están orientados al azar. Se presentan euhedrales, con zonalidad leve y maclas polisintéticas, y en buen estado de conservación. Los minerales opacos son euhedrales a subhedrales. El vidrio se presenta fresco a parcialmente alterado a arcillas. La roca se clasifica como **andesita** según el diagrama QAPF de la IUGS.

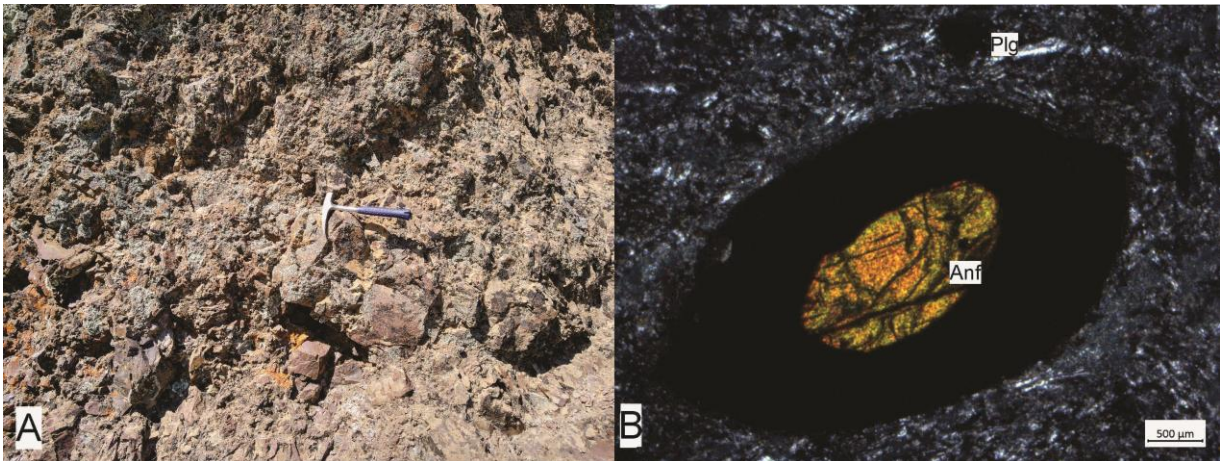


Fig. 8: Fotografías de la muestra LP 7. A) Fotografía del afloramiento. B) Microfotografía del corte delgado, nicoles cruzados, donde se reconocen cristales de anfíbol (Anf) y plagioclasa (Plg).

11.1.9 Muestra LP 11

Punto GPS lat -41.319208° long -70.183376°

Roca de color gris claro y tamaño de grano grueso. Se observan fenocristales de plagioclasa, anfíboles y biotita (Fig. 9 A). En el corte delgado presenta textura porfírica a glomeroporfírica compuesta por fenocristales (50%) y pasta (50%) de textura intersertal transicional a hialoofítica. La fracción de fenocristales de la roca está representada por plagioclasa (50%), anfíbol (30%), biotita (10%) y clinopiroxeno (10%). Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales y presentan zonalidad compleja, maclas polisintéticas y por lo general están frescos. Los fenocristales de anfíbol son euhedrales, pleocroicos de castaño verdoso a castaño rojizo y presentan bordes de resorción, a veces muy marcados (Fig. 9 B). Los anfíboles están frecuentemente corroídos y también alterados a cloritas. También pueden presentar núcleos muy alterados de otro mineral que ya no se reconoce. Los fenocristales de clinopiroxeno presentan una leve tonalidad rosada y son euhedrales, se presentan frescos. Los fenocristales de biotita son euhedrales y pleocroicos de castaño rojizo a castaño más claro. Se presentan parcialmente alteradas a clorita. La pasta está compuesta de vidrio volcánico (50%), microlitos de plagioclasa (25%), anfíbol (15%) y minerales opacos (10%). El vidrio está parcialmente desvitrificado a arcillas. La roca se clasifica modalmente como **andesita** según el diagrama QAPF de la IUGS.

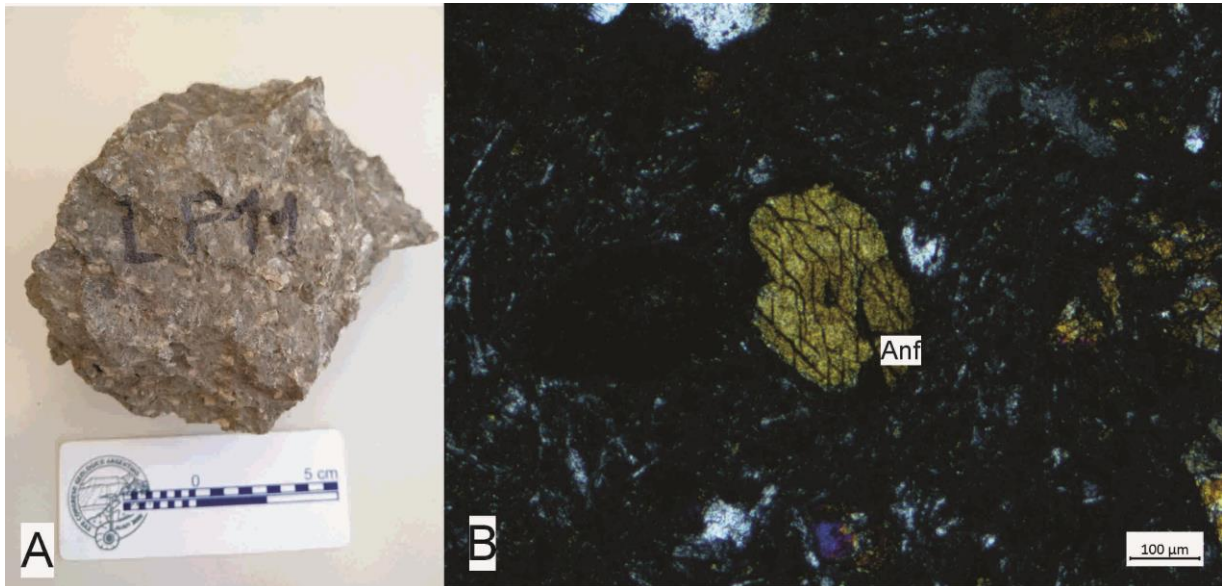


Fig. 9: Fotografías de la muestra LP 11. A) Fotografía del afloramiento. B) Microfotografía del corte delgado, nicoles cruzados, donde se reconocen cristales de anfíbol (Anf).

11.1.10 Muestra LP 4

Punto GPS lat -41°20'40" long-70°17'31"

Roca de color gris castaño y tamaño de grano grueso. Se reconocen fenocristales de biotita y plagioclasas (Fig. 10 A). En corte delgado se observa textura porfírica compuesta por fenocristales (40%) de plagioclasa (30%), anfíbol (20%), biotita (10%) y minerales opacos (5%). Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales, presentan zonalidad compleja y maclas polisintéticas (Fig. 10 B). Los fenocristales de anfíbol son pleocroicos de castaño a amarillo, euhedrales y presentan un leve borde de resorción. Los fenocristales de biotita son subhedrales, pleocroicos de castaño claro a castaño oscuro. Los fenocristales de los minerales opacos son subhedrales y de tamaño pequeño.

La pasta tiene textura hialoofítica, compuesta por vidrio volcánico (50%), microlitos de plagioclasa (25%), minerales opacos (15%) y anfíbol (10%). La roca se clasifica como **andesita** según el diagrama QAPF de la IUGS.

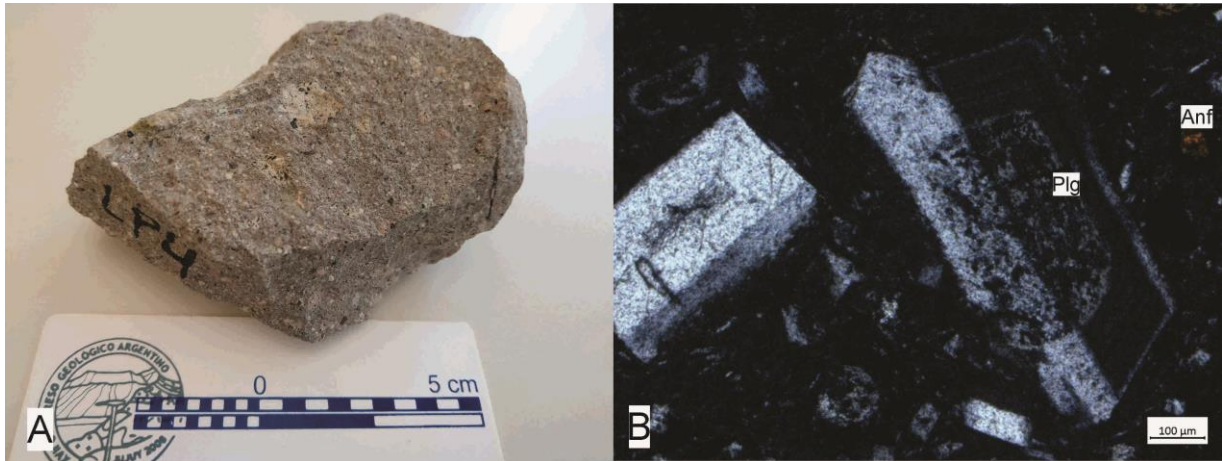


Fig. 10: Fotografías de la muestra LP 4. A) Muestra de mano. B) Microfotografía del corte delgado, nicols cruzados, donde se reconocen cristales de anfíbol (Anf) y plagioclasa (Plg).

11.1.11 Muestra ANE 5

Punto GPS Lat -41.344734° Long -70.292015°

Roca de color gris y tamaño de grano fino. Se reconocen fenocristales de plagioclasa de uno a dos mm de longitud, y de minerales máficos de un milímetro de longitud (Fig. 11 A). En corte delgado, presenta textura porfírica a glomeroporfírica con un 20% de fenocristales inmersos en una pasta (80%) de textura pilotáxica a afieltrada transicional a intergranular (Fig. 11 B). Los fenocristales son de plagioclasa (60%), anfíbol (20%), de un mineral alterado a iddingsita (15%) que podría tratarse de olivina, debido a su falta de clivaje y tipo de alteración, y minerales opacos (5%). Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales y presentan maclas polisintéticas y zonalidad. A veces se presentan cribados. La pasta está compuesta en su mayor parte por tablillas de plagioclasa orientadas subparalelamente y también al azar (75%). En sus intersticios se acomodan minerales opacos (10%), clinopiroxeno (10%) y vidrio volcánico intersticial (5%). La roca se clasifica como **andesita** según el diagrama QAPF de la IUGS.

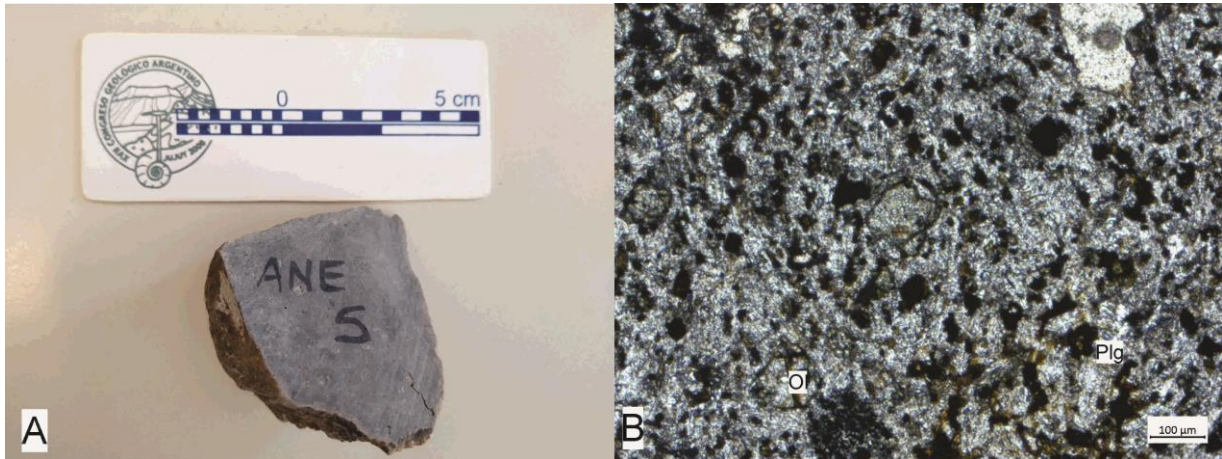


Fig. 11: Fotografías de la muestra ANE 5. A) Muestra de mano. B) Microfotografía del corte delgado, nicoles cruzados, donde se reconocen cristales de plagioclasa (Plg) y minerales opacos (Op).

11.1.12 Muestra ANE 6

Punto GPS Lat -41.343336° Long -70.294754°

Roca de color gris oscuro y tamaño de grano fino. Se reconocen a ojo desnudo fenocristales de plagioclasa de tamaño de 1 a 2 mm, piroxeno de 2 mm, olivina de 1 a 2 mm de largo y vesículas de 1 mm aproximadamente (Fig 12. A). En corte delgado, presenta textura porfírica, con fenocristales (20%) inmersos en una pasta (80%) de textura pilotáxica a afieltrada transicional a intergranular.

Los fenocristales son de plagioclasa (55%), olivina (20%), clinopiroxeno (15 %), y minerales opacos (10%). Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales, presentan maclas polisintéticas y algunos están cribados (Fig 12 B). Los fenocristales de olivina son anhedrales a subhedrales, y los fenocristales de clinopiroxeno son subhedrales. En la pasta se observan dominios con vidrio volcánico más oscuro y dominios con vidrio de color más claro. Estos diferentes dominios pueden indicar que hubo mezcla de magmas de diferente composición (proceso de mingling en rocas volcánicas, mezcla inhomogénea). La pasta está compuesta por plagioclasas (70%), minerales opacos (15%) y vidrio volcánico fresco (15%). La roca se clasifica modalmente como **basalto** según el diagrama QAPF de la IUGS.

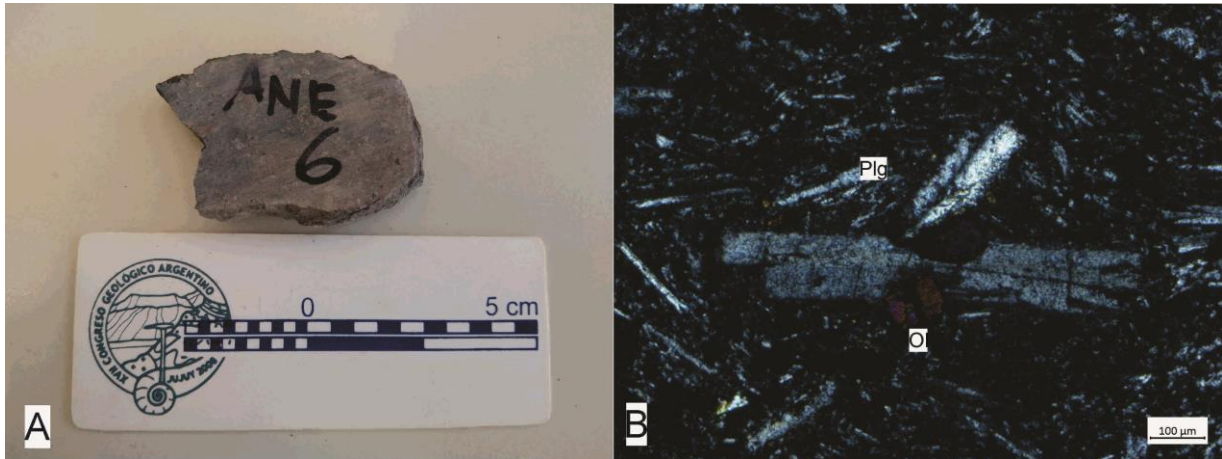


Fig. 12: Fotografías de la muestra ANE 6. A) Muestra de mano. B) Microfotografía del corte delgado, nicols cruzados, donde se reconocen cristales de plagioclasa (Plg) y olivina (Ol).

11.1.13 Muestra ANE 7

Punto GPS Lat -41.343336° Long -70.294754°

Roca de color gris oscuro y tamaño de grano fino a medio. Se reconocen a ojo desnudo fenocristales de plagioclasa de 4 mm de largo, olivina de 2 mm y piroxeno de 3 a 4 mm de longitud (Fig. 13 A). En corte delgado, presenta textura porfirica a glomeroporfirica compuesta por fenocristales (25%) inmersos en una pasta (75%) de textura intergranular. Los fenocristales son de plagioclasa (50%), clinopiroxeno (20%), olivina (15%) y minerales opacos (15%). Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales y presentan maclas polisintéticas. Tienen zonalidad compleja, y algunos están cribados. Los fenocristales de clinopiroxeno presentan clivaje en las secciones basales (Fig. 13 B). Los fenocristales de olivina son subhedrales e incoloros. La pasta está compuesta en su mayor parte por tablillas de plagioclasa orientadas subparalelamente y en sectores al azar (70%), presentando textura pilotáxica a afieltrada. En sus intersticios se acomodan minerales opacos (10%), clinopiroxeno (10%) y vidrio volcánico intersticial fresco (10%). En la pasta se observan dominios con vidrio volcánico más oscuro y dominios con vidrio de color más claro, que pueden indicar mezcla inhomogénea de magmas de diferente composición por procesos de “mingling”. La roca se clasifica modalmente como **basalto** según el diagrama QAPF de la IUGS.

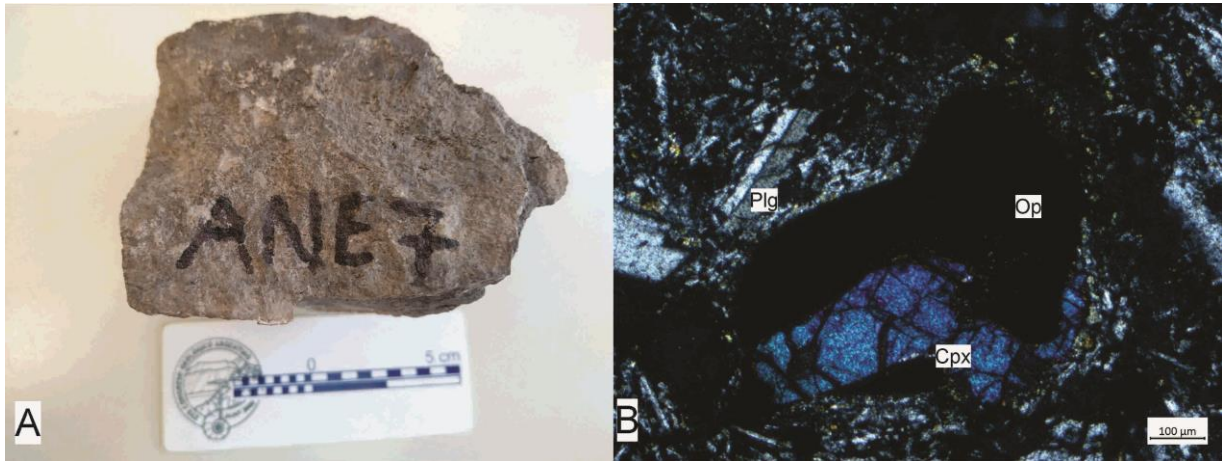


Fig. 13: Fotografías de la muestra ANE 7. A) Muestra de mano. B) Microfotografía del corte delgado, nicols cruzados, donde se reconocen cristales de plagioclasa (Plg), clinopiroxeno (cpx) y minerales opacos (Op).

11.1.14 Muestra ANE 8

Punto GPS Lat -41.343336° Long -70.294754°

Roca de color gris de tamaño de grano fino a medio. Se reconocen fenocristales de plagioclasa de 2 mm, y minerales máficos de 2 a 3 mm de longitud (Fig. 14 A). Al microscopio presenta textura porfírica y está compuesta por fenocristales (30%) inmersos en una pasta (70%) de textura intersertal (Fig. 14 B)

Los fenocristales son de plagioclasa euhedral (80%), con maclas polisintéticas y zonalidad compleja, de un mineral máfico, posiblemente anfíbol (15%) que se encuentra mayormente reemplazado por minerales opacos, y minerales opacos (5%). La pasta tiene textura intergranular a intersertal y está compuesta por tablillas de plagioclasa (80%) que en sectores están orientadas fluidalmente, y en cuyos intersticios se observa clinopiroxeno (10%), minerales opacos (5%) y vidrio volcánico (5%). Los minerales de la pasta son euhedrales. El clinopiroxeno tiene una leve tonalidad castaña. La roca se clasifica modalmente como **andesita** según el diagrama QAPF de la IUGS.

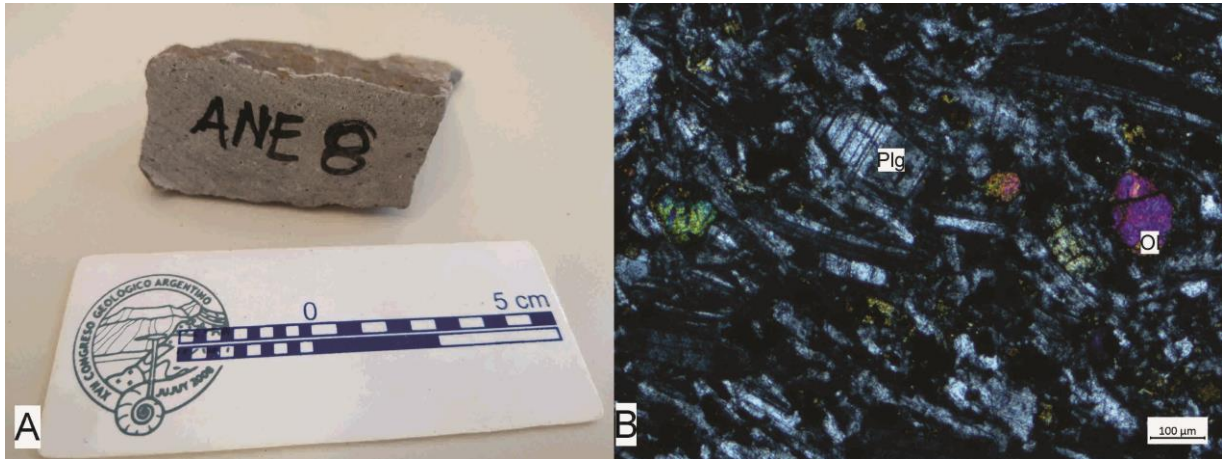


Fig. 14: Fotografías de la muestra ANE 8. A) Muestra de mano. B) Microfotografía del corte delgado, nicoles cruzados, donde se reconocen cristales de plagioclasa (Plg) y olivina (Ol).

11.2 Rocas piroclásticas

11.2.1 LP 10

Punto GPS Lat -41°21'43" Long -70°16'45"

Roca piroclástica de color violácea, matriz fina y clastos de 2 centímetros de longitud (Fig. 15 A). En corte delgado, se reconocen litoclastos (45 %), vitroclastos (35%) y cristaloclastos (20%). Los litoclastos son color castaño y tienen de 25 mm a 2 mm. Los litoclastos tienen composición andesítica, ya que están compuestos por pastas de rocas volcánicas básicas bastante oxidadas.

En la matriz se distinguen también vitroclastos y en sectores se observa desvitrificación a arcillas. La matriz tiene plagioclasas de un tamaño menor que los litoclastos. También se observan cristaloclastos de plagioclasas que posiblemente sean xenocristales. Tienen zonalidad compleja, los núcleos están más alterados que los bordes. Los cristaloclastos de plagioclasas tienen aproximadamente 5 mm, con anfíboles que tienen un fuerte borde de resorción (y pleocroísmo muy marcado). Por último, se observan fragmentos de pómez y se infiere que la roca está poco soldada porque los fragmentos pumíceos tienen formas globosas y las trizas están poco deformadas (Fig. 15 B). Se clasifica como toba lítica según el diagrama ternario VCL para la clasificación de las rocas piroclásticas, sobre la base de la composición de sus fragmentos.

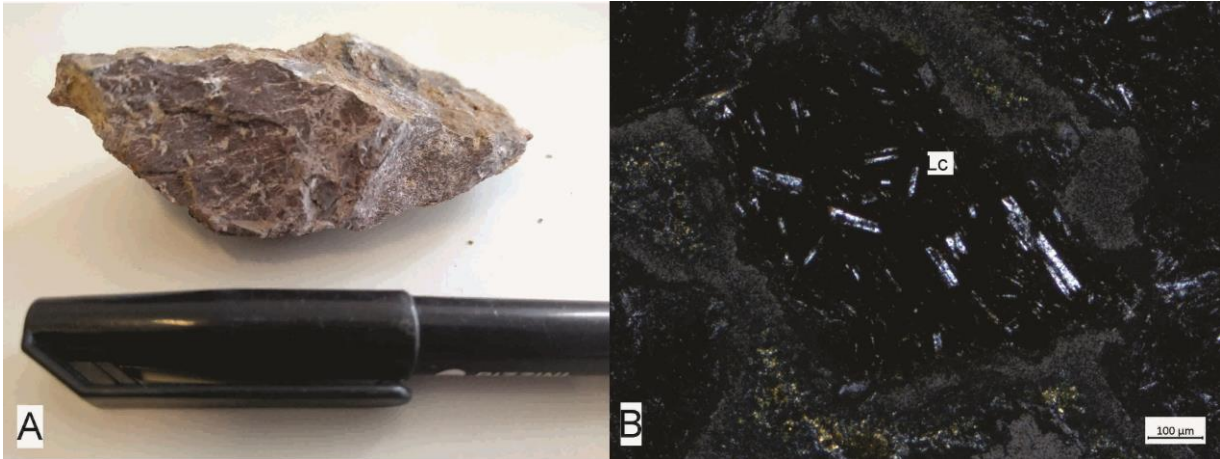


Fig. 15: Fotografías de la muestra LP 10. A) Muestra de mano. B) Microfotografía del corte delgado, nicols cruzados donde se reconocen litoclastos de composición andesítica a (Lc).

11.2.1 LP 16

Punto GPS Lat -41.385° Long -70.270°

Roca piroclástica de color castaño amarillento, con clastos muy angulosos, de variada composición (Fig. 16 A). En el corte delgado se reconocen litoclastos (40%), cristaloclastos (30%) y vitroclastos (30%). La textura es eutaxítica. Los litoclastos son de 20 mm hasta 1 mm de longitud. Los cristaloclastos son de cuarzo, biotita, plagioclasas, feldespatos alcalinos y minerales opacos (Fig. 16 B). El cuarzo tiene forma triangular. En general, se observa un arreglo caótico. Los litoclastos observados corresponden a volcanitas. Según las clasificaciones de Schmid (1981), desde el punto de vista granulométrico la roca varía entre una lapillita y aglomerado/brecha piroclástica. Se clasifica como toba lítica según el diagrama ternario VCL para la clasificación de las rocas piroclásticas, sobre la base de la composición de sus fragmentos.

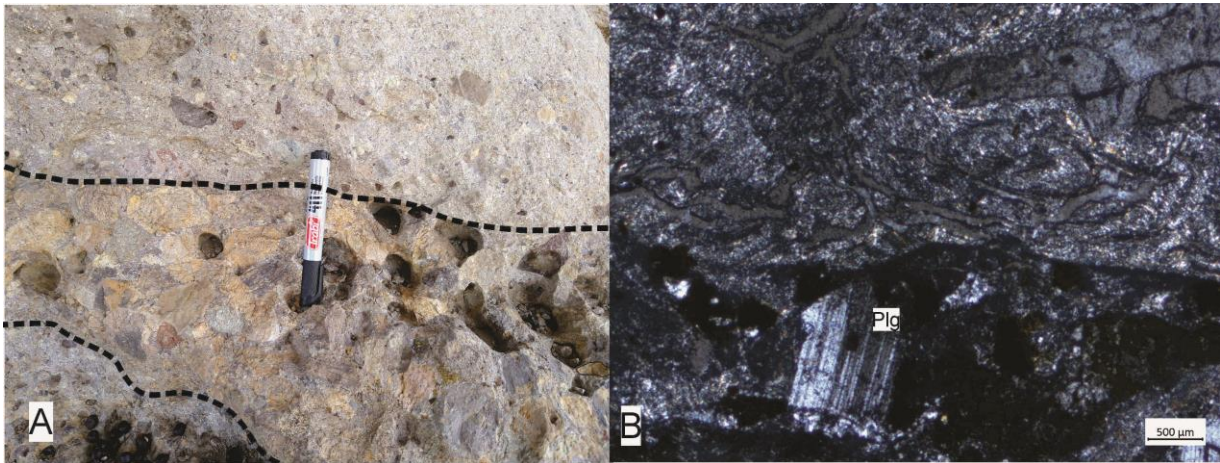


Fig. 16: Fotografías de la muestra LP 16. A) Fotografía del afloramiento. B) Microfotografía del corte delgado, nicols cruzados, donde se reconocen cristales de plagioclasa (Plg) y vitroclastos (Vc)

11.2.3 LP 18

Punto GPS Lat -41°22'46" Long -70°16'10"

Roca de color gris oscuro y fiammes muy alargadas (Fig. 17 A). En el afloramiento se ven oquedades de erosión de 10 cm hasta 1 metro, con fragmentos errantes. En corte delgado se observan cristaloclastos (40%) litoclastos (35%) y vitroclastos (25%). Presenta textura eutaxítica. Los cristaloclastos son de plagioclasa, minerales opacos y biotita (alterada y/o corroída) (Fig. 17 B). La matriz está compuesta por fiammes elongados, muy compactados, y por trizas también muy deformadas. Los litoclastos observados corresponden a volcanitas con textura felsítica. Se clasifica como toba cristalina según el diagrama ternario VCL para la clasificación de las rocas piroclásticas, sobre la base de la composición de sus fragmentos.

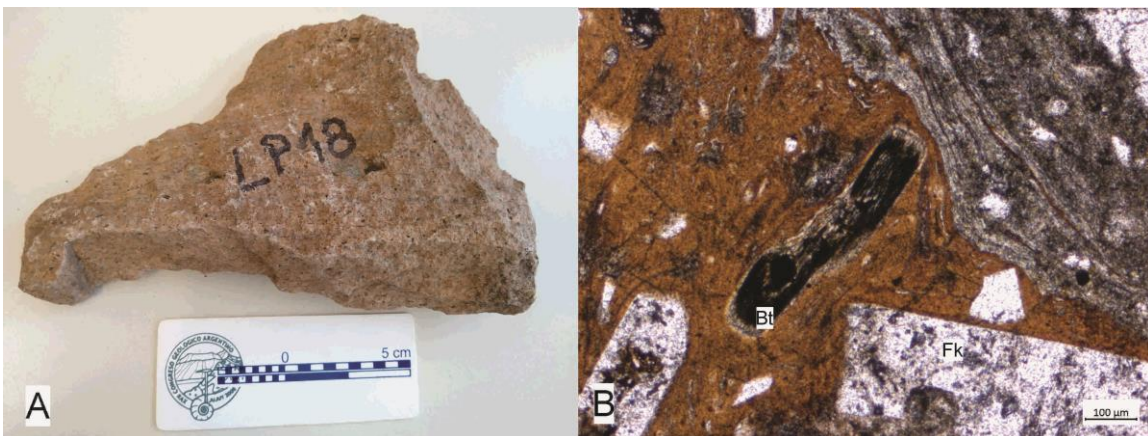


Fig. 17: Fotografías de la muestra LP 18. A) Muestra de mano. B) Microfotografía del corte delgado, nicols paralelos, donde se reconoce textura eutaxítica, cristales de biotita (Bt) y cristales de feldespato potásico (Fk).