



FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

Tesina presentada para obtener el título de grado académico de
LICENCIADA EN GEOLOGÍA

**“Petrografía y Geoquímica de la colada Agua del Mercado, sur
de Mendoza”**

ACEBO, Mariana Belén

SANTA ROSA (LA PAMPA)

ARGENTINA

2022

PREFACIO

Esta tesina es presentada como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Licenciada en Geología de la Universidad Nacional de La Pampa y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad ni en otra Institución Académica. Se llevó a cabo en el Pabellón de Geología, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, durante el período comprendido entre el 25 de julio de 2021 y el 23 de marzo de 2022 bajo la dirección de Gustavo Walter Bertotto.

.....

(Firma de la Tesinista)
(Fecha)

AGRADECIMIENTOS

- A la Universidad Nacional de La Pampa y Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, por brindarme educación pública y gratuita.
- A mi director Walter Bertotto por haberme aceptado como tesinista, brindando su tiempo, consejos y dedicación permanente en este último trayecto de la carrera.
- A los Dres. Mauro Bernardi y Viviana Martínez, por las correcciones y sugerencias.
- Al “Earthquake Research Institute” de la Universidad de Tokio, especialmente a Tiago Jalowitzki y a Yuji Orihashi por la realización de los análisis químicos.
- A todos los profesores del pabellón de geología por formarme como profesional.
- A mis padres Julia y Mario por apoyarme y acompañarme en todo momento.
- A mi hermanos Marcos, Jesús, Fernanda y Germán por incentivarme y apoyarme.
- A Juani por su ayuda y compañerismo permanente.
- A mi familia, compañeros y amigos que en cada momento de la carrera me dieron su apoyo y me ayudaron a superar cada obstáculo.

.....

(Firma de la Tesinista)
(Fecha)

RESUMEN

El centro eruptivo Agua del Mercado se localiza en la provincia de Mendoza, al sur del departamento Malargüe, aproximadamente 19 km al norte del Río Colorado, al pie del faldeo sureste del Complejo ígneo Chachahuén. Representa una de las manifestaciones cenozoicas del volcanismo de retroarco de Payenia. La colada generada por este centro eruptivo tiene una longitud mínima de 19,6 km y un volumen mínimo de 0,037 km³. El desplazamiento (hacia el sudoeste y sudeste) y la morfología final de la colada estuvieron condicionados por la pendiente del terreno y por afloramientos previos.

Petrográficamente las muestras estudiadas presentan estructura vesicular y la textura predominante es porfírica con pasta intergranular y pilotáxica. La asociación de fenocristales dominante es olivino-plagioclasa, los olivinos presentan *parting* y alteración, mientras que las plagioclasas se encuentran zonadas. La pasta está compuesta por plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, minerales opacos y vidrio.

Geoquímicamente la muestra analizada clasifica como hawaita dentro de la serie alcalina sódica. El patrón de elementos traza extendido revela mayores concentraciones de los elementos más incompatibles (Rb a Ce) mientras que los menos incompatibles (Nd a Lu) denotan empobrecimiento. Estos datos ubican a la colada dentro del ámbito de variación de los basaltos pleistocénicos aledaños y de los basaltos transicionales del retroarco de Patagonia.

ABSTRACT

The Agua del Mercado eruptive center is located, at southern Malargüe department in Mendoza province, 19 km northern of Colorado River, at the end of the southeastern slope of the Chachahuén Igneous Complex. It represents one of the Cenozoic manifestations of the Payenian back-arc volcanism. The lava flow generated by this eruptive center has a minimum length of 19.6 km and a minimum volume of 0.037 km³. The displacement (towards the southwest and southeast) and the final morphology of the lava flow were conditioned by the topographic slope of the ground surface and by previous outcrops.

The studied samples present vesicular structure and the predominant texture is porphyritic with intergranular and pilotaxitic paste. The dominant phenocryst association is olivine-plagioclase. The olivines present parting and alteration, while the plagioclases are zoned. The paste is composed of plagioclase, olivine, clinopyroxene, opaque minerals, and volcanic glass.

Geochemically, the analyzed sample classifies as hawaiite within the sodium alkaline series. The extended trace element pattern reveals higher concentrations of the more incompatible elements (Rb to Ce) while the less incompatible ones (Nd to Lu) denote depletion. These data place the lava flow within the range of variation of the surrounding Pleistocene basalts and the transitional basalts of the Patagonian back-arc.

Índice

<i>CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN</i>	1
1.1 Introducción	1
1.2 Hipótesis.....	2
1.3 Objetivos	2
1.4 Ubicación geográfica del área de estudio.....	2
<i>CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO</i>	4
2.1 Antecedentes	4
2.2 Evolución tectónica.....	7
2.3 Geología local	11
<i>CAPÍTULO 3: MATERIALES Y MÉTODOS</i>	14
<i>CAPÍTULO 4: RESULTADOS</i>	15
4.1 Geomorfología de la colada	15
4.1.1 Tramo 1A.....	16
4.1.2 Tramo 1B.....	17
4.1.3 Tramo 2.....	18
4.1.4 Tramo 3.....	19
4.1.5 Interpretación.....	20
4.2 Descripción petrográfica	21
4.3 Geoquímica	25
4.3.1 Elementos mayores.....	25
4.3.2 Elementos Traza.....	28
<i>CAPÍTULO 5: DISCUSIÓN</i>	30
<i>CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES</i>	33
<i>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</i>	34

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción

El gran volumen de rocas extrusivas que se encuentran en la superficie de nuestro planeta revela que gran parte de los materiales fundidos formados debajo de la litosfera han ascendido varias decenas de kilómetros. Para ello es necesario disponer de un presupuesto de energía suficiente para transportar el magma a la superficie y superar la gravedad y las fuerzas de fricción. La energía puede originarse por nuevas inyecciones de magma, por descompresión, por sobresaturación de la fase volátil y por la combinación de estos procesos, los cuales condicionan los diferentes estilos eruptivos y modelan la morfología de los volcanes. Los estilos eruptivos describen las diferentes maneras con las que el magma se extruye. La variedad de los estilos eruptivos es muy amplia y se debe a las innumerables combinaciones que se registran en la fragmentación del magma y en su grado de explosividad. Los extremos van desde magmas que no se fragmentan al salir a la superficie como es el caso de las lavas, hasta magmas cuya fragmentación es altamente explosiva, con una proporción de gas/partículas sólidas muy alta, como es el caso de las erupciones puramente piroclásticas. Los estilos eruptivos se pueden agrupar en: hawaiano, estromboliano, vulcaniano, pliniano, surtseyano y freatomagmático (Llambías 2008).

El estilo de erupción hawaiano se caracteriza por la erupción casi exclusiva de lava. La fragmentación del magma es mínima o no existe, son tranquilas, muy poco o nada explosivas y están constituidas por lavas muy fluidas de composición basáltica, la forma típica de los volcanes asociados a este tipo de erupción es en escudo, caracterizado por la baja altura y gran extensión lateral, el ángulo de reposo con que se depositan las lavas es bajo de apenas unos pocos grados (Llambías 2008).

De acuerdo con la morfología y estructura interna, las coladas de composición basáltica en general se dividen en dos grupos: coladas *aa* y coladas *pahoehoe*. Las primeras avanzan por un canal principal con albardones a ambos lados. En sus fases distales pueden abrirse en forma de abanico si la topografía lo permite. Los canales son los lugares por donde la lava fluye con mayor velocidad. Por otro lado, las lavas *pahoehoe* tienen una morfología diferente a la de las *aa* y se caracterizan por sus superficies suaves. Su efusión se produce en pulsos sucesivos, con una periodicidad inferior a la del tiempo que tardaría cada uno de ellos en congelarse. Por esta razón y en relieves de escasa pendiente, la lava se acumula progresivamente en las cercanías del conducto hasta que el apilamiento adquiere un cierto volumen que desencadena el desplazamiento lateral y comienza a fluir como colada. El

avance se produce en forma de numerosos pulsos que se desplazan al mismo tiempo y fluyen por debajo de una costra rígida congelada, que evita el enfriamiento del sector central. El factor determinante para que se forme un tipo de lava u otro, es el caudal con que se extruye la lava. Caudales de hasta 10 m³/s producen coladas de tipo *pahoehoe*, mientras que con caudales mayores las lavas son del tipo *aa*. Esto se debe a que caudales elevados promueven altas velocidades favoreciendo el desplazamiento por canales (Llambías 2008).

Payenia comprende la provincia volcánica neógeno-cuaternaria de mayor extensión en Sudamérica y la de mayor concentración de conos basálticos monogenéticos (más de 800) (e.g. Inbar y Risso 2001, Bertotto et al. 2006, Risso et al. 2008, Mazzarini et al. 2008, Folguera et al. 2009). En menor medida aparecen grandes volcanes poligenéticos compuestos por rocas diferenciadas, alimentados por cámaras magmáticas superficiales y algunos edificios volcánicos de origen hidromagmático. Las rocas que constituyen esta provincia geológica son de composición principalmente basáltica a andesítica con tendencias geoquímicas similares a los basaltos de intraplaca y, en algunos sectores, de arco (e.g. Kay et al. 2006b, Ramos y Kay 2006).

1.2 Hipótesis

Se plantearon las siguientes hipótesis de trabajo para el estudio de la colada Agua del Mercado, en base a los antecedentes geológicos:

- Los magmas generados son de composición basáltica.
- Las características geoquímicas de elementos traza son concordantes con las de las rocas basálticas del campo Chachahuén.
- La trayectoria de la colada estuvo condicionada por factores topográficos principalmente.

1.3 Objetivos

- Caracterizar morfométricamente a la colada.
- Caracterizar petrográficamente las rocas de la colada.
- Caracterizar químicamente las rocas y ubicarlas dentro del volcanismo de la zona.

1.4 Ubicación geográfica del área de estudio

El área de estudio se sitúa al sureste del complejo ígneo Chachahuén y se encuentra dentro del ámbito de la Hoja Geológica Chachahuén de Holmberg (1962). Se localiza al sur del departamento Malargüe en la provincia de Mendoza, al norte del Río Colorado y al oeste

del departamento Puelén en la provincia de La Pampa. La colada originada en el centro eruptivo Agua del Mercado está situada a los 37°12'00" de latitud sur y 68°45'00" de longitud oeste (Fig. 1).

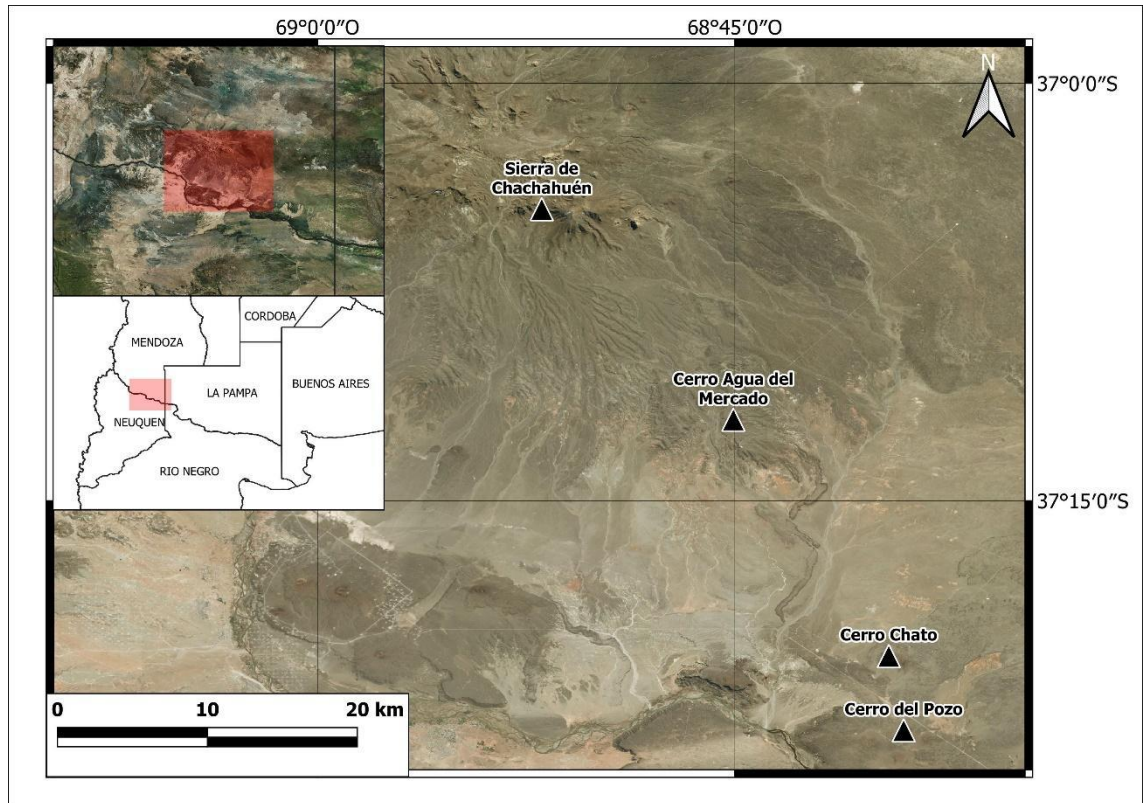


Figura 1. Ubicación del área de estudio. Imagen de Google Earth®.

CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO

2.1 Antecedentes

El sector extraandino situado entre los 33°40'S y 38°S y que abarca el sureste de Mendoza, norte de Neuquén y oeste de La Pampa, se encuentra cubierto por una extensa planicie lávica resultante de la intensa actividad volcánica que se desarrolló a partir del Mioceno y perduró hasta el Holoceno. Este volcanismo, que generó principalmente basaltos olivínicos alcalinos, fue agrupado en la denominada Provincia Basáltica Payenia, o simplemente Payenia (Polanski 1954). Bermúdez y Delpino (1989) agruparon los campos volcánicos Payún Matrú y Llanquanelo en lo que definieron como Provincia Basáltica Andino-Cuyana, asignándole una edad pliocena-holocena mientras que, Llambías et al. (2010) postularon que Payenia es más joven que 5 Ma. Payenia cubre un área de 15.900 km² (Bermúdez et al. 1993) y fue definida como la provincia basáltica de retroarco neógeno-cuaternaria más grande de Sudamérica (Folguera et al. 2009). Las dataciones radiométricas llevadas a cabo hasta el momento (Cobbold y Rosello 2003, Kay et al. 2006a, Galland et al. 2007, Folguera et al. 2009, Quidelleur et al. 2009, Germa et al. 2010, Gudnason et al. 2012, entre otros) permitieron registrar una continuidad de la actividad ígnea desde el Mioceno hasta el Holoceno, con excepción del Mioceno tardío-Plioceno temprano, cuando la misma fue casi nula. La actividad volcánica desarrollada en el retroarco durante el Mioceno transcurrió bajo un régimen tectónico compresivo, como consecuencia de un período de subducción de bajo ángulo de la placa de Nazca (Ramos y Folguera 2005, Ramos y Kay 2006). En el Plioceno comenzó un periodo extensional como resultado del empujamiento gradual de dicha placa (Kay et al. 2006a, Ramos y Kay 2006, Gudnason et al. 2012). Esto trajo como consecuencia la migración del arco volcánico hacia el oeste y favoreció el ascenso astenosférico que generó un volcanismo relativamente homogéneo en la región extraandina (e.g. Bermúdez et al. 1993, James y Sacks 1999, Inbar y Risso 2001, Kay et al. 2004, 2005, Ramos y Folguera 2005). El volcanismo vinculado a este marco tectónico se encuentra evidenciado por la presencia de numerosos aparatos volcánicos, en algunos casos alineados a través de extensas fracturas y fallas generadas durante la extensión pliocena-pleistocena (e.g. Bermúdez y Delpino 1989, Kay et al. 2005, 2006a, Ramos y Folguera 2005, Ramos y Kay 2006, Bertotto et al. 2006).

En Payenia se pueden distinguir tres sectores: un sector septentrional entre 34° y 34°30' S, que incluye relativamente pocos centros volcánicos monogenéticos aislados entre sí; un sector central extenso entre los 34°30' y 37°30' S, en donde se encuentran varios

campos volcánicos importantes (Llancanelo, Payún Matrú, Nevado) y largas coladas basálticas (e.g. coladas Pampas Onduladas y Pampa de Los Carrizales con hasta 181 Km de largo); y un sector sur que incluye diversos conos monogenéticos y al escudo basáltico de Auca Mahuida (Ramos y Folguera 2010). El volcanismo de retroarco en el norte neuquino desaparece al sur del volcán Auca Mahuida, coincidiendo con el lineamiento Cortaderas (Ramos 1978) o con el Cinturón Tromén-Domuyo (Llambías et al. 2010).

Payenia fue subdividida en numerosos campos volcánicos de acuerdo a su posición geográfica, características geoquímicas y edades (Bermúdez et al. 1993, Gudnason et al. 2012, Ramos y Folguera 2011) entre los cuales se encuentran: Campo Volcánico del Diamante (CVD), Campo Volcánico del Nevado (CVN), Campo Volcánico Llancanelo (CVLI), Campo Volcánico Payún Matrú (CVPM), Campo Volcánico Tromen (CVT), Campo Volcánico Chachahuén (CVCh) y Campo Volcánico Auca Mahuida (CVAM) (Fig. 2).

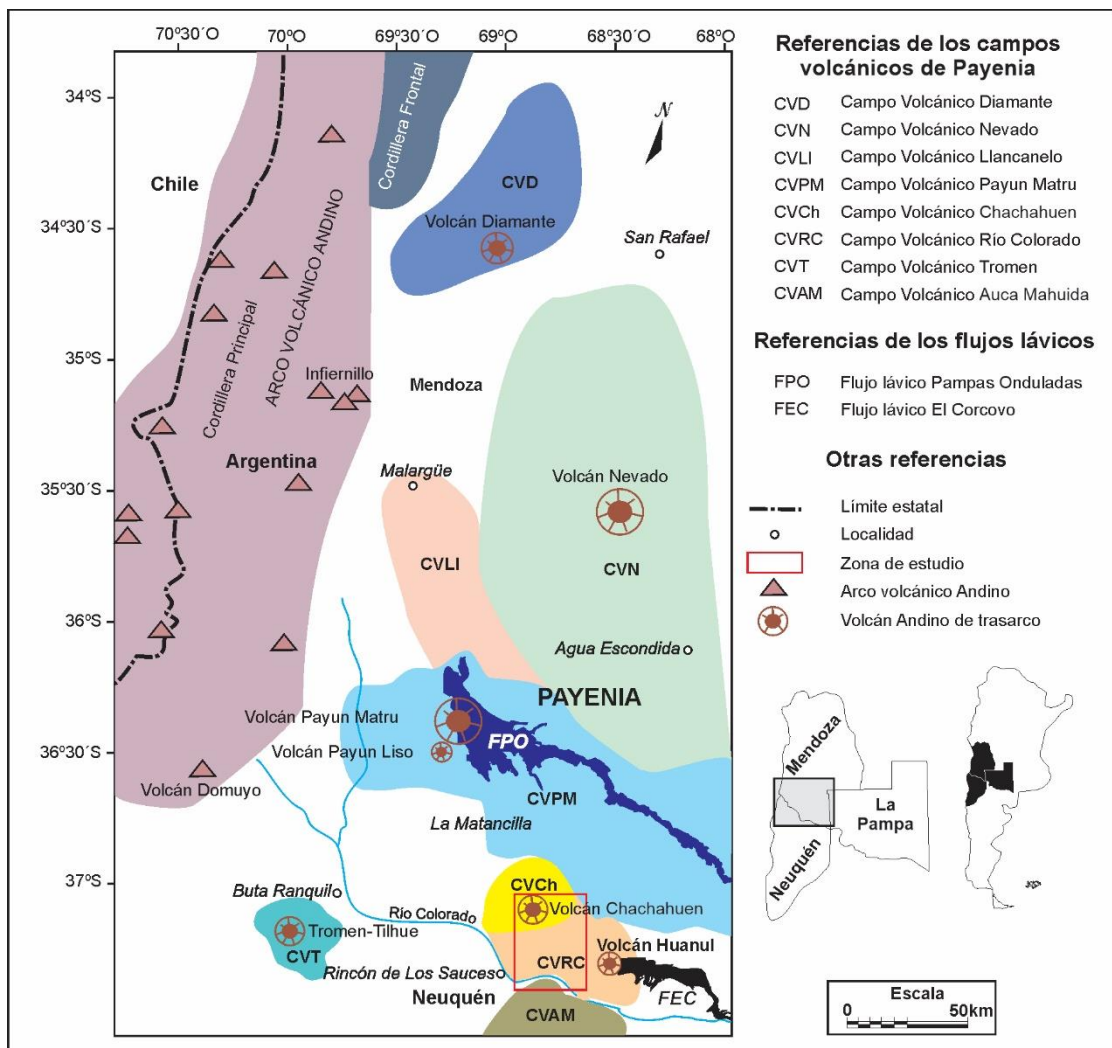


Figura 2. Mapa de Payenia. División de campos volcánicos, flujos de lava y área de estudio (recuadro rojo). Modificado de Bernardi et al. (2015).

El área de estudio está comprendida dentro del Campo Volcánico Chachahuén (Bernardi 2016) el cual incluye el único centro volcánico del Mioceno tardío (7 a 5 Ma) en el sector central de la Cuenca Neuquina. Sus afloramientos se encuentran mejor expuestos en las zonas centrales más elevadas de la Sierra de Chachahuén, mientras que, al pie de las mismas, se encuentran conos volcánicos y lavas basálticas asociadas del Plioceno-Pleistoceno. Los primeros estudios del Campo Volcánico Chachahuén fueron llevados a cabo por Holmberg (1962) en la Hoja Geológica Chachahuén y por González Díaz (1979) en la Hoja Geológica La Matancilla, ambas en escala 1:200.000. Estos autores establecieron, en base a relaciones de campo, una edad eocena a miocena para estas rocas, siendo posteriormente reasignadas al Mioceno tardío a partir de dataciones K-Ar (Linares y González 1990, Pérez y Condat 1996). Los rasgos petrológicos de este complejo ígneo presentan características únicas con respecto al resto de los centros volcánicos neógenos de la región (Kay 2001, Kay y Mancilla 2001) (Fig. 3).

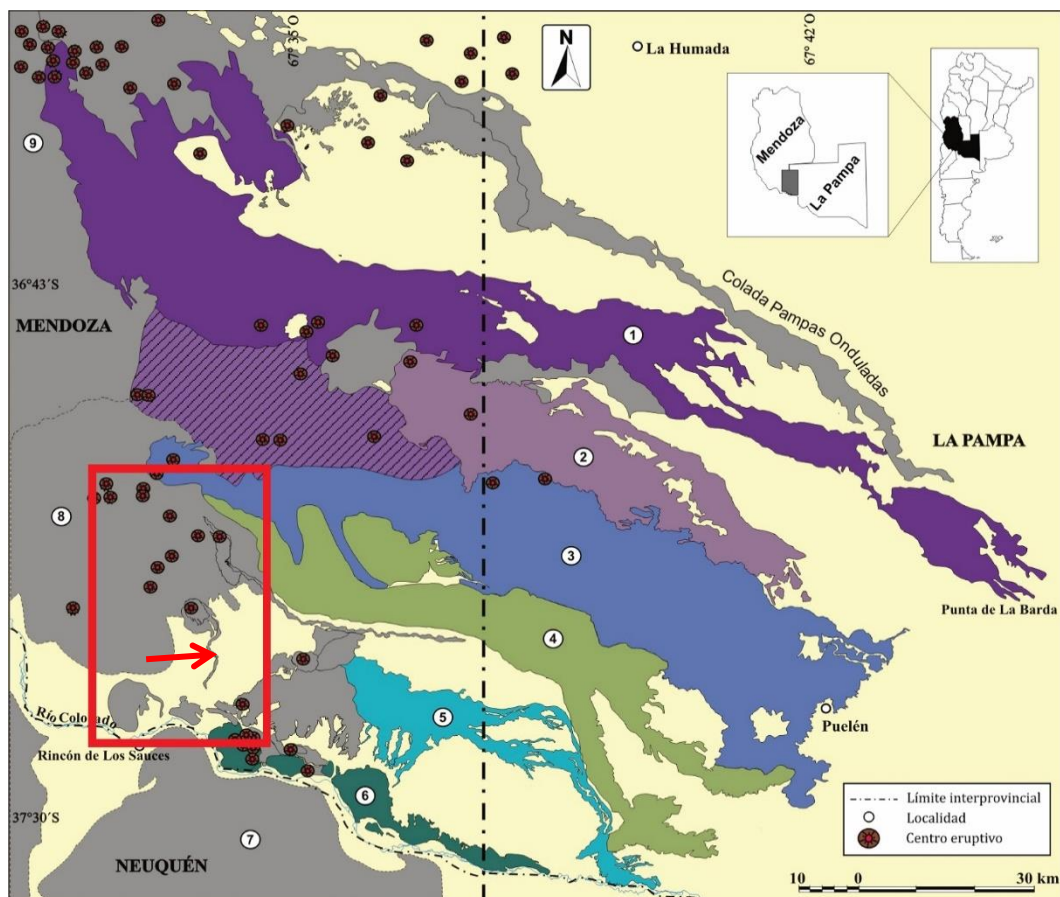


Figura 3. Mapa de los flujos lávicos del sector limítrofe entre La Pampa y Mendoza Tomado de (Bernardi 2016). Referencias: 1. Pampa de Los Carrizales, 2. El Puesto, 3. Pampa de Ranquelcó, 4. Pampa de Luanco, 5. El Corcovo, 6. Meseta Basáltica Valle del Colorado, 7. Sector norte del Campo Volcánico Auca Mahuida, 8. Campo Volcánico Chachahuén, 9. Sector sudoriental del Campo Volcánico Payún Matrú. Con un recuadro rojo se indica el Campo Volcánico Chachahuén, dentro del cual se ubica la colada estudiada (flecha).

2.2 Evolución tectónica

La cadena andina se caracteriza por constituir un orógeno no colisional, que forma un sistema montañoso extenso y continuo, construido a partir de la subducción de una placa oceánica por debajo de una placa continental, como fuera propuesto por Dewey y Bird (1970). En esta zona de subducción se alternan segmentos con diferentes ángulos, pasando de configuraciones subhorizontales a geometrías con ángulos de hasta 30°. Las placas de Cocos, Nazca y Antártica subducen a lo largo de esta configuración con velocidades de convergencia diferente, lo que genera estructuras particulares en cada caso. Gansser (1973) dividió la cadena andina según los diferentes procesos tectónicos imperantes en cada sector (Fig. 4). Estos procesos han variado en el tiempo en respuesta a diferentes condicionantes entre los que domina la velocidad absoluta del continente respecto de la zona de subducción (Oncken et al. 2006). Los Andes han sufrido períodos de velocidad de roll-back negativas de la placa superior previos a la apertura del océano Atlántico sur generando condiciones favorables para la extensión (Ramos y Folguera 2010) y períodos con velocidades de roll-back positivas, a partir de la ruptura del Gondwana occidental y la separación de África (Somoza y Zafarana 2008). También se infieren a través de su evolución, cambios en el ángulo de subducción de la placa oceánica que explican la alternancia de fases contraccionales y de relajamiento extensional. A través de este proceso se han explicado no solo construcciones orogénicas actuales sino también ciclos orogénicos previos (James y Sacks 1999, Kay et al. 2006b). Existen diversos modelos que relacionan las variaciones de la geometría de la losa subductada con las migraciones o expansiones del arco volcánico, seguidas por fases de relajación extensional y consecuente emplazamiento de provincias ignimbríticas y/o basálticas de intraplaca en el retroarco al momento en que el arco vuelve a su posición original (e.g. Spagnuolo et al. 2012). En particular, el sector central de los Andes del Sur ha sufrido episodios alternantes de compresión y extensión a lo largo de su evolución, adquiriendo de esta forma su fisonomía actual (Sagripanti 2015).

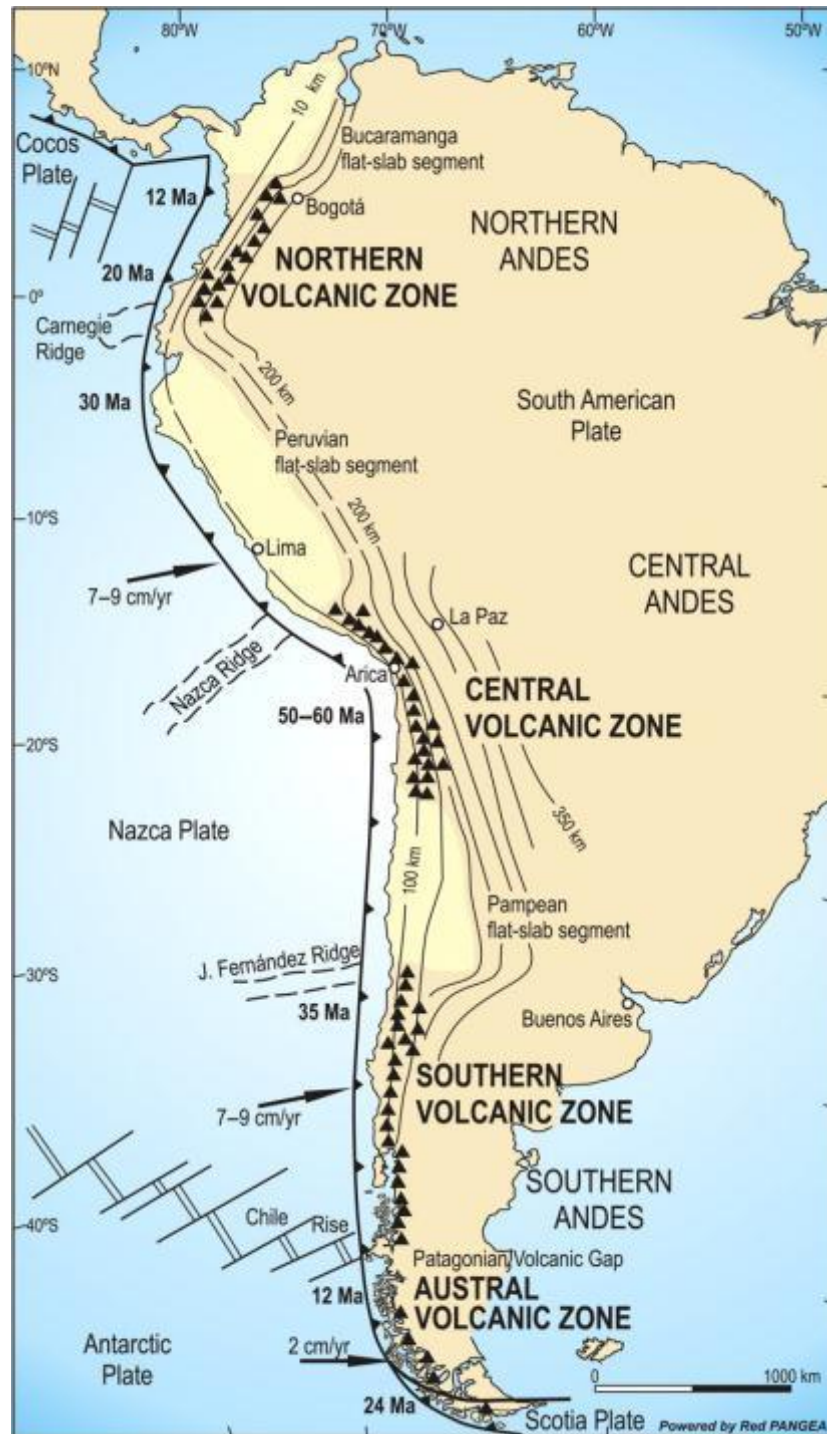


Figura 4. Segmentos de los Andes (tomado de Gutscher et al. 2000).

Durante el Oligoceno tardío a Mioceno temprano (24-20 Ma) se produjeron cambios importantes en el régimen de subducción, ya que la placa de Nazca reemplazó a la Placa de Farallón, cuando esta fue consumida por la subducción (Ramos y Kay 2006). En los Andes neuquinos y del sur de Mendoza (35° - 38° S), existió un régimen extensional el cual se extendió al retroarco, asociado con un roll-back negativo de la placa oceánica (Kay

et al. 2006a, Ramos y Kay 2006). Una evidencia de esto es la erupción de basaltos alcalinos miocenos, con afinidad geoquímica de intraplaca, a una distancia de hasta 550 km de la fosa de Chile (Kay et al. 2006a, Ramos y Kay 2006). Al norte del lineamiento Cortaderas, la extensión se restringió al eje del arco volcánico (Ramos y Kay 2006). La evolución neógena comenzó con una compresión importante entre los 19 y 16 Ma (Mioceno medio-tardío) por somerización de la placa de Nazca (Kay et al. 2006a). Esta etapa contraccional perduró hasta el Mioceno tardío, finalizando a los 4 Ma (Kay et al. 2006a). En este período se formaron la faja plegada y corrida de Malargüe y los volcanes andesíticos con afinidad geoquímica de arco de edad miocena, los cuales cubren discordantemente a los depósitos del Mesozoico (Ramos y Folguera 2005, 2010). Al norte y sur del lineamiento Cortaderas hubo diferencias importantes en cuanto al magmatismo, la deformación y la sedimentación (Ramos y Kay 2006). Al norte de este lineamiento, la actividad volcánica fue mucho más importante y la deformación compresional en la faja plegada y corrida de Malargüe se propagó hacia el este, en conjunto con la depositación de sedimentos sinorogénicos en la cuenca de Río Grande (o depresión de Los Huarpes) (Ramos y Kay 2006). En cambio, al sur del lineamiento Cortaderas, tanto la deformación compresiva como el magmatismo estuvieron más restringidos. Allí, el magmatismo tuvo lugar en el arco volcánico, la deformación compresiva invirtió la cuenca de intrarco de Cura Mallín ubicada en la Cordillera Principal y, en menor medida, reactivó la faja plegada y corrida de Agrio, cuya etapa principal de deformación fue en el Cretácico (Ramos y Kay 2006). En el retroarco, entre los 16 y 14 Ma, no hubo prácticamente actividad volcánica (Kay et al. 2006a). Entre los 14 y 10 Ma, el magmatismo de arco en el centro y sur de Mendoza se propagó hacia el este, con erupciones andesíticas y deformación contraccional en el retroarco, junto con un engrosamiento cortical (Kay et al. 2006a, Ramos y Kay 2006). Entre los 10,7 a 7 Ma cesó nuevamente el volcanismo en el retroarco (Kay et al. 2006a). Durante el Mioceno tardío, entre los 8 y 5 Ma, se produjo el máximo desarrollo de la subducción somera, con la generación de volcanes compuestos con afinidad de arco magmático en el retroarco (Kay et al. 2006a). El complejo ígneo Chachahuén, con edades de entre 7,3 y 4,8 Ma y ubicado a 500 km de la fosa oceánica es una de las consecuencias más importantes de este lapso con subducción de bajo ángulo de la placa (Kay 2002, Kay et al. 2004, 2006b). Otros volcanes originados de forma similar y con la misma afinidad geoquímica, son los cerros Nevado y Plateado, ubicados aproximadamente 150 km hacia el noreste del complejo ígneo Chachahuén. En el transcurso de esta etapa compresional miocena, entre los 12 y 4 Ma, se invirtieron las antiguas estructuras extensionales de la cuenca Neuquina y el macizo del Tromen fue levantado (Kay

et al. 2006a). Asimismo, en la Cordillera Principal se produjo un sistema de corrimientos con vergencia hacia el este mientras que, la deformación migró en el mismo sentido resultando en el levantamiento del Bloque de San Rafael, durante el Mioceno tardío (Ramos y Folguera 2005, 2010). La falla que produjo el levantamiento del Bloque San Rafael se encuentra expuesta a la latitud de la ciudad homónima y continúa hacia el sur, donde es cubierta por basaltos en las cercanías del cerro Nevado (Ramos y Folguera 2010). Los modelos de elevación digital muestran que los Cerros Nevado, Payún Matrú y Auca Mahuida, poseen sus bases construidas sobre un basamento elevado (Ramos y Folguera 2010). Posteriormente, en el Mioceno tardío-Plioceno, se produjo una extensión generalizada y el Bloque San Rafael, previamente levantado, fue afectado por fallas normales. En el Plioceno-Holoceno comenzó nuevamente un régimen de subducción normal por el empujamiento de la placa de Nazca, y cesó la compresión, pasándose a un régimen extensional (Kay et al. 2006a, Ramos 1978). Durante este período, el volcanismo máfico al norte del lineamiento Cortaderas se extendió desde el arco al retroarco lejano, con magmas alcalinos de intraplaca en el escudo basáltico de Auca Mahuida y el resto de Payenia (e.g. Bermúdez et al. 1993, Kay et al. 2004, 2006a, González Díaz 1972, Llambías 1966). La deformación extensional se propagó desde el antepaís hasta los pies de la Cordillera Principal, con la formación de la fosa de Loncopué, el desarrollo de fallas normales rodeando al macizo del Tromen y el colapso del Bloque de San Rafael previamente levantado (Bermúdez et al. 1993, Kay et al. 2006a, Ramos y Kay 2006). Al sur del lineamiento Cortaderas la deformación extensional estuvo más restringida, limitándose al arco y zona occidental del retroarco (Ramos y Kay 2006). El último evento distensivo en el Holoceno se localiza en el Payún Matrú, donde las erupciones se encuentran a lo largo de fracturas de rumbo promedio N60°O y este-oeste, o simplemente como conos monogenéticos dispersos (Bermúdez et al. 1993). La cuenca del Río Grande (Ramos y Kay 2006) o subcuenca Llananelo (Llambías et al. 2010) fue afectada durante el Plioceno y Cuaternario, por fallas extensionales y posteriormente rellenada con depósitos sinorogénicos (Bermúdez y Delpino 1989, Ramos y Kay 2006). Esta cuenca exhibe secuencias paleógenas y miocenas, cubiertas en discordancia por depósitos plio-cuaternarios y actualmente presenta subsidencia activa en la laguna de Llananelo, la cual es bordeada al este por una falla normal (Ramos 1978). En el margen noreste del Bloque de San Rafael, en el frente orogénico actual, se encuentran estructuras del Cuaternario tardío caracterizadas por desplazamientos importantes de rumbo y contracción (Ramos y Folguera 2005). La faja plegada y corrida del Agrio del Cretácico y Mioceno, actualmente inactiva, presenta signos interpretados como extensión en el Plioceno-

Pleistoceno por Ramos y Kay (2006), aunque, de acuerdo a Galland et al. (2007), existió un régimen compresivo en el volcán Tromen (Fig. 5).

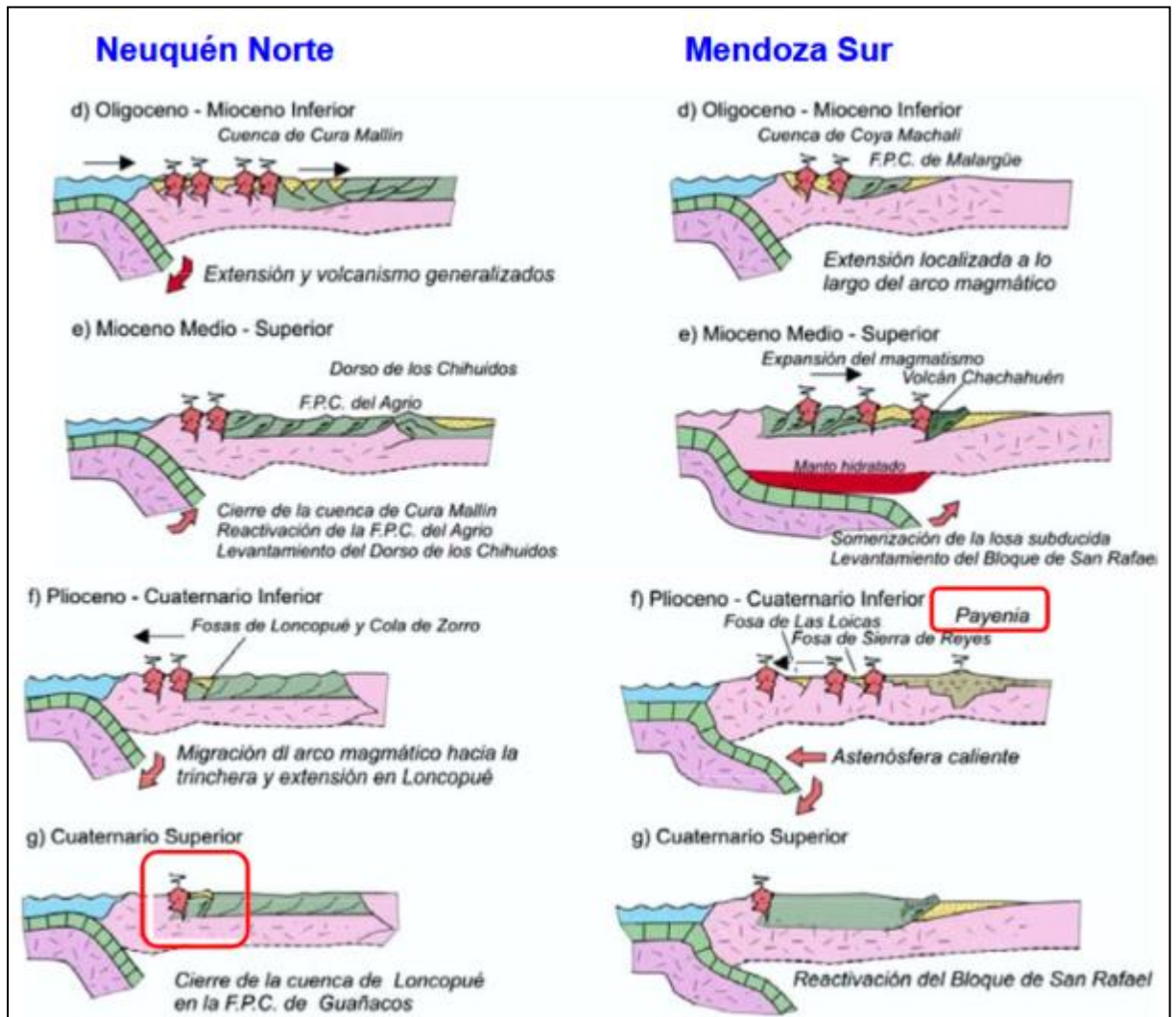


Figura 5. Evolución tectónica de Payenia. Tomado de Ramos y Folguera (2005).

2.3 Geología local

Las rocas más antiguas, observadas en el área de estudio, se corresponden con los estratos con dinosaurios del Grupo Neuquén del Cretácico Superior (Fig. 6). Esta unidad se encuentra representada por areniscas y conglomerados de gravas y gravillas de colores grises y amarillentos con variadas intercalaciones de arcillas y limos de colores rojos, morados y verdes. El ambiente de sedimentación de este grupo es fluvial efímero (Holmberg 1962, Narciso et al. 2001).

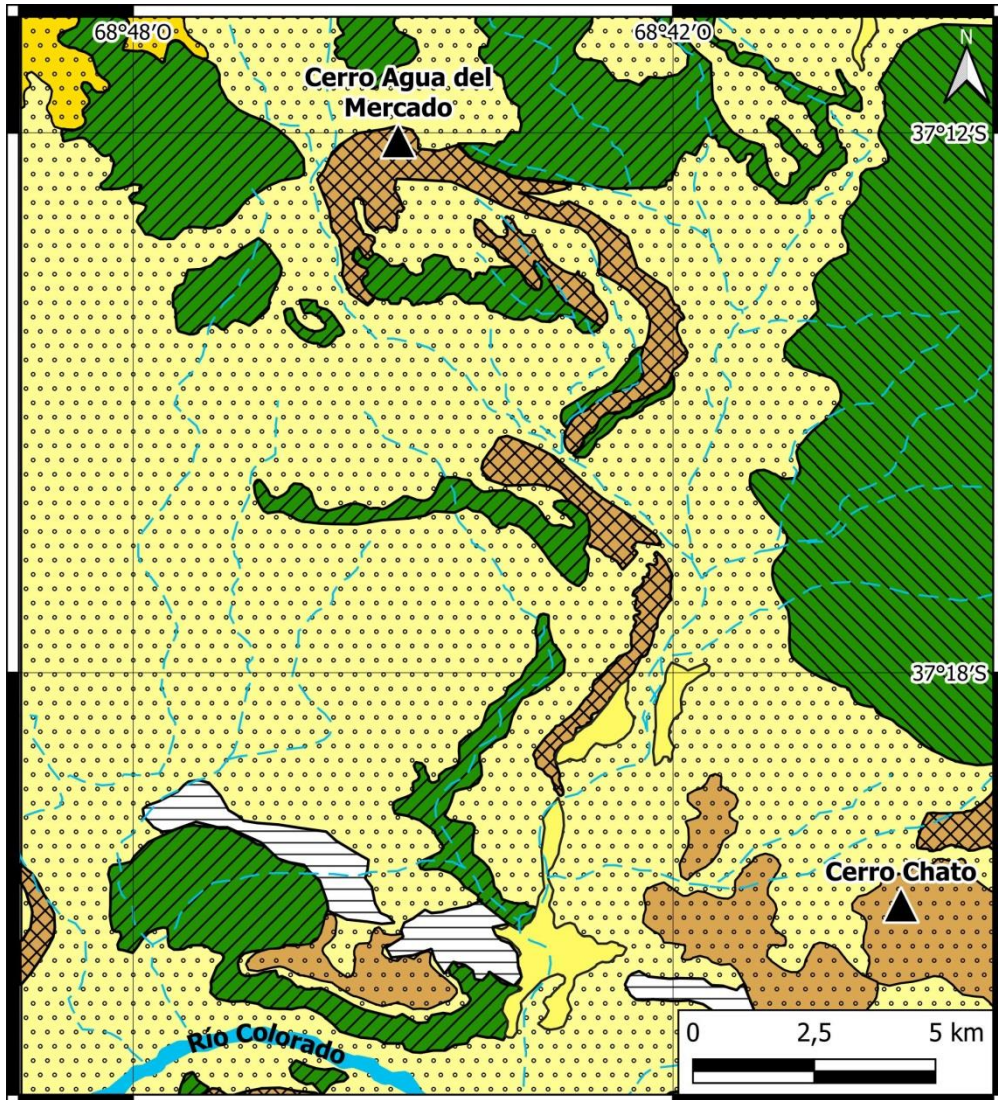
En el extremo noroeste del área de estudio afloran sedimentos detríticos casi sin consolidación con carácter de conos de deyección asignados al Plioceno por Holmberg (1962) y denominados “Pie de monte I” (Fig. 6).

El Cuaternario está caracterizado por depósitos sedimentarios de remoción en masa, fluvio-lacustres y eólicos y efusiones de basalto (Fig. 6).

Los afloramientos de la unidad Basalto IV (Holmberg 1962) equivalente a la Formación Chapúa (Narciso et al. 2001) del Pleistoceno, están compuestos por coladas basálticas de relativamente baja pendiente y espesor muy uniforme, que en general se encuentran parcialmente recubiertas por costras calcáreas y por sedimentos de origen eólico y fluvial. Los aparatos volcánicos que dieron origen a este basalto están distribuidos por todo el ámbito de la Hoja 32d Chachahuén. Estos son de muy poca altura relativa, con cráteres anchos en los cuales no se observa material estratificado y están formados por la consolidación de la lava, la cual se muestra con estructura fluidal o cordada más o menos notable y en general bastante maciza (Holmberg 1962).

Por otra parte, la unidad Basalto V (Holmberg 1962) está representada por volcanes estratificados y coladas. Los volcanes del Basalto V están en parte desmantelados y sus laderas muestran erosión y surcos de derrubio, mientras que sus coladas han sido redondeadas por erosión superficial y se encuentran parcialmente recubiertas de arena de transporte eólico y fluvial. Las manifestaciones de este basalto se acumulan en ambos márgenes del Río Colorado y fueron asignadas al Holoceno por Holmberg (1962). Posteriormente, a partir de dataciones efectuadas en la zona (e.g. Kay et al. 2006a, Gudnason et al. 2012), se incluyeron a estas rocas en el Pleistoceno.

Para el Holoceno los depósitos eólicos son los que predominan, aunque también se depositaron sedimentos fluviales y conos de deyección. Al pie de las bardas de basalto se encuentran depósitos detríticos de origen fluvial. Estos sedimentos son conglomerados y brechas con fragmentos y rodados de basalto consolidados por cemento calcáreo o por calcáreos limoníticos y ocupan niveles escalonados de terraza señalando diversas etapas de erosión regional (Holmberg 1962).



Referencias

- | | |
|-----------------------------------|--|
| Río Colorado | Basalto V (Pleistoceno) |
| Curso efímero | Sedimentos fluviolacustres (Pleistoceno) |
| Cerro | Basalto IV (Pleistoceno) |
| Estratigrafía | |
| Sedimentos recientes (Holoceno) | Gr. Neuquén visible (Cretácico) |
| Sedimentos de terrazas (Holoceno) | Gr. Neuquén cubierto (Cretácico) |

Figura 6: Geología local del área de estudio. Modificado de Holmberg (1962).

CAPÍTULO 3: MATERIALES Y MÉTODOS

Trabajo de campo

El trabajo de campo fue realizado en el año 2011 por integrantes del PI3-G de esta Facultad.

Trabajo de gabinete

Los trabajos de gabinete fueron desarrollados en el Pabellón de Geología de la FCEyN de la UNLPam. Se efectuó la recopilación de bibliografía y estudios de antecedentes geológicos de la zona de trabajo.

El análisis petrográfico se realizó con un microscopio óptico marca Nikon Eclipse E400 Pol. Las interpretaciones petrográficas se fundamentaron en el criterio de Llambías (2008) y para la descripción textural y petrográfica se utilizó la nomenclatura de MacKenzie et al. (1982).

La morfología de la colada se estudió con imágenes satelitales y con las herramientas incluidas en la plataforma Google Earth®, con el fin de definir forma, tamaño y longitud de la misma. Se hicieron perfiles transversales y longitudinales para investigar la morfología del techo del derrame lávico.

Con las herramientas del programa *QGIS v3.16.8* se construyeron los mapas regional y local de la zona de estudio.

El análisis geoquímico de la muestra (MD24) fue realizado en el “Earthquake Research Institute” de la Universidad de Tokio con el método de Fluorescencia de rayos X (FRX) para los elementos mayores y algunos elementos traza, utilizándose una pastilla fundida de muestra según el procedimiento descrito por Tani et al. (2002). La concentración del resto de los elementos traza (incluyendo las tierras raras) fue determinado sobre una pastilla fundida por Ablación Láser y Espectrometría de Masas con Plasma acoplado por inducción (LA ICP-MS) según la metodología de Orihashi e Hirata (2003).

El estudio de los datos geoquímicos, se basó en la recopilación de Rollinson (1993) y en publicaciones de revistas científicas citadas en el texto. Para los elementos mayores se hizo uso de diagramas binarios, entre ellos el TAS (Le Maitre et al. 2002), con el fin de llevar a cabo la clasificación de las rocas; para el estudio de los elementos traza se realizaron diagramas normalizados a Manto Primitivo según McDonough y Sun (1995).

CAPÍTULO 4: RESULTADOS

4.1 Geomorfología de la colada

Se realizó el estudio morfométrico de una colada de composición basáltica con origen en el centro eruptivo Agua del Mercado situado en el sector suroriental del campo volcánico Chachahuén (Mendoza) a los $37^{\circ}12'00''$ de latitud sur y $68^{\circ}45'00''$ de longitud oeste. La misma se estudió y mapeó por medio de imágenes satelitales de la plataforma Google Earth®. La colada fue dividida en 4 tramos: 1A, 1B, 2 y 3 (Fig. 7).

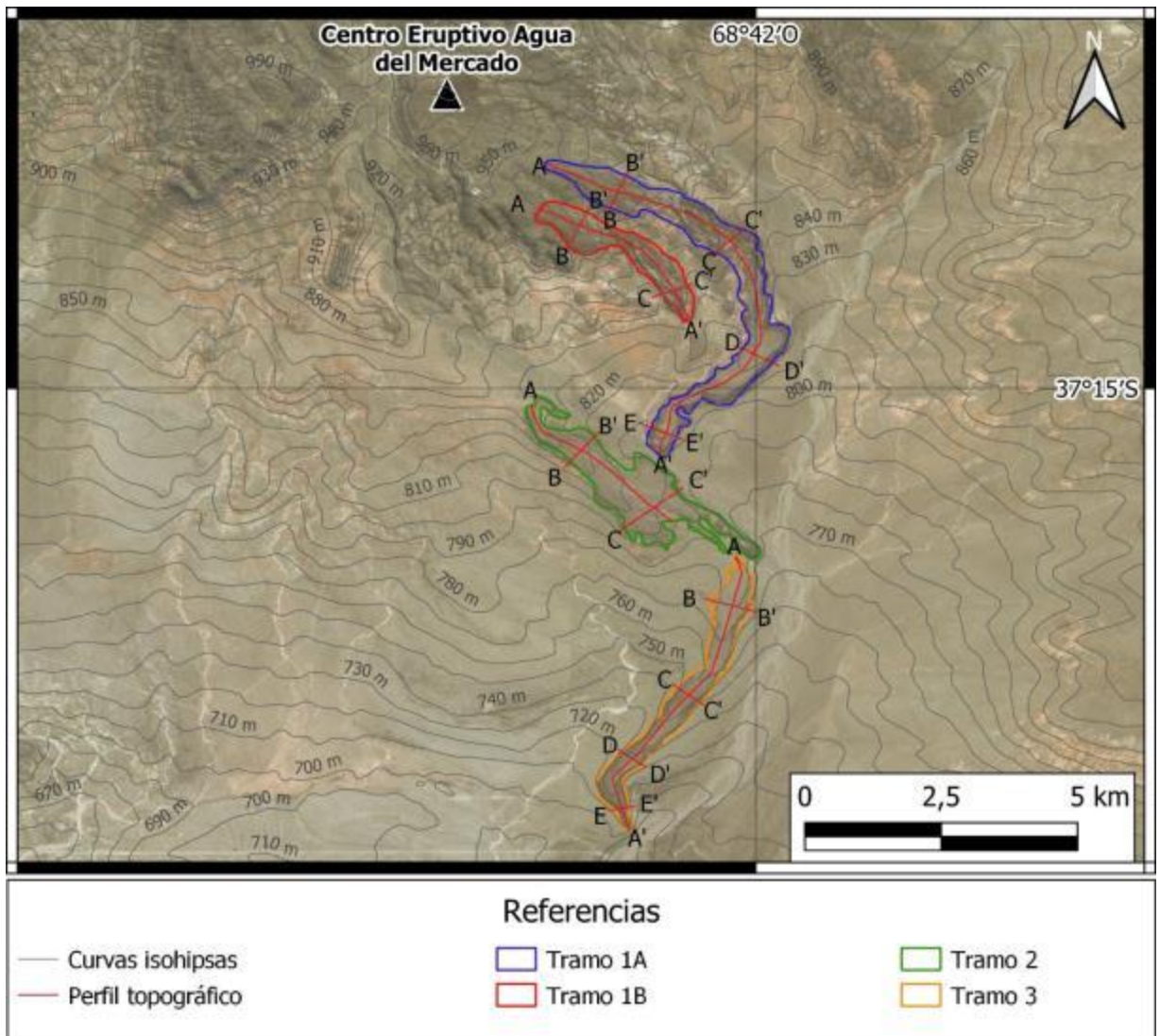


Figura 7. Delimitación de los tramos y ubicación de los perfiles topográficos.

4.1.1 Tramo 1A

El tramo de la colada denominado 1A (Fig. 7) es el que se encuentra más próximo al centro eruptivo Agua del Mercado. En este tramo, la colada se desplazó inicialmente en sentido este-sureste y posteriormente se curvó en sentido suroeste. En este sector es donde se registra la mayor cota con 944 msnm, mientras que el sector terminal tiene una altitud de 800 msnm. y su pendiente promedio es de 0,9 %. Este tramo tiene una longitud total de 7,73 km y cubre una superficie aproximada de 3,57 km², (Figs. 7 y 8). El perfil longitudinal A-A' (Fig. 8) muestra que la colada posee un relieve irregular principalmente en las proximidades al cerro. Aquí se observa como la morfología en los primeros 3 km varía mostrando un techo con bordes aserrados, con convexidades y concavidades bien marcadas y luego de los 3 km en adelante la pendiente se suaviza y las irregularidades en el techo son menos frecuentes.

El perfil transversal B-B' (Fig. 8) muestra que el techo es convexo con una anchura de 640 m, la pendiente suroeste es cóncava, mientras que hacia el noreste la pendiente es plana.

El perfil transversal C-C' (Fig. 8) muestra una anchura de 593 m, su techo es ligeramente plano, mientras que sus laterales tienen pendiente plana. Cabe destacar que la vertiente noreste presenta un mayor gradiente que la suroeste.

El perfil transversal D-D' (Fig. 8) con un ancho de 525 m exhibe un techo plano y al igual que el corte anterior ambas laderas son planas, y la cara suroeste presenta un gradiente más tendido.

El perfil transversal E-E' (Fig. 8) tiene un ancho de 425 m y su techo es plano, al igual que en los demás perfiles.

Los perfiles transversales muestran que el tramo 1A, más próximo al centro eruptivo y más extenso longitudinalmente, posee un techo irregular con túmulos en sus comienzos haciéndose casi plano hacia el final del mismo.

A partir del cálculo de la superficie por el espesor aflorante de 0,004 km se estimó un volumen mínimo de lava eruptado de 0,014 km³ para este tramo.

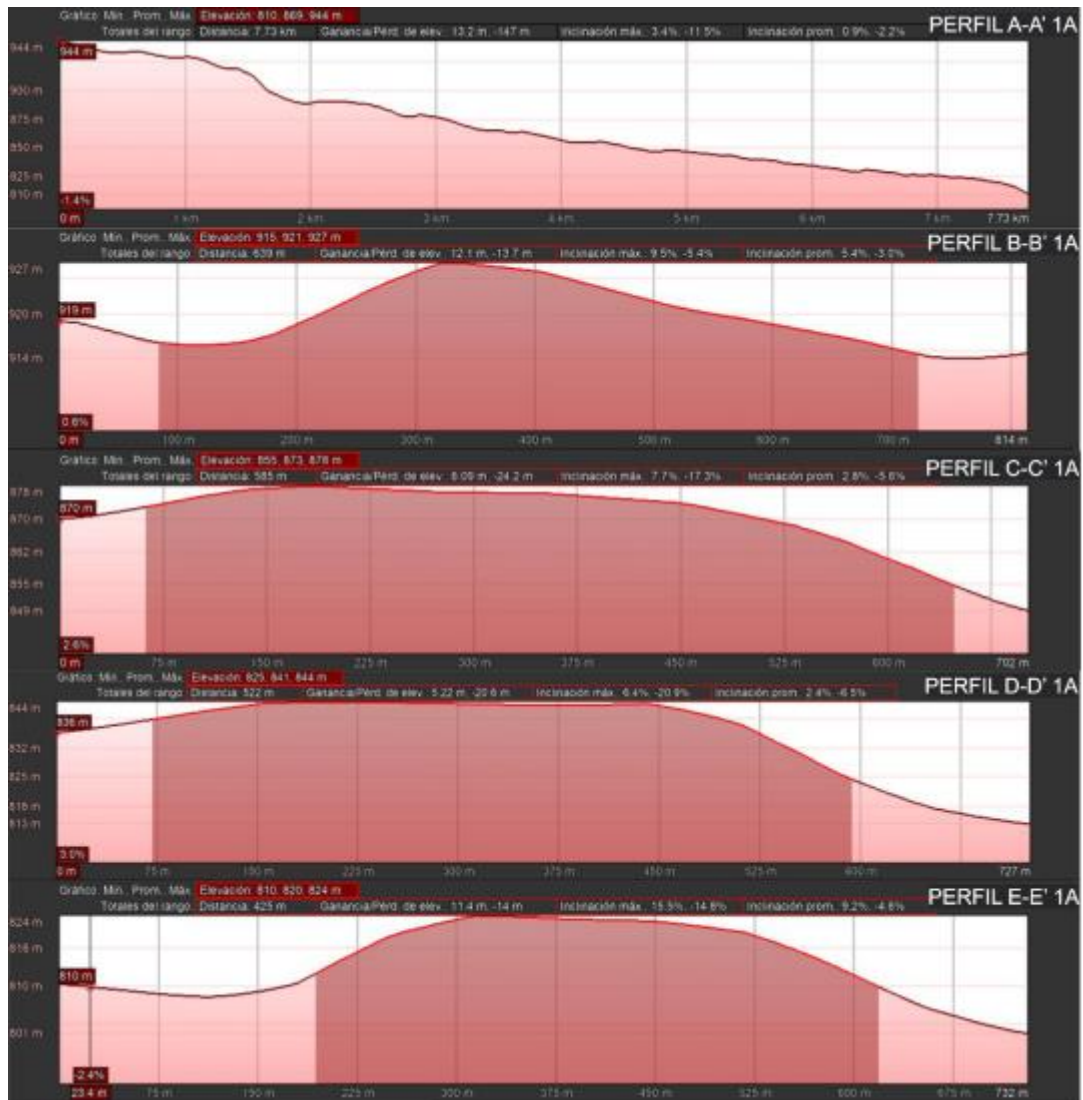


Figura 8. Tramo 1A. Perfil longitudinal (imagen superior) y perfiles transversales (cuatro imágenes inferiores).

4.1.2 Tramo 1B

Este derrame lávico tiene dirección este-sureste, alcanza unos 3,20 km de largo y cubre una superficie aproximada de 1,38 km², (Figs. 7 y 9). La inclinación promedio de la colada es de 0,7 %. En su parte proximal se registran las mayores cotas con 920 msnm, disminuyendo a 840 msnm en su porción terminal.

Los perfiles transversales B-B' y C-C' (Fig. 9) muestran que en el sector proximal la colada tiene un mayor desarrollo transversal (680 m) y se estrecha en su sector terminal (450 m). En cuanto a la morfología del techo, los perfiles muestran que el mismo es plano y convexo hacia su porción distal.

A partir del cálculo de la superficie, por el espesor aflorante de 0,004 km, se estimó un volumen mínimo de lava de 0,005 km³ para el tramo 1B.

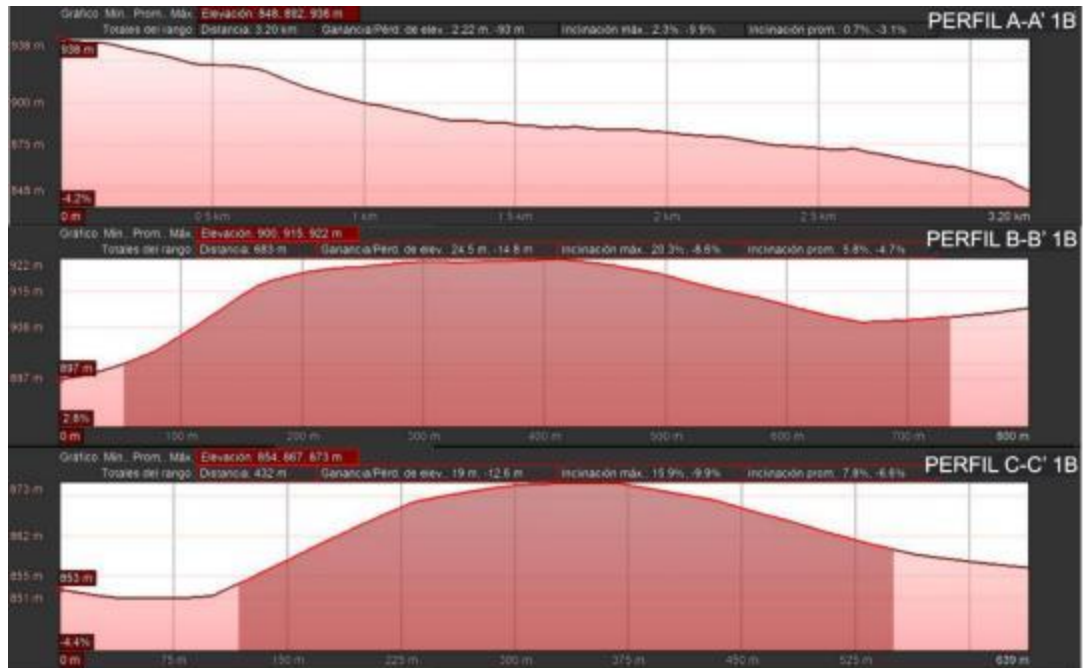


Figura 9. Tramo 1B. Perfil longitudinal (imagen superior) y perfiles transversales (dos imágenes inferiores).

4.1.3 Tramo 2

Este tramo tiene dirección sureste, alcanza 3,05 km de longitud, con una pendiente promedio de 0,9 %, y cubre un área aproximada de 2,50 km² (Figs. 7 y 10). En su sector proximal se registraron cotas de 840 msnm y en su parte más distal se determinaron altitudes de hasta 790 msnm.

Mediante el trazado del perfil transversal B-B' (Fig. 10) se pudo determinar que la colada exhibe dos elevaciones de 838 y 832 msnm respectivamente, en los 450 ms de ancho que tiene el perfil. Mientras que el perfil C-C' (Fig. 10) también muestra dos puntos de elevación similares al perfil B-B', aunque en un ancho de 1000 m.

A partir del cálculo de la superficie por el espesor aflorante de 0,004 km se estimó un volumen mínimo de lava erupcionado de 0,010 km³ para este tramo.

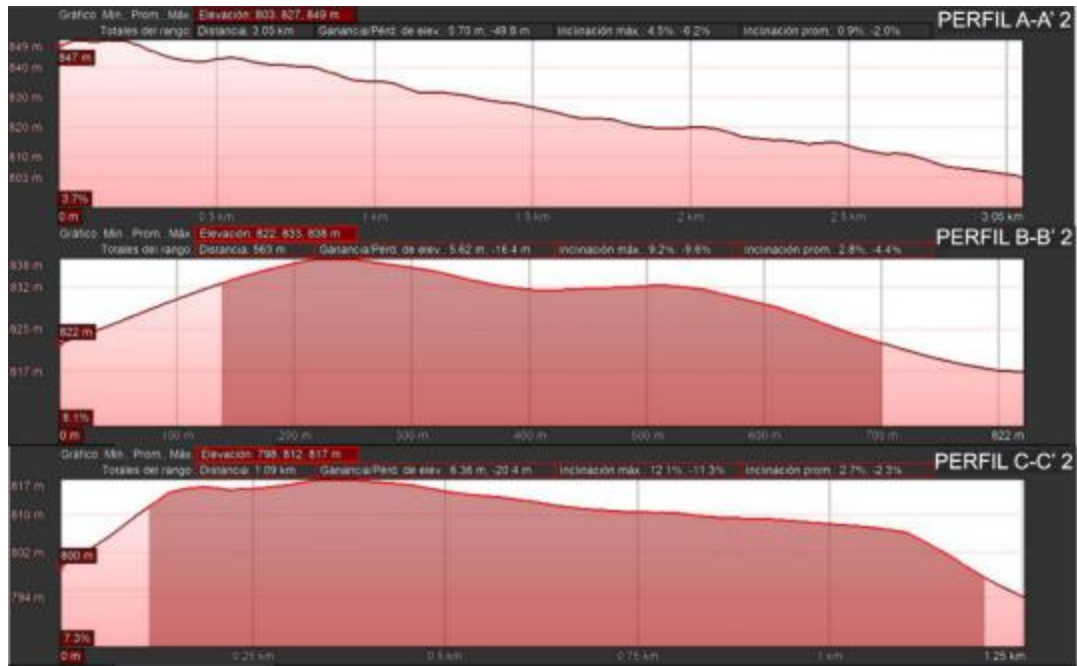


Figura 10. Tramo 2. Perfil longitudinal (imagen superior) y perfiles transversales (dos imágenes inferiores).

4.1.4 Tramo 3

Este tramo es el que se encuentra más alejado del centro eruptivo, su orientación es hacia el suroeste en su sector proximal y medio y luego se curva en la porción final hacia el sureste, posee una longitud de 5,62 km y cubre un área aproximada de 1,99 km² (Figs. 7 y 11), siendo su pendiente promedio de 1,4%. En su parte proximal se registran cotas de 780 msnm y en la culminación, se presentan los menores valores de cota de todos los tramos, con 710 msnm, definiendo un desnivel de 70 metros desde el inicio al fin del tramo 3.

Los perfiles transversales muestran anchos variables denotando que la colada es más ancha en las porciones proximales y medias haciéndose más angosta hacia su parte terminal. Como lo indican los perfiles B-B' (640 metros), C-C' (450 metros), D-D' (410 metros) y E-E' (210 metros) (Fig. 11). El techo del tramo 3 exhibe morfología plana como lo muestra el perfil B-B', mientras que los perfiles C-C' y D-D' poseen techo convexo con laterales bien marcados y, hacia el final del tramo, el perfil E-E' muestra un techo plano (Fig. 11).

Se estimó un volumen mínimo de lava eruptado a partir del cálculo de la superficie por el espesor aflorante de 0,004 km de 0,008 km³ para el tramo 3.

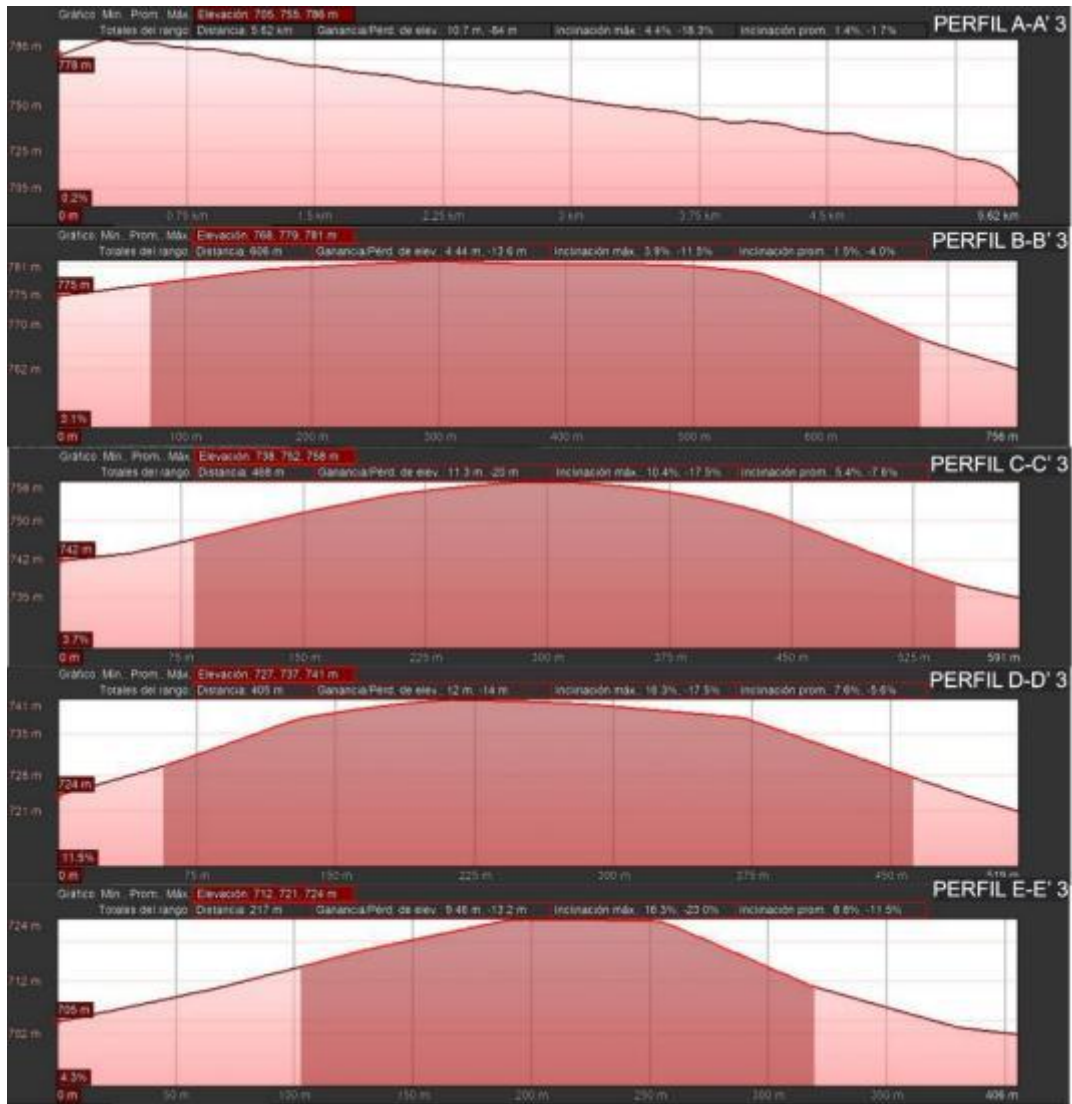


Figura 11. Tramo 3. Perfil longitudinal (imagen superior) y perfiles transversales (cuatro imágenes inferiores).

4.1.5 Interpretación

Por un lado, el tramo 1B, a partir del análisis de imágenes satelitales se infiere que no tuvo mayor desarrollo ni conexión con los demás tramos de la colada principal.

Las irregularidades en el techo de la colada principal en proximidades al centro eruptivo (tramo 1A) pueden deberse al suministro lávico e irregularidades topográficas en este sector, luego una pendiente más estable puede haber equilibrado la parte terminal de este tramo. La colada en el tramo 2 cambia drásticamente de dirección respecto del tramo 1A y está circundada al suroeste por rocas sedimentarias de edad cretácica. Los perfiles transversales (Fig. 10) muestran mayores altitudes en su sector suroeste en contacto con estos afloramientos cretácicos. Por su dirección, morfología y relación con los afloramientos cretácicos, se infiere que la colada en su camino descendente al encontrarse con estos afloramientos, se detuvo y acumuló hasta que pudo superarlos para luego seguir la pendiente

regional en dirección aproximada hacia el sur. El tramo 3 estuvo controlado principalmente por la topografía y la viscosidad propia de la lava.

4.2 Descripción petrográfica

Muestra MD23

La roca presenta estructura vesicular, estas vesículas tienen formas irregulares elongadas, redondeadas y ovoides con tamaños entre 0,5 y 2,6 mm y ocupan un volumen estimado de 10 a 15 %. Sus paredes se encuentran recubiertas con material carbonático de grano medio. La textura de la roca es porfírica con pasta intergranular y en algunos sectores pilotáxica, mientras que, en otros sectores de la muestra, la pasta presenta los cristales orientados (textura traquítica). Los fenocristales son de olivino, plagioclasa y minerales opacos y ocupan entre 10 y 15 % del volumen de la muestra. Los fenocristales de olivino exhiben formas euhedrales a subhedrales, tienen *parting* y se encuentran parcialmente reemplazados por minerales opacos e iddingsita; en algunos casos se observaron engolfamientos ocupados por la pasta. Los fenocristales de plagioclasa son de forma euhedral y presentan macla tipo Albita – Carlsbad. El rango de longitud del olivino es entre 0,4 y 1,6 mm, mientras que el de las plagioclasas es de 0,1 y 1,00 mm. Los minerales opacos son de grano fino con longitudes que varían entre 0,1 y 0,5 mm. La pasta ocupa un volumen del 65-70% de la muestra y está compuesta por microlitos de plagioclasa, olivino, clinopiroxenos, opacos y vidrio (Figs. 12, 13, 14 y 15).

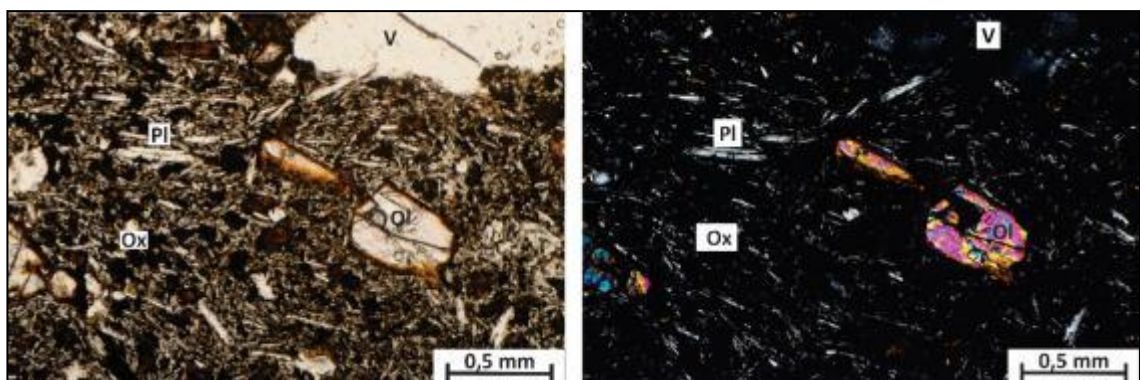


Figura 12. Fotomicrografía con nicoles paralelos (izquierda) y nicoles cruzados (derecha). Textura porfírica con fenocristales de olivino (Ol), plagioclasa (Pl) y minerales opacos (Ox) en una pasta intergranular a traquítica. V: vesícula.

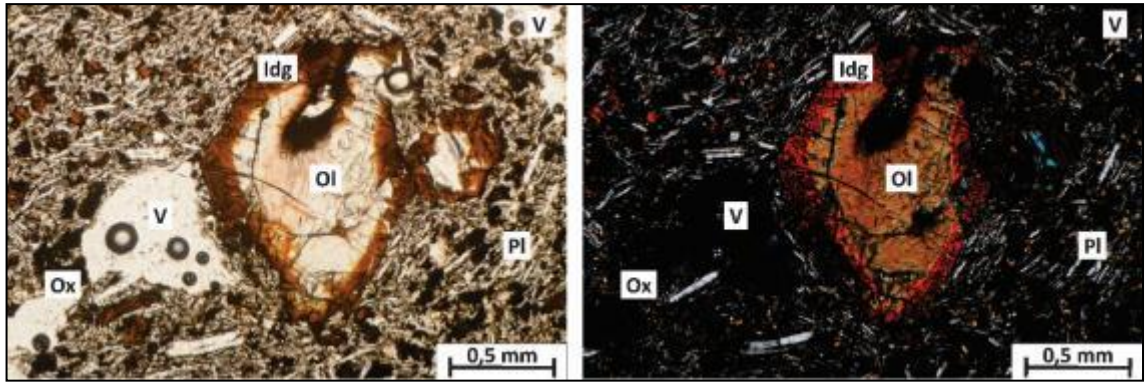


Figura 13. Fotomicrografía con nicols paralelos (izquierda) y nicols cruzados (derecha). Fenocristal de olivino (Ol) con sus bordes completamente alterados a iddingsita (Idg) y con engolfamiento, en una pasta intergranular a traquítica de plagioclasa (Pl) y minerales opacos (Ox) y olivinos reemplazados por iddingsita.

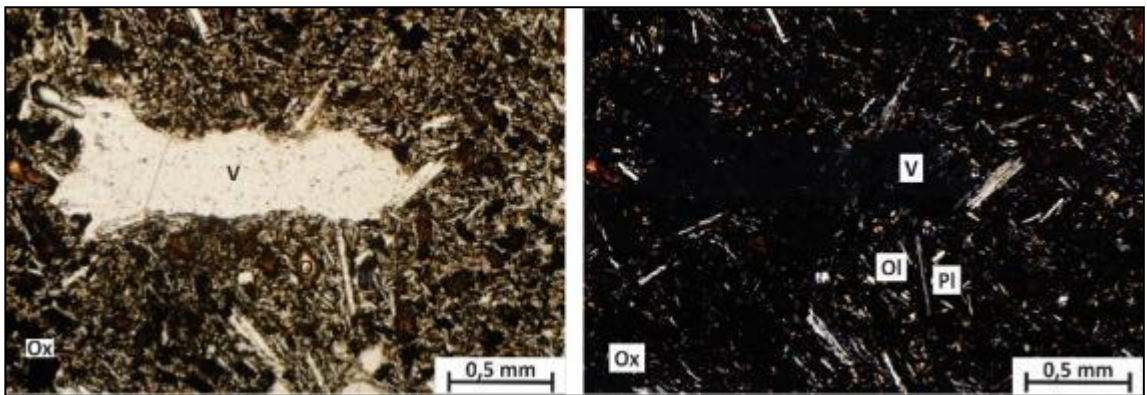


Figura 14. Fotomicrografía con nicols paralelos (izquierda) y nicols cruzados (derecha): Vesícula (V) de gran tamaño inmersa en una pasta pilotáxica con microlitos de plagioclasa, olivino reemplazado por iddingsita y minerales opacos.

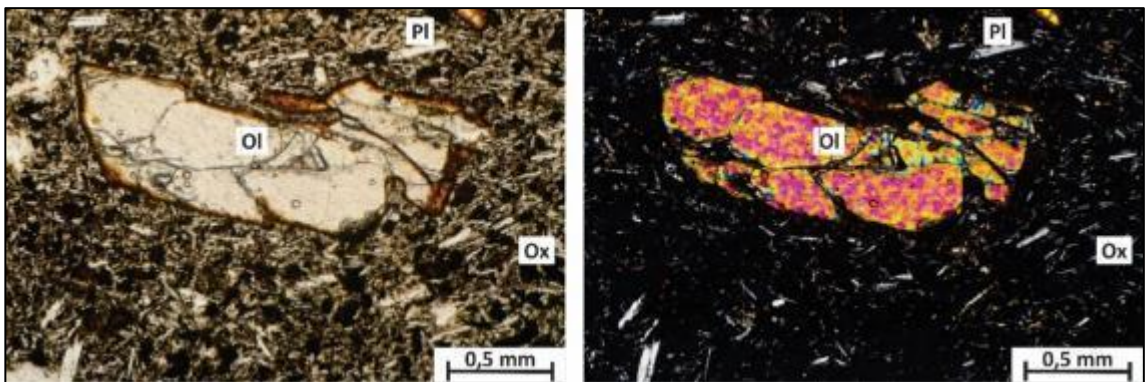


Figura 15. Fotomicrografía con nicols paralelos (izquierda) y nicols cruzados (derecha). Fenocristal de olivino (Ol) con parting y sus bordes parcialmente alterados a iddingsita, con engolfamiento, fenocristales de plagioclasa (Pl) y opacos (Ox) inmersos en una pasta pilotáxica.

Muestra MD24A

La roca presenta estructura vesicular, estas vesículas tienen formas irregulares, sus tamaños varían entre 1 y 2 mm y ocupan un volumen estimado menor al 15 % de la muestra, sus bordes se encuentran parcialmente recubiertos con material carbonático de grano medio.

La textura general de la roca es porfírica con pasta intergranular y pilotáxica. Los fenocristales son de olivino, los cuales desarrollan formas euhedrales a subhedrales y su largo varía entre 0,5 y 2,1 mm. Algunos individuos presentan *parting* y se encuentran parcialmente alterados a iddingsita en sus bordes, son frecuentes los cristales con engolfamiento ocupado por la pasta. Los fenocristales de plagioclasa son de forma euhedral y presentan macla tipo Albita-Carlsbad, sus longitudes varían entre 0,51 y 1,02 mm. Además, se observaron cristales de minerales opacos de 0,5 mm de largo. Los fenocristales ocupan un 10-15 % del volumen de la muestra. La pasta ocupa un volumen de entre 65 y 70 % de la muestra y está compuesta por plagioclasa, olivino, minerales opacos, vidrio y clinopiroxeno. El olivino se encuentra totalmente alterado a iddingsita (Figs. 16, 17 y 18).

Muestra MD24B

La roca presenta estructura vesicular, estas vesículas tienen formas esféricas y su tamaño varía entre 0,5 y 2,5 mm (excepcionalmente 3,79 mm). Las mismas ocupan un volumen estimado menor al 15% de la muestra y algunas presentan sus bordes con material carbonático de grano medio. La textura de la roca es porfírica, con fenocristales de olivino y plagioclasa rodeados por una pasta intergranular y pilotáxica. Los fenocristales son de olivino de forma euhedral a subhedral, con tamaños que varían entre 0,15 a 0,50 mm; sus bordes se encuentran parcialmente alterados a iddingsita y, en algunos cristales, se observaron engolfamientos. Los fenocristales de plagioclasa presentan forma euhedral y maclado tipo Albita-Carlsbad, con tamaños que varían entre 0,19 y 0,50 mm; se observó un fenocristal de plagioclasa zonada. Los fenocristales ocupan el 10% del volumen de la muestra. La pasta de la roca ocupa un volumen del 70 a 75 % de la muestra y está compuesta por plagioclasa, olivino completamente alterado, minerales opacos y vidrio.

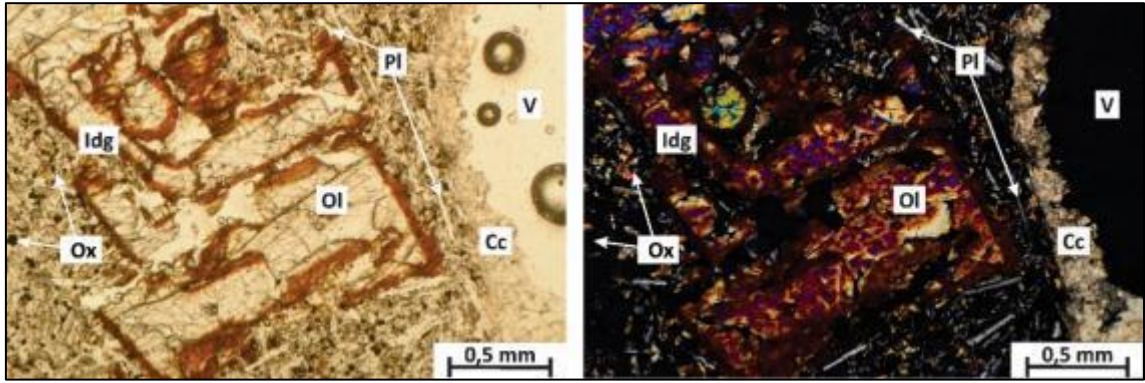


Figura 16. Fotomicrografía con nicols paralelos (izquierda) y nicols cruzados (derecha). Fenocristal de olivino alterado a iddingsita (Idg) en parting y bordes en pasta pilotáxica. Vesícula (V) con bodes de calcita (Cc).

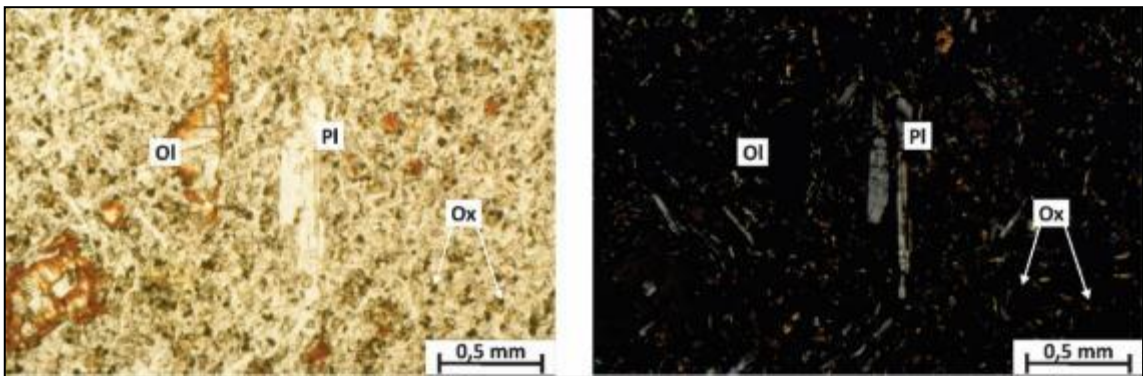


Figura 17 Fotomicrografía con nicols paralelos (izquierda) y nicols cruzados (derecha): Fenocristal de olivino inmerso en una pasta intergranular de plagioclasa (Pl), olivino reemplazado por iddingsita y minerales opacos (Ox).

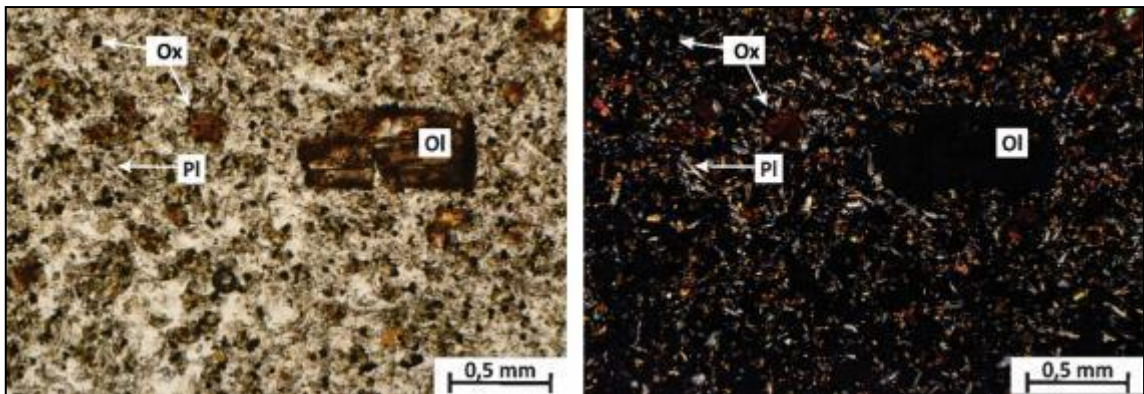


Figura 18: Fotomicrografía con nicols paralelos (izquierda) y nicols cruzados (derecha). Fenocristal de plagioclasa con macla tipo Albite-Carlsbad y olivinos subhedrales alterados en los bordes, inmersos en una pasta pilotáxica.

4.3 Geoquímica

Sobre la muestra MD24, se realizó un análisis químico de roca total, obteniéndose la concentración de 10 óxidos mayoritarios (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})}$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) y 13 elementos traza (Sc, V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba) por el Método de Fluorescencia de Rayos X (FRX). La concentración del resto de los elementos traza (Hf, Ta, Pb, Th, U, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) se obtuvo por el Método de Ablación Láser y Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado por Inducción (LA ICP-MS). Las concentraciones (porcentaje en peso) de los óxidos mayoritarios y de elementos traza (partes por millón) se expresan en la tabla 1.

Tabla 1: Concentración de elementos mayores (% en peso) y de elementos traza (ppm) en la muestra MD24. ETR: elemento de tierras raras.

MUESTRA: MD24					
E. mayores	% peso	E. traza	ppm	E. traza (ETR)	ppm
SiO2	48,38	Sc	21,70	La	18,54
TiO2	1,97	V	200,17	Ce	37,71
Al2O3	14,64	Cr	202,70	Pr	4,58
Fe2O3(tot)	12,00	Co	46,13	Nd	21,04
MnO	0,14	Ni	176,04	Sm	4,97
MgO	7,77	Zn	98,90	Eu	1,89
CaO	9,19	Ga	20,42	Gd	4,54
Na2O	4,13	Rb	26,37	Tb	0,71
K2O	1,37	Sr	604,22	Dy	3,89
P2O5	0,40	Y	20,85	Ho	0,76
TOTAL	100,00	Zr	153,62	Er	1,86
		Nb	24,34	Tm	0,25
		Ba	489,58	Yb	1,54
		Hf	3,59	Lu	0,22
		Ta	1,32		
		Pb	2,27		
		Th	2,12		
		U	0,77		

4.3.1 Elementos mayores

Para la clasificación de la muestra analizada se utilizó el diagrama TAS de Le Maitre et al. (2002) que contrasta la concentración de sílice (SiO_2) con la de los álcalis totales ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (Fig. 19). En el gráfico se observa que la muestra tiene un contenido de sílice de 48,4 % en peso y de álcalis totales de 5,5 % en peso, clasificándose como traquibasalto. Además, este último grupo de rocas puede subdividirse en base al contenido de Na_2O y K_2O en

hawaitas o traquibasaltos potásicos. Para el caso de la muestra MD24, esta clasifica como hawaita.

Con fines comparativos, dentro del mismo diagrama se representaron muestras de basaltos de zonas próximas al centro eruptivo Agua del Mercado correspondientes a la “Zona Sur” (ZS) de Bernardi (2016). Se destaca que la muestra MD24 se ubica dentro del ámbito de variación de los basaltos pleistocénicos cercanos.

A partir de la incorporación al diagrama TAS de la recta propuesta por Macdonald (1968) que divide a las rocas en alcalinas y subalcalinas, se determinó que la muestra MD24 pertenece a la serie alcalina (Fig. 19). Mediante el diagrama propuesto por Middlemost (1975, en Wilson 1989), el cual divide a la serie alcalina en alto potasio, potásica y sódica, se concluyó que la muestra MD24 se ubica en el campo correspondiente a la serie sódica al igual que las muestras de zonas aledañas (Bernardi 2016) (Fig. 20).

El número de mg ($MgO/40,32 / MgO/40,32+FeO_{tot}/71,85$) de la muestra MD24 tiene un valor de 0,56. El valor obtenido para este parámetro indica que no se trata de un fundido primario en equilibrio con olivino del manto, el cual según Wilson (1989) debe tener un mg mayor a 0,68. Además tanto el valor de la muestra MD24 como los de la “ZS” de Bernardi (2016) no muestran diferencias significativas.

Con los óxidos mayoritarios y mediante el software K-Ware-MAGMA (Wohletz, 2010) se calculó la Norma C.I.P.W., con el fin de obtener los porcentajes de los minerales normativos presentes en la muestra MD24. Se utilizó una relación $Fe_2O_3/FeO=0,3$ propuesta por Middlemost (1989, en Rollinson 1993) (Tabla 2). La composición de la norma demostró que MD24 corresponde a una roca subsaturada en sílice, con 5,43 % de nefelina normativa.

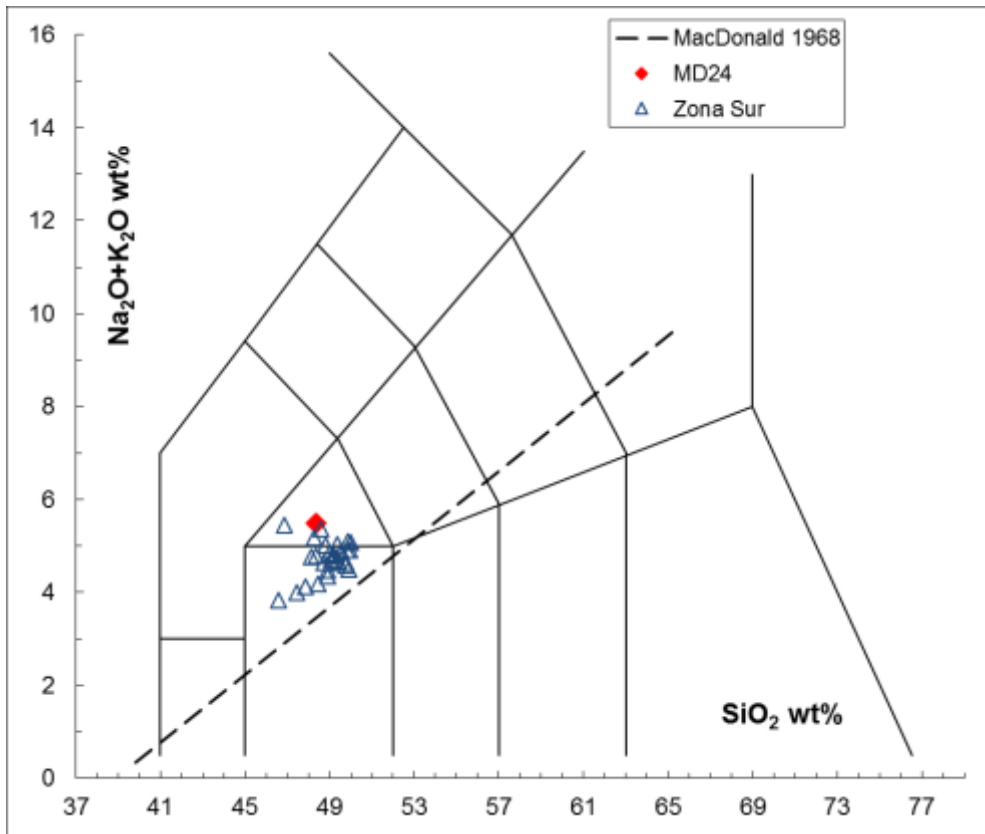


Figura 19: Diagrama TAS (Le Maitre et al. 2002) para la clasificación de rocas volcánicas. Se puede observar que la muestra MD24 se encuentra dentro del campo de los traquibasaltos. El resto de las muestras corresponden a la Zona Sur (Bernardi 2016).

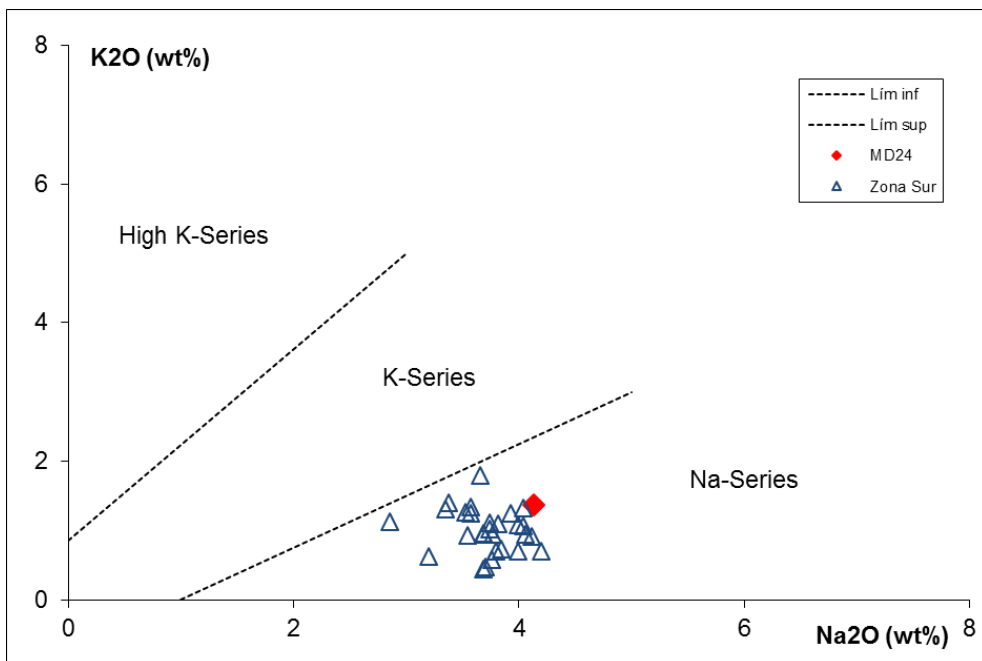


Figura 20: Diagrama propuesto por Middlemost (1975, en Wilson, 1989). Se observa que la muestra MD24 se ubica dentro de la serie sódica, al igual que las muestras de la Zona Sur (Bernardi 2016).

Tabla 2: Concentración de minerales normativos de la muestra MD24.

MUESTRA: MD24	
MINERAL	CONCENTRACIÓN
Cuarzo	0
Ortosa	8,09
Albita	24,89
Anortita	17,36
Nefelina	5,43
Diopsido	20,76
Olivino	13,69
Magnetita	5,25
Ilmenita	3,75
Apatito	0,87
Total	100

4.3.2 Elementos Traza

Con el fin de conocer el patrón de elementos traza de la muestra MD24 se normalizaron los mismos a valores del manto primitivo propuesto por McDonough y Sun (1995) y se construyeron un diagrama de elementos traza extendido (Fig. 21) y un diagrama de elementos de tierras raras (Fig. 22). Con fines comparativos se incluyeron en los dos gráficos los valores de basaltos de 7 muestras pertenecientes a la “Zona Sur” de Bernardi (2016). Asimismo, en el diagrama de elementos traza extendido se graficaron a modo de comparación datos del arco volcánico a una latitud de 38°40´S correspondientes al volcán Llaima (Hickey et al. 1986) y de basaltos transicionales y cratónicos de Patagonia (Stern et al. 1990).

El patrón de elementos traza extendido de la muestra MD24 revela mayores concentraciones de los elementos más incompatibles (Rb a Ce), mientras que hacia los elementos menos incompatibles (Nd a Lu) los patrones denotan un empobrecimiento de los mismos, registrándose una anomalía positiva de Eu. Al igual que las muestras de la Zona Sur de Bernardi (2016), la MD24 se ubica dentro del campo de los basaltos transicionales de Stern et al. (1990).

En el gráfico de elementos de tierras raras, la muestra MD24 se ubica dentro del campo de variación de los basaltos pleistocénicos aledaños de la “Zona Sur” (Bernardi 2016). La muestra presenta enriquecimiento en los elementos de tierras raras livianos (La/Yb

= 8,2) respecto de los pesados y una leve anomalía positiva de europio ($Eu/Eu^* = 1,2$
 $Eu^*=(Sm+Gd)/2$).

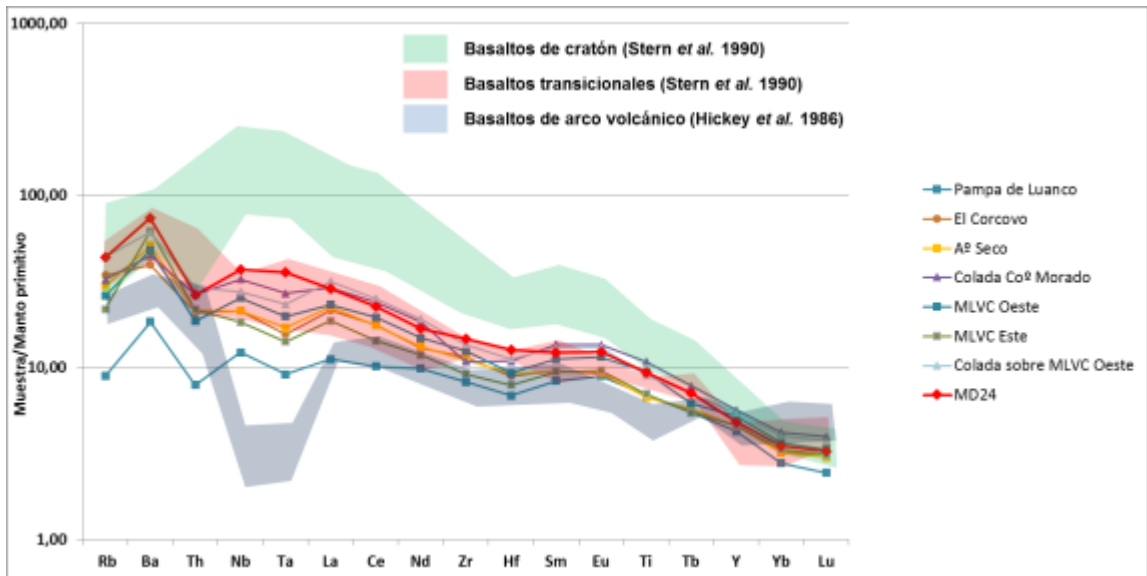


Figura 21: Diagrama de elementos traza normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough 1995). Se grafican con fines comparativos, muestras de coladas basálticas aledañas a la muestra estudiada MD24, tomadas de Bernardi (2016).

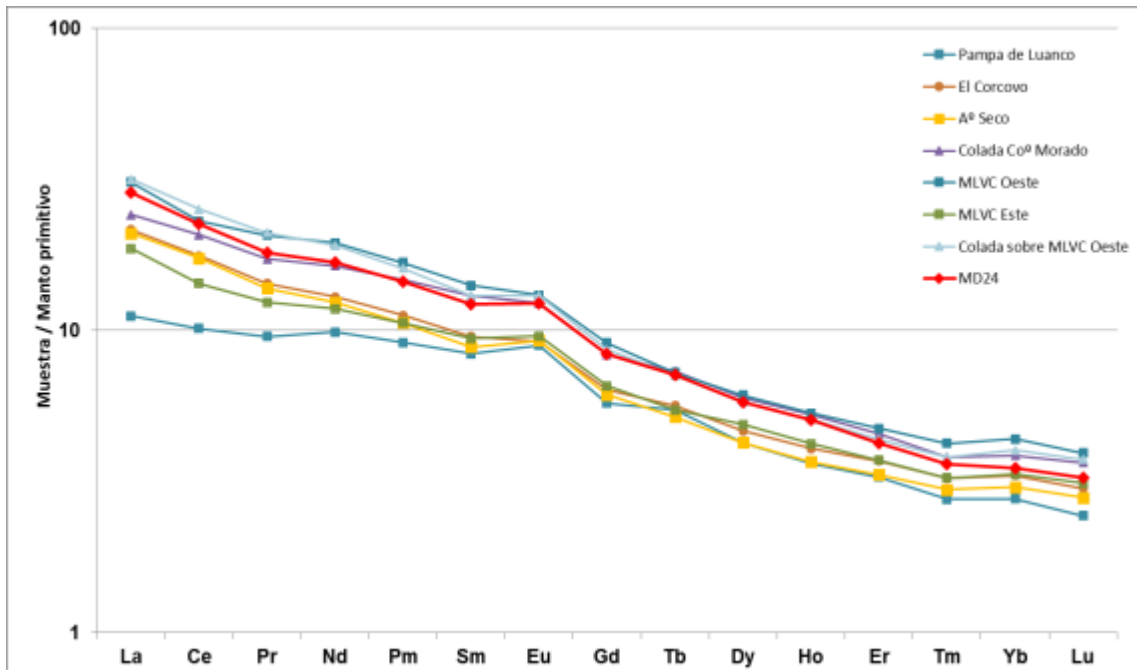


Figura 22. Diagrama de elementos de tierras raras normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough 1995).

CAPÍTULO 5: DISCUSIÓN

Muchas rocas ígneas que han sufrido enfriamiento brusco en condiciones superficiales, en contacto con el aire o con el agua de mar, solidifican rápidamente sin que se dé tiempo a la formación de cristales. De esta forma puede desarrollarse vidrio volcánico al menos en la zona de la colada de lava con mayor velocidad de enfriamiento, aunque existen pocas rocas volcánicas que sean totalmente vítreas. Las muestras analizadas en este trabajo presentan textura porfírica. Este tipo de textura se encuentra conformada por cristales relativamente grandes (fenocristales) en una pasta de grano fino, siendo esta una característica común de las lavas y de las rocas hipabisales enfriadas rápidamente en superficie. Esta textura representa dos historias de enfriamiento, por un lado, los fenocristales indican un enfriamiento lento, seguido por un periodo de rápido enfriamiento en el cual cristaliza la pasta (Shelley 1993). En el estadio de enfriamiento lento del magma se habrían formado los fenocristales de olivino, plagioclasa y minerales opacos, con desarrollo de caras cristalinas. Por otro lado, los componentes de la pasta; plagioclasa, olivinos, piroxenos, minerales opacos y en algunos casos vidrio (taquilita), se habrían formado durante el enfriamiento rápido de la lava. En las muestras estudiadas también se observó que tanto los fenocristales como los microlitos de olivino de la pasta de la roca, se encuentran alterados, parcialmente en el primer caso y totalmente en el segundo caso. Esto se produce porque el olivino es muy susceptible a la alteración. Los productos de alteración son variados, incluyendo serpentina y mezclas descritas como iddingsita, bowlingita y clorofaetita (Deer et al. 1993). En el caso de las secciones analizadas, el olivino se encuentra alterado a iddingsita, principalmente en los bordes y en el parting en algunos casos. Este es un mineraloide de color pardo rojizo, que consiste en una mezcla de esmectita, clorita y goethita/hematita. El mecanismo de alteración involucra la difusión de iones de hidrógeno dentro de la estructura del olivino donde estos se fijan temporalmente a los iones de oxígeno liberando iones de Mg, Fe²⁺ y Si desde sus sitios, permitiendo ser reemplazados por Fe³⁺, Al y Ca (Deer et al. 1993). Por otra parte, en las muestras se observó la presencia de vesículas, las mismas reflejan un desarrollo tardío de elementos volátiles gaseosos que se liberaron del magma y que quedaron atrapados dentro de la roca. Es común que las rocas volcánicas tengan las vesículas tapizadas por minerales tardío-magmáticos y/o minerales post-magmáticos como carbonatos, zeolitas, cuarzo, calcedonia, clorita y a veces puede encontrarse vidrio o pasta volcánica (Shelley 1993). En el caso de estas muestras el material que tapiza los bordes de las vesículas es de tipo carbonático, de grano medio.

Tanto el diagrama de elementos traza extendido, así como el de tierras raras denotan que la muestra MD24 coincide con las muestras aledañas de la “Zona Sur” de Bernardi (2016), ambas revelan mayores concentraciones de los elementos más incompatibles (Rb-Ce) y menores concentraciones de los elementos menos incompatibles (Nb- Lu) y una anomalía positiva de Eu. Además, MD24 se ubica dentro del ámbito de variación de los basaltos transicionales de Stern et al. (1990). Estos autores observaron que los basaltos transicionales tienen alguna influencia geoquímica aportada por la placa subductada, un rasgo que los separa de los basaltos cratónicos. La subducción de bajo ángulo propuesta para el Mioceno que dio lugar a la generación del Complejo ígneo Chachahuén (Kay y Mancilla 2001) pudo haber producido un enriquecimiento de componentes de la placa sobre la cuña mantélica, zona de origen de los basaltos. Estas características son las que se identifican en los basaltos de este sector de Payenia.

La trayectoria de la colada Agua del Mercado se vio afectada por la pendiente del sustrato por donde se desplazaba y por los afloramientos preexistentes, principalmente de las unidades cretácicas, al momento de la expulsión de lava desde el centro efusivo. Esto provocó que la colada fluya en sentido sur, pero con desvíos locales. El efecto de los afloramientos previos del Cretácico que actuaron como barrera topográfica se observa en el tramo 2 de la colada, el cual presenta un ancho mayor al de los demás tramos y los perfiles transversales muestran un techo ondulado. La configuración de los afloramientos previos condujo al encharcamiento de la lava hasta superar la barrera topográfica. Pese a que, en la actualidad, las coladas están más elevadas que los afloramientos de sedimentitas cretácicas, al momento de la erupción este rasgo pudo ser inverso. Es común que en torno a las coladas de lava se genere inversión de relieve cuando las rocas que las circundan son sedimentarias, ya que éstas se erosionan con mayor facilidad que el basalto. Esto puede observarse en varios sectores de Payenia oriental (ej. Punta de la Barda y otros sectores terminales al norte de la localidad de Puelén) y se postula que ocurrió en el caso de la colada Agua del Mercado. El escaso desarrollo lateral de la colada en relación a las coladas del sector oriental de Payenia, principalmente de las orientadas oeste-este, puede deberse a un volumen eruptivo relativamente bajo, a la mayor pendiente principalmente del Tramo 3 (1,4°), al control de los afloramientos previos y, además, a la posibilidad de que la colada Agua del Mercado se haya encausado en un antiguo cauce a partir en el tramo 3. Las lavas estudiadas por Bernardi et al. (2019) son coladas lavas pahoehoe con superficies relativamente suaves y fueron emplazadas sobre terrenos peneplanizados con pendientes regionales subhorizontales de no

más de 1,5° y generalmente menores a 1° (Bernardi et al. 2019), las pendientes mayores se dan en proximidades del valle del Río Colorado.

CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES

- El centro eruptivo Agua del Mercado emitió una colada de lava con una longitud mínima de 19,6 km y volumen mínimo de 0,037 km³.
- El desplazamiento y morfología final de la colada estuvieron condicionados por factores topográficos, principalmente la pendiente y afloramientos previos.
- Petrográficamente las muestras estudiadas presentan estructura vesicular y la textura predominante es porfírica con pasta intergranular y pilotáxica. La asociación de fenocristales dominante es olivino-plagioclasa. La pasta está compuesta por plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, minerales opacos y vidrio.
- Geoquímicamente la muestra estudiada pertenece a la serie alcalina sódica y clasifica como traquibasalto, más específicamente hawaita. Además, esta muestra se ubica dentro del campo de los basaltos transicionales de Stern et al. (1990) con características similares a los basaltos del campo Chachahuén.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bermúdez, A. y Delpino, D. 1989. La provincia basáltica Andino Cuyana (35-37° L.S.).
Revista de la Asociación Geológica Argentina 44: 35-55.
- Bermúdez, A, Delpino, D., Frey, F., Saal, A. 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos.
12° Congreso Geológico Argentino, Relatorio p161-173. Mendoza.
- Bernardi, M.I., Bertotto G.W., Tiago L.R., Jalowitzki., Orihashi, Y. y Ponce A.D., 2015.
Emplacement history and inflation evidence of a long basaltic lava flow located in
Southern Payenia Volcanic Province, Argentina. Journal of Volcanology and
Geothermal Research 293: 46-56.
- Bernardi, M.I., 2016, Petrología y volcanología de los flujos basálticos neógeno-cuaternarios
del retroarco extraandino entre los 36° y 37° 30'LS, provincias de Mendoza y La
Pampa, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 352
p., Córdoba.
- Bernardi, M.I., Bertotto, G.W., Ponce, A.D. y Rubiano Lorenzoni, G.M., 2019. Primera
descripción morfológica e interpretación genética de la cueva volcánica El Julepe.
Sector suroriental de Payenia, La Pampa, Argentina; Asociación Geológica
Argentina; Revista de la Asociación Geológica Argentina; 76; 1; 3-2019; 1-7.
- Bertotto, G.W., Bjerg, E.A. y Cingolani, C.A., 2006. Hawaiian and Strombolian style
monogenetic volcanism in the extra-Andean domain of central-west Argentina.
Journal of Volcanology and Geothermal Research 158: 430-444.
- Cobbold, P. R. y Rossello, E., 2003. Aptian to Recent compressional deformation, foothills
of the Neuquén Basin, Argentina. Marine and Petroleum Geology 20: 429-443.
- Deer, W. A., Howie, R. A. y Zussman, J., 1993. An introduction to the rock forming
minerals. Ed. Longman, London.
- Dewey, J.F., Bird, J. 1970. Mountain belts and the new global tectonics. Journal of
Geophysical Research, 75: 2625-2647.
- Folguera, A., Naranjo, J. A., Orihashi, Y., Sumino, H., Nagao, K., Polanco, E. y Ramos, V.
A. 2009. Retroarc volcanism in the northern San Rafael block (34–35 30' S), southern
Central Andes: occurrence, age, and tectonic setting. Journal of Volcanology and
geothermal Research 186(3): 169-185.
- Galland, O., Hallot, E., Cobbold, P.R. y Buffet, G., 2007. Volcanism in a compresional
Andean setting: A structural and geochronological study of Tromen volcano
(Neuquén province, Argentina). Tectonics 26: TC4010.

- Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal Geological Society of London*, 129: 93-131.
- Germa, A., Quidelleur, X., Gillot, P.Y. y Tchilinguirian, P., 2010. Volcanic evolution of the back-arc Pleistocene Payún Matrú Volcanic Field (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 29: 717-730.
- González Díaz, E. F. 1972. Descripción geológica de la Hoja 30d Payún Matrú. Informe Técnico Boletín 130, Dirección Nacional de Geología y Minería.
- González Díaz, E.F., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 31d, la Matancilla, provincia de Mendoza. Boletín, vol. 173. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires.
- Gudnason, J., Holm, P.M., Sjøager, N. y Llambías, E.J., 2012. Geochronology of the late Pliocene to Recent volcanic activity in the Payenia back-arc volcanic province, Mendoza Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 37: 191-201.
- Gutscher, M.-A & Maury, René & Eissen, Jean-Philippe & Bourdon, Erwan. (2000). Can slabmelting be caused by flat subduction? *Geology*. *Geology*. 28. 535-538.
- Hickey, R.L., Frey, F.A., Gerlach, D.C. y Lopez-Escobar, L., 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34°41'S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. *Journal of Geophysical Research* 91(B6): 5963-5983.
- Holmberg, E. 1962. Descripción Geológica de la Hoja 32d - Chachahuén, provincias de Neuquén y Mendoza, Carta Geológico-Económica de la Rep. Argentina, Esc. 1:200.000. 65 pp, Buenos Aires.
- Inbar, M. y Risso, C., 2001. A morphological and morphometric analysis of a high-density cinder cone volcanic field - Payun Matrú, south-central Andes, Argentina. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* 45 (3), 321–343.
- James, D.E. y Sacks, I.S., 1999. Cenozoic formation of the Central Andes: A geophysical perspective. En: Skinner, B.J. (ed.): *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*. Society of Economic Geology, Special Publication 7: 1-26.
- Kay, S.M., 2001. Geochemical evidence for a late Miocene shallow subduction zone in the Andean Southern Volcanic Zone near 37°S latitude: *Eos Transactions, American Geophysical Union* 81: V12C-099.
- Kay, S.M., y Mancilla, O., 2001. Neogene shallow subduction segments in the Chilean/Argentine Andes and Andean-type margins. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 34(6): A-156.

- Kay, S. M., 2002. Magmatic sources, tectonic setting and causes of tertiary to recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude). Número 3, pág. 95–100, Calafate. Congreso Geológico Argentino.
- Kay, S.M., Gorring, M., y Ramos, V.A., 2004, Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude): Asociación Geológica Argentina Revista, v. 59, p. 556–568.
- Kay, S.M., Godoy, E. y Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. Geological Society of America Bulletin 117: 67-88.
- Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P., Mancilla, O., 2006a. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén basin. En: Kay, S.M., Ramos, V.A. (eds.). Evolution of an Andean Margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat.). Geological Society of America Bulletin, Special Paper 407:67–96.
- Kay, S.M., Mancilla, O. y Copeland, P., 2006b. Evolution of the late Miocene Chachahuén volcanic complex at 37°S over a transient shallow subduction zone under the Neuquén Andes. En Kay, S. M. y Ramos, V. A. (eds.) Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén basin (35°-39°S lat). Geological Society of America, Special Paper 407: 215-246.
- Le Maitre, R.W. (Editor), Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, H. y Woolley, A.R., 2002. Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, 2nd Edition. Cambridge University Press, Cambridge. 236 páginas.
- Linares, E. y González, R.R., 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales, Serie B, Didáctica y Complementaria 19: 1-628.
- Llambías, E. J. 1966. Geología y petrología del volcán Payún Matrú. Acta Geológica Lilloana, 8:265–315.
- Llambías, E. J. 2008. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria No. 29, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 15: 222 p., Buenos Aires.

- Llambías, E.J., Bertotto, G.W., Risso, C. y Hernando, I. 2010. El volcanismo cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67(2): 278-300.
- Macdonald, G. A., 1968. Composition and origin of Hawaiian lavas. In: Coats, R.R., Hay, R.L., Anderson, C.A. (Eds.), *Studies in Volcanology: A Memoir in Honor of Howel Williams*. Geological Society of America. Memoir, vol. 116, pp. 477–522.
- MacKenzie, W., Donalson, C. y Guilford, C., 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. John Wiley & Sons, 148 p., New York.
- Mazzarini, F., Fornaciai, A., Bistacchi, A., y Pasquarè, F.A., 2008. Fissural volcanism, polygenetic volcanic fields, and crustal thickness in the Payen Volcanic Complex on the central Andes foreland (Mendoza, Argentina) *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9 (9): Q09002.
- McDonough, W. F. and Sun, S. S. 1995. The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- Middlemost, E. A. K., 1975. The basalt clan. *Earth Science Review*. En M. Wilson, *Igneous Petrogenesis* (pp. 337-364). London: Unwin Hyman.
- Middlemost, E. A. K., 1989. Iron oxidation ratios, norm and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology*. En H. R. Rollinson, *Using Geochemical Data* (pp. 19-26). Essex: Longman Scientific & Technical.
- Narciso, V., Mallimacci, H., Santamaría, G., Sepulveda, E. y Zanettini, J.M., 2001. Hoja Geológica 3769-II, Agua Escondida, Provincias de Mendoza y La Pampa. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 300.
- Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P., Schemmann, K. 2006. Deformation of the Central Andean upper plate system-Facts, fiction, and constraints for plateau models. En: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (Eds.). *The Andes*. Springer Berlin Heidelberg, 1: 3-27.
- Orihashi, Y. y Hirata T., 2003. Rapid quantitative analysis of Y and REE abundances in XRF glass bead for selected GSJ reference rock standards using UV laser ablation ICP-MS. *Geochemical Journal*, 37: 401-412.
- Pérez, M.A. y Condat, P., 1996, *Geología de La Sierra de Chachahuén, Area CNQ-23*, Puelén: Buenos Aires, Argentina, Geólogos Asociados, S.A., report to YPF: 82 p.
- Polanski, J., 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio Economía, Instituto Investigaciones económicas y tecnológicas,

- Cuadernos de investigaciones y estudios, 4. Ministerio de Economía del Gobierno de Mendoza, p. 4-10, Mendoza.
- Quidelleur, X., Carlut, J., Tchilinguirian, P., Germa, A. y Gillot, P.Y., 2009. Paleomagnetic directions from mid-latitude sites in the southern hemisphere (Argentina): contribution to time averaged field models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 172: 199-209.
- Raith, M., Raase, P., & Reinhardt, J. (2012). Guía para la microscopia de minerales en lámina delgada.
- Ramos, V. A. 1978. Estructura. En *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*, número 7 en Relatorio, pág. 99–118, Neuquén. Congreso Geológico Argentino
- Ramos, V.A. y Folguera, A., 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En: Veiga, G., Et al. (ed.) *The Neuquén Basin: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*, The Geological Society, Special Publication 252:15–35.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M., 2006. Overview of the tectonic evolution of the Southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°–39°S latitude). En: Kay, S.M., Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of an Andean Margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35–39°S)*, Geological Society of America, Special Paper 407: 1-18.
- Ramos, V. A. y Folguera, A. 2010. Payenia volcanic province in the Southern Andes: An appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2011. Payenia Volcanic Province (Southern Andes): an exceptional quaternary tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201: 53-64.
- Risso, C., Németh, K., Combina, A.M., Nullo, F. y Drosina, M., 2008. The role of phreatomagmatism in a Plio–Pleistocene high-density scoria cone field: Llancanelo Volcanic Field (Mendoza), Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 169: 61-86.
- Rollinson, H. R., 1993. *Using Geochemical Data*. Longman Scientific & Technical, 352p, Essex.
- Sagripanti, L. 2015. Evolución tectónica del orógeno Andino comprendido entre los 36° y 37° de latitud sur: estudio integrado desde el arco volcánico hasta la región del antepaís. Doctoral dissertation, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, 11-13.

- Shelley, D. 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations (No. 552.3/. 4 SHE).
- Somoza, R., Zaffarana, C.B. 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1): 267-277.
- Spagnuolo, M.G., Litvak, V.D., Folguera, A., Bottesi, G., Ramos, V.A. 2012. Neogene magmatic expansion and mountain building processes in the southern Central Andes, 36° 37°S, Argentina. *Journal of Geodynamics*, 53: 81–94.
- Stern, C.R., Frey, F.A., Futa, K., Zartman, R.E., Peng, Z. y Kyser, K.T., 1990. Trace element and Sr, Nd, Pb, and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104: 294-308.
- Tani, K., Orihashi, Y. y Nakada, S., 2002. Major and trace component analysis of silicate rocks using fused glass bead by X-ray Fluorescence spectrometer: Evaluation of analytical precision for third, sixth and eleventh dilution fused glass beads. Technical Research Report, ERI, University of Tokyo 8: 26-36 (in Japanese with English Abstract).
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman. p. 465. London.
- Wohletz, K., 2010. KWare MAGMA Software version 2.49.0126. Los Alamos National Lab., Los Alamos, NM 87545. Available from <http://www.ees1.lanl.gov/Wohletz/Magma.htm>.