



UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PATAGONIA SAN JUAN BOSCO
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y CIENCIAS DE LA SALUD
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA



PETROGÉNESIS DEL MAGMATISMO BÁSICO CRETÁCICO-PALEÓGENO DEL SURESTE DE LA PROVINCIA DEL CHUBUT: BASALTO LA ANGOSTURA

Autora: María Belén Lastra

Director: Dr. César Navarrete
Co-directora: Dra. Gabriela Massaferró

Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina
2025

<u>ÍNDICE</u>	pág.
1. Resumen	1
2. Introducción	3
2.1 Plumas mantélicas	3
2.2 Ventanas astenosféricas (<i>slab windows</i>)	4
2.3 Rasgaduras en la losa subductante (<i>slab tear</i>)	4
2.4 Flexura de la zona de transición del manto	5
2.5 Extensión	5
3. Objetivos	8
4. Geología Regional: Estratigrafía Cretácico-Cenozoica de la CGSJ	8
5. Materiales y Métodos	13
5.1 Trabajo de gabinete	13
5.2 Trabajo de campo	13
5.3 Trabajo de laboratorio	13
5.3.1 Estudios petrográficos	13
5.3.2 Estudios geoquímicos	14
5.3.3 Cálculos de composición de magma primario	14
5.3.4 Estimaciones de fusión parcial	14
5.3.5 Estimaciones de presión y temperatura	15
6. Resultados	16
6.1 Geología de campo	16
6.1.1 Coladas	17
6.1.2 Intrusivos	21
6.1.2.1 Diques	21
6.1.2.2 Plutón?	21
6.2 Mapa geológico	22
6.3 Petrografía	23
6.3.1 Basaltos (B1)	24
6.3.2 Gabros (G1)	25
6.3.3 Xenolito ultramáfico (XEN)	27
6.4 Geoquímica	28
6.4.1 Elementos mayores	29
6.4.2 Elementos traza	32
6.4.3 Diagramas de clasificación de ambiente geotectónico	36

6.5 Modelado petrogenético	36
6.5.1 Cálculos de composición primaria	36
6.5.2 Estimación de fusión parcial	38
6.5.3 Estimación de presión y temperatura	39
7. Discusiones	40
7.1 Características de la fuente y ambiente geotectónico	40
7.2 Mecanismos eruptivos	41
7.3 Edad del magmatismo y posición estratigráfica	43
7.4 Vinculación espacio-temporal con eventos magmáticos del Cretácico – Paleógeno de la Patagonia centro-sur	46
8. Conclusiones	49
9. Bibliografía	50
10. Agradecimientos	63
11. Anexo	64

1. RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados del estudio geológico realizado en rocas basálticas pertenecientes a la unidad volcánica denominada Basalto La Angostura, ubicada al sureste del lago Colhué Huapi, en el sector central de la Cuenca del Golfo San Jorge, provincia del Chubut. Este magmatismo ha sido asignado al Cretácico Superior-Paleógeno por estudios geocronológicos y se vincula con eventos de intraplaca asociados a la evolución tectónica de la Patagonia central. Si bien el origen de este episodio magmático se encuentra bajo estudio, la caracterización detallada de los afloramientos, como así también las características petrográficas y geoquímicas no han sido abordadas en estudios previos.

En el área de trabajo, se llevó a cabo un trabajo multidisciplinario que incluyó cartografía geológica de detalle, estudios petrográficos y análisis geoquímicos de elementos mayores y trazas. El objetivo fue determinar las características composicionales de esta unidad y modelar los procesos magmáticos que intervinieron en su génesis y evolución. Asimismo, se buscó establecer su posición estratigráfica, evaluar su relación con eventos tectónicos regionales y definir su contexto geodinámico dentro del magmatismo cenozoico patagónico.

La unidad Basalto La Angostura se compone de coladas de lava y cuerpos intrusivos (diques y un plutón? de pequeñas dimensiones). Las coladas presentan texturas afaníticas a porfíricas con variaciones en la vesicularidad, mientras que los intrusivos exhiben texturas holocristalinas granulares finas, disyunción columnar y contactos netos con la roca de caja. Petrográficamente, estas rocas están compuestas por olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, con alteraciones secundarias a iddingsita y ceolitas (analcima principalmente) rellenando cavidades amigdaloides.

Desde el punto de vista geoquímico, corresponden a basaltos alcalinos y traqui-basaltos, con afinidades de tipo OIB (*Oceanic Island Basalts*). Los diagramas multielementales de elementos traza normalizados a manto primitivo evidencian un enriquecimiento en elementos incompatibles, sin influencia de fluidos de subducción. Las relaciones de elementos traza, tales como Nb/La y Ba/Ta, sugieren una fuente astenosférica enriquecida, sin participación de componentes corticales.

Las estimaciones de termobarométricas de generación del magma señalan condiciones de fusión parcial con temperaturas de entre 1457 y 1530 °C, y presiones entre 2,3 y 3,2 GPa.

Los bajos grados de fusión parcial (<5%) sugieren un origen asociado a procesos de descompresión.

Los resultados obtenidos contribuyen al conocimiento sobre los eventos magmáticos de intraplaca de la Patagonia, aportando además información relevante sobre la dinámica del manto y la evolución geodinámica de la región.

2. INTRODUCCIÓN

El magmatismo de intraplaca se define como aquel que tiene lugar en zonas alejadas a los límites de placas activos, tanto el que se produce en escenarios intraoceánicos como intracontinentales (Ernst 2014). Dependiendo del ambiente tectónico imperante, los procesos geológicos que permiten explicar su ocurrencia y generación son diversos, respondiendo, por lo general, a procesos geodinámicos de gran escala tales como, impactos de plumas del manto, subducción de dorsales centro-oceánicas, etc. Debido a esto, el estudio de eventos magmáticos basálticos de intraplaca ocurridos en el pasado geológico permite, en muchos casos, reconocer procesos geodinámicos que involucran al manto terrestre, el cual se considera la fuente principal de fundidos basálticos.

En la Patagonia se han registrado numerosos eventos magmáticos de intraplaca basálticos desde el Cretácico hasta el Pleistoceno (Kay *et al.* 2004, 2007, Aragón *et al.* 2011, 2013, Honda *et al.* 2006, Navarrete *et al.* 2020, entre otros), los cuales han sido vinculados principalmente a plumas del manto, ventanas astenosféricas, rasgaduras de la litósfera oceánica subductante y, extensión y deformación de la zona de transición del manto. A continuación, se describen aspectos generales de los procesos geodinámicos de gran escala mencionados:

2.1 Plumas mantélicas: La hipótesis de las plumas mantélicas fue propuesta inicialmente por Wilson (1963) y Morgan (1971, 1972), para explicar las cadenas de islas volcánicas de edad progresiva que se extienden a lo largo de cuencas oceánicas. Se trata de columnas de rocas del manto que poseen una mayor temperatura que el entorno (entre 100 y 300 °C de diferencia, Campbell y Davies 2006) y, por ende, menor densidad, permitiendo su ascenso a niveles superiores en condiciones adiabáticas. A medida que estas columnas de rocas ascienden a través del manto, su geometría evoluciona de tal modo que se forma una “cabeza” en la parte superior, la cual incrementa su tamaño por descompresión a medida que asciende. Este aumento volumétrico está directamente ligado a la distancia recorrida por la pluma, lo que ha permitido estimar que ascienden desde el límite manto inferior-núcleo externo, una zona conocida como capa “D”, entre 2.700 y 2.900 km de profundidad (Juncá *et al.* 2019). Sin embargo, algunos estudios (p.ej., Zhao 2007) sugieren la formación de plumas mantélicas en la región localizada entre los 400 y 670 km de profundidad, conocida como zona de transición del manto. Aún no se conoce con certeza el aspecto real de las plumas, pero

propuestas más recientes (p. ej., Torsvik *et al.* 2006, 2010, French y Romanowicz 2015 o Tsekhmistrenko *et al.* 2018) apuntan a morfologías más complejas que las descritas en el modelo clásico de Morgan (1971).

Durante su ascenso, la descompresión progresiva del material rocoso que compone la pluma induce su fusión parcial al cruzar el *solidus* del material ascendente, dando origen a volúmenes variables de fundidos primitivos que ascienden hacia la superficie. Estos magmas poseen composiciones generales basálticas, tanto, alcalinas como toleíticas, y volúmenes capaces de edificar grandes provincias ígneas en diversas partes del mundo a lo largo de la historia geológica del planeta (Ernst 2014).

2.2 Ventanas astenosféricas (*slab windows*): Una ventana astenosférica es una discontinuidad de la losa oceánica subductante provocada por la apertura en profundidad de una dorsal centro-oceánica luego de subducirse (Thorkelson 1996). Esta apertura se desarrolla por diferencias de densidad existentes entre los segmentos oceánicos de la losa a ambos lados de la dorsal, lo que induce el hundimiento hacia el manto del segmento más pesado de losa y, con ello, la generación del *gap*.

Es ampliamente conocido que la generación de discontinuidades de la litósfera oceánica subductante provoca una descompresión de la astenósfera ubicada por debajo, causando su fusión parcial debido al gradiente negativo de presión (p.ej., Király *et al.* 2020). El magmatismo generado por tal descompresión, cuya composición varían entre calcoalcalina, alcalina y toleítica, puede manifestarse tanto en el ambiente de intraplaca de la placa cabalgante como en el antearco, lo cual se da en simultáneo con una interrupción del magmatismo de arco (p. ej., Armstrong *et al.* 1985, Hawkesworth *et al.* 1995, Kay *et al.* 2007). Asimismo, el magmatismo puede mostrar afinidades adakíticas (Kay *et al.* 2002, Zhang *et al.* 2010) o transiciones de afinidades shoshoníticas - adakíticas (Eyuboglu *et al.* 2011 a,b, 2013).

2.3 Rasgaduras en la losa subductante (*slab tears*): Una rasgadura de la losa es un proceso geodinámico en el que se produce la propagación lateral o vertical de una discontinuidad en la losa subductante (Andrić-Tomašević *et al.* 2023). Diversos estudios (p. ej., Guivel *et al.* 2006, Carminati *et al.* 1998, Wortel y Spakman 2000) sugieren que un desgarro paralelo a la trinchera en la losa subductante podría

generar una vía de ascenso para el material astenosférico, lo que favorecería el desarrollo de magmatismo alcalino de intraplaca con una composición geoquímica más compleja que la asociada a una ventana astenosférica (p. ej., Georgieva *et al.* 2019).

2.4 Flexura de la zona de transición del manto: La zona de transición del manto es un sector comprendido entre los 410 y 660 km de profundidad, que separa el manto superior del manto inferior. Esta zona, tiene la particularidad de evidenciar cambios en la velocidad de las ondas sísmicas, atribuidos a cambios de fases mineralógicas tales como el pasaje de olivino α (forsterita) a wadsleyita (olivino β) alrededor de los 410 km. Luego, a los ~ 525 km la wadsleyita se convierte en ringwoodita (olivino γ). Estos polimorfos de alta presión del olivino tienen la capacidad de almacenar fluidos acuosos en su estructura cristalina. Por último, cerca de los 660 km la ringwoodita se descompone en bridgmanita y ferropericlasa (Frost 2008).

Wang *et al.* (2018) sugieren que la geometría de las losas oceánicas subductantes en esta región del manto influyen en la dinámica del mismo y en procesos tectónicos de gran escala. En particular, destacan que las losas subductantes con una inclinación subhorizontal pueden afectar, en mayor medida, las propiedades reológicas de la zona de transición del manto, facilitando su plegamiento. Además, sugieren que la flexura del manto no solo está controlada por la geometría y velocidad de subducción, sino también por la presencia de volátiles, por lo que en regiones con una zona de transición de manto fuertemente hidratada (por múltiples subducciones previas y eventos de estancamiento de losas), una nueva subducción puede generar una perturbación física, provocando la flexura del manto que desencadena magmatismo de intraplaca por descompresión de las fases minerales hidratadas.

2.5 Extensión: Es un proceso geodinámico en el cual la litósfera terrestre sufre un adelgazamiento progresivo debido a esfuerzos extensionales. Este fenómeno es característico de zonas de *rift*, en donde la litósfera se fractura y se separa, generando una zona deprimida con flancos elevados limitada por fallas de cinemática normal. El manto por debajo de la zona atenuada de la litósfera se funde debido a la descompresión asociada al adelgazamiento litosférico, generando fundidos parciales de composición basáltica, inicialmente de afinidad

alcalina. A medida que avanza el proceso de *rifting*, el grado de fusión del manto puede aumentar, produciendo magmas de composición toleítica. (ver Echaurren y Navarrete 2024 por una revisión).

El magmatismo de intraplaca implica un componente volumétrico menor al desarrollado en otros ambientes geotectónicos. Asimismo, presenta rasgos geoquímicos distinguibles que proveen información sobre la evolución del manto subyacente a los continentes y del flujo de material que ha sido subducido, pero no extraído por el magmatismo de arco. Sin embargo, es imprescindible determinar el contexto individual, debido a que cada evento se produce en distintos contextos tectónicos y por mecanismos diferentes.

Una de las provincias magmáticas máficas continentales más grandes del mundo se encuentra en la Patagonia (Fig. 1), en donde grandes eventos volcánicos se han desarrollado desde el Cretácico-Paleoceno a la actualidad, en ausencia de un evento extensional significativo que pudiera inducir este magmatismo por descompresión del manto (p.ej., Kay *et al.* 2007). Este magmatismo puede ser dividido en tres etapas: Paleoceno-Eoceno, Oligoceno-Mioceno medio y Mioceno tardío-Pleistoceno (ver Navarrete *et al.* 2020). El magmatismo del Paleoceno-Eoceno se encuentra representado en el sector norte-centro y en el sur de la Patagonia y se caracteriza por grandes cuerpos intrusivos y extensas coladas de lava, éstas últimas compuestas por basaltos alcalinos y basanitas, sin influencia de fluidos de subducción. Desde el punto de vista tectónico, este evento está vinculado a la apertura de la ventana de la losa asociada a la dorsal Aluk/Farallón (p.ej., Aragón *et al.* 2013 y citas allí incluidas, Fernández Paz *et al.* 2018, Iannelli *et al.* 2020) que afectó la región desde los 59 a 37 Ma aproximadamente.

Durante el Oligoceno-Mioceno medio (32-12 Ma aprox.), en esta etapa se generaron los afloramientos más extensos y voluminosos del magmatismo de intraplaca cenozoico de la Patagonia. Se desarrolló la Gran Provincia Ígnea de Somuncurá, en el sector norte-central de Patagonia (Kay *et al.* 2007 y citas allí incluidas), la cual fue contemporánea con erupciones basálticas e intrusiones en la Patagonia central y sur (p.ej., Ramos 1982, Panza *et al.* 2001, Menegatti *et al.* 2018, Bruni *et al.* 2008). Este evento magmático muestra mayor influencia de componentes relacionados con subducción, lo cual fue interpretado como la influencia de fluidos de la zona de transición del manto por Navarrete *et al.* (2020).

Por último, el magmatismo Mioceno medio-Pleistoceno, ha dado origen a los extensos *plateaus* basálticos del sur de la Patagonia, al igual que otros más pequeños en el centro

y norte. Las rocas asignadas a este periodo son traqui-basaltos y basanitas de intraplaca con afinidades OIB. Este magmatismo presenta concentraciones de elementos traza que indican la ausencia generalizada de influencia de fluidos de subducción, aunque localmente algunas relaciones (p.ej., Ba/La) indican una leve influencia de tales fluidos (Navarrete *et al.* 2020). Estos basaltos, mayormente cuaternarios, fueron vinculados a la apertura de una ventana astenosférica para el sector sur de la Patagonia (p. ej., D’Orazio *et al.* 2004, Gorring *et al.* 1997, Espinoza *et al.* 2005, entre otros), mientras que fue atribuido a una rasgadura de la losa oceánica para el sector centro-norte de la Patagonia (Navarrete *et al.* 2020).

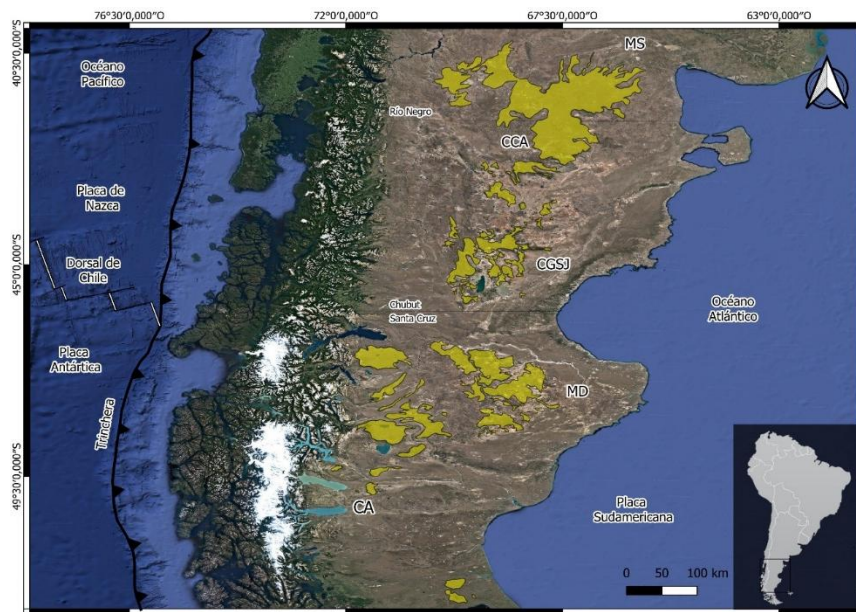


Figura 1. Distribución del magmatismo de intraplaca Cenozoico de Patagonia. CA: Cuenca Austral; MD: Macizo del Deseado; CGSJ: Cuenca del Golfo San Jorge; CCA: Cuenca de Cañadón Asfalto; MS: Macizo de Somuncurá. Basado en Navarrete *et al.* (2020).

Si bien los extensos afloramientos generados por los eventos cenozoicos mencionados han sido ampliamente estudiados (p.ej., Gorring *et al.* 1997, Kay *et al.* 2002, 2004, 2007, Haller *et al.* 2020 y citas incluidas, Navarrete *et al.* 2020 y citas incluidas) en el ámbito de la Cuenca del Golfo San Jorge aflora una serie de cuerpos ígneos basálticos asignados al Cretácico Superior-Paleógeno (Marshall *et al.* 1981, Clyde *et al.* 2014), los cuales no han sido abordados aún por estudios de detalle. Estos afloramientos son conocidos en la bibliografía como Basalto La Angostura (Clyde *et al.* 2014) o Basalto Pre-Salamanquense (Ferello 1969), y se compone de afloramientos de reducidas dimensiones ubicados al sureste del lago Colhué Huapi, en las nacientes del río Chico. Foix *et al.* (2014) mencionan al

menos dos formas de yacencia, diques y coladas. Los diques se encuentran mayormente emplazados en la Formación Lago Colhué Huapi del Cretácico Superior (Casal *et al.* 2015), mientras que las coladas se encuentran suprayaciendo a dicha unidad y por debajo de la Formación Salamanca.

Como se mencionó, estos afloramientos no han sido estudiados en detalle hasta el momento, lo cual motivó la realización de este trabajo.

3. OBJETIVOS

El objetivo general consiste en caracterizar y determinar la petrogénesis del Basalto La Angostura, ubicado en las nacientes del río Chico, al sureste del lago Colhué Huapi, en el ámbito de la Cuenca del Golfo San Jorge, como así también definir su posición estratigráfica.

Entre los objetivos específicos se propone (1) caracterizar petrográfica y geoquímicamente las rocas correspondientes al Basalto La Angostura, (2) realizar un mapa geológico a detalle de la/s colada/s, (3) modelar el porcentaje de fusión parcial del manto involucrado en la génesis de los magmas, (4) definir la composición de la fuente del magma originario, (5) establecer las condiciones geodinámicas bajo las cuales se extruyó el Basalto La Angostura.

4. GEOLOGÍA REGIONAL: ESTRATIGRAFÍA CRETÁCICO-CENOZOICA DE LA CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE

La Cuenca del Golfo San Jorge se encuentra en la Patagonia Central extra-andina, limitada al norte por la Cuenca de Cañadón Asfalto, al oeste por la Cordillera de los Andes y al sur por el Macizo del Deseado.

Desde el punto de vista geotectónico, se ubica en la porción sur de la placa Sudamericana, al este del punto triple de la misma con las placas de Nazca y Antártica. Se desarrolla sobre una corteza continental de edad paleozoica y mesozoica, con un origen inicial vinculado con procesos extensivos, para luego pasar a una etapa evolutiva sinorogénica (Gianni *et al.* 2015a, b, Allard *et al.* 2020). La evolución tectónica de esta cuenca, está condicionada en gran medida por la existencia de lineamientos paleozoicos de orientación

NNO, sobre grandes bloques de basamento ígneo-metamórfico del Paleozoico (Ramos 2015).

Edad		Unidades estratigráficas	
Cenozoico	Neog.	Mioceno	Fm. Santa Cruz → Fm. Chenque
		Oligoceno	Fm. Sarmiento
	Paleógeno	Eoceno	Gr. Río Chico
		Paleoceno	Fm. Salamanca
			Basalto La Angostura
Mesozoico	Cretácico	Superior	Fm. Laguna Palacios
			Fm. Lago Colhué Huapi
			Fm. Bajo Barreal
			Fm. Castillo
		Inferior	Fm. Matasiete ← Fm. Pozo D-129

Figura 2. Cuadro cronoestratigráfico de la Cuenca del Golfo San Jorge modificado de Ramos (2015) teniendo en cuenta a la Formación Lago Colhué Huapi según Casal *et al.* (2015).

El relleno cretácico de la porción centro-oriental de la Cuenca del Golfo San Jorge ha sido dividido en dos grupos diferenciados en base a su composición y ambiente estructural; Grupo Las Heras y Grupo Chubut, los que en conjunto superan los 6.000 m de potencia y están cubiertos por estratos marinos de la Formación Salamanca (Daniano). El Grupo Las Heras (Lesta *et al.* 1980, Barcat *et al.* 1989), abarca desde el Oxfordiano-Titoniano (Jurásico Superior) al Hauteriviano (Cretácico Inferior) y está integrado por las formaciones Pozo Anticlinal Aguada Bandera y Pozo Anticlinal Cerro Guadal en el subsuelo, y por la Formación Puesto Albornoz en afloramientos del margen NNO de la cuenca. Constituye una sucesión silicoclástica preservada en hemigrábenes con relleno continental de ambiente lacustre. La ausencia de ceniza volcánica o tobas constituye el criterio litológico utilizado para establecer su límite con la suprayacente Formación Pozo D-129, y por lo tanto permite diferenciar al Grupo Las Heras del Grupo Chubut (p. ej., Clavijo 1986).

El Grupo Chubut (Lesta 1968, Lesta y Ferello 1972, Clavijo 1986) rellena una cuenca endorreica en ambiente continental entre el Hauteriviano-Aptiano y el Maastrichtiano (Fig. 2), y se caracteriza por alto contenido de componentes volcanoclásticos y piroclásticos retrabajados en ambientes fluviales y lacustres, contemporáneos con los estadios tempranos de levantamiento de la Cordillera de los Andes. El Grupo Chubut está integrado por seis formaciones continentales, la Formación Pozo D-129 es la unidad litoestratigráfica basal (Fig. 2) y contiene la principal roca generadora de hidrocarburos en facies lacustres. Evidencias presentadas por varios autores sugieren un rango Hauteriviano-Aptiano para la Formación Pozo D-129 en base a su contenido de ostrácodos y a una asociación de polen (Masiuk y Viña 1979, Archangelsky y Seiler 1980, Cortiñas y Arbe 1981, Laffite y Villar 1982, Archangelsky *et al.* 1984, Fitzgerald *et al.* 1990). Suprayacente a esta unidad se encuentra la Formación Matasiete, la cual se depositó en ambientes fluviales vinculados lateralmente con la Formación Pozo D-129 (Sciutto 1981, Barcat *et al.* 1984, 1989). Esta unidad tiene un limitado control de edades y se atribuye al Hauteriviano?-Aptiano, en base a su relación de engranaje lateral con la Formación Pozo D-129.

Por encima se encuentra la Formación Castillo (Albiano. Fig. 2) y su equivalente en subsuelo, Formación Mina del Carmen, es una unidad volcanoclástica continental y mayormente fluvial, caracterizada por sucesiones monótonas, potentes y extensas de materiales tobáceos finos. El sistema depositacional Castillo-Mina del Carmen muestra variaciones graduales de espesor a escala regional (Fitzgerald *et al.* 1990) sugiriendo episodios de reactivación extensional durante su depositación (Figari *et al.* 1999, Paredes *et al.* 2013, 2018, Rasgido y Poveda 2018). Asimismo, varios autores (Gianni *et al.* 2015a, b, Navarrete *et al.* 2015) han propuesto un contexto sinorogénico (*broken foreland*) que se iniciaría en el Albiano.

Cubriendo la unidad anterior se encuentra la Formación Bajo Barreal (Fig. 2), la cual contiene los principales reservorios de hidrocarburos de la cuenca y se divide en dos miembros, inferior y superior.

La Formación Laguna Palacios es una unidad volcanoclástica continental que sucede en concordancia y de manera transicional a la Formación Bajo Barreal (Fig. 2). Está constituida por componentes piroclásticos primarios asociados a caída de ceniza y componentes volcanoclásticos depositados en áreas llanas de ambiente eólico (loessita

sensu Bellosi *et al.* 2002), con sedimentación fluvial y lacustre subordinada (Sciutto 1981, Genise *et al.* 2002).

La Formación Lago Colhué Huapi (Coniaciano-Maastrichtiano) es una unidad litoestratigráfica definida recientemente (Casal *et al.* 2015), la cual corona al Grupo Chubut (Fig. 2). Esta unidad se caracteriza por el desarrollo de sistemas fluviales en un contexto de alta acomodación y por la escasez de material piroclástico, que la diferencian de las unidades subyacentes. Esta unidad está ampliamente representada en el área de estudio, encontrándose cubierta y en contacto directo por el Basalto La Angostura en diversos sectores, subyaciendo a la Formación Salamanca.

Al sudeste del lago Colhué Huapi, en el valle del río Chico hasta la zona del zanjón del valle Hermoso, aflora el Basalto La Angostura, unidad objetivo de este estudio. De acuerdo a observaciones previas, se reconocen dos coladas, una «aborregada» inferior y otra «lajosa» superior (Sciutto *et al.* 2008). La primera se presenta de manera aislada, sin gran continuidad lateral y tiene menor extensión areal que la colada lajosa que la cubre (Vietto 2001). La edad de estas rocas volcánicas fue establecida en $62,8 \pm 0,8$ y $64 \pm 0,8$ Ma por Marshall *et al.* (1981), y en $67,31 \pm 0,55$ Ma por Clyde *et al.* (2014). Foix *et al.* (2014) indican que a 4 km de la estancia La Angostura, las rocas se presentan en al menos dos formas de yacencia diferentes: 1) diques basálticos verticales o sub verticales y 2) coladas de lava, que son interpretadas por Foix *et al.* (2014) como lavas almohadilladas o *pillow lavas*. Los diques basálticos se encuentran cortando tanto la sucesión cretácica como la sección basal de la Formación Salamanca. Las coladas basálticas se encuentran intercaladas en forma concordante dentro de la Formación Salamanca, incorporando fragmentos de roca de caja de tamaño variable (hasta 1 m de lado).

Por encima de las unidades antes mencionadas se encuentra la Formación Salamanca (Lesta y Ferello 1972. Fig. 2), la que representa el primer ciclo transgresivo-regresivo atlántico en América del Sur. En la Cuenca del Golfo San Jorge, se depositó al este y al sur de los Bernárdides, sobre las rocas cretácicas continentales del Grupo Chubut. Los ambientes de depositación característicos incluyen estuarios, plataforma interna, llanuras de marea (Andreis *et al.* 1975, Legarreta y Uliana 1994, Foix 2009, Comer *et al.* 2015, entre otros), fluvio- deltaicos (Matheos *et al.* 2001, Foix *et al.* 2012) y hasta localmente *lagoon-sabhka* (cerro Tacho, Foix 2009). La mayoría de los estudios bioestratigráficos (p.ej., Ihering 1907, Méndez 1966, Archangelky *et al.* 1969, Nánñez y Malumian 2008) y paleomagnéticos (Somoza *et al.* 1995, Clyde *et al.* 2014) indican una edad daniana. Sin

embargo, también se destacan algunas menciones de edades maastrichtianas (p.ej., Barcat *et al.* 1989, Náñez 1998, Malumián y Náñez 2002).

La etapa regresiva continúa con los depósitos fluviales del Grupo Río Chico (Fig. 2). Los últimos análisis estratigráficos redefinen la unidad dándole entidad de grupo (Legarreta *et al.* 1990, Legarreta y Uliana 1994, Reigemborn *et al.* 2010), incluyendo las formaciones Las Violetas, Peñas Coloradas, Las Flores y Koluel-Kaike.

La estratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge continúa con la Formación Sarmiento (Fig. 2), compuesta mayormente por chonitas y tobas de ceniza finas, conglomerados intraformacionales, bentonitas y areniscas tobáceas, gran parte de ellas edafizadas. En la sección media se intercalan aglomerados y brechas (Marshall *et al.* 1986, Mazzoni 1994, Paredes *et al.* 2008) y coladas basálticas (Lema y Cortés 1987). Esta formación representa un prolongado periodo de sedimentación loésica y fluvial de 26 Ma y se caracteriza por tener un amplio registro de vertebrados fósiles permitiendo la identificación de las siguientes Edades Mamífero: *Casamayorensis*, *Mustersensis*, *Tinguiririquense*, *Deseadense*, *Colhuehuapense* y *Pinturense* (Madden *et al.* 2010).

Por encima se encuentra la Formación Chenque (Fig. 2), depositada en ambientes marinos poco profundos correspondientes a una transgresión atlántica oligo-miocena (Bellosi 1987, 1990, Paredes 2002).

Los depósitos de la Formación Santa Cruz constituyen el registro de la última etapa de sedimentación (Fig. 2) a partir de la regresión final del «mar Superpatagoniano» y hasta la continentalización y desactivación definitiva de la cuenca (Bellosi 1995). Se reconocen asociaciones de facies atribuidas a llanuras aluviales amplias, con canales sinuosos y médanos eólicos (Bellosi 1995, Bellosi y Jalfin 1996). Solo es posible acotar la edad máxima de esta formación por sus relaciones estratigráficas respecto a la subyacente Formación Chenque.

La columna estratigráfica de la Cuenca del Golfo San Jorge se completa con los Rodados Patagónicos, cuyo origen se vincula con la acción combinada de glaciares y grandes ríos formados por su derretimiento (González 1971).

5. MATERIALES Y MÉTODOS

- 5.1 Trabajo de gabinete: se basó inicialmente en una recopilación bibliográfica de antecedentes geológicos de magmatismo basáltico de intraplaca, principalmente de la Patagonia y de las formaciones geológicas de la Cuenca del Golfo San Jorge presentes en el área de estudio. A su vez se realizó un reconocimiento fotogeológico del área de estudio, mediante *Google Earth Pro*, para identificar rutas de acceso y sectores a recorrer al momento de realizar el trabajo de campo y para la confección de mapas geológicos. Toda la información obtenida en el campo fue volcada en QGis 3.26.2.
- 5.2 Trabajo de campo: se realizó una salida de campo en abril de 2023. En el campo se utilizó GPS para tomar coordenadas de los puntos visitados y de las muestras colectadas, maza para la obtención de muestras y lupa de mano para el reconocimiento mineralógico. Las muestras se guardaron en bolsas de plástico debidamente rotuladas y para las muestras de geoquímica, previo al guardado, se procedió a la eliminación de las pátinas de la roca con el uso de la piqueta. Asimismo, durante toda la campaña se realizó un registro fotográfico con cámara de fotos y con *drone* DJI Mavic Air 2. En los epígrafes de las figuras que incluyen fotografías de *drone* se ha indicado la altura de vuelo, establecida desde la posición de control remoto del dispositivo.
- 5.3 Trabajo de laboratorio: el trabajo en laboratorio se divide principalmente en estudios petrográficos, estudios geoquímicos y estimación de parámetros petrológicos como la composición del magma primario, el grado de fusión parcial de la fuente, presión y temperatura de segregación del magma.
- 5.3.1 Estudios petrográficos: se efectuaron once (11) secciones delgadas de muestras de roca para la caracterización petrográfica. El análisis petrográfico detallado se realizó con un microscopio Zeiss Axioskop 40 perteneciente al Laboratorio Patagónico de Petro-Tectónica del Departamento de Geología de la UNPSJB. A su vez se tomaron microfotografías con una cámara Canon Power Shot G12, las cuales fueron procesadas con el *software* de dibujo *CorelDRAW 2020*. La clasificación litológica empleada corresponde a la clasificación modal QAPF propuesta

por la *International Union of Geological Sciences* (IUGS) para rocas volcánicas y ultramáficas (Le Bas y Streckeisen 1991, Le Maitre *et al.* 2002, Harte 1977). Para la determinación de la composición de las plagioclasas se utilizó el método estadístico de Michel-Lévy.

5.3.2 *Estudios geoquímicos:* para el estudio geoquímico de roca total se tomaron muestras en el campo que presenten un bajo grado de alteración. Se realizaron cuatro (4) análisis geoquímicos correspondientes a las muestras 385, 972, 978 y 983 (Anexo). Los resultados que arrojan valores de LOI entre 3,67 y 1,24% fueron recalculados en base anhidra.

Los análisis químicos se realizaron en el laboratorio Alex Stewart International Argentina S.A. mediante el método ICP-MS (espectrometría de masas con plasma inductivamente acoplado). Este análisis proporciona una caracterización elemental completa de la roca, incluyendo concentración de elementos mayoritarios y traza (60 elementos traza determinados).

5.3.3 *Cálculos de composición del magma primario:* para la obtención de la composición del magma primario se agregó olivino según el método de Pearce (1978) hasta alcanzar una composición en equilibrio con Fo₉₀, que es equivalente a un #Mg=73. Asimismo, se asume que la única fase fraccionada para contenidos de MgO > 10 es olivino y que el Kd de olivino es 0,3 (Takahashi y Kushiro 1983). Los valores obtenidos de composición de magma primario se utilizaron para las estimaciones de presión y temperatura.

5.3.4 *Estimaciones de fusión parcial:* se utilizó la ecuación de Shaw (1970) para fusión parcial no modal en equilibrio: $\frac{C_1}{C_0} = \frac{1}{(D_0 + F(1-P))}$, donde C₁ es la concentración del elemento en el líquido, C₀ la concentración del elemento en la fuente, D₀ el coeficiente de partición global, F el grado de fusión parcial y P la proporción en la que las distintas fases entran en la fusión o composición del eutéctico. Para este trabajo se tomaron valores de P de Walter (1998).

A partir de la utilización de una tabla Excel, se calcularon las C₁ para dos elementos incompatibles, Lantano (La) e Yterbio (Yb), utilizando los

coeficientes de partición de Rollinson (1993) y se consideró como fuente la composición de una piroxenita granatífera.

5.3.5 *Estimaciones de presión y temperatura:* se utilizó la ecuación de Albarède (1992) para obtener los valores de temperatura y presión, $t(^{\circ}\text{C}) = 2000 \times \frac{\text{MgO}}{\text{SiO}_2 + \text{MgO}} + 969$ y $\ln P (\text{kbar}) = 0,00252 \times t(^{\circ}\text{C}) - 0,12 \times \text{SiO}_2 + 5,027$, estas ecuaciones de temperatura y presión presentan una desviación cuadrática de 40°C y 2,7 kbar, respectivamente.

A su vez, se utilizó el termómetro de Lee *et al.* (2009) en todas las muestras primarias calculadas, ya que cumplen con el requisito de tener un contenido mayor a 43% SiO₂ y 10% de MgO. Para esto se utilizó una tabla Excel, en la cual se cargaron los valores de los elementos mayoritarios y se obtuvieron los valores de presión (GPa) y temperatura (°C).

6 RESULTADOS

6.1 Geología de campo

El área de trabajo se encuentra al sur de la provincia de Chubut, en el ámbito de la Cuenca del Golfo San Jorge, y se accede desde Comodoro Rivadavia a través de la ruta Nacional N°26 y luego por caminos de estancias (Fig. 3 a). Los afloramientos de interés conforman asomos de reducidas dimensiones al sureste del lago Colhué Huapi, en las nacientes del río Chico y yacen como coladas y cuerpos intrusivos (Fig. 3 b).

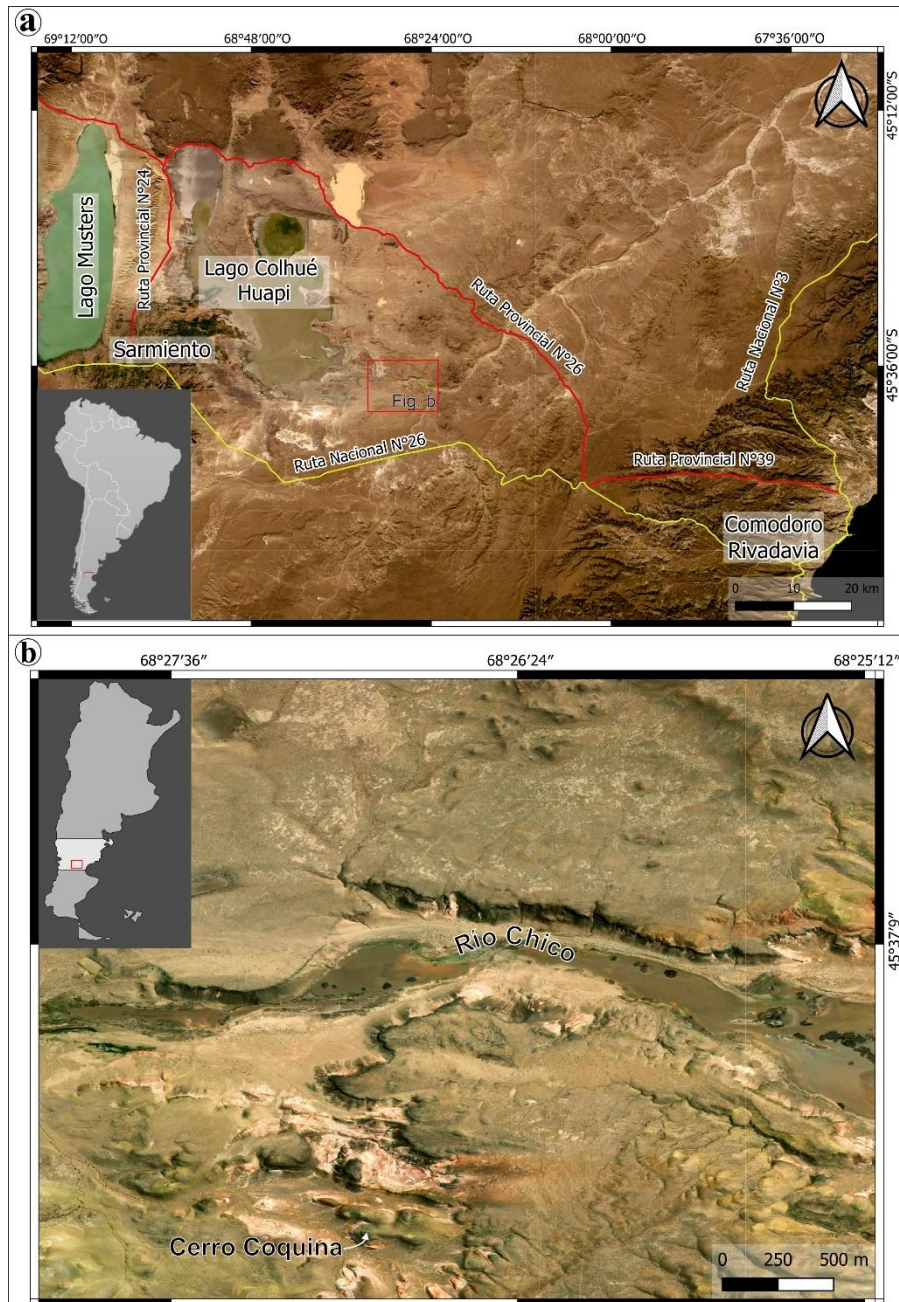


Figura 3. a. Imagen satelital indicando rutas de acceso al área de estudio y localidades principales. b. Imagen satelital del área de estudio. Imágenes satelitales del satélite ESRI, tomada de QGIS 3.26.2. Sistema de referencia de coordenadas ESPSG:3857 – WGS 84/Pseudo-Mercator.

6.1.1 Coladas

Las coladas se manifiestan al sur y al norte del río Chico, con espesores que varían desde 2 hasta 25 m y se disponen de manera horizontal a subhorizontal (Fig. 4 a, b y c). Las rocas son de color gris oscuro a violáceo y verdoso, y muestran una alteración superficial intensa producto de la meteorización, aunque por sectores prácticamente está ausente. Presentan textura afanítica y porfírica y el grado de vesicularidad variable. Las vesículas presentan morfologías esféricas o irregulares y tamaños que varían de 3 a 10 mm, que generalmente conforman amígdalas rellenas de calcita en los sectores basales (Fig. 4 d). Según las características macroscópicas de las coladas, las rocas clasifican como basaltos.

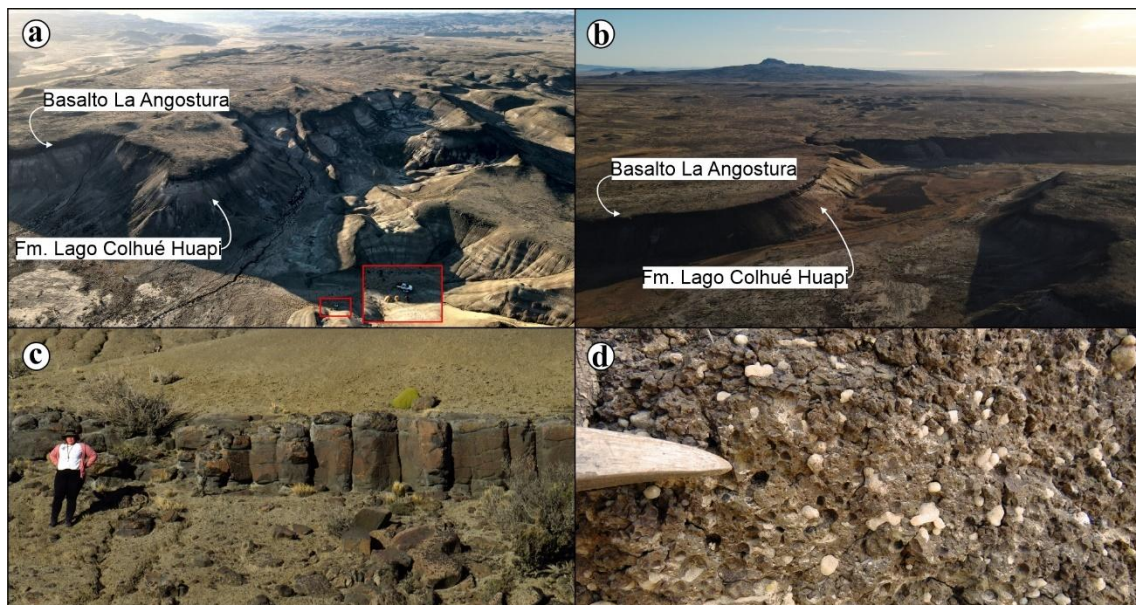


Figura 4. a. Vista panorámica del río Chico, en el recuadro rojo se resalta una camioneta a modo de escala. Altitud de la fotografía: 304,1 m. b. Vista panorámica en dirección norte del río Chico. Altitud de la fotografía: 303,9 m c. Afloramiento de la colada sur cuya potencia es de aproximadamente 1,5 m y presenta disyunción columnar. d. Vista de detalle de afloramiento donde se observan amígdalas y escasas vesículas.

Tanto en el sector sur como norte del área se observa que las coladas suprayacen a la Formación Lago Colhué Huapi con contactos netos y sin indicios claros de metamorfismo de contacto. Asimismo, en sectores, las coladas presentan contactos de *onlap* con dicha formación, lo cual a primera vista es fácilmente confundible con una intercalación entre estas unidades (Fig. 5).

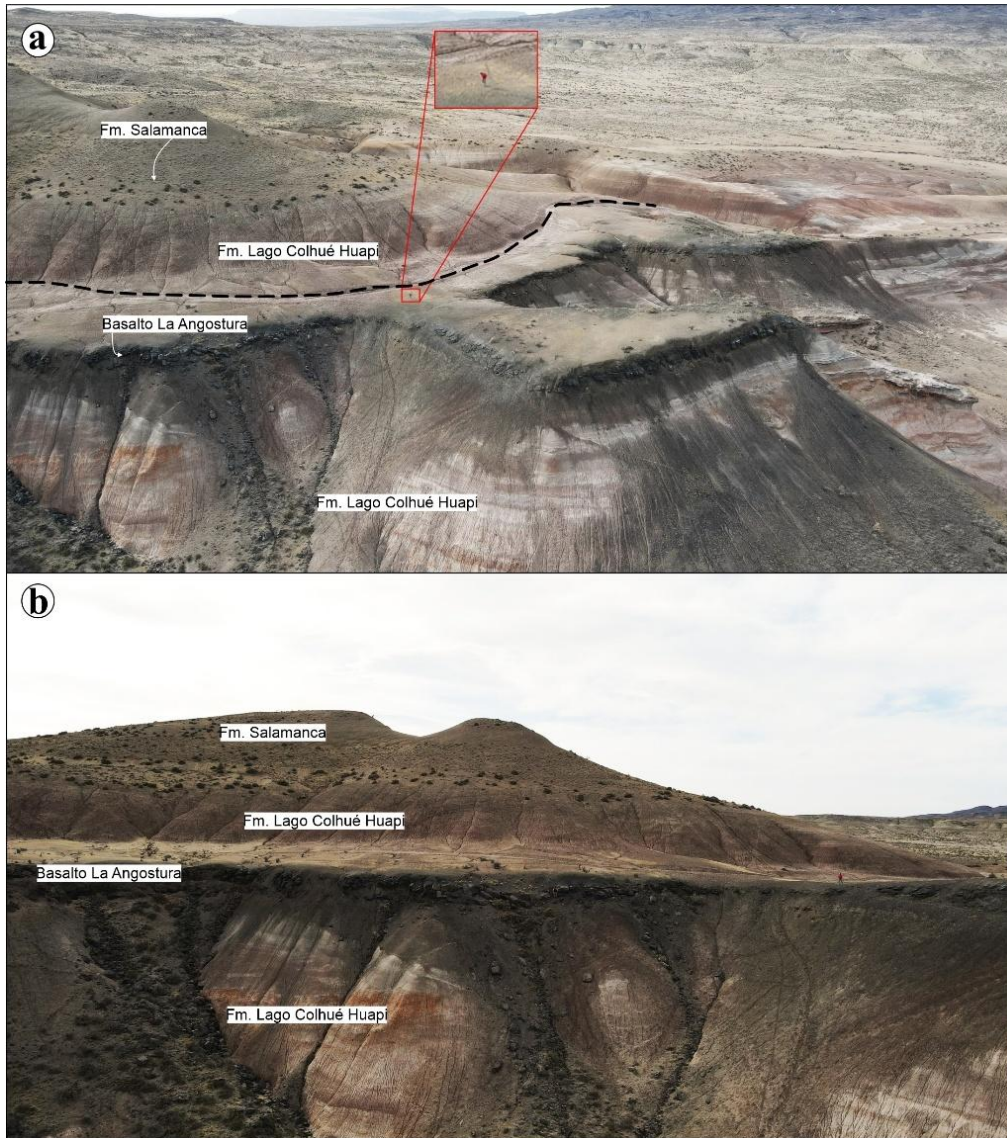


Figura 5. a. Vista panorámica del sector noreste del valle del río Chico. Se observa el contacto *onlap* (línea punteada negra) de la colada sobre la Formación Lago Colhué Huapi. Por encima la Formación Salamanca. En el recuadro rojo una persona de escala. Altitud de la fotografía: 100,3 m. b. Vista desde el valle del río Chico donde la Formación Lago Colhué Huapi y el Basalto La Angostura parecieran estar interdigitados. Altitud de la fotografía: 39,2 m.

Por su parte, la Formación Salamanca cubre concordantemente a los basaltos en la mayor parte de los sectores en los que aflora esta unidad marina, sin evidencias de interdigitación. Contrariamente, en el “cerro Coquina”, ubicado en la porción sur del área (ver Fig. 3 por ubicación en el área) se reconoce una clara relación de interdigitación entre los basaltos y los niveles basales de esta formación (Fig. 6).

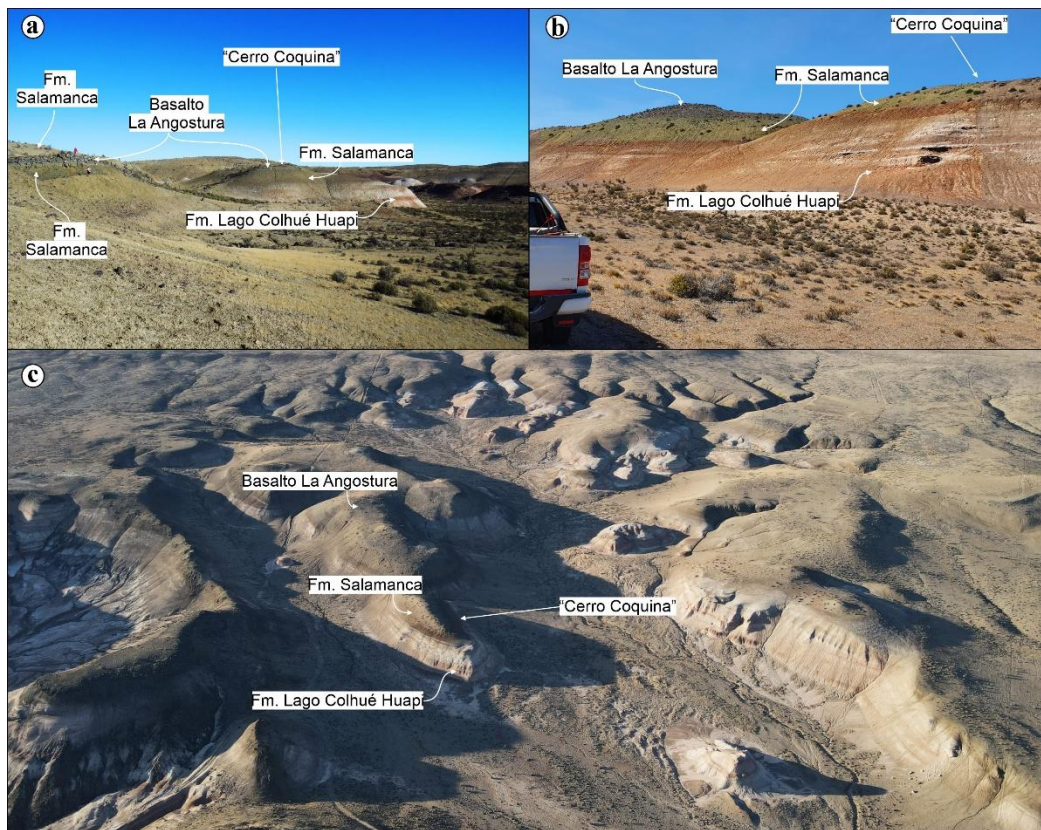


Figura 6. a y b. Fotografías de campo del “cerro Coquina”, ubicado en el sector sur del área, en donde se observa la interdigitación entre el Basalto La Angostura y los niveles inferiores de la Formación Salamanca (fotografía b cortesía de la Geól. Andrea De Sosa Tomas). c. Vista panorámica del sector sur del área de estudio, mostrando la ubicación del “cerro Coquina” y las relaciones de contacto entre las formaciones de interés. Altitud de la fotografía: 402,6 m.

Si bien los afloramientos presentan morfologías mantiformes dominantes, localmente se observan morfologías lenticulares en las coladas (Fig. 7 a). En sectores de la porción sur, en donde la colada posee mayor potencia, se diferencian tres zonas: una zona basal con un intenso craquelamiento ligado a brechamiento hialoclástico, seguido de una zona central maciza, culminando con un nivel altamente vesiculado y con abundante venilleo de calcita (Fig. 7 b y c). Este mineral se encuentra relleno de vesículas y *pipe vesicles* (ver Bernardi *et al.* 2016), dando origen a una estructura amigdaloides. En este mismo sector se observan diversos patrones erosivos en los afloramientos, destacándose la disyunción catafililar (Fig. 7 c).

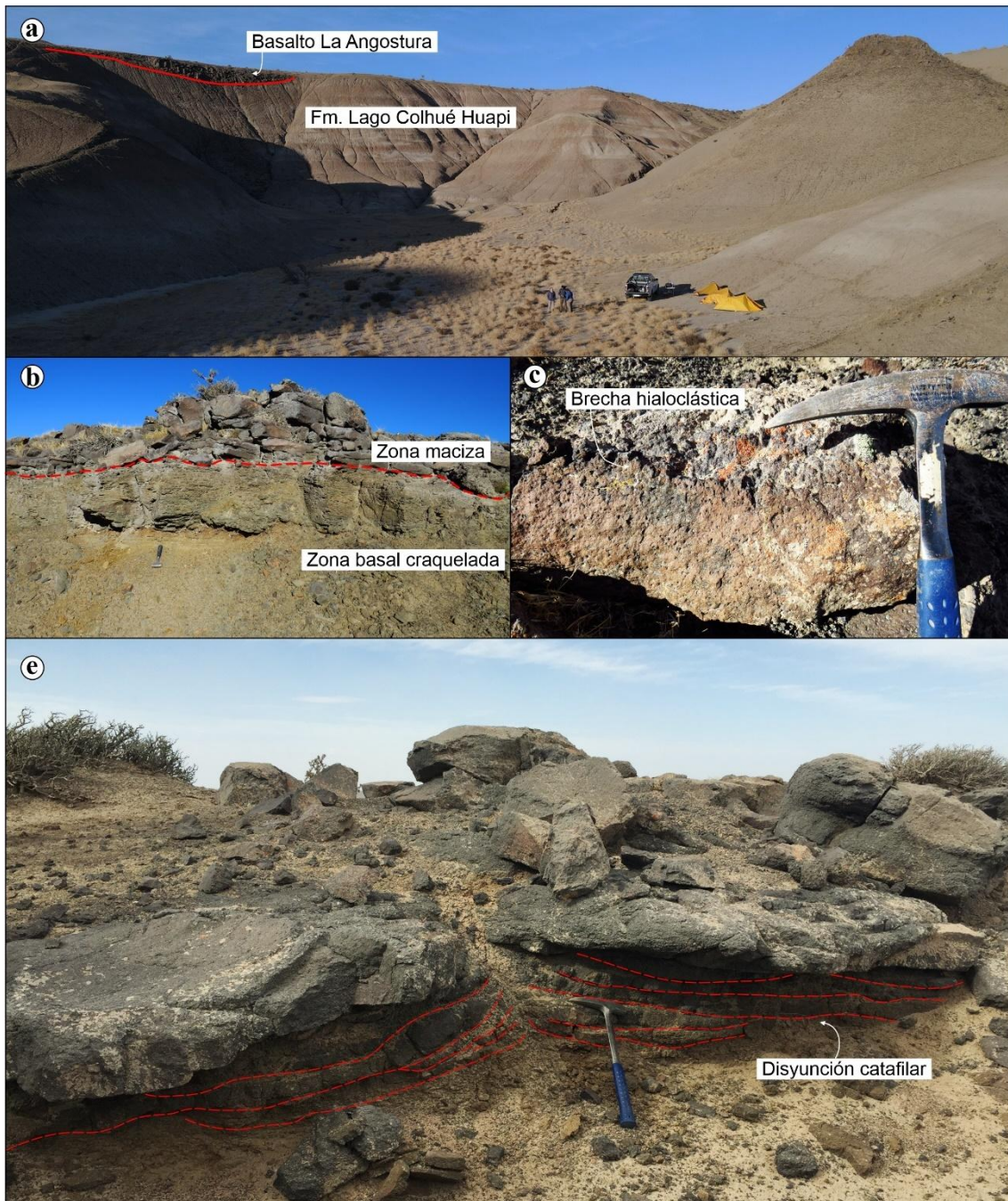


Figura 7. a. Afloramiento del sector sur con la morfología lenticular de las coladas basálticas. Altitud de la fotografía: 7 m. b. Afloramiento donde se observa al menos dos zonas: una zona basal craquelada y por encima una zona maciza. c. Fotografía del afloramiento con la disyunción catafilar.

Hacia el norte del río Chico los afloramientos se encuentran ampliamente distribuidos, presentando mayor continuidad y espesor que en el sector sur. Estos afloramientos también se identifican las tres zonas descriptas para las coladas del sector sur; pero se diferencian por la presencia de cilindros de vesículas verticales en la zona media de pocos centímetros de diámetro (≈ 5 cm) y hasta 20 cm de largo (Fig. 8 a y b).

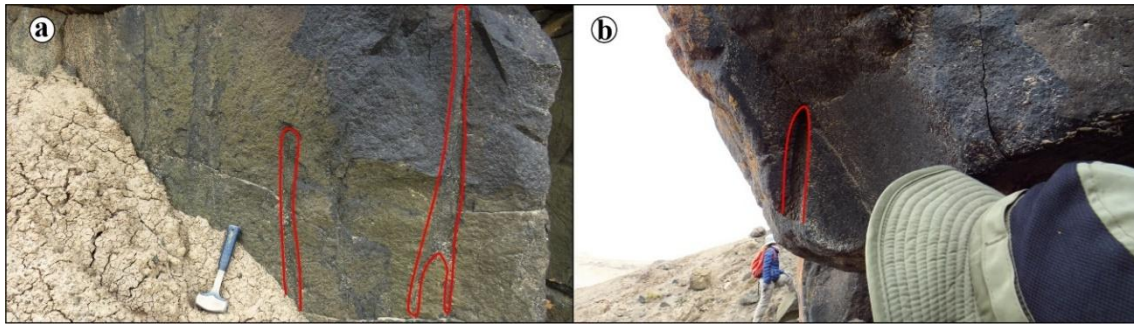


Figura 8. a y b. Fotografías de afloramientos del sector norte del área de estudio, con evidencias de segregación de volátiles conformando estructuras vesiculares cilíndricas verticales.

6.1.2 Intrusivos

6.1.2.1 *Diques*: Se encuentran al sur del río Chico dispuestos de forma sub-paralela entre sí, con una orientación general O-NO – E-SE, aunque presentan cambios de rumbo abruptos con ángulos cercanos a 90° (Fig. 9 a). Estos cuerpos intruyen a la Formación Lago Colhué Huapi, presentan espesores variables entre 10 cm hasta 1,5 m en los sectores con mayor potencia y alcanzan hasta 1,5 km de largo (Fig. 9 b).

Se trata de diques de composición gábrica, de color gris oscuro a pardo, con textura afanítica y porfírica (fenocristales de olivino alterados inmersos en una pasta afanítica). En los sectores más espesos, estos cuerpos desarrollan disyunción columnar grosera y producen un metamorfismo de contacto leve en la roca de caja, evidenciado por una aureola de contacto de coloración pardo-oscuro de aproximadamente 5 cm. También se observan abundantes de vesículas y amígdalas rellenas de calcita.

6.1.2.2 *Plutón?*: Se identificó un cuerpo intrusivo macizo de morfología irregular de unos 100 m^2 en el sector oeste-noroeste del área de estudio, el cual posee los flancos cubiertos (Fig. 9 c). Está integrado por pequeños afloramientos de una roca de color gris a violeta, con moderado grado de meteorización, de textura holocristalina granular muy fina, compuesta cristales de plagioclasa, olivino y piroxeno. Es común la presencia de xenolitos del manto con dimensiones de hasta 15 cm. En los xenolitos se observan macroscópicamente cristales de olivino y piroxenos, por lo que se clasifican tentativamente como harzburgitas o lherzolitas.

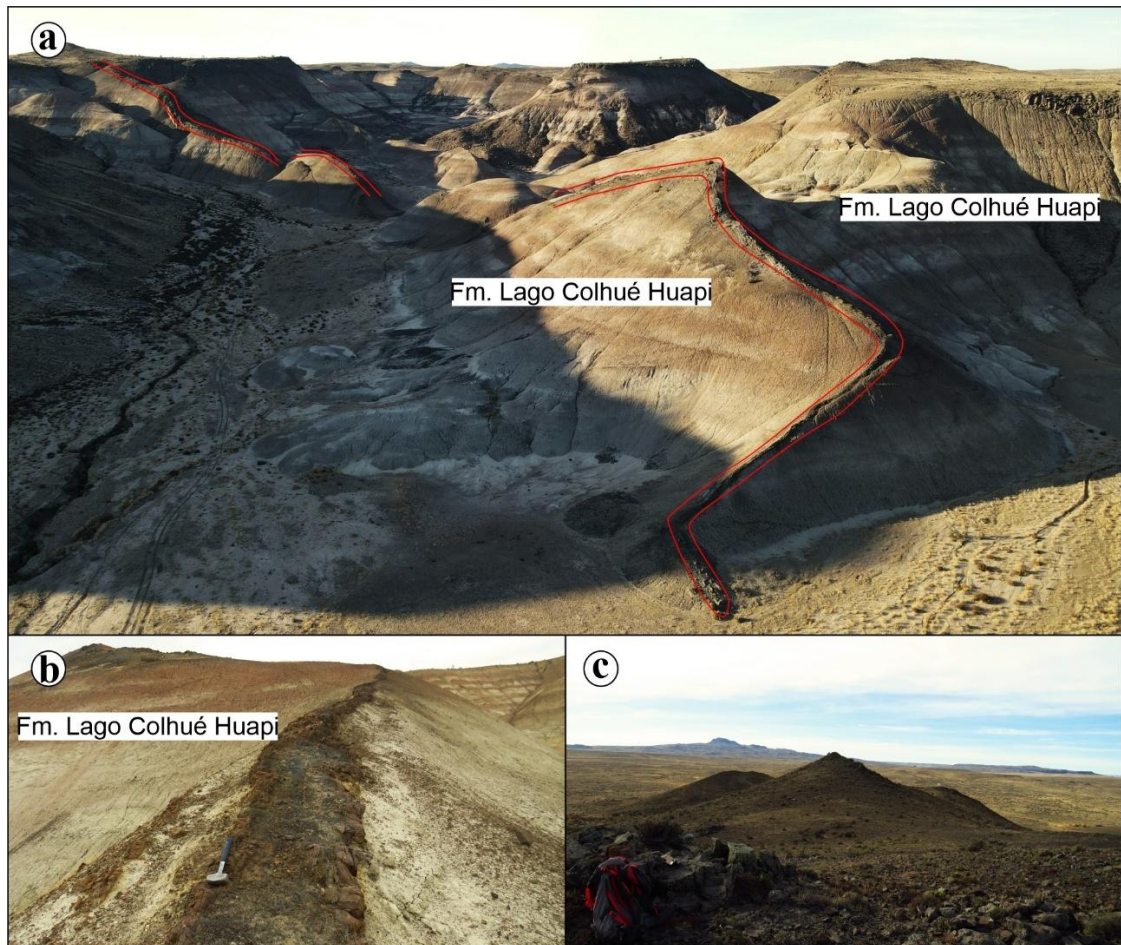


Figura 9. a. Fotografía panorámica en la que se observa un dique (delimitado en rojo) intruído en la Fm. Lago Colhué Huapi con quiebres de rumbo formando ángulos de hasta 90° . Altura de la fotografía: 55,2 m. b. Fotografía de detalle de un dique con una potencia aproximada de 1 m intruído en la Fm. Lago Colhué Huapi. c. Fotografía de afloramiento del plutón (?) reconocido en el sector oeste-noroeste del área.

6.2 Mapa geológico

Considerando los datos recogidos en el campo en lo que respecta a tipos litológicos identificados en base a la textura y mineralogía de las rocas, unidades litoestratigráficas reconocidas, morfología de los afloramientos y yacencias, relaciones de contacto, composición, etc., se confeccionó un mapa geológico que abarca un área de aproximadamente 16 km^2 (Fig. 10). En éste, se observa que la distribución areal de las rocas basálticas es semejante a ambos márgenes del cauce del río Chico y que se encuentran mayormente cubriendo a la Formación Lago Colhué Huapi, aunque en sectores de la porción sur se encuentran interdigitados con la Formación Salamanca.

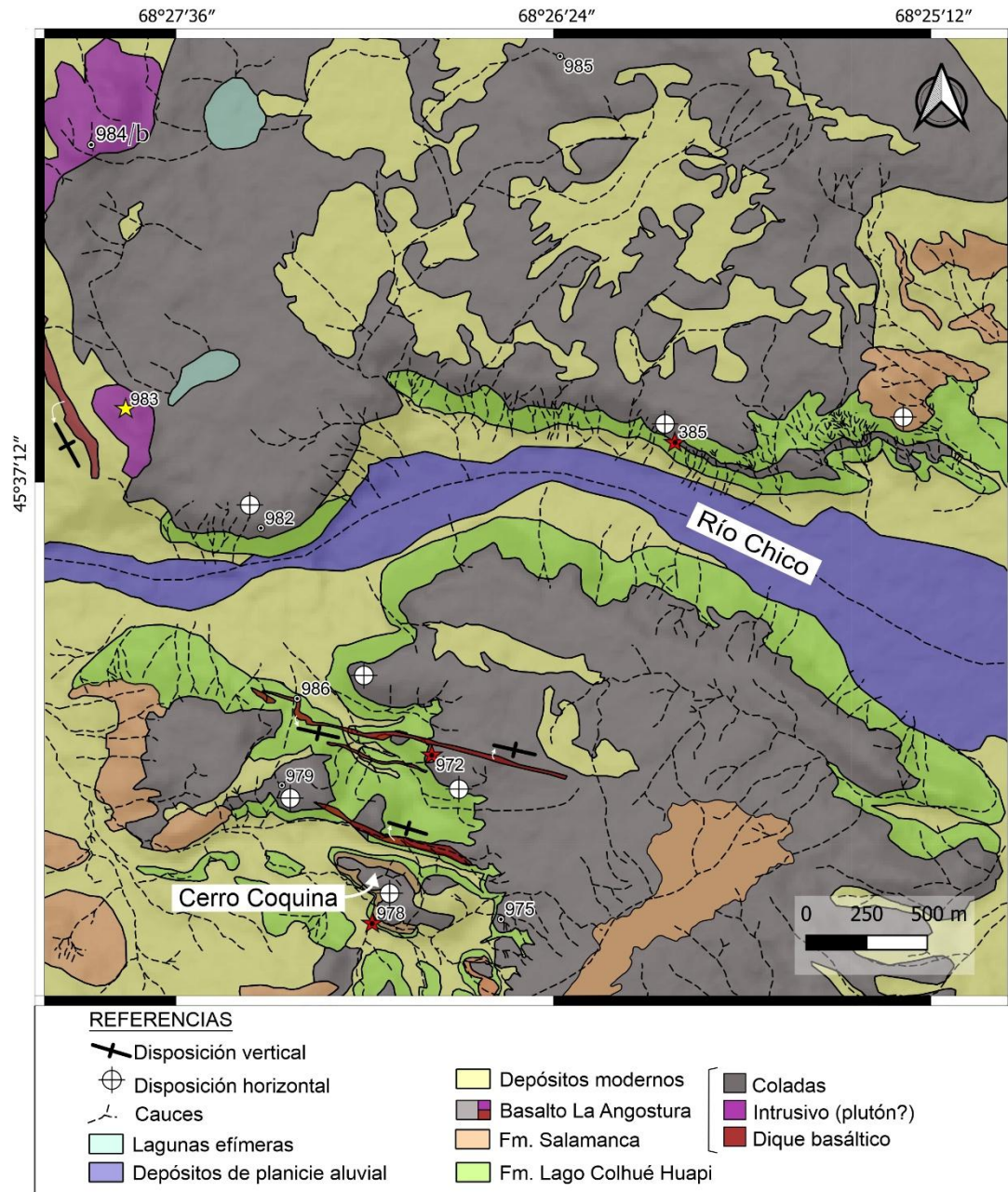


Figura 10. Mapa geológico del área de estudio. Se indica la ubicación de las muestras analizadas geoquímicamente (★), petrográficamente (⊕) y de las que se realizaron ambos estudios (★).

6.3 Petrografía

Para facilitar la descripción petrográfica se agruparon las rocas de acuerdo a características principales según el Cuadro 1. Las abreviaturas utilizadas en las microfotografías del presente trabajo siguen la convención establecida por Whitney y Evans (2010).

ABREVIATURA	TIPOLOGÍA DE CUERPO
B1	Coladas
G1	Intrusivos (diques + plutón?)
XEN	Xenolito ultramáfico contenido en G1

Cuadro 1. Clasificación según el tipo de cuerpo ígneo de donde provienen las muestras estudiadas.

6.3.1 Basaltos (B1): Dentro de esta clasificación general se encuentran las muestras 385, 972, 975, 982 y 985 (sitios de muestreo en Fig. 10).

Estas muestras corresponden a rocas volcánicas con textura porfírica (Fig. 11 a y b) a microporfírica (Fig. 11 e y f). Los fenocristales son de olivino, clinopiroxeno (augita titanífera) y plagioclasas variablemente alteradas. La pasta es de tipo intergranular y está compuesta por tablillas y microlitos de plagioclasa dispuestos en forma aleatoria, en cuyos intersticios se observan pequeños cristales de clinopiroxeno y minerales opacos (Fig. 11 c y d). La composición de la plagioclasa es labradorita (An_{50-52}), tanto en fenocristales como en microlitos de la pasta. Los fenocristales de olivino se encuentran parcial a totalmente alterados a iddingsita; la alteración parcial se desarrolla en los bordes o rellenando fracturas. La celadonita se encuentra como relleno de vesículas y como gránulos por reemplazo en la pasta. La muestra 982 tomada de la base de la colada, se caracteriza por presentar abundantes vesículas de diferentes tamaños (hasta 18 mm) y diversas morfologías, desde elongadas en una dirección hasta circulares y subcirculares (Fig. 11 g y h). Muchas de estas vesículas están tapizadas en los bordes por ceolitas, identificadas como analcima según propiedades ópticas (cristales euhedrales e isótropos).

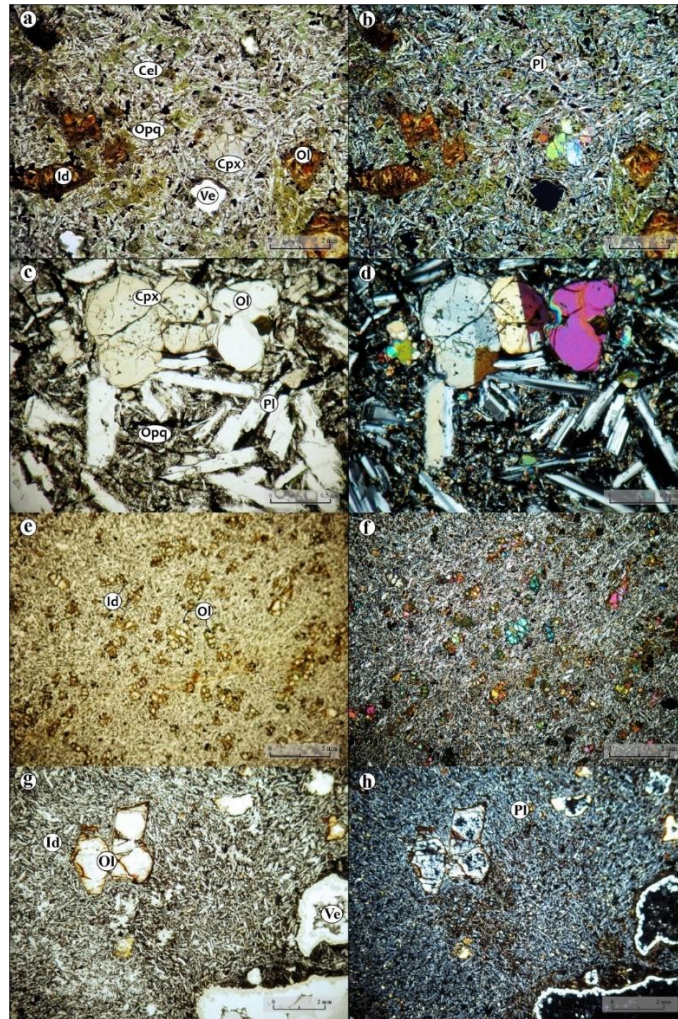


Figura 11. Microfotografía de muestras representativas de basaltos con textura porfírica (B1). a y b. **Muestra 385** a nicols paralelos y cruzados respectivamente, con fenocristales de olivino (Ol) totalmente alterados (Id) y fenocristales de clinopiroxeno (Cpx) sin alteración. Se observa una alteración verdosa (Cel) en la pasta. c y d. **Muestra 975** a nicols paralelos y cruzados respectivamente, fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa inmersos en una pasta intergranular (Pl + Cpx + Opq). e y f. **Muestra 985** a nicols paralelos y cruzados respectivamente, textura microporfírica, fenocristales de olivino de hasta 0,7 mm, parcialmente alterados a iddingsita. g y h. **Muestra 982** a nicols paralelos y nicols cruzados respectivamente. Fenocristales de olivino (Ol) levemente alterados (en bordes y fracturas) inmersos en una pasta intergranular (Pl + Cpx + Opq). En el sector inferior derecho se observan vesículas con ceolitas en los bordes. Las microfotografías a, b, e, f, g y h fueron tomadas con la lente de 2,5x, mientras que las c y d con la lente de 10x.

6.3.2 Gabros (G1): Dentro de la clasificación general se encuentran las muestras 978, 979, 984b y 986 (sitios de muestreo en Fig. 10).

Estas muestras presentan textura holocristalina, inequigranular, fina, hipidiomórfica y subofítica. La mineralogía está representada por plagioclasa, augita titanífera, olivino

parcialmente alterado y minerales opacos. Las plagioclasas son de composición labradorita (An_{50-54}) y las cuales se encuentran parcialmente incluidas en clinopiroxeno (tx. subofítica) (Fig. 12 a y b). El clinopiroxeno es augita titanífera, presenta coloración rosada a violácea, sin pleocroísmo y los cristales presentan tamaños de hasta 2,5 mm. Los cristales de olivinos se encuentran agrupados, son de menor tamaño (no superan los 0,75 mm) (Fig. 12 c y d) y están parcialmente alterados a un mineral de coloración verdosa (bowlingita?) y a iddingsita. Esta última se restringe a las fracturas y los bordes de los cristales, por lo que podría tratarse de iddingsita de baja temperatura (Bernardi *et al.* 2016). Los minerales opacos se encuentran ampliamente distribuidos en la sección delgada, presentan pequeño tamaño y morfologías subhedrales a anhedrales. Se observan amígdalas de hasta 3 mm rellenas completamente de analcima (Fig. 12 e y f).

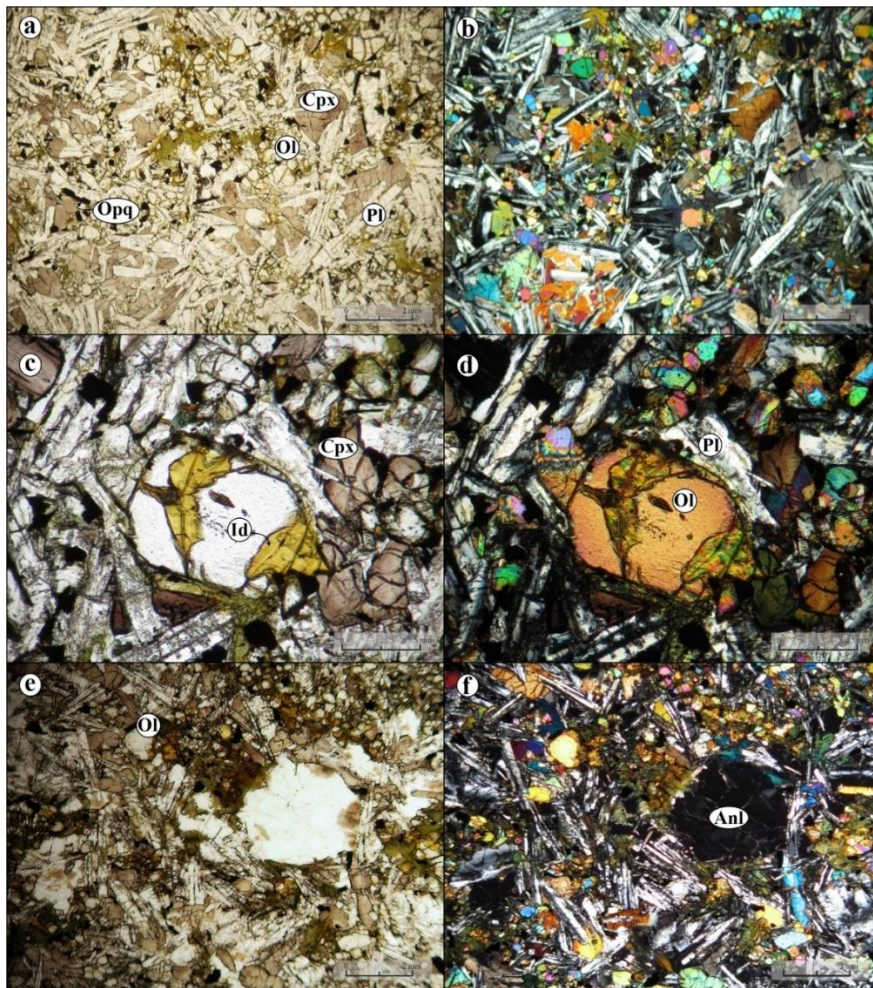


Figura 12. Microfotografías de muestras representativas de gabros (G1). a y b. **Muestra 979** a nicoles paralelos y nicoles cruzados respectivamente: textura holocristalina inequigranular fina, con clinopiroxenos (Cpx) englobando parcialmente pequeños cristales subhedrales de plagioclasa (Pl) y olivinos (Ol) alterados a un mineral de color verdoso. c y d. **Muestra 986** a nicoles paralelos y cruzados respectivamente: cristales de plagioclasa, clinopiroxeno de color rosado y olivino alterado a iddingsita (Id) en fracturas. e y f. **Muestra**

984b a nicols paralelos y nicols cruzados: amígdala de morfología circular rellena de analcima (Anl) de morfología circular. Olivinos agrupados parcialmente alterados a iddingsita y a un mineral de color verdoso. Las microfotografías a, b, e y f fueron tomadas con lente 2,5x, mientras que las c y d con lente 10x.

6.3.3 Xenolito ultramáfico (XEN): Dentro de esta clasificación general se encuentra la muestra 984 (sitio de muestreo en Fig. 10).

Se trata de un xenolito ultramáfico de presumible origen mantélico, englobado en un gabro de textura holocristalina (G1). Presenta textura holocristalina gruesa (el tamaño de los cristales supera 2 mm) y equigranular. Está compuesto por olivinos (~45%), clinopiroxenos (~25%), ortopiroxenos (~25%) y espinela (~5%). Los cristales de olivinos están levemente alterados a iddingsita en bordes y fracturas. Los clinopiroxenos se reconocen por su extinción oblicua y birrefringencia media (colores de interferencia de segundo orden), mientras que los ortopiroxenos por su extinción recta y baja birrefringencia. La espinela es abundante y se reconoce por su coloración parda y comportamiento isótropo (Fig. 13 a y b).

De acuerdo a la mineralogía y a las proporciones modales, esta roca ultramáfica se clasifica como una lherzolita con espinela.

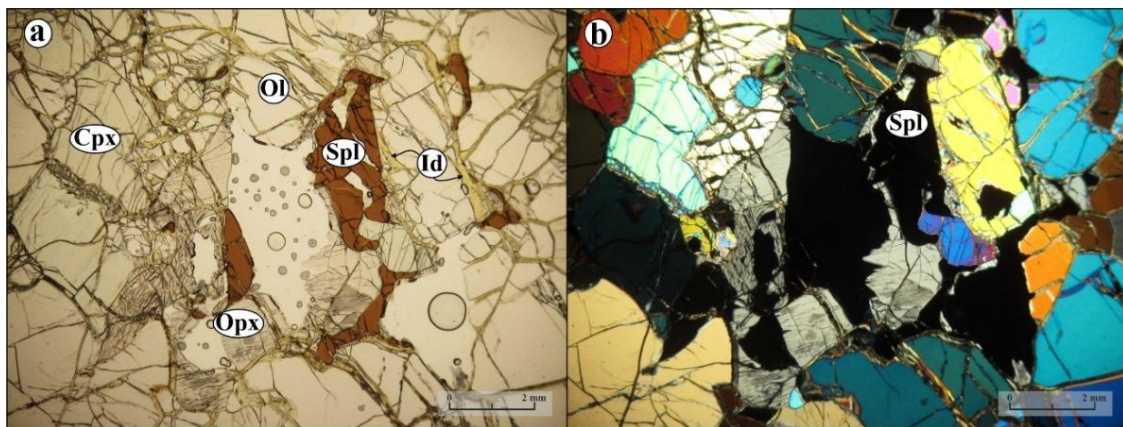


Figura 13. Microfotografía representativa de xenolito ultramáfico del manto. a y b. **Muestra 984** a nicols paralelos y cruzados respectivamente, capturados con la lente 2,5x. Se distinguen olivino (Ol), ortopiroxeno (Opx), clinopiroxeno (Cpx) y espinela (Spl).

6.4 Geoquímica

En este apartado se exponen los resultados de los análisis químicos efectuados en las muestras 385, 972, 978 y 983 (ver sitios de muestreo en Fig. 10) y las relaciones utilizadas (Cuadro 2, análisis de laboratorio en Anexo). Con estos datos, se han obtenido diferentes diagramas cuyos resultados serán descriptos e interpretados.

	MUESTRAS			
	385	972	978	983
SiO ₂	49,62	49,62	48,73	50,76
TiO ₂	2,69	3,00	1,83	1,76
Al ₂ O ₃	12,98	12,65	13,99	13,52
Fe ₂ O ₃	12,01	12,06	12,57	11,68
MnO	0,42	0,16	0,17	0,17
MgO	8,66	8,25	9,36	9,25
CaO	9,35	8,15	7,73	7,91
Na ₂ O	2,45	4,28	4,37	3,87
K ₂ O	1,30	1,32	0,92	0,81
P ₂ O ₅	0,51	0,49	0,30	0,25
Cr	198	197	207	222
Cr ₂ O ₃	0,04	0,03	0,04	0,04
Ba	309	327	179	182
Ni	165	139,4	184,6	179,6
Sc	20,8	20,5	17,7	19,1
LOI	3,67	1,81	1,82	1,24
Be	1,61	1,06	0,79	0,77
Co	49,3	41,9	45,1	45,3
Cs	0,48	2,19	0,4	1,01
Ga	13,6	18,51	19,73	19,59
Hf	4,6	4,3	3,2	3
Nb	29,4	33,2	26,5	24,4
Rb	25,4	17,	9,7	9,4
Sn	2	1,4	1	0,9
Sr	485,2	451,8	324,8	340,6
Ta	2,25	0,75	1,12	1,03
Th	3,02	3,2	1,97	1,93
U	0,8	0,7	0,4	0,4
V	225	249	160	171
W	0,1	0,6	0,3	0,2
Zr	197	168,4	114,4	113,6
Y	21,2	19,6	16	16,2
La	26,3	21,5	12,1	11,9
Ce	57,82	42,77	19,62	20,07
Pr	6,92	5,57	3,07	3,07
Nd	28,3	25,9	14,9	15
Sm	6,34	6	3,85	3,89
Eu	2,06	1,78	1,27	1,23

Gd	6,31	5,46	3,97	3,99
Tb	0,81	0,81	0,61	0,62
Dy	4,45	4,51	3,67	3,69
Ho	0,91	0,7	0,6	0,6
Er	1,97	2,05	1,86	1,88
Tm	0,24	0,24	0,23	0,23
Yb	1,51	1,41	1,34	1,36
Lu	0,23	0,2	0,2	0,21
#Mg	58,8	57,57	59,6	61,06
Ba/Ta	137,33	436	159,82	176,69
La/Ta	11,68	28,66	10,8	11,55
Nb/La	1,12	1,54	2,19	2
La/Yb	17,42	15,25	9,03	8,75
Nb/Zr	0,15	0,20	0,23	0,21
Sr/Ta	215,64	602,40	290	330,68
Th/Hf	0,49	0,17	0,35	0,34
Th/La	0,11	0,15	0,16	0,16
Ta/U	2,81	1,07	2,80	2,58
Ba/La	11,75	15,21	14,79	15,29
Nb/Yb	19,47	23,55	19,78	19,94
Th/Ta	1,34	4,27	1,75	1,87
La/Nb	0,89	0,65	0,46	0,49
Sr/La	18,45	21,01	26,84	28,62
Th/Yb	2	2,27	1,47	1,42
(La/Yb) _(N)	11,61	10,17	6,02	5,83
(Dy/Yb) _(N)	1,89	2,05	1,76	1,74
(Sm/Yb) _(N)	4,55	4,61	3,11	3,10
Eu/Eu*	1	0,96	1	0,96

Cuadro 2. Cuadro de datos geoquímicos y relaciones utilizadas de las muestras analizadas. Las relaciones (La/Yb)_(N), (Dy/Yb)_(N) y Eu/Eu* fueron normalizadas a condrito (Nakamura 1974). Los elementos mayoritarios se encuentran expresados en % y los elementos trazas en ppm.

6.4.1 Elementos mayores

Según el diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986) en base al contenido de álcalis vs. sílice, las rocas clasifican como traquibasaltos alcalinos (972 y 978) y como basaltos subalcalinos (385 y 983). Los porcentajes de SiO₂ varían entre 48,73 % y 50,76 %; mientras que los contenidos de álcalis totales (Na₂O + K₂O) varían desde 3,75 a 5,60% (promedio 4,83%) (Fig. 14 a).

Con respecto al grado de saturación de alúmina, todas las muestras tienen afinidad metaluminosa utilizando el diagrama de Shand (1943), con valores de A/CNK en un rango de 0,58 y 0,67 (Fig. 14 b).

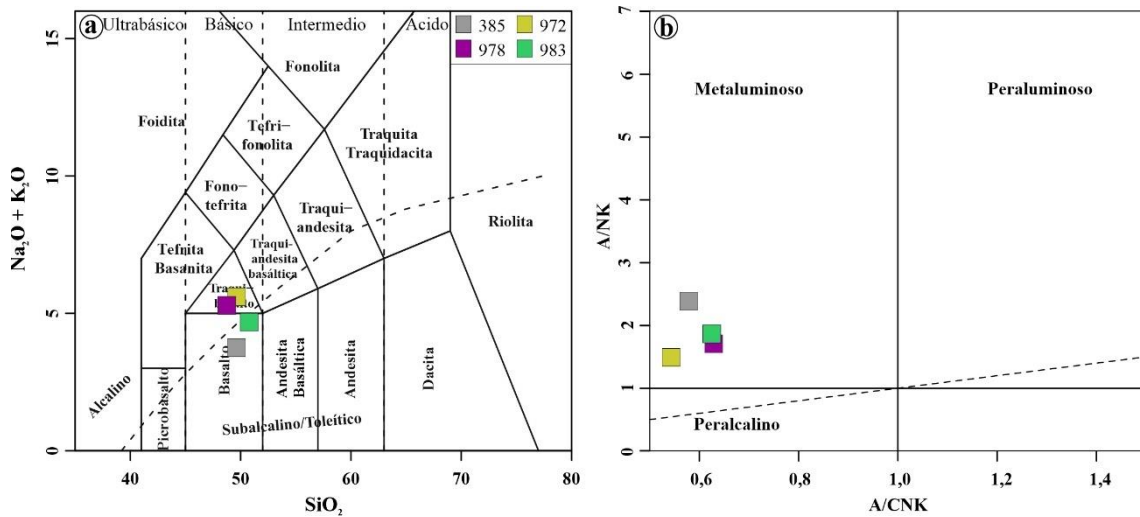


Figura 14. a. Diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986). Las muestras del basalto La Angostura grafican en los campos de traquibasaltos (978 y 972) y basaltos subalcalinos (385 y 983). b. Diagrama A/CNK vs. A/NK (Shand 1943) que evidencia la afinidad metaluminosa de las muestras.

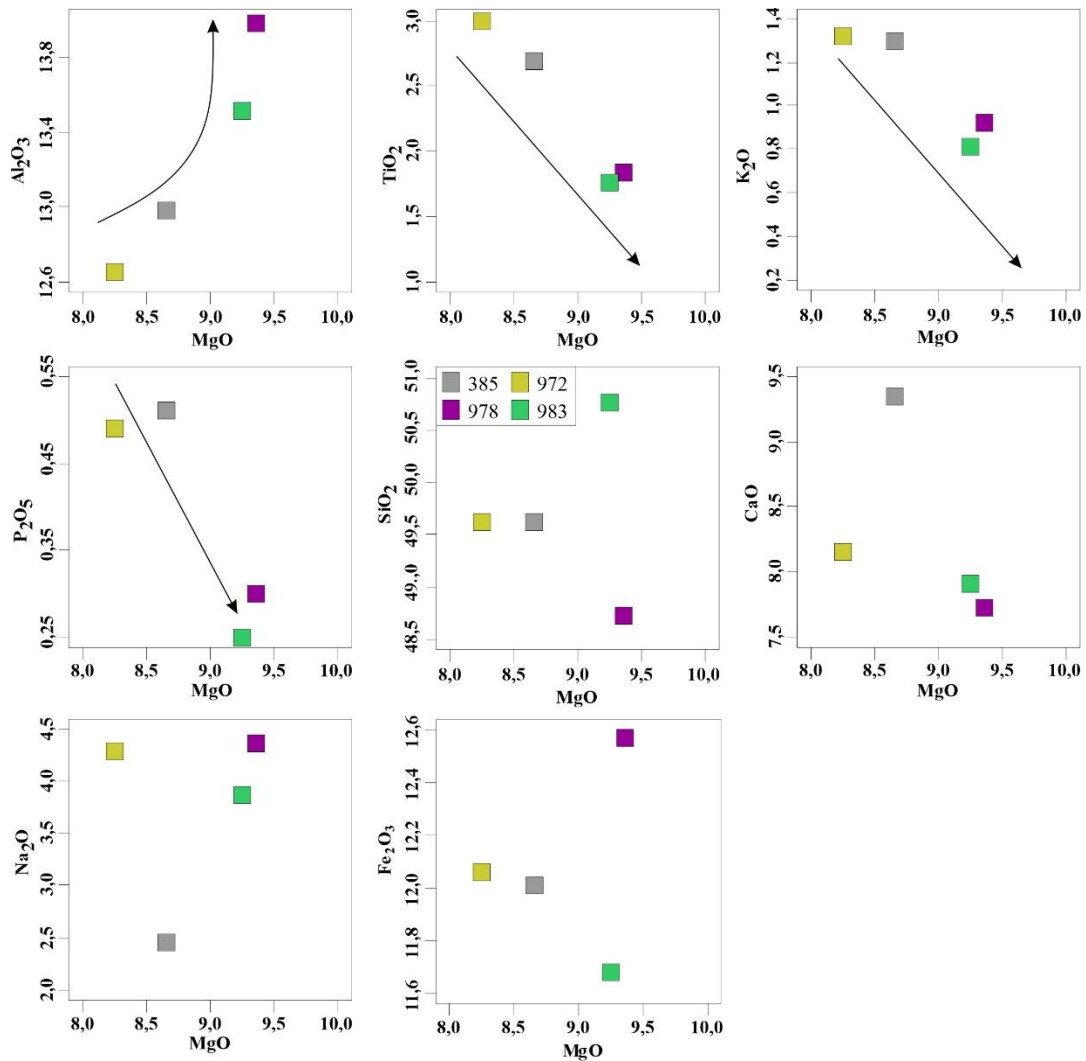


Figura 15. Diagramas binarios de variación de Harker de elementos mayoritarios (Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , SiO_2 , CaO , Na_2O , Fe_2O_3) vs. MgO. Todos los valores están expresados en % en peso.

Los diagramas binarios de variación de Harker utilizando el MgO como índice de diferenciación, muestran tendencias positivas de Al_2O_3 ; mientras que, el TiO_2 , K_2O y P_2O_5 , presentan tendencias negativas. Los diagramas de SiO_2 , CaO , Na_2O y Fe_2O_3 no presentan tendencias claras (Fig. 15).

El diagrama bivalente de CaO vs. MgO refleja la composición de los fundidos en base a la recta obtenida de la ecuación $\text{CaO} = 13,81 - 0,274\text{MgO}$. Esta recta divide el gráfico en dos campos, uno vinculado a fundidos de peridotita y otro a fundidos de piroxenita. La totalidad de las muestras del Basalto La Angostura se ubican en el campo de los fundidos de piroxenita (Fig. 16).

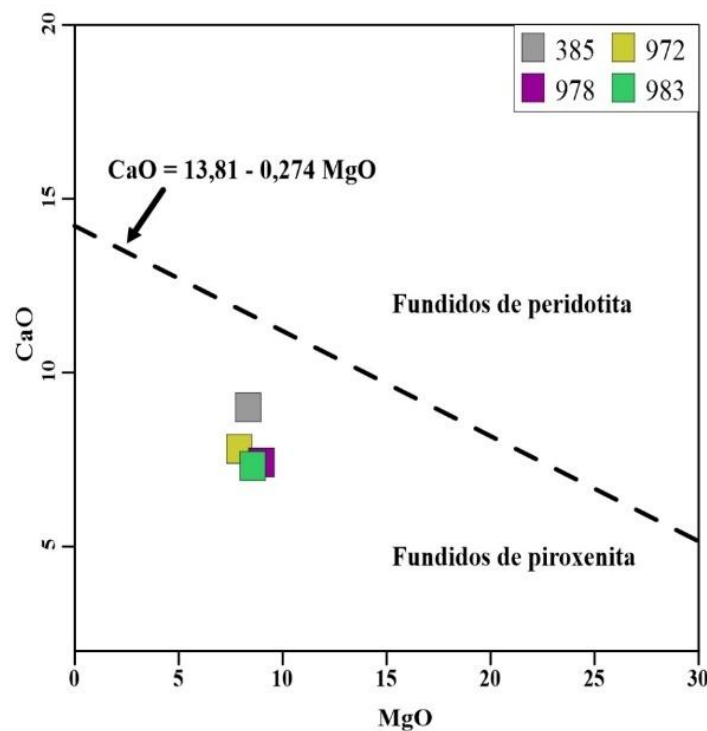


Figura 16. Diagrama bivalente CaO vs. MgO . Línea punteada delimitando campos de fundidos de piroxenita y fundidos de peridotita.

6.4.2 Elementos traza

El diagrama de Nb/Y vs. Zr/TiO_2 (Winchester y Floyd 1977) muestra menor dispersión en la clasificación de las rocas que el diagrama TAS de la Figura 14 a, clasificando la totalidad de las muestras como basaltos alcalinos (Fig. 17). Debido al grado de alteración observado en cortes petrográficos, se considera más apropiada esta clasificación basada

en elementos traza inmóviles, en comparación con la obtenida previamente con el diagrama TAS.

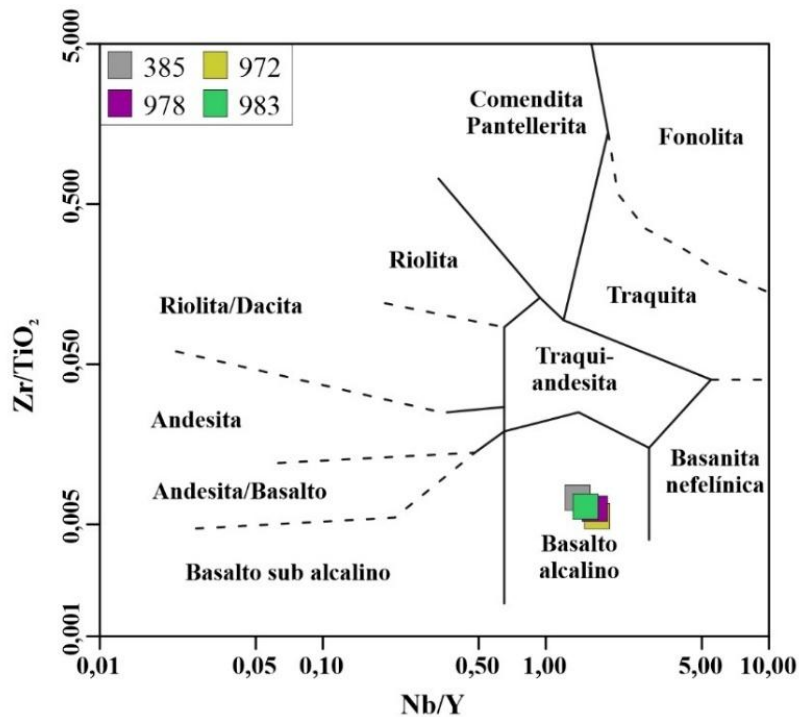


Figura 17. Diagrama de clasificación Nb/Y vs. Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd 1977).

En los diagramas binarios de variación de elementos traza vs. MgO (Fig. 18), se observa una clara tendencia negativa para el Ni y Cr, mientras que el resto de los elementos traza graficados (Ba, Sr, Zr, Y, Ce, La, Rb, Eu) presentan una tendencia positiva. Por su parte, el gráfico de Yb vs. MgO presenta una tendencia casi constante.

El diagrama multielemental de elementos traza normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough 1989), permite dividir el comportamiento de las cuatro muestras en dos grupos, uno formado por las muestras 385 y 972 y otro por las muestras 978 y 983, siendo las primeras las más enriquecidas (Fig. 19 a).

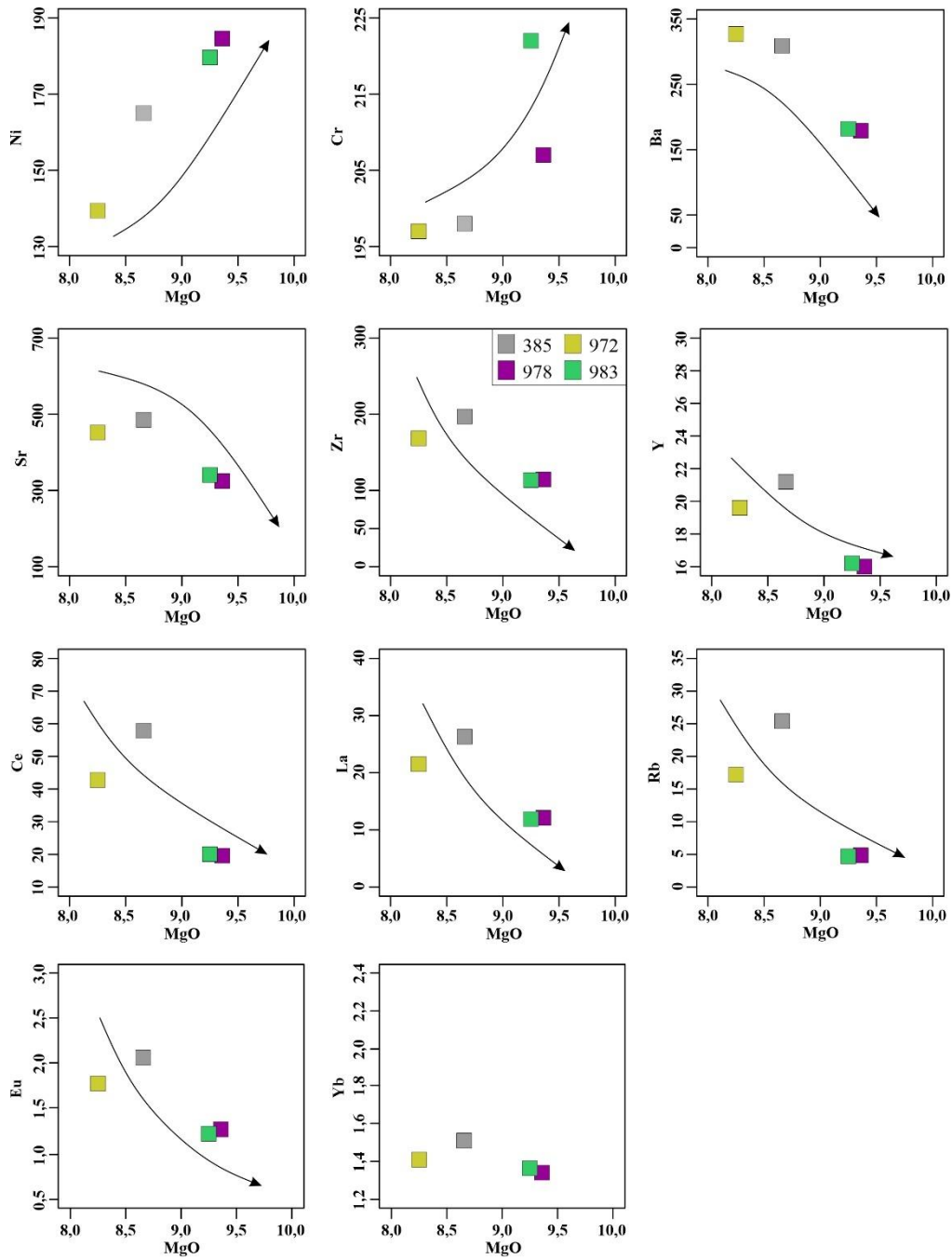


Figura 18. Diagramas binarios de variación de elementos traza (Ni, Cr, Ba, Sr, Zr, Y, Ce, La, Rb, Eu, Yb) vs. MgO.

Se observa en general un enriquecimiento relativo en los LILE (Cs, Ba, Th, U, K) en comparación con algunos HFS (P, Y, Lu, Dy, etc). Para el conjunto de las muestras 978 y 983 se aprecian anomalías negativas en Rb, Ce y Pr. Por su parte, las Tierras Raras Pesadas (Dy, Y, Yb y Lu), muestran un empobrecimiento relativo muy marcado, con valores de Yb entre 1,34 – 1,51 y relaciones $(Sm/Yb)_{(N)}=3,10 – 4,61$ representan patrones con pendientes.

El diagrama de Tierras Raras normalizado a condrito según Nakamura (1974), exhibe concentraciones con patrones rectilíneos, con un enriquecimiento notable en Tierras Raras Livianas, en especial para las muestras 978 y 983, con relaciones $(La/Yb)_{(N)}$ variables entre 5,83 y 11,61 (Fig. 19 b). Asimismo, se observa que las muestras presentan una tendencia geoquímica similar al patrón de un magma OIB (*Oceanic Island Basalts*), sin anomalías negativas en Eu ($Eu/Eu^*=0,96-1,00$). Al igual que en el diagrama multielemental de Sun y McDonough (1989), se evidencian pendientes negativas en las Tierras Raras Pesadas con una relación $(Dy/Yb)_{(N)}=1,74-2,05$.

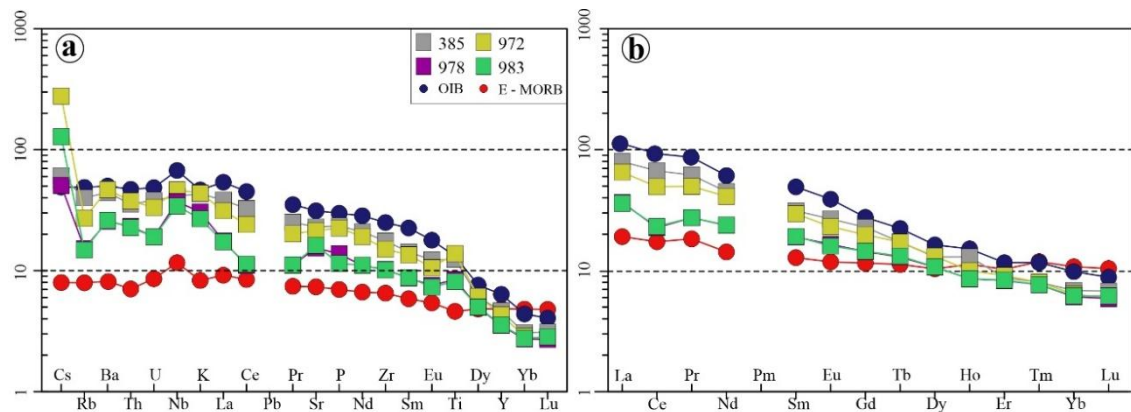


Figura 19. a. Diagrama de variación multielemental normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough 1989). b. Diagrama de variación de Tierras Raras (REE) normalizado a condrito (Nakamura 1974).

Los diagramas bivariantes de Ba/Ta, Sr/Ta y Th/Ta versus La/Ta (Fig. 20 a, b y c) muestran relaciones relativamente bajas para Ba/Ta (137,33 – 436), Sr/Ta (215,64 – 602,40) y Th/Ta (1,34 – 4,27), siendo las relaciones Ba/La comprendidas en un rango entre 10 y 20, Sr/La entre 10 y 30 y Th/La entre 0,10 y 0,20, lo que sugiere poca o nula influencia de fluidos en la fuente. Se observa en estos tres diagramas como la muestra 972 se aleja de las otras tres muestras (385, 978 y 983), teniendo valores más altos de La/Ta, pero entrando en el mismo campo en la relación Ba/La, Sr/La y Th/La.

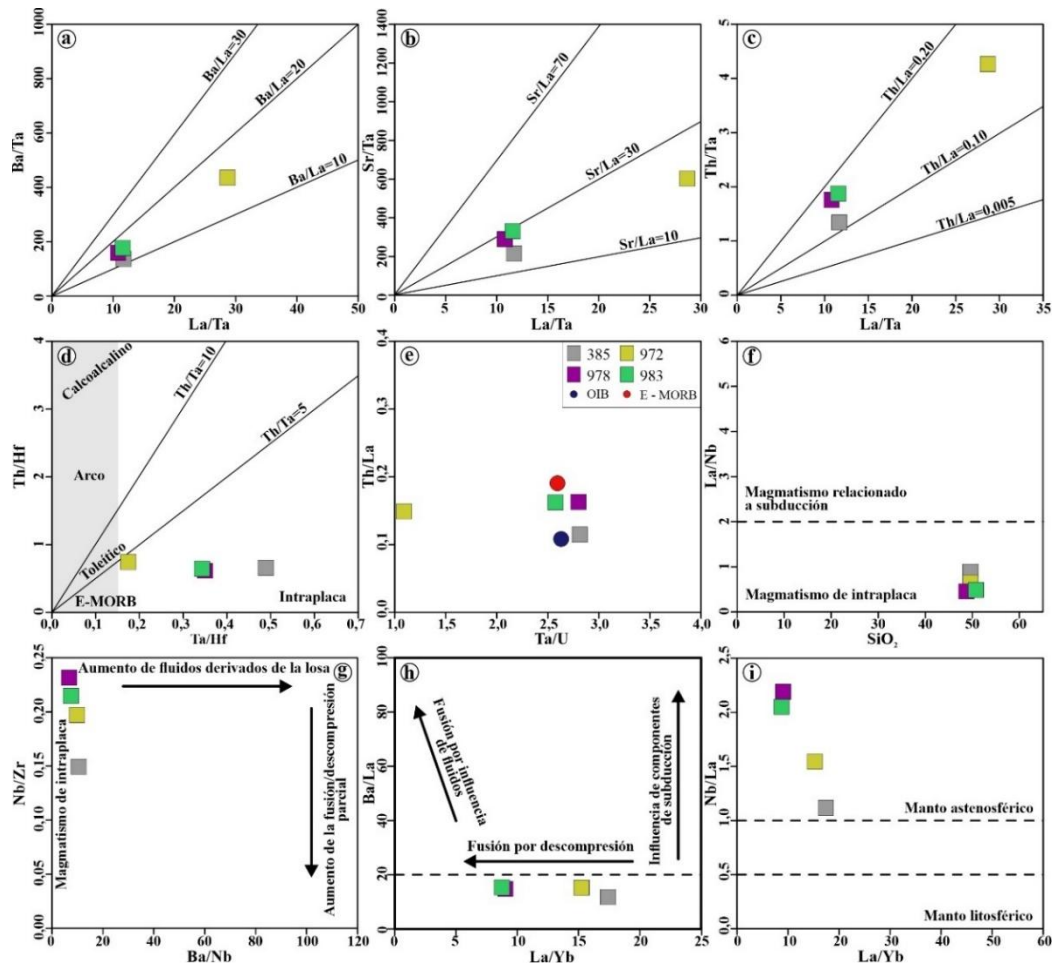


Figura 20. Diagramas bivariantes de elementos traza. a. Diagrama Ba/Ta vs. La/Ta, con rectas que indican las relaciones Ba/La que separan campos de intraplaca y campos de subducción. b. Diagrama Sr/Ta vs. La/Ta, con rectas indicando la relación Sr/La. c. Diagrama Th/Ta vs. La/Ta, con rectas indicando la relación Th/La. d. Diagrama Th/Hf vs. Ta/Hf, con rectas indicando la relación Th/Ta, indicando diferentes ambientes geotectónicos. e. Diagrama Th/La vs. Ta/U en el que se indica la similitud con OIB y MORB. f. Diagrama La/Nb vs. SiO₂ mostrando que todas las muestras se ubican en el campo de magmatismo de intraplaca. g. Diagrama Nb/Zr vs. Ba/Nb, en el que las muestras se ubican en el campo de magmatismo de intraplaca. h. Diagrama Ba/La vs. La/Yb mostrando que las muestras responden a mecanismos de descompresión sin influencia de fluidos de subducción. i. Diagrama Nb/La vs. La/Yb con los campos de manto litosférico (Nb/La<0,5) y manto astenosférico (Nb/La>1) delimitados.

Asimismo, se observan bajas relaciones de Th/Ta (1,34 – 4,27) en el diagrama de la Figura 20 d, lo cual permite clasificarlos dentro de un ambiente de intraplaca. Esta clasificación es concordante con los bajos valores de Th/La (0,11 – 0,16) y de Ta/U (1,07 – 2,81), similares a los de OIB y MORB (Fig. 20 e). En ambos diagramas la muestra 972 se desvía de la norma. Asimismo, el diagrama La/Nb vs. SiO₂ vincula al magmatismo con

un ambiente de intraplaca, debido a los valores de La/Nb menores a 2 (entre 0,46 y 0,89) (Fig. 20 f).

Los bajos valores de Ba/Nb (6,75 – 10,51) indican que las rocas responden a magmatismo de intraplaca, con poca o nula interacción de fluidos de subducción (Fig. 20 g). Por su parte el diagrama Ba/La versus La/Yb indica un origen vinculado a procesos de descompresión (Fig. 20 h), mientras que los valores de Nb/La mayores a 1 (1,12 – 2,19) indican una fuente astenosférica (Fig. 20 i).

6.4.3 Diagramas de clasificación de ambiente geotectónico

Sumado a lo anteriormente mencionado en relación al ambiente y a los mecanismos de generación evidenciados por los elementos traza, en el diagrama de Pearce (2008) (Fig. 21 a), el cual utiliza las relaciones Th/Yb vs. Nb/Yb, se observa que la totalidad de las muestras se ubican en el campo de los magmas tipo OIB (*Ocean Island Basalts*). Por su parte, en los diagramas triangulares de Pearce y Cann (1973) y Wood (1980) (Fig. 21 b y c, respectivamente), se observa que todas las muestras se sitúan en el campo de basaltos de intraplaca (WPB o WPA).

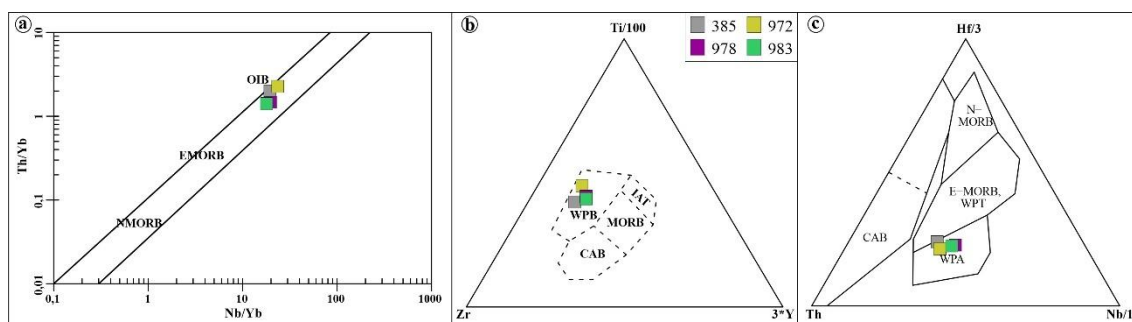


Figura 21. a. Diagrama de clasificación geotectónica Th/Yb versus Nb/Yb (Pearce 2008). b. Diagrama triangular de clasificación geotectónica (Pearce y Cann 1973). WPB (*within-plate basalt*). c. Diagrama triangular de clasificación geotectónica (Wood 1980). WPA (*within-plate affinity*).

6.5 Modelado petrogenético

6.5.1 Cálculos de composición primaria

Con el fin de estimar las presiones y temperaturas de segregación del magma, se calculan las composiciones primarias siguiendo el método de Pearce (1978), el cual consiste en adicionar olivino hasta alcanzar una composición en equilibrio con Fo_{90} , equivalente a un

#Mg=73. A su vez, se asume que el olivino es el único mineral que se fracciona y que el Kd del olivino es de 0,3 (Takahashi y Kushiro 1983).

El número de magnesio [$\#Mg = \frac{\frac{MgO}{40,3}}{\frac{MgO}{40,3} + \frac{FeO}{71,85}} \times 100$] se encuentra en un rango de 57,57 a 61,06, lo que representa valores relativamente primarios, aunque no es posible considerarlos como magmas en equilibrio con la mineralogía del manto.

A partir de las concentraciones de los elementos mayoritarios (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O y P₂O₅), se realiza un recálculo utilizando diferentes porcentajes y adicionando diferentes valores de SiO₂, FeO y MgO, para obtener en todas las muestras #Mg \approx 73 (Cuadro 3). Los números de magnesio iniciales son de 61,06, 58,8, 57,57 y 59,6 para las muestras 983, 385, 972 y 978, respectivamente.

Para alcanzar el valor de #Mg requerido para considerar al magma primario, se incrementa el porcentaje de olivino 20% para la muestra 983, 24% para las muestras 385 y 978 y 26% para la muestra 972. Al realizar una adición de olivino, se incrementa también, el valor de SiO₂, FeO y MgO, ferroso y magnesio; por ejemplo, en la muestra 983 al adicionar 20% de olivino aumenta 8% el SiO₂, el FeO aumenta un 2,2% y el MgO un 9,8%. De esta manera los números de magnesio obtenidos fueron 72,67 para la muestra 983, 72,93 para la muestra 385, 73,09 para la muestra 972 y 72,88 para la muestra 978.

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SUM
983	Ci	51,36	1,79	13,68	10,68	0,17	9,36	8,00	3,92	0,82	0,26	100
	20%	59,36	1,79	13,68	12,84	0,18	19,16	8,00	3,92	0,82	0,26	120
	REC	49,47	1,49	11,40	10,70	0,14	15,97	6,69	3,26	0,69	0,21	100
385	Ci	50,22	2,72	13,14	10,94	0,42	8,77	9,47	2,48	1,32	0,52	100
	24%	59,82	2,72	13,14	13,58	0,42	20,53	9,47	2,48	1,32	0,52	125
	REC	47,56	2,18	10,51	10,86	0,34	16,42	7,57	1,98	1,06	0,41	100
972	Ci	50,22	3,04	12,81	10,98	0,17	8,36	8,25	4,33	1,33	0,50	100
	26%	60,63	3,04	12,81	13,84	0,17	21,10	8,25	4,33	1,33	0,50	125
	REC	48,50	2,43	10,24	11,07	0,13	16,88	6,60	3,47	1,07	0,40	100
978	Ci	49,36	1,86	14,18	11,45	0,18	9,48	7,83	4,42	0,94	0,30	100
	24%	58,96	1,86	14,18	14,09	0,18	21,24	7,83	4,42	0,94	0,30	122
	REC	48,33	1,52	11,62	11,55	0,14	17,41	6,42	3,62	0,77	0,25	100

Cuadro 3. Valores recalculados de las muestras incrementando porcentajes de adición de olivino para alcanzar un $\#Mg \approx 73$ y así obtener la composición del magma primario. C_i : concentración inicial, REC: recálculo, SUM: sumatoria.

6.5.2 *Estimación de fusión parcial*

Los porcentajes de fusión parcial se calculan utilizando la ecuación de Shaw (1970) para fusión parcial no modal en equilibrio. La concentración del elemento en el líquido (C_L) para los basaltos de este trabajo se obtiene a partir de dos elementos incompatibles, La e Yb. Los coeficientes de partición de estos elementos se toman de Rollinson (1993). Teniendo en cuenta las relaciones CaO vs. MgO (Fig. 16), el empobrecimiento en Tierras Raras Pesadas (Fig. 19) y la ausencia de anomalías negativas de K, se considera como fuente la composición de una piroxenita granatífera anhidra compuesta por olivino=35%, ortopiroxeno=40%, clinopiroxeno=20% y granate=5%. Los valores de P se obtienen de Walter (1998) y son olivino 3, ortopiroxeno -16, clinopiroxeno 88 y granate 9. Los resultados se grafican en un diagrama binario con escala semilogarítmica que vincula las relaciones $(La/Yb)_N$ versus La_N (Fig. 22) (concentraciones normalizadas a condrito según Nakamura 1974). En el diagrama, se representa la curva de fusión parcial modelada para la fuente considerada y las muestras estudiadas. Estas últimas se alinean con una trayectoria paralela a la curva patrón, lo cual implica que las muestras analizadas están genéticamente relacionadas entre sí y que responden a diferentes grados de fusión parcial. Las muestras presentan grados de fusión parcial variable entre valores menores a 1% (muestra 385), levemente superiores a 1% (muestra 972) y próximos a 5% (muestras 978 y 983).

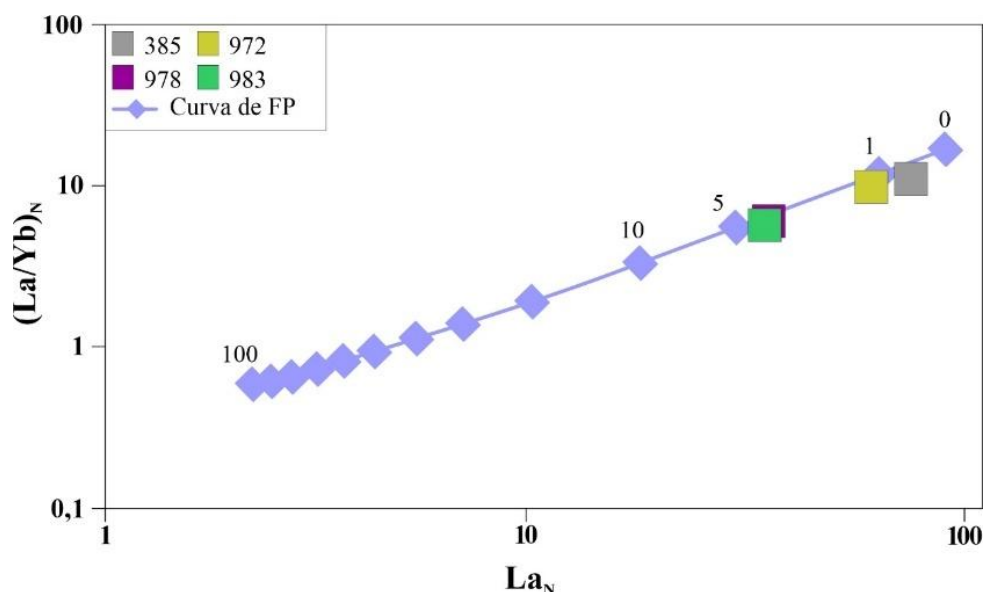


Figura 22. Diagrama de elementos incompatibles normalizado a condrito según Nakamura (1974). Curva obtenida modelando distintos grados de fusión parcial en equilibrio no modal a partir de una piroxenita granatífera compuesta por 35% de olivina, ortopiroxeno=40%, clinopiroxeno=20% y granate=5%. P= olivina 3, ortopiroxeno -16, clinopiroxeno 88 y granate 9.

6.5.3 Estimación de presión y temperatura

Las estimaciones de presión y temperatura de la fuente al momento de la generación del magma se realizaron por los métodos propuestos por Albarède (1992) y Lee *et al.* (2009) (Cuadro 4). Para ambos métodos se consideraron las composiciones primarias de los magmas.

El método de Albarède (1992), utiliza las siguientes ecuaciones para la obtención de temperatura (C°) y presión (kbar), respectivamente:

$$t(^{\circ}C) = 2000 \times \frac{MgO}{SiO_2 + MgO} + 969$$

$$\ln P (kbar) = 0,00252 \times t(^{\circ}C) - 0,12 SiO_2 + 5,027$$

El segundo método, conocido como termómetro de Lee *et al.* (2009), pudo ser aplicado a las cuatro muestras de este trabajo ya que cumplen con los requisitos establecidos de contener >43% SiO₂ y >10% de MgO.

Parámetro	Muestra	Albarède (1992)	Lee <i>et al.</i> (2009)
Temperatura (°C)	385	1479,99	1502,37
	972	1485,30	1505,83
	978	1498,79	1530,50
	983	1457,03	1476,53

Presión (GPa)	385	3,01	2,52
	972	2,95	2,88
	978	3,01	3,21
	983	2,76	2,31

Cuadro 4. Cuadro comparativo de los resultados de los métodos utilizados para la obtención de presión y temperatura.

Los valores de presión obtenidos se encuentran en un rango entre 2,76 y 3,01 GPa a partir del método de Albarède (1992) y entre 2,31 y 3,21 GPa de acuerdo a Lee *et al.* (2009). Por su parte, los valores de temperatura determinados varían entre 1457,03 y 1498,79 °C, y entre 1476,53 y 1530,50 °C, según Albarède (1992) y Lee *et al.* (2009), respectivamente. El método de Albarède (1992) tiene un error medio para temperatura de 40 °C y 0,27 GPa para la presión.

7 **DISCUSIONES**

7.1 Características de la fuente y ambiente geotectónico

En base a las concentraciones de los elementos mayoritarios ($\text{SiO}_2=48,73 - 50,76$, $\text{MgO}=8,25 - 9,36$ y $\text{FeO}=10,63 - 11,45$) obtenidas a partir de los análisis geoquímicos y, comparando con estudios experimentales (p. ej., Baker y Stolper 1994 y Wasylenki *et al.* 2003), se infiere que se trata de magmas provenientes de la fusión parcial de rocas del manto. Los bajos porcentajes de fusión parcial obtenidos en este trabajo ($< 5\%$ Fig. 22) explican el carácter alcalino de los magmas y su composición cercana al magma primario. Asimismo, dado que los valores de fusión parcial obtenidos describen una recta paralela a la curva patrón, no habría evidencias de cristalización fraccionada más allá del fraccionamiento de olivino considerado aquí para restablecer la composición del magma primario, lo cual se interpreta además por las tendencias negativas en los contenidos de Cr y Ni en relación al MgO (Fig. 18). De lo contrario, el fraccionamiento de otras fases minerales, tales como ortopiroxenos, clinopiroxenos, plagioclasa, etc., habría provocado la desviación de la curva modelada de la Figura 22 (McKenzie y O'Nions 1991). En concordancia con esto, la ausencia de anomalía negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,96$) denota la falta de fraccionamiento de feldespatos durante su evolución magmática. Así, las diferencias composicionales, aunque no muy marcadas, se explican por variables grados

de fusión parcial y distintos porcentajes de fraccionamiento de olivino. En este sentido, las muestras provenientes de menores grados de fusión parcial (385 y 972) presentan coherentemente concentraciones más elevadas en elementos traza incompatibles, como lo muestran los diagramas de la Figura 19. Asimismo, las concentraciones de K_2O de dichas muestras, son consistentes con bajos grados de fusión parcial, dado sus valores de coeficientes de partición para fundidos basálticos (entre 0,17 y 0,0068 para rocas con olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa (Rollinson 1993). Por otro lado, la ausencia de anomalías negativas de K indican que se trata de una fuente anhidra, sin presencia de minerales hidratados tales como anfíbol o flogopita (Fig. 19 a).

Por otra parte, el diagrama CaO vs. MgO indica una composición piroxenítica para la fuente, mientras que el diagrama de Tierras Raras normalizado a condrito (Nakamura 1974) muestra un empobrecimiento generalizado en las Tierras Raras Pesadas, atribuible a la presencia de granate como residuo en la fuente que retiene las mismas. Debido a esto, se considera que la fuente de los magmas fue una piroxenita granatífera mantélica.

Los valores bajos de las relaciones Ba/Ta, La/Ta, Th/Ta, Ba/La y los valores de La/Nb menores a 2, sugieren poca o nula participación de componentes derivados de subducción, confirmando una fuente mantélica en un entorno de intraplaca. Esto se encuentra en concordancia con el diagrama Hf/3 vs. Th/Ta de Wood (1980), en el que la totalidad de las muestras se ubican en el campo de basaltos alcalinos de intraplaca. Asimismo, los valores bajos de Th/La y altos de Ta/U, similares a OIB, sugieren también un entorno de intraplaca sin interacción significativa de la losa o contaminación cortical.

En relación a los rangos de presión y temperatura obtenidos en este trabajo, los cuales varían entre 2,76 – 3,01 GPa y 1457,05 – 1498,05 °C, sugieren una profundidad de segregación astenosférica comprendida entre 80 y 100 km de acuerdo a la geoterma de Bjerg *et al.* (2005), calculada a partir del análisis de xenolitos en basaltos alcalinos de Patagonia (Fig. 23). Tales profundidades estimadas, se encuentran dentro del campo de estabilidad del granate, en concordancia con lo interpretado a partir del empobrecimiento de Tierras Raras Pesadas.

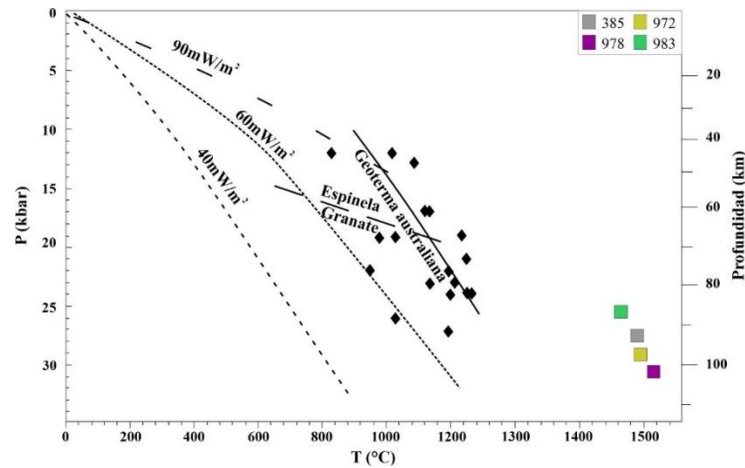


Figura 23. Estimaciones de P-T para xenolitos con granate y espinela de localidades seleccionadas de la Patagonia (modificado de Bjerg *et al.* 2005). Geotermia australiana según O'Reilly y Griffin (1985). Se grafican los datos del presente trabajo, con valores de presión y temperatura de 2,76 – 3,01 GPa y 1457,05 – 1498,05 °C y profundidades de 80 a 100 km.

7.2 Mecanismos eruptivos

Los trabajos de mapeo geológico de campo en terrenos volcánicos facilitan la identificación de rasgos que permiten interpretar los mecanismos eruptivos que dan origen a cuerpos lávicos. En este sentido, dada la existencia de diques basálticos vinculados genéticamente al Basalto La Angostura, que intruyen a la Formación Lago Colhué Huapi, aflorante durante el evento magmático, se asume que el magma que les dio origen habría alcanzado la superficie conformando centros efusivos fisurales. Apoyando esta hipótesis, el dique de mayor longitud de rumbo E-O ubicado en el sector centro-sur del área (Fig. 7), se manifiesta por encima del paquete de coladas como un leve resalto, sin relación de corte evidente con las coladas, lo cual se vincularía a la acumulación de material lávico en inmediaciones del conducto eruptivo (Fig. 24). Ante la ausencia de diques radiales que confluyan a un punto, o bien de centros eruptivos centrales, se infiere la ocurrencia de erupciones fisurales en el área ligadas al Basalto La Angostura.

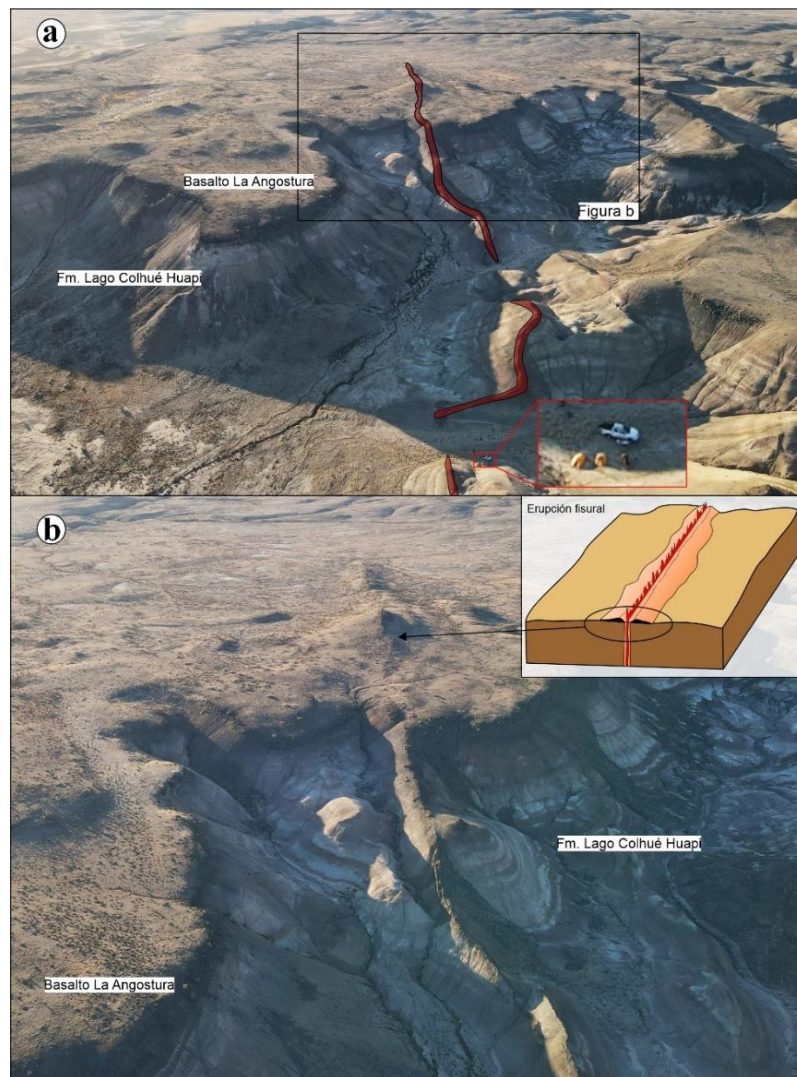


Figura 24. a. Vista panorámica del dique intruyendo a la Formación Lago Colhué Huapi y generando un resalto en la colada basáltica. Altitud de la fotografía: 304 m. b. Detalle de la figura a. Altitud de la fotografía: 304,3 m.

Por otra parte, es ampliamente conocido que la exsolución de volátiles y la segregación de líquidos residuales generan estructuras vesiculares internas distintivas entre los diferentes tipos de coladas lávicas (p.ej., Goff 1996, Bernardi *et al.* 2016). Estos productos pueden redistribuirse dentro de un flujo de lava, formando estructuras de vesículas cilíndricas, mantiformes o laminares (Goff 1996). Dichas estructuras resultan de magmas enriquecidos en volátiles en condiciones de baja viscosidad (Goff 1996). Los flujos de lava poseedores de cilindros de vesículas, semejantes a los descritos en este trabajo (Fig. 8), suelen asociarse a coladas de tipo *pahoehoe* y a erupciones de altas temperaturas (Goff 1996). La presencia de estas estructuras en el Basalto La Angostura sugiere que la erupción se produjo bajo un régimen de efusión sostenida y baja viscosidad, favoreciendo la generación de flujos lávicos bien desarrollados (p.ej., Bernardi *et al.* 2016).

7.3 Edad del magmatismo y posición estratigráfica

La edad del episodio magmático que dio origen al Basalto La Angostura fue determinada mediante dataciones radimétricas en estudios paleontológicos. Por un lado Marshall *et al.* (1981) realizaron dataciones del basalto por el método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, obteniendo edades de $62,8 \pm 0,8$ Ma asignables al Daniano; mientras que Clyde *et al.* (2014) indicaron una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ligeramente mayor e igual a $67,31 \pm 0,5$ Ma, asignable al Maastrichtiano superior. Estos datos geocronológicos sitúan al evento magmático entre el Cretácico tardío y el Paleógeno temprano, con un grado de incertidumbre mayor al rango de error de las dataciones. En este sentido, la posición estratigráfica de la unidad bajo estudio en relación con las unidades sedimentarias circundantes es crucial para establecer su edad y, con ello, aproximar la edad del magmatismo. De acuerdo a Sciutto *et al.* (2008), este magmatismo se desarrolló en momentos previos a la depositación de la Formación Salamanca (“Basaltos Pre-salanquenses”), basándose principalmente en el hecho de que las coladas basálticas se encuentran suprayaciendo directamente a la Formación Lago Colhué Huapi en la mayor parte del área, siendo cubierta luego por la Formación Salamanca. No obstante, como se indicó previamente, en el “cerro Coquina” al sur del río Chico (ver Fig. 3 y 10), y en concordancia con lo determinado por Mora Romero (2024), las coladas basálticas se encuentran intercaladas con los niveles fosilíferos marinos de la base de la Formación Salamanca (Fig. 6). Así, al considerar que la mayoría de los estudios bioestratigráficos y paleomagnéticos indican una edad daniana para esta unidad (ver marco geológico), la edad de $62,8 \pm 0,8$ Ma proporcionada por Marshall *et al.* (1981) parece ajustarse a las evidencias geológicas presentadas en este trabajo. Si bien existen menciones de edades maastrichtianas para la Formación Salamanca (Barcat *et al.* 1989, Nández 1998, Malumián y Nández 2002, entre otros), lo cual validaría también la edad cretácica tardía obtenida por Clyde *et al.* (2014), las conclusiones temporales obtenidas a partir de microfósiles por Mora Romero (2024) en relación a la edad daniana de los niveles basales de la Formación Salamanca del “cerro Coquina”, sustentan la edad daniana para el Basalto La Angostura (Fig. 25).

Edad			Unidades estratigráficas	
Cenozoico	Neog.	Mioceno	Fm. Santa Cruz → Fm. Chenque	
		Oligoceno	Fm. Sarmiento	
	Paleógeno	Eoceno	Gr. Río Chico	
		Paleoceno	Fm. Salamanca	
			Basalto La Angostura	
	Mesozoico	Cretácico	Superior	Fm. Laguna Palacios
Fm. Bajo Barreal				
Fm. Castillo				
Inferior			Grupo Chubut	
			Fm. Matasiete	Fm. Pozo D-129

Figura 25. Cuadro cronoestratigráfico modificado en base a los datos obtenidos en este trabajo (modificado de Ramos 2015).

Por otra parte es importante destacar que, además de la relación de suprayacencia directa que existe entre el Basalto La Angostura y la Formación Lago Colhué Huapi en la mayor parte del área de estudio (Fig. 10), en el sector este-noreste se observa una clara relación de *onlap* entre estas unidades (Fig. 5). Esta relación es fácilmente confundible en el campo con una intercalación entre ambas unidades, lo cual ha motivado interpretaciones previas que indicaban una sincronidad entre la depositación de los niveles superiores de la Formación Lago Colhué Huapi y el desarrollo del magmatismo del Basalto La Angostura (Ibiricu *et al.* 2021). Así, la coexistencia de relaciones de suprayacencia y de *onlap* observadas durante el desarrollo de este trabajo, sugiere que las coladas cubrieron un paleorelieve labrado en la Formación Lago Colhué Huapi, quedando zonas de esta unidad totalmente cubiertas por las coladas, mientras que en las zonas topográficamente deprimidas, los basaltos la contactaron lateralmente. Asimismo, las morfologías lenticulares observadas en la base de los basaltos apoyan esta interpretación. En este sentido y considerando lo antes mencionado en relación a la intercalación de los basaltos con los niveles inferiores de la Formación Salamanca reconocida en el sector sur del área, se plantea el siguiente esquema geológico evolutivo:

- a- Previo a la depositación de los niveles basales de la Formación Salamanca, los niveles superiores de la Formación Lago Colhué Huapi se encontraban expuestos en la superficie, generando una topografía irregular con bajos y altos relativos (Fig. 26 a).
- b- Inicia la transgresión marina Atlántica en la región, generando los primeros depósitos marinos danianos restringidos al sector sur del área de estudio (Fig. 26 b).
- c- Comienza la extrusión de las coladas lávicas del Basalto La Angostura en el Daniano, en simultáneo con la transgresión marina atlántica. Las coladas se intercalan con los niveles marinos en el sector sur del área, mientras que hacia la porción centro-norte cubren el paleorelieve labrado en la Formación Lago Colhué Huapi (Fig. 26 c).
- d- Luego de la extrusión de los flujos lávicos, continúa la depositación de las rocas sedimentarias de la Formación Salamanca, cubriendo en gran medida el sector estudiado (Fig. 26 d).
- e- Eventos tectónicos, magmáticos y sedimentarios posteriores modificaron la zona de estudio hasta alcanzar el estado actual (Fig. 26 e).

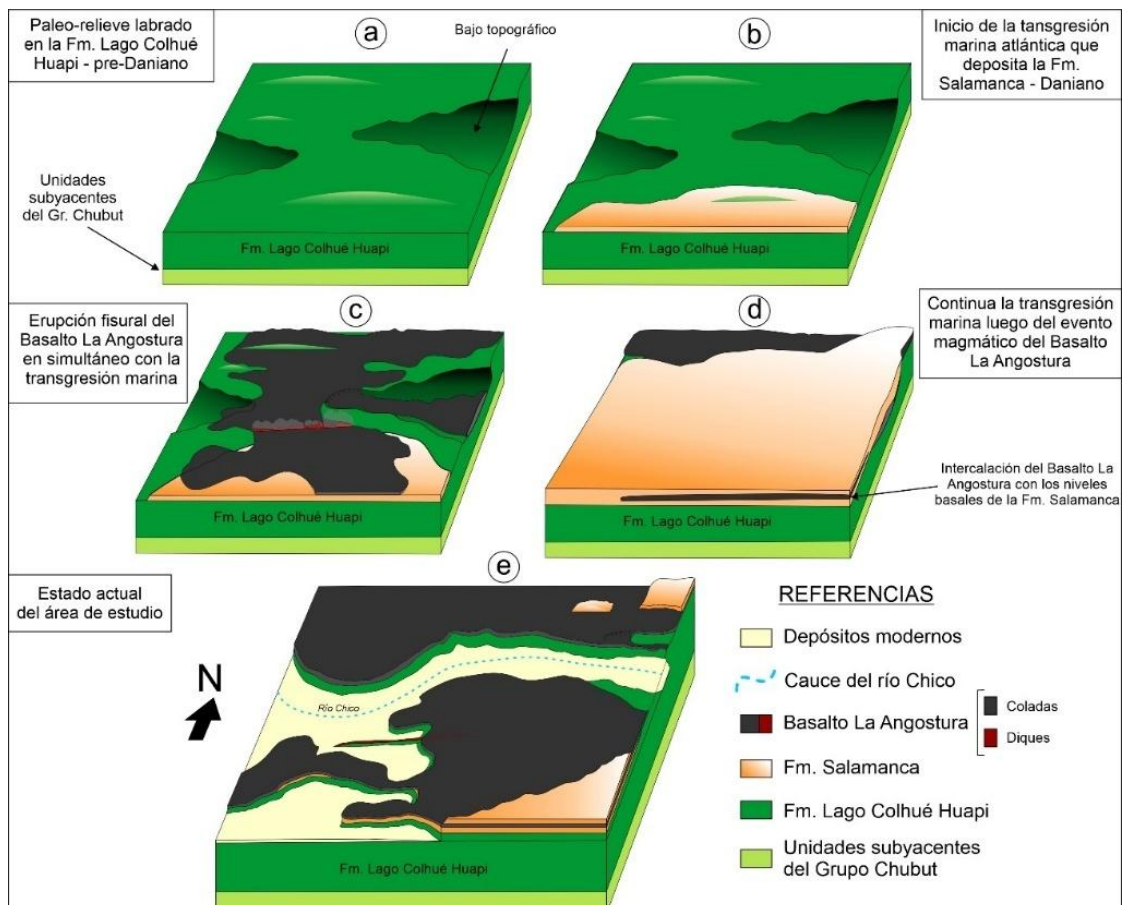


Figura 26. Modelo evolutivo del área de estudio. a. Paleorelieve labrado en la Formación Lago Colhué Huapi. b. Comienzo de la transgresión atlántica generando los primeros depósitos de la Formación Salamanca. c. Comienzo de la erupción fisural que da origen al Basalto La Angostura, en simultáneo con la transgresión marina. d. Transgresión marina generalizada luego de la erupción del Basalto La Angostura. e. Estado actual del área de estudio.

7.4 Vinculación espacio-temporal con eventos magmáticos del Cretácico – Paleógeno de la Patagonia centro -sur

Como fue mencionado, el Basalto La Angostura fue datado por Marshall *et al.* (1981) y Clyde *et al.* (2014), quienes establecieron edades del Cretácico Superior – Paleógeno temprano. Teniendo en cuenta estas edades y los datos de este trabajo que lo ubican temporalmente en el Daniano, es necesario realizar una comparación con un evento magmático de semejantes características temporales y composicionales ocurrido en la región central del Macizo del Deseado, conocido como Basalto Las Mercedes (Panza *et al.* 1994, Navarrete *et al.* 2021).

En términos petrográficos, el Basalto La Angostura presenta texturas porfíricas a microporfíricas (con pasta intergranular), como así también texturas faneríticas de grano fino en los cuerpos intrusivos contemporáneos. La mineralogía principal está compuesta por plagioclasas de composición labradorita, olivino y clinopiroxenos (augita titanífera). Los fenocristales de olivino frecuentemente se encuentran alterados a iddingsita en las fracturas y en los bordes. Algunas muestras, presentan gran contenido de vesículas y amígdalas rellenas total o parcialmente con calcita y analcima. Estas rocas fueron clasificadas petrográficamente como basaltos alcalinos.

Por otra parte las rocas del Basalto Las Mercedes también presentan texturas porfíricas y en algunos casos fanerítica de grano fino. La mineralogía está compuesta por plagioclasa de composición labradorita, olivino alterado a iddingsita en bordes y fracturas, y clinopiroxenos, tanto augita como augita titanífera. Algunas muestras presentan gran cantidad de vesículas. Desde el punto de vista petrográfico, se concluye que son rocas similares.

Geoquímicamente tanto el Basalto Las Mercedes como el Basalto La Angostura provendrían de una fuente piroxenítica, ya que la totalidad de las muestras se distribuyen en el campo ubicado por debajo de la línea $\text{CaO}=13,81-0,274\text{MgO}$ (Fig. 27 a). Asimismo,

en el diagrama Nb/La vs. La/Yb, los dos grupos de rocas indican una proveniencia desde manto astenosférico, siendo las muestras del Basalto La Angostura quienes presentan mayores valores de Nb/La (Fig. 27 b). Los diagramas de discriminación tectónica, Th/Hf vs. Ta/Hf y Ba/Ta vs. La/Ta (Fig. 27 c y d), indican ambiente de intraplaca para ambas unidades, con poca a nula interacción de fluidos de subducción manifestado por las bajas relaciones Ba/La. Esto, a su vez se observa en el diagrama Ba/La vs. La/Yb, en el que la totalidad de las muestras se ubican en un campo que evidencia baja influencia de componentes de subducción y mecanismos de fusión asociados a procesos de descompresión (Fig. 27 e). En el diagrama de discriminación del ambiente tectónico de Wood (1980), si bien las dos unidades se ubican en ambientes de intraplaca, el Basalto La Angostura se ubica en el campo de ambientes de intraplaca con afinidad alcalina, mientras que el Basalto Las Mercedes se ubica en el campo de intraplaca con afinidad toleítica (Fig. 27 f). Esto, posiblemente sea una consecuencia de diferencias en el grado de fusión parcial de ambas unidades. De acuerdo a Navarrete *et al.* (2021), el evento de fusión parcial que dio origen al Basalto Las Mercedes alcanzó porcentajes de fusión cercanos al 10%, mientras que, como se mostró en este trabajo, los porcentajes de fusión no habrían superado el 5% para el Basalto La Angostura (Fig. 22).

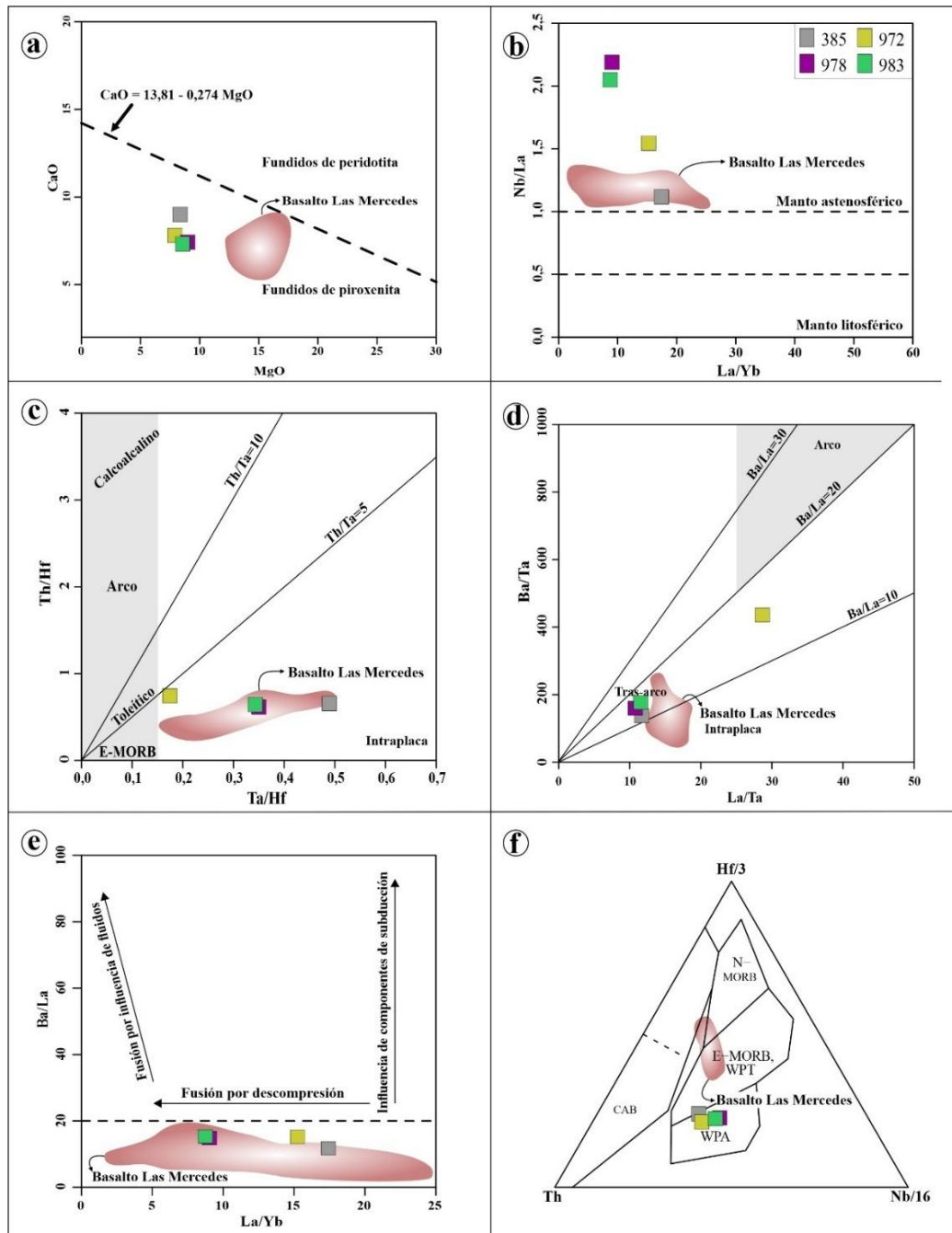


Figura 27. Comparación de la geoquímica del basalto Las Mercedes (nubes de color rosado) con las muestras del presente estudio. a. Diagrama CaO vs. MgO, línea obtenida a partir de $CaO = 13,81 - 0,274MgO$, que separa los campos de fundidos de peridotita y fundidos de piroxenita. b. Diagrama Nb/La vs. La/Yb se observan dos líneas que delimitan los campos de manto litosférico ($Nb/La < 0,5$) y manto astenosférico ($Nb/La > 1$). c. Diagrama Th/Hf vs. Ta/Hf, con rectas indicando la relación Th/Ta, indicando diferentes ambientes geotectónicos. d. Diagrama Ba/La vs. La/Yb se observa que todas las muestras caen por debajo de la línea punteada ($Ba/La = 20$). e. Diagrama Ba/La vs. La/Yb, con rectas indicando la relación Ba/La. f. Diagrama triangular de clasificación geotectónica (Wood 1980).

8 CONCLUSIONES

A continuación, se detallan las conclusiones más relevantes de este trabajo:

- Los resultados geoquímicos indican que el Basalto La Angostura corresponde a una unidad compuesta por basaltos alcalinos de intraplaca con afinidad metaluminosa, provenientes de una fuente mantélica piroxenítica granatífera.
- Las relaciones geoquímicas y diagramas de discriminación confirman un ambiente de intraplaca con baja o nula interacción de componentes derivados de subducción o contaminación cortical.
- Los bajos porcentajes de fusión parcial (<5%) explican el carácter alcalino de los magmas y su composición cercana al magma primario. La diversidad composicional de los magmas habría estado mayormente controlada por diferencias en el grado de fusión parcial, habiendo identificado sólo evidencias de cristalización fraccionada discreta de olivino y no de otras fases minerales.
- Los valores de presión y temperatura obtenidos (2,76 – 3,01 GPa y 1457,05 – 1498,05 °C) sugieren una profundidad de segregación de entre 80 y 100 km, dentro del campo de estabilidad del granate.
- Los rasgos geológicos observados en campo, en particular la presencia de diques sincrónicos con el coladas lávicas intruidos en una unidad aflorante, y la ausencia de centros eruptivos centrales y diques radiales que confluyan a un punto, sugieren mecanismos eruptivos fisurales.
- La presencia de estructuras de segregación típicas de coladas tipo *pahoehoe* indica erupciones de efusión sostenida y baja viscosidad, favoreciendo la formación de flujos lávicos bien desarrollados.
- La variabilidad temporal que presentan los datos geocronológicos del Basalto La Angostura, lo sitúa entre el Cretácico Superior y el Paleógeno inferior. Sin embargo, la interdigitación con niveles basales danianos de la Formación Salamanca reconocida en este trabajo, favorecen una edad paleógena temprana.
- La comparación geoquímica con una unidad contemporánea como lo es el Basalto Las Mercedes, sugiere que ambos magmatismos provienen de un manto astenosférico de composición piroxenítica granatífera, con diferencias en sus grados de fusión parcial (<5% para el Basalto La Angostura y ~10% para el Basalto Las Mercedes), lo que explica la mayor alcalinidad del Basalto La Angostura.

9 BIBLIOGRAFÍA

- Albarède, F. 1992. How Deep do common basaltic magmas form and differentiate? *Journal of Geophysical Research* 97: 10997-11009.
- Allard, J.O., Foix, N., Bueti, S.A., Sánchez, F.M., Ferreira, M.L. y Atencio, M. 2020. Comparative structural analysis of inverted structures in the San Bernardo fold belt (Golfo San Jorge basin, Argentina): Inversion controls and tectosedimentary context of the Chubut Group. *Journal of South American Earth Sciences* 97: 102405.
- Andreis, R.R., Mazzoni, M. y Spalletti, L.A. 1975. Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, provincia del Chubut, República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 30 (1): 85-103.
- Andrić-Tomašević, N., Koptev, A., Maiti, G., Gerya, T. y Ehlers, T. A. 2023. Slab tearing in non-collisional settings: Insights from thermo-mechanical modelling of oblique subduction. *Earth and Planetary Science Letters* 610: 118097.
- Aragón, E., D' Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., Rivalenti, G., Varela, R., Spakman, W., Demartis, M., Cavarozzi, C., Aguilera 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: 218-237.
- Aragón, E., Pinotti, L., Fernando, D., Castro, A., Rabbia, O., Coniglio, J., Demartis, M., Hernando, I., Cavarozzi, C.E. y 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(4): 377-388.
- Archangelsky, S. y Seiler, J. 1980. Algunos resultados palinológicos de la perforación UN Oil OS-1, del SO de la provincia de Chubut, Argentina. 2° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1° Congreso Latinoamericano de Paleontología, *Proceedings* 5: 215-225.
- Archangelsky, S., Baldoni, A., Gamarro, J.C. y Seiler, J. 1984. Palinología estratigráfica del Cretácico de Argentina Austral. III Distribución de las especies y conclusiones. *Ameghiniana* 21: 15-33.
- Archangelsky, S., Petriella, B. y Romero, E.J. 1969. Nota sobre el Bosque Petrificado del Cerro Bororó (Terciario Inferior), Provincia de Chubut. *Ameghiniana* 6 (2): 119-126.

- Armstrong, R.L., Mulle, J.E., Harakal, J.E. y Muehlenbachs, K. 1985. The Neogene Alert Bay volcanic belt of northern Vancouver Island. Canada; descending-plate-edge volcanism in the arc-trench gap. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 26: 75-98.
- Baker, M. B. y Stolper, E. M. 1994. Determining the composition of high-pressure mantle melts using diamond aggregates. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58(13): 2811-2827.
- Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevistic, V.A. y Zuchi, H.E. 1989. Cuenca Golfo san Jorge. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Universidad Nacional de Tucumán, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 6: 319-345.
- Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevistic, V.A., Stach, N.H. y Zucchi, H.E. 1984. Geología de la región comprendida entre los lagos Musters - Colhue Huapi y la Sierra Cuadrada. Departamentos de Sarmiento y Paso de Indios, Provincia de Chubut. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 263-282, San Carlos de Bariloche.
- Belloso, E.S. 1987. Litoestratigrafía y Sedimentación del "Patagoniano" en la Cuenca San Jorge, Terciario de Chubut y Santa Cruz, Argentina. Tesis doctoral Universidad de Buenos Aires (inédita), 252 pp., Buenos Aires.
- Belloso, E.S. 1990. Formación Chenque: registro de la transgresión patagoniana (Terciario medio) de la Cuenca de San Jorge, Argentina. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 57-60, San Juan.
- Belloso, E.S. 1995. Paleogeografía y cambios ambientales de la Patagonia central durante el Terciario medio. *Boletín de Informaciones Petroleras* 44: 50-83, Buenos Aires.
- Belloso, E.S. y Jalfin, G.A. 1996. Sedimentación en la planicie costera santacrucense-superpatagoniana (Mioceno inferior-medio, Cuenca San Jorge). VI Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 181-186, Bahía Blanca.
- Belloso, E.S., González, M. y Genise, J.F. 2002. Paleosuelos y sedimentación cretácica de la Cuenca San Jorge (Grupo Chubut) en la Sierra de San Bernardo, Patagonia Central. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 747-753, El Calafate.
- Bjerg, E. A., Ntaflou, T., Kurat, G., Dobosi, G. y Labudía, C. H. 2005. The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts. *Journal of South American Earth Sciences* 18(2): 125-145.
- Bernardi, M.I., Bertotto, G.W. y Ponce, A.D. 2016. Estructuras de segregación vesiculadas alojadas en coladas basálticas pahoehoe de Payenia, provincias de

- Mendoza y La Pampa, Argentina: Aspectos morfogenéticos y petrográficos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73 (1): 50-63.
- Bruni, S., D' Orazio, M., Haller, M., Innocenti, F., Manetti, P., Pécskay, Z. y Tonarini, S. 2008. Time evolution of magma sources in a continental back-arc setting: The Cenozoic basalts from Sierra de San Bernardo, Patagonia, Chubut, Argentina. *Geological Magazine* 145: 714-732. doi:10.1017/S0016756808004913
- Campbell, I.H. y Davies, G.F. 2006. Do mantle plumes exist? *Episodes Journal of International Geoscience* 29(3): 162-168.
- Carminati, E., Wortel, M. J. R., Spakman, W. y Sabadini, R. 1998. The role of slab detachment processes in the opening of the western–central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 160(3-4): 651-665.
- Casal, G.A., Allard, J.O. y Foix, N. 2015. Análisis estratigráfico y paleontológico del Cretácico superior en la Cuenca del Golfo San Jorge: nueva unidad litoestratigráfica para el Grupo Chubut. *Revista Asociación Geológica Argentina* 72: 81-99.
- Clavijo, R. 1986. Estratigrafía del cretácico inferior en el sector occidental de la Cuenca del Golfo San Jorge. *Boletín de Informaciones Petroleras* 9: 15-32. Buenos Aires.
- Clyde, W.C., Wilf, P., Iglesias, A., Slingerland, R.L., Barnum, T., Bijl, P.K., Bralower, T.J., Brinkhuis, H., Comer, E.E., Huber, B.T., Ibañez-Mejía, M., Jicha, B.R., Krause, M., Schueth, J.D., Singer, B.S., Raigemborn, M.S., Schmitz, M.D., Sluijs, A. y Zamaloa, M.C. 2014. New age constraints for the Salamanca Formation and lower Río Chico Group in the western San Jorge Basin, Patagonia, Argentina: implications for K/Pg extinction recovery and land mammal age correlations. *Geological Society of America Bulletin* 126: 289-306.
- Comer, E.E., Slingerland, R.L., Krause, J.M., Iglesias, A., Clyde, W.C., Raigemborn, M.S. y Wilf, P. 2015. Sedimentary facies and depositional environments of diverse early Paleocene floras, north-central San Jorge Basin, Patagonia, Argentina. *Palaios* 30: 553-573.
- Cortiñas, J.S. y Arbe, H.A. 1981. El Cretácico continental inferior en el sector occidental de la Cuenca del Golfo San Jorge. *Boletín de Informaciones Petroleras* 9: 15-32.
- D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M. J., Di Vincenzo, G. y Tonarini, S. 2005. The Late Pliocene mafic lavas from the Camusú Aike volcanic field (~ 50°

- S, Argentina): Evidence for geochemical variability in slab window magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 18(2), 107-124.
- Echaurren, A. y Navarrete, C. R. 2024. Tectónica de placas. En: Casal, G. y Navarrete, C. (Eds.) *Geología: un aporte a la educación pública nacional*. Tomo I: 573-698. EDUPA
- Ernst, R. E. 2014. *Large igneous provinces*. Cambridge University Press. 653 p.
- Espinoza, F., Morata, D., Pelleter, E., Maury, R. C., Suárez, M., Lagabrielle, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotten, J., De la Cruz, R. y Guivel, C. 2005. Petrogenesis of the Eocene and Mio–Pliocene alkaline basaltic magmatism in Meseta Chile Chico, southern Patagonia, Chile: Evidence for the participation of two slab windows. *Lithos* 82(3-4): 315-343.
- Eyuboglu, Y., Chung, S. L., Santosh, M., Dudas, F. O. y Akaryalı, E. 2011a. Transition from shoshonitic to adakitic magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: implications for slab window melting. *Gondwana Research* 19(2): 413-429.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Bektas, O. y Ayhan, S. 2011b. Arc magmatism as a window to plate kinematics and subduction polarity: example from the Eastern Pontides belt, NE Turkey. *Geoscience Frontiers* 2(1): 49-56.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Dudas, F. O., Akaryalı, E., Chung, S. L., Akdağ, K. y Bektaş, O. 2013. The nature of transition from adakitic to non-adakitic magmatism in a slab window setting: A synthesis from the eastern Pontides, NE Turkey. *Geoscience Frontiers* 4(4): 353-375.
- Ferello, R. 1969. Intento de sistematización geocronológica de las rocas eruptivas básicas en sectores del Chubut y Santa Cruz Norte. *Actas 4° Jornadas Geológicas Argentinas* 1: 293-310.
- 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.
- Figari, E.G., Strelkov, E.E., Laffitte, G., Cid de la Paz, M., Courtade, S., Celaya, J., Voterro, A., Lafourcade, P., Martinez, R. y Villar, H.J. 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 197-237. Buenos Aires.

- Fitzgerald, M.G., Mitchum, R.M., Uliana, M.A. y Biddle, K.T. 1990. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 74: 298-307.
- Foix, N. 2009. Tectónica y sedimentación del registro paleógeno (Formaciones Salamanca y Río Chico) de la Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. Tesis doctoral Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (inédita), 313 pp., Comodoro Rivadavia.
- Foix, N., Allard, J.O., Casal, G.A. y Menegatti, N.D. 2014. Primer registro de pillow lavas en la cuenca del Golfo San Jorge (Formación Salamanca), Paleoceno Inferior, Chubut, Argentina. *XIX Congreso Geológico Argentino Actas*: 54-55, Córdoba.
- Foix, N., Foster, M., Allard, J.O., Paredes, J.M., Giacosa, R.E., Iovine, G. y Espinach, S. 2012. Depósitos deltaicos de la Formación Salamanca (Paleoceno): un nuevo modelo sedimentario a partir de información de subsuelo y afloramiento, cuenca del Golfo San Jorge. *XIII Reunión Argentina de Sedimentología. Actas*: 83-84, Salta.
- French, S. W. y Romanowicz, B. 2015. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots. *Nature* 525(7567): 95-99.
- Frost, D. J. 2008. The upper mantle and transition zone. *Elements* 4(3): 171-176.
- Genise, J.F., Sciutto, J.C., Laza, J.H., González, M.G. y Bellosi, E.S. 2002. Fossil bee nests, coleopteran pupal chambers and tuffaceous paleosols from the Late Cretaceous Laguna Palacios Formation, Central Patagonia (Argentina). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 177: 215-235.
- Georgieva, V., Gallagher, K., Sobczyk, A., Sobel, E. R., Schildgen, T. F., Ehlers, T. A. y Strecker, M. R. 2019. Effects of slab-window, alkaline volcanism, and glaciation on thermochronometer cooling histories, Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 511: 164-176.
- Gianni, G., Navarrete, C.R., Orts, D., Tobal., Folguera, A. y Giménez, M. 2015a. Patagonian broken foreland and synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics* 649: 81-99.
- Gianni, G., Navarrete, C.R. y Folguera, A. 2015b. Synorogenic foreland rifts and transtensional basins: A review of Andean imprints on the evolution of the San Jorge Gulf, Salta Group and Taubaté Basins. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 288-306.

- Goff, F. 1996. Vesicle cylinders in vapor-differentiated basal flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 71: 167-185.
- González, R.L. 1971. Descripción geológica de la Hoja 49c, «Sierra San Bernardo», provincial de Chubut. Carta Geológico-Económica de la República Argentina, escala 1:200.000. Boletín 112. Ministerio de Industria y Minería. Buenos Aires.
- Gorring, M. L., Kay, S. M., Zeitler, P. K., Ramos, V. A., Rubiolo, D., Fernandez, M. I. y Panza, J. L. 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics* 16(1): 1-17.
- Guivel, C., Morata, D., Pelleter, E., Espinoza, F., Maury, R. C., Lagabriele, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotten, J., Benoit, M., Suárez, M. y de La Cruz, R. 2006. Miocene to Late Quaternary Patagonian basalts (46–47 S): geochronometric and geochemical evidence for slab tearing due to active spreading ridge subduction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 149(3-4): 346-370.
- Haller, M., Massaferró, G., Alric, V., Navarrete, C. y Menegatti, N. 2020. Cenozoic intraplate magmatism of Central Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 102: 102650.
- Harte, B. 1977. Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallisation textures in olivine-bearing xenoliths. *The Journal of Geology*, 85(3): 279-288.
- Hawkesworth, C., Turner, S., Gallagher, K., Hunter, A., Bradshaw, T. y Rogers, N. 1995. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100(B6): 10271-10286.
- Honda, S., Orihashi, Y., Mibe, K., Motoki, A., Sumino, H. y Haller, M.J. 2006. Mantle wedge deformation by subducting and rotating slab and its possible implication: *Earth Planets Space* 58: 1087-1092.
- Iannelli, S.B., Fernández Paz, L., Litvak, V.D., Gianni, G., Fannell, L.M., González, J., Lucassen, F., Kasermann, S., Oliveros, V. y Folguera, A. 2020. Southward-directed subduction of the farallón-aluk Spreading Ridge and its impact on subduction mechanics and andean arc magmatism: insights from geochemical and seismic tomographic data. *Frontiers in Earth Science* 8: 121.
- Ibiricu, L.M., Casal, G.A., Alvarez, B.N., De Sosa Tomas, A., Lamanna, M.C., Cruzado-Caballero, P. 2021. New hadrosaurid (Dinosauria: Ornithopoda) fossils from the uppermost Cretaceous of central Patagonia and the influence of paleoenvironment

- on South American hadrosaur distribution. *Journal of South American Earth Sciences*, 110 (April), 103369. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103369>.
- Ihering, H. von. 1907. Les mollusques fossiles du Tertiaire et du Cretace superieur de l'Argentine. *Anales del Museo Nacional de Buenos Aires* (3) VII, Buenos Aires, 611pp.
- Juncà, M. A., Rodriguez-Gonzalez, A., Fernandez-Turiel, J. L., Perez-Torrado, F. J., y Carracedo, J. C. (2019). Plumas mantélicas y puntos calientes: causa-efecto. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 27(3): 267-277.
- Kay, S. M., Ardolino, A. A., Gorrington, M. L. y Ramos, V. A. 2007. The Somuncura Large Igneous Province in Patagonia: interaction of a transient mantle thermal anomaly with a subducting slab. *Journal of Petrology* 48(1): 43-77.
- Kay, S. M., Gorrington, M. y Ramos, V.A. 2004. Magmatic sources, setting and causes of Eocene to recent Patagonian Plateau Magmatism (36°s to 52° Latitude). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (4): 556:568.
- Kay, S. M., Ramos, V. A., y Gorrington, M. L. 2002. Geochemistry of Eocene plateau basalts related to ridge collision in southern Patagonia. In XV Congreso Geológico Argentino (Vol. 3: 60-65). Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina.
- Király, A., Portner, D.E., Haynie, K.L., Chilson-Parks, B.H., Ghosh, T., Jadamec, M., Makushikina, A., Manga, M., Moresi, L. y O'Farrel, K.A. 2020. The effect of slab gaps on subduction dynamics and mantle upwelling. *Tectonophysics* 785: 228458.
- Laffitte, G.A. y Villar, H.J. 1982. Poder reflector de la vitrinita y madurez termal: aplicación en el sector NO de la Cuenca del Golfo San Jorge. 1° Congreso Nacional de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos: 171-182. Buenos Aires.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. y Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rock base on the total-silica diagram. *Journal of Petrology*. 27: 754-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>.
- Lee, C-T., Luffi, P., Plank, T., Dalton, H. y Leeman, W.P. 2009. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 279: 20-33.
- Le Maitre, R. W., 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., Sorensen, H. y Wooley, A. R. 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, 236p, Cambridge.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1994. Asociaciones de fósiles y hiatos en el Supracretácico-Neógeno de la Patagonia: Una perspectiva estratigráfico-secuencial. *Ameghiniana* 31 (3): 257- 281.
- Legarreta, L., Uliana, M. y Torres, M. 1990. Secuencias deposicionales cenozoicas de Patagonia Central: sus relaciones con las asociaciones de mamíferos terrestres y episodios marinos epicontinentales. 3° Simposio del Terciario de Chile. *Actas*: 135-176. Concepción.
- Lema, H.A. y Cortes, J.M. 1987. El vulcanismo Eoceno del flanco oriental de la Meseta de Canquel, Chubut, Argentina. X Congreso Geológico Argentino, *Actas* 4: 188-191, San Miguel de Tucumán.
- Lesta, P. 1968. Estratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, *Actas* 1: 251-280. Buenos Aires.
- Lesta, P. y Ferello, R. 1972. Región Extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba: 601- 654.
- Lesta, P., Ferello, R. y Chebli, G. 1980. Chubut extra-andino. En: Turner, J.C. (Ed.), 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2: 1307-1387, Córdoba.
- Madden, R.H., Kay, R.F. y Carlini, A.A. 2010. Gran Barranca: A 23-million-year record of middle Cenozoic faunal evolution in Patagonia. En: Madden, R., Carlini, A., Vucetich, M. y Kay, R. (Eds.), *The Paleontology of Gran Barranca: evolution and environmental change through the middle Cenozoic of Patagonia*. Cambridge University Press, U.K.: 423-439.
- Malumián, N. y Náñez, C. 2002. Los foraminíferos: su significado geológico y paleoambiental. En: Haller, M.J. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*, Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires: 481- 494.
- Marshall, L.G., Butler, R.F., Drake, R.E. y Curtis, G.H. 1981. Calibration of the beginning of the age of Mammals in Patagonia. *Science* 212: 43-45.
- Marshall, L.G., Cifelli, R.L., Drake, R.E. y Curtis, G.H. 1986. Vertebrate paleontology, geology, and geochronology of the Tapera de Lopez and Scarritt Pocket, Chubut Province, Argentina. *Journal of Paleontology* 60: 920-951.

- Masiuk, V. y Viña, F.J. 1979. Bioestratigrafía del subsuelo en el área sudoccidental de Chubut. Boletín de Informaciones Petroleras, Año VI, N° 18: 70-113, Buenos Aires.
- Matheos, S.D, Brea, M., Ganuza, D. y Zamuner, A.B. 2001. Sedimentología y paleoecología del Terciario inferior en el sur de la provincia del Chubut, República Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 8: 93-104.
- Mazzoni, M.M. 1994. Conos de cinder y facies volcánicas miocenas en la Meseta de Canquel (Scarritt Pocket), provincia de Chubut, Argentina. Revista Asociación Argentina de Sedimentología (1): 15-31.
- McKenzie, D. y O'Nions, R.K. 1991. Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations. Journal of Petrology 32: 1.021-1.091.
- Méndez, I.A. 1966. Foraminíferos, edad y correlación estratigráfica del Salamanquense de Punta Peligro (45° 30'; 67° 11') Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 21 (2): 127-157.
- Menegatti, N., Massafiero, G. I., Giacosa, R. E., Vargas, J. I., Turra, J. M., Olazábal, S. X., Jalil Fredes, Y. y Alvarelllos, F. 2018. Petrogénesis de las rocas ígneas alcalinas cenozoicas en la cuenca del Golfo San Jorge, provincia de Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 75(3): 359-379.
- Mora Romero, I. 2024. Micropaleontología de la Formación Salamanca en las nacientes del río Chico, provincia del Chubut. Tesis de grado, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (inédita), 86 pp.
- Morgan, W. J. 1971. Convection plumes in the lower mantle. Nature, 230: 42-43.
- Morgan, W. J. 1972. Deep mantle convection plumes and plate motions. AAPG bulletin 56(2): 203-213.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta 38: 757-775.
- Náñez, C. 1998. Informe micropaleontológico sobre muestras de las Hojas Las Plumas 4366-3, provincia del Chubut, Bosque Petrificado 4969-4 y Destacamento La María, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino (inédito), 2 pp., Buenos Aires.
- Náñez, C. y Malumián N. 2008. Paleobiogeografía y paleogeografía del Maastrichtiano marino de Patagonia, Tierra del Fuego y de la Plataforma Continental Argentina

- basada en foraminíferos bentónicos. *Revista Española de Paleontología* 23: 273-300.
- Navarrete, C.R., Gianni, G. y Folguera, A. 2015. Tectonic inversion events in the western San Jorge Gulf Basin from seismic, borehole and field data. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 486-497.
- Navarrete, C.R., Gianni, G., Massafiero, G., Buttler, K. 2020. The fate of the Farallon slab beneath Patagonia and its links to Cenozoic intraplate magmatism. *Earth. Rev.* 210, 103379.
- Navarrete, C.R., Massafiero, G.I., Gianni, G.A., Lastra, M.B. 2021. The slab gap-related Late Cretaceous-Paleocene magmatism of southern Patagonia. *Journal of Geodynamics*. 147, 101869.
- O'Reilly, S. Y., y Griffin, W. L. 1985. A xenolith-derived geotherm for southeastern Australia and its geophysical implications. *Tectonophysics* 111(1-2): 41-63.
- Panza, J. L. A., Genini, A., y Franchi, M. 2001. Hoja Geológica 4769-IV Monumento Natural Bosques Petrificados.
- Paredes, J.M. 2002. Asociaciones de facies y correlación de los sedimentos de la Formación Chenque (Oligoceno-Mioceno) de los alrededores de Comodoro Rivadavia, Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 9 (1): 53-64.
- Paredes, J.M., Aguiar, M., Ansa, A., Giordano, S.R., Ledesma, M. y Tejada, S. 2018. Inherited discontinuities and fault kinematics of a multiphase, non-colinear extensional setting: Subsurface observations from the South Flank of the Golfo San Jorge Basin, Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 81: 87-107.
- Paredes, J.M., Colombo, F., Foix, N., Allard, J.O., Nillni, A. y Allo, M. 2008. Basaltic explosive volcanism in a tuff-dominated intraplate setting, sarmiento formation (middle Eocene-lower Miocene), Patagonia Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 15: 77-92.
- Paredes, J.M., Plazibat, S., Crovetto, C., Stein, J., Cayo, E. y Schiuma, A. 2013. Fault kinematics and depocenter evolution of oil-bearing, continental successions of Mina del Carmen Formation (Albian) in the Golfo San Jorge basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 46: 63-79.

- Pearce, J. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100: 14-18.
- Pearce, T.H. 1978. Olivine fractionation equations for basaltic and ultrabasic liquids. *Nature* 176: 771-774.
- Pearce, J. A. y Cann, J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19(2): 290-300.
- Ramos, V. A. 1982. Geología de la región del lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 37(1): 23-49.
- Ramos, V. A. 2015. Evolución de la Cuenca Golfo San Jorge: su estructuración y régimen tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72(1): 12-20.
- Rasgado, A. y Poveda, L. 2018. Evolución estructural de la falla principal del yacimiento Piedra Clavada y consideraciones sobre el modelo depositacional de la Formación Mina del Carmen. 10° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Sesiones Generales: 507-529, Mendoza.
- Raigemborn, M.S., Krause, M., Bellosi, E.S y Matheos, S. 2010. Redefinición estratigráfica del Grupo Río Chico (Paleógeno Inferior), en el norte de la cuenca del Golfo San Jorge, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67 (2): 239-256.
- Rollinson, H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group, 352 p., London.
- Sciutto, J.C. 1981. Geología del Codo del Río Senguerr, Chubut, Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 203-219. San Luis.
- Sciutto, J. C., Césari, O., Lantanos, N. y Ardolino, A. A. 2008. Hoja Geológica 4569-IV Escalante, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 351, 76 p., Buenos Aires.
- Shand, S. J. 1943. *Eruptive Rocks*. 2nd edition.. Jhon Wiley, New York, p.448.
- Shaw, D. 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34: 237-243.
- Somoza, R., Cladera, G. y Archangelsky, S. 1995. Una nueva taoflora Paleocena de Chubut, Patagonia. Su edad y ambiente de depositación. VI Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 265-269, Trelew.

- Sun, S.-s y McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication 4: 313-346.
- Takahashi, E. y Kushiro, I. 1983. Melting of a dry peridotite at high pressure and basalt magma series. *American Mineralogist* 68: 859-879.
- Thorkelson, D.J. 1996. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics* 255: 47–63.
- Torsvik, T. H., Smethurst, M. A., Burke, K., y Steinberger, B. 2006. Large igneous provinces generated from the margins of the large low-velocity provinces in the deep mantle. *Geophysical Journal International* 167(3): 1447-1460.
- Torsvik, T. H., Burke, K., Steinberger, B., Webb, S. J. y Ashwal, L. D. 2010. Diamonds sampled by plumes from the core–mantle boundary. *Nature* 466(7304): 352-355.
- Tsekhmistrenko, M., Sigloch, K., Hosseini, K. y Jones, R. 2018. An Indian Ocean cluster of mantle plumes imaged by multifrequency P-wave tomography—a match to geochemical correlations? In AGU Fall Meeting Abstracts.
- Vietto, M.E. 2001. Coladas basálticas (Pre-Salamanquense), tramo superior del río Chico, provincia del Chubut. Informe interno U.N.P.S.J.B. (cátedras de Petrología y Sedimentología). Comodoro Rivadavia.
- Walter, M.J. 1998. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *Journal of Petrology* 39: 29-60.
- Wang, Z., Kusky, T. M. y Capitanio, F. A. 2018. Water transportation ability of flat-lying slabs in the mantle transition zone and implications for craton destruction. *Tectonophysics* 723: 95-106.
- Wasylenki, L. E., Baker, M. B., Kent, A. J. y Stolper, E. M. 2003. Near-solidus melting of the shallow upper mantle: partial melting experiments on depleted peridotite. *Journal of Petrology*, 44(7), 1163-1191.
- Whitney, D. L. y Evans, B. W. 2010. Abbreviations for name of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Wilson, J. T. 1963. A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics* 41(6): 863-870.
- Winchester, J. A. y Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* 20: 325-343.

- Wood, D. A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.* 50: 11-30.
- Wortel, M. J. R. y Spakman, W. 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science* 290(5498): 1910-1917.
- Zhang, Z., Zhao, G., Santosh, M., Wang, J., Dong, X. y Shen, K. 2010. Late Cretaceous charnockite with adakitic affinities from the Gangdese batholith, southeastern Tibet: evidence for Neo-Tethyan mid-ocean ridge subduction? *Gondwana Research* 17(4): 615-631.
- Zhao, D. 2007. Seismic images under 60 hotspots: search for mantle plumes. *Gondwana Research* 12(4): 335-355.

10 AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quisiera agradecer a los directores de este trabajo, Dr. César Rodrigo Navarrete y Dra. Gabriela Massafarro. Gracias por los días de campo, el aprendizaje constante y el acompañamiento en todo este proceso.

A los jurados, Geól. Marcelo Marquez, Lic. Carolina Piangatelli y Dr. Gabriel Casal, por sus correcciones y recomendaciones que permitieron mejorar significativamente este trabajo.

A la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, por brindar y defender una educación pública, gratuita y de calidad.

A la Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias de la Salud, y al Departamento de Geología, que contribuyeron a mi formación no solo académica, si no también personal, permitiéndome participar activamente en Consejos y Comisiones.

A mis compañeros y compañeras de las cátedras de Geología General y Petrología, que me acompañaron, aconsejaron y formaron en mis primeros pasos en la docencia.

A los amigos que me dio la universidad, con quienes comenzamos como compañeros y hoy son parte de mi familia. Matu, Pato, Ari, Fachu y Mathi, sin ustedes este camino hubiese sido mucho más difícil.

A mis amigas que supieron entender mis tiempos y me acompañaron durante toda la carrera, en especial a Brendu y Georgi, que estuvieron siempre que las necesité.

A los y las docentes que tuve en estos años de formación, en especial a Sabrina Olazábal, que me acompañó y contuvo en cada final, festejando mis logros como propios.

A mis compañeras y compañeros con los que tuve la suerte de coincidir; de todas y todos aprendí algo.

A mis compañeros y compañeras de militancia que siempre respetaron mis tiempos y me alentaron a priorizar y finalizar la carrera.

Y, en especial, a mi familia. A mi mamá, mi papá y a Juani. Gracias por su cariño y acompañamiento incondicional a lo largo de mi vida. Este logro es también de ustedes.

ANEXO



INFORME DE ANÁLISIS M2326787

SECCIÓN GENERAL

DATOS DE CLIENTE Y PROYECTO	FECHAS DE INFORME	DETALLE DE ANÁLISIS
Cliente: Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Don Bosco	Recepción de muestras: 05/06/2023	Análisis P1 ; P5 ; Kg adicional ; LMMT20 ; DFR-17A ; ICP-MS MA60 REE ;
Dirección:	Recepción de instrucciones: 05/06/2023	Reanálisis
Solicitante: César Navarrete	Ingreso laboratorio: 01/08/2023	
Proyecto: Roca	Emisión de informe: 15/08/2023	
Nro envío:		
Cotización: QM-1407		
	DETALLE DE ÓRDEN	
	Cantidad Muestras 3	
	Cantidad Análisis 13	

OBSERVACIONES

ABREVIATURAS

BLANCOS	ESTANDARES	TIPO DE MUESTRA	OTRAS	
-BL: Blanco de limpieza de cuarzo	-STD: Standard	-Dup: Duplicado	-DC: Duplicado de cuarteo	-COD: Código
-BK M: Blanco de muestra	-VN: Valor nominal	-Tri: Triplicado	-MI: Muestra insuficiente	-LD: Limite de detección
-BK R: Blanco de reactivo	-SD: Desviacion standard	-Cua: Cuadruplicado	-NC: No contiene	

NOTAS

Muestreo

- En caso que el Laboratorio no sea el extractor de las muestras, solo se hará responsable de las mismas a partir del ingreso al Laboratorio.
- Los resultados de los análisis de las muestras extraídas por el cliente, pertenecen solo al estado de las mismas al momento de su ingreso al Laboratorio y a partir de la fecha de recepción de las instrucciones.

Almacenaje

- Los rechazos de muestras sólidas recibidas en el Laboratorio serán almacenadas sin costo durante 3 meses. Para muestras líquidas al cabo de 45 días de reportadas se devolverán al cliente a costo de éste.
- Para muestras sólidas, a partir de los 3 meses se cobrará el almacenaje (precios de P-40), salvo que se reciban instrucciones contrarias.
- El cliente puede retirar las muestras de nuestras instalaciones responsabilizándose de su disposición final. También puede solicitar su eliminación bajo procedimientos ambientales asumiendo los costos pertinentes.
- El Laboratorio no se responsabiliza por alteraciones que naturalmente puedan ocurrirle a las muestras. Las muestras devueltas al cliente carecen de la adición de cualquier sustancia o material que atente al medio ambiente.

Informe

- El informe oficial es en formato pdf, cualquier otro formato es solo complementario, por lo que el cliente deberá tomar los recaudos pertinentes.
- El cliente puede publicar los informes solo en forma completa y aclarando quien es el emisor de los mismos. Para su reproducción parcial deberá solicitar autorización al Laboratorio.
- El Laboratorio podrá usar para fines estadísticos los resultados de los informes de análisis.
- El Laboratorio se compromete a mantener la imparcialidad y confidencialidad en el manejo de la información provista por el cliente y la obtenida de los análisis efectuados.
- Escapa a la responsabilidad del Laboratorio la evaluación que pueda surgir sobre la aplicación de los resultados emitidos en nuestros informes de ensayos.
- Los informes preliminares emitidos quedan reemplazados por el informe de análisis final.

QA-QC

- Los límites de cuantificación informados corresponden a los obtenidos en los procesos de validación del método, pueden variar según la matriz y concentración de la muestra.
- Para Au4-30 el LD=0.01mg/kg y el LC=0.06 mg/kg. La incertidumbre expandida para un 95% de confiabilidad, de las concentraciones comprendidas entre el LD y el LC, es de 0.01mg/kg.
- Para lecturas de Cr, Cu, Fe, Mn, Mo y Ni por ICP: Los límites de cuantificación declarados son solo instrumentales, no involucran el tratamiento de la muestra.
- Se procede a informar solamente los resultados que estén enmarcados dentro del rango de validación o entre los límites LC y el LS.
- Las Curvas Analíticas empleadas en las metodologías de análisis tienen coeficientes R2 superiores a 0.999.
- Aspectos concernientes a las validaciones metodológicas, sesgo, precisión e incertidumbres asociadas, pueden ser consultadas al Laboratorio.

Federico Henriquez
Gerente Lab.
Alex Stewart International Argentina



SECCIÓN RESULTADOS

			DET.	P. Inicial*	P. Inicial*	Al2O3*	CaO*	Cr2O3*	Fe2O3*	K2O*	MgO*	MnO*	Na2O*
			UNIDAD	g	g	%	%	%	%	%	%	%	%
			COD.AN.	P5	P1	LMMT20	LMMT20	LMMT20	LMMT20	LMMT20	LMMT20	LMMT20	LMMT20
			TÉCNICA	Grav.	Grav.	Fus	Fus	Fus	Fus	Fus	Fus	Fus	Fus
			LC			0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
			LS	0	0	100	100	100	100	100	100	100	100
NRO MUESTRA CLIENTE	ÁREA INTERNA	TIPO MUESTRA											
972	GEOQUICA	OTRA	560			12.38	7.98	0.03	11.80	1.29	8.08	0.16	4.19
978	GEOQUICA	OTRA	860			13.72	7.58	0.04	12.32	0.91	9.18	0.17	4.28
983	GEOQUICA	OTRA	360			12.79	7.48	0.04	11.05	0.77	8.75	0.16	3.66
DUP	GEOQUICA	OTRA				13.03	7.56	0.04	10.86	0.81	8.88	0.17	3.72



SECCIÓN RESULTADOS

NRO MUESTRA CLIENTE	ÁREA INTERNA	TIPO MUESTRA	DET.	P2O5*	SiO2*	TiO2*	LOI*	Ag*	Al*	As*	Ba*	Be*	Bi*
			UNIDAD	%	%	%	%	mg/kg	%	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
			COD.AN.	LMMT20	LMMT20	LMMT20	LMMT20	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE
			TÉCNICA	Fus	Fus	Fus	Fus	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS
			LC	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.2	2	0.05	0.01
		LS	100	100	100	100	200	50	10000	10000	1000	10000	
972	GEOQUICA	OTRA	0.48	48.56	2.94	1.81	0.16	7.06	1.2	327	1.06	0.01	
978	GEOQUICA	OTRA	0.29	47.77	1.80	1.82	0.12	7.47	0.3	179	0.79	<0.01	
983	GEOQUICA	OTRA	0.24	48.01	1.67	1.24	0.09	7.52	0.3	182	0.77	<0.01	
DUP	GEOQUICA	OTRA	0.23	46.87	1.70	1.20	0.10	7.80	0.2	185	0.79	<0.01	



SECCIÓN RESULTADOS

NRO MUESTRA CLIENTE	ÁREA INTERNA	TIPO MUESTRA	DET.	Ca*	Cd*	Ce*	Co*	Cr*	Cs*	Cu*	Dy*	Er*	Eu*	
			UNIDAD	%	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
			COD.AN.	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE
			TÉCNICA	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS
			LC	0.01	0.02	0.01	0.1	1	0.05	0.2	0.05	0.03	0.03	
		LS	50	2000	2000	10000	10000	500	10000	1000	1000	1000	1000	
972	GEOQUICA	OTRA	5.61	0.28	42.77	41.9	197	2.19	47.2	4.51	2.05	1.78		
978	GEOQUICA	OTRA	5.18	0.18	19.62	45.1	207	0.40	61.5	3.67	1.86	1.27		
983	GEOQUICA	OTRA	5.46	0.19	20.04	45.3	222	1.01	63.5	3.69	1.88	1.23		
DUP	GEOQUICA	OTRA	5.67	0.18	21.16	44.9	222	1.03	65.2	3.60	1.83	1.22		



SECCIÓN RESULTADOS

NRO MUESTRA CLIENTE	ÁREA INTERNA	TIPO MUESTRA	DET.	Fe*	Ga*	Gd*	Ge*	Hf*	Ho*	In*	K*	La*	Li*
			UNIDAD	%	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	%	mg/kg
			COD.AN.	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE
			TÉCNICA	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS
			LC	0.01	0.05	0.05	0.05	0.1	0.01	0.005	0.01	0.2	0.2
			LS	50	10000	1000	500	500	1000	500	10	2000	10000
972	GEOQUICA	OTRA		9.08	18.51	5.46	0.13	4.3	0.70	<0.005	1.05	21.5	15.7
978	GEOQUICA	OTRA		8.96	19.73	3.97	0.15	3.2	0.60	<0.005	0.72	12.1	13.2
983	GEOQUICA	OTRA		8.90	19.59	3.99	0.15	3.0	0.60	<0.005	0.68	11.9	18.8
DUP	GEOQUICA	OTRA		8.95	20.03	3.90	0.15	2.9	0.60	<0.005	0.70	11.7	19.6



SECCIÓN RESULTADOS

NRO MUESTRA CLIENTE	ÁREA INTERNA	TIPO MUESTRA	DET.	Lu*	Mg*	Mn*	Mo*	Na*	Nb*	Nd*	Ni*	P*	Pb*
			UNIDAD	mg/kg	%	mg/kg	mg/kg	%	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
			COD.AN.	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE
			TÉCNICA	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS
			LC	0.01	0.01	1	0.05	0.01	0.1	0.1	0.2	10	0.5
			LS	1000	50	100000	10000	10	10000	1000	10000	10000	10000
972	GEOQUICA	OTRA		0.20	4.96	1191	5.51	3.23	33.2	25.9	139.4	2025	4.2
978	GEOQUICA	OTRA		0.20	5.43	1218	2.98	3.18	26.5	14.9	184.6	1098	3.8
983	GEOQUICA	OTRA		0.21	5.48	1228	2.17	2.99	24.4	15.0	179.6	1081	2.6
DUP	GEOQUICA	OTRA		0.20	5.62	1276	2.15	3.02	25.0	14.6	181.9	1124	2.7



SECCIÓN RESULTADOS

NRO MUESTRA CLIENTE	ÁREA INTERNA	TIPO MUESTRA	DET.	Pr*	Rb*	Re*	S*	Sb*	Sc*	Se*	Sm*	Sn*	Sr*
			UNIDAD	mg/kg	mg/kg	mg/kg	%	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
			COD.AN.	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE
			TÉCNICA	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS
			LC	0.03	0.1	0.002	0.01	0.05	0.1	1	0.03	0.2	0.2
			LS	1000	10000	50	10	10000	10000	2000	1000	2000	10000
972	GEOQUICA	OTRA		5.57	17.2	<0.002	0.01	0.07	20.5	<1	6.00	1.4	451.8
978	GEOQUICA	OTRA		3.07	9.7	<0.002	0.02	0.06	17.7	<1	3.85	1.0	324.8
983	GEOQUICA	OTRA		3.07	9.4	<0.002	0.02	0.05	19.1	<1	3.89	0.9	340.6
DUP	GEOQUICA	OTRA		3.01	9.2	<0.002	0.02	0.05	19.9	<1	3.80	0.9	335.8



SECCIÓN RESULTADOS

NRO MUESTRA CLIENTE	ÁREA INTERNA	TIPO MUESTRA	DET.	Ta*	Tb*	Te*	Th*	Ti*	Tl*	Tm*	U*	V*	W*
			UNIDAD	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	%	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
			COD.AN.	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE
			TÉCNICA	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS
			LC	0.05	0.01	0.05	0.01	0.005	0.02	0.01	0.1	1	0.1
			LS	1000	1000	2000	10000	10	10000	1000	10000	10000	10000
972	GEOQUICA	OTRA		0.75	0.81	<0.05	3.20	1.299	0.25	0.24	0.7	249	0.6
978	GEOQUICA	OTRA		1.12	0.61	<0.05	1.97	0.830	0.10	0.23	0.4	160	0.3
983	GEOQUICA	OTRA		1.03	0.62	<0.05	1.93	0.825	0.09	0.23	0.4	171	0.2
DUP	GEOQUICA	OTRA		1.04	0.59	<0.05	1.86	0.814	0.09	0.23	0.4	173	0.2



SECCIÓN RESULTADOS

NRO MUESTRA CLIENTE	ÁREA INTERNA	TIPO MUESTRA	DET.	Y*	Yb*	Zn*	Zr*
			UNIDAD	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
			COD.AN.	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE
			TÉCNICA	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS
			LC	0.1	0.03	1	0.5
			LS	2000	1000	10000	5000
972	GEOQUICA	OTRA		19.6	1.41	105	168.4
978	GEOQUICA	OTRA		16.0	1.34	106	114.4
983	GEOQUICA	OTRA		16.2	1.36	104	113.6
DUP	GEOQUICA	OTRA		16.9	1.35	102	114.7



INFORME DE ANÁLISIS M2221751

SECCIÓN GENERAL

DATOS DE CLIENTE Y PROYECTO

Cliente: Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco
Dirección:
Solicitante: César Navarrete
Proyecto: Roca
Nro envío:
Cotización: QM-1209

FECHAS DE INFORME

Recepción de muestras: 11/04/2022
Recepción de instrucciones: 11/04/2022
Ingreso laboratorio: 25/04/2022
Emisión de informe: 06/05/2022

DETALLE DE ANÁLISIS

Análisis [P5](#); [Kg adicional](#); [LMMT20](#); [DFR-17A](#); [ICP-MS MA60 REE](#);
Reanálisis

DETALLE DE ÓRDEN

Cantidad Muestras 10
Cantidad Análisis 31

OBSERVACIONES

Para acceder a la sección de cartas de control haga [click Aquí](#), e ingrese con la contraseña enviada en el correo respectivo

ABREVIATURAS

BLANCOS

-BL: Blanco de limpieza de cuarzo
 -BK M: Blanco de muestra
 -BK R: Blanco de reactivo

ESTANDARES

-STD: Standard
 -VN: Valor nominal
 -SD: Desviación standard

TIPO DE MUESTRA

-Dup: Duplicado
 -Tri: Triplicado
 -Cua: Cuadruplicado

-DC: Duplicado de cuarteo
 -MI: Muestra insuficiente
 -NC: No contiene

OTRAS

-LS: Limite de cuantificación superior
 -LC: Limite de cuantificación
 -ID: Identificación

-COD: Código
 -LD: Limite de detección

NOTAS

Muestreo

- En caso que el Laboratorio no sea el extractor de las muestras, solo se hará responsable de las mismas a partir del ingreso al Laboratorio.
- Los resultados de los análisis de las muestras extraídas por el cliente, pertenecen solo al estado de las mismas al momento de su ingreso al Laboratorio y a partir de la fecha de recepción de las instrucciones.

Almacenaje

- Los rechazos de muestras sólidas recibidas en el Laboratorio serán almacenadas sin costo durante 3 meses. Para muestras líquidas al cabo de 45 días de reportadas se devolverán al cliente a costo de éste.
- Para muestras sólidas, a partir de los 3 meses se cobrará el almacenaje (precios de P-40), salvo que se reciban instrucciones contrarias.
- El cliente puede retirar las muestras de nuestras instalaciones responsabilizándose de su disposición final. También puede solicitar su eliminación bajo procedimientos ambientales asumiendo los costos pertinentes.
- El Laboratorio no se responsabiliza por alteraciones que naturalmente puedan ocurrirle a las muestras. Las muestras devueltas al cliente carecen de la adición de cualquier sustancia o material que atente al medio ambiente.

Informe

- El informe oficial es en formato pdf, cualquier otro formato es solo complementario, por lo que el cliente deberá tomar los recaudos pertinentes.
- El cliente puede publicar los informes solo en forma completa y aclarando quien es el emisor de los mismos. Para su reproducción parcial deberá solicitar autorización al Laboratorio.
- El Laboratorio podrá usar para fines estadísticos los resultados de los informes de análisis.
- El Laboratorio se compromete a mantener la imparcialidad y confidencialidad en el manejo de la información provista por el cliente y la obtenida de los análisis efectuados.
- Escapa a la responsabilidad del Laboratorio la evaluación que pueda surgir sobre la aplicación de los resultados emitidos en nuestros informes de ensayos.
- Los informes preliminares emitidos quedan reemplazados por el informe de análisis final.
- Para Au-4-30 el LD=0.01mg/kg y el LC=0.06 mg/kg. La incertidumbre expandida para un 95% de confiabilidad, de las concentraciones comprendidas entre el LD y el LC, es de 0.01mg/kg.
- Para lecturas de Cr, Cu, Fe, Mn, Mo y Ni por ICP: Los límites de cuantificación declarados son solo instrumentales, no involucran el tratamiento de la muestra.
- Se procede a informar solamente los resultados que estén enmarcados dentro del rango de validación o entre los límites LC y el LS.

QA-QC

- Aspectos concernientes a las validaciones metodológicas, sesgo, precisión e incertidumbres asociadas, pueden ser consultadas al Laboratorio.
- Los límites de cuantificación informados corresponden a los obtenidos en los procesos de validación del método, pueden variar según la matriz y concentración de la muestra.
- Las Curvas Analíticas empleadas en las metodologías de análisis tienen coeficientes R2 superiores a 0.999.

Federico Henriquez
 Gerente Lab.
 Alex Stewart International Argentina



SECCIÓN RESULTADOS

NRO MUESTRA CLIENTE	ÁREA INTERNA	TIPO MUESTRA	DET.	P. Inicial*	Al2O3*	CaO*	Cr2O3*	Fe2O3*	K2O*	MgO*	MnO*	Na2O*	P2O5*	
			UNIDAD	g	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
			COD.AN.	P5	LMMT20	LMMT20	LMMT20	LMMT20	LMMT20	LMMT20	LMMT20	LMMT20	LMMT20	LMMT20
			TÉCNICA	Grav.	Fus	Fus	Fus	Fus	Fus	Fus	Fus	Fus	Fus	Fus
			LC		0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
		LS	0	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
781	GEOQUICA	ROCA	680	15.92	4.16	<0.01	5.55	3.60	1.09	0.09	2.93	0.16		
782	GEOQUICA	ROCA	1000	14.99	4.65	<0.01	4.65	2.46	1.09	0.08	2.73	0.15		
779	GEOQUICA	ROCA	440	10.94	0.47	<0.01	1.42	2.07	0.17	0.03	3.14	0.02		
LV-01	GEOQUICA	ROCA	900	10.88	0.19	<0.01	1.04	4.42	0.31	0.01	1.71	0.01		
DUP	GEOQUICA	ROCA												
VANG	GEOQUICA	ROCA	560	12.12	0.21	<0.01	1.26	5.22	0.17	0.01	1.72	0.03		
SA. CHATA	GEOQUICA	ROCA	900	12.86	0.36	<0.01	1.99	6.05	0.27	0.06	2.87	0.03		
1	GEOQUICA	ROCA	580	11.33	0.99	<0.01	1.22	4.38	0.18	0.01	2.25	0.03		
385	GEOQUICA	ROCA	220	12.45	8.97	0.04	11.52	1.25	8.31	0.40	2.35	0.49		
DUP	GEOQUICA	ROCA												
BL	GEOQUICA	ROCA	760	11.24	2.61	<0.01	1.40	8.93	0.11	0.04	0.15	0.07		
2	GEOQUICA	ROCA	1000	13.08	1.08	<0.01	1.99	5.07	0.67	0.03	2.85	0.10		
DUP	GEOQUICA	ROCA												
				13.46	1.11	<0.01	2.05	5.22	0.69	0.03	2.93	0.10		



SECCIÓN RESULTADOS

NRO MUESTRA CLIENTE	ÁREA INTERNA	TIPO MUESTRA	DET.	SiO2*	TiO2*	LOI*	Ag*	Al*	As*	Ba*	Be*	Bi*	Ca*	
			UNIDAD	%	%	%	mg/kg	%	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	%
			COD.AN.	LMMT20	LMMT20	LMMT20	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE
			TÉCNICA	Fus	Fus	Fus	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS
			LC	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.2	2	0.05	0.01	0.01	
			LS	100	100	100	200	50	10000	10000	1000	10000	50	
781	GEOQUICA	ROCA		62.17	0.58	4.37	<0.01	8.77	5.0	803	2.05	0.11	2.64	
782	GEOQUICA	ROCA		65.67	0.52	3.56	<0.01	8.87	3.7	776	2.16	0.08	3.28	
779	GEOQUICA	ROCA		79.45	0.09	2.38	0.02	6.89	8.9	652	3.14	0.31	0.29	
LV-01	GEOQUICA	ROCA		79.40	0.08	2.00	<0.01	6.08	6.1	277	3.04	0.06	0.11	
DUP	GEOQUICA	ROCA					<0.01	6.03	6.2	273	3.06	0.07	0.11	
VANG	GEOQUICA	ROCA		77.45	0.11	2.05	<0.01	6.74	7.9	1211	1.87	0.08	0.12	
SA. CHATA	GEOQUICA	ROCA		74.75	0.36	1.21	<0.01	7.36	5.6	575	4.64	0.20	0.22	
1	GEOQUICA	ROCA		78.08	0.16	1.58	<0.01	6.30	7.4	645	2.42	0.05	0.59	
385	GEOQUICA	ROCA		47.59	2.58	3.67	0.02	6.77	2.1	309	1.61	0.11	5.93	
DUP	GEOQUICA	ROCA					0.02	6.70	2.5	309	1.58	0.12	5.96	
BL	GEOQUICA	ROCA		73.03	0.18	2.87	<0.01	6.20	6.6	1719	0.81	0.13	1.58	
2	GEOQUICA	ROCA		73.25	0.32	1.78	<0.01	7.08	4.5	1070	3.19	0.07	0.65	
DUP	GEOQUICA	ROCA		72.17	0.33	2.07								



SECCIÓN RESULTADOS

NRO MUESTRA CLIENTE	ÁREA INTERNA	TIPO MUESTRA	DET.	Cd*	Ce*	Co*	Cr*	Cs*	Cu*	Dy*	Er*	Eu*	Fe*	
			UNIDAD	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	%
			COD.AN.	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE
			TÉCNICA	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS
			LC	0.02	0.01	0.1	1	0.05	0.2	0.05	0.03	0.03	0.03	0.01
			LS	2000	2000	10000	10000	500	10000	1000	1000	1000	1000	50
781	GEOQUICA	ROCA		0.12	76.99	8.2	26	11.02	17.5	4.45	2.34	1.64	3.95	
782	GEOQUICA	ROCA		0.10	79.16	8.5	29	7.07	17.5	4.04	2.24	1.64	3.91	
779	GEOQUICA	ROCA		0.15	66.74	0.6	15	12.86	15.9	5.56	3.34	0.88	1.11	
LV-01	GEOQUICA	ROCA		0.13	40.20	0.9	19	17.39	5.5	3.38	2.14	0.36	0.86	
DUP	GEOQUICA	ROCA		0.14	40.78	0.8	22	17.18	5.0	3.32	2.18	0.36	0.86	
VANG	GEOQUICA	ROCA		0.06	195.24	1.0	20	5.99	7.3	6.83	3.19	2.53	0.77	
SA. CHATA	GEOQUICA	ROCA		0.18	193.63	0.7	18	3.31	8.8	12.06	5.90	1.98	1.39	
1	GEOQUICA	ROCA		0.08	104.57	1.4	19	3.48	8.6	6.25	3.95	1.22	0.98	
385	GEOQUICA	ROCA		0.15	57.82	49.3	198	0.48	63.6	4.45	1.97	2.06	9.38	
DUP	GEOQUICA	ROCA		0.14	57.95	50.1	192	0.49	64.0	4.50	2.00	2.10	9.42	
BL	GEOQUICA	ROCA		0.08	50.18	1.6	28	4.81	9.7	2.09	1.10	0.87	1.12	
2	GEOQUICA	ROCA		0.10	130.44	4.5	32	1.67	9.1	4.71	2.58	1.31	1.52	
DUP	GEOQUICA	ROCA												



SECCIÓN RESULTADOS

NRO MUESTRA CLIENTE	ÁREA INTERNA	TIPO MUESTRA	DET.	Ga*	Gd*	Ge*	Hf*	Ho*	In*	K*	La*	Li*	Lu*	
			UNIDAD	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	%	mg/kg	mg/kg	mg/kg	
			COD.AN.	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE
			TÉCNICA	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS
			LC	0.05	0.05	0.05	0.1	0.01	0.005	0.01	0.2	0.2	0.01	
			LS	10000	1000	500	500	1000	500	10	2000	10000	1000	
781	GEOQUICA	ROCA		17.61	5.28	0.13	2.2	0.94	<0.005	3.04	35.3	141.9	0.34	
782	GEOQUICA	ROCA		17.55	5.35	0.11	2.1	0.92	<0.005	2.22	37.8	82.0	0.31	
779	GEOQUICA	ROCA		16.33	6.86	0.08	3.6	1.28	<0.005	1.99	30.7	49.1	0.50	
LV-01	GEOQUICA	ROCA		11.47	3.50	0.10	2.8	0.78	<0.005	3.75	17.3	60.4	0.42	
DUP	GEOQUICA	ROCA		11.24	3.49	0.11	2.8	0.77	<0.005	3.70	17.2	59.9	0.43	
VANG	GEOQUICA	ROCA		12.30	10.04	0.09	2.4	1.33	<0.005	4.34	73.5	9.2	0.52	
SA. CHATA	GEOQUICA	ROCA		19.67	15.84	0.11	4.2	2.53	<0.005	5.11	68.4	21.9	0.73	
1	GEOQUICA	ROCA		16.61	7.29	0.09	3.1	1.49	<0.005	3.63	44.1	29.4	0.62	
385	GEOQUICA	ROCA		13.60	6.31	0.17	4.6	0.91	<0.005	1.04	26.3	25.2	0.23	
DUP	GEOQUICA	ROCA		13.05	6.36	0.17	4.6	0.92	<0.005	0.99	26.2	25.5	0.23	
BL	GEOQUICA	ROCA		9.37	3.15	0.10	1.1	0.47	<0.005	5.82	23.8	58.0	0.17	
2	GEOQUICA	ROCA		14.28	6.29	0.10	2.5	1.05	<0.005	3.75	64.8	18.0	0.39	
DUP	GEOQUICA	ROCA												



SECCIÓN RESULTADOS

NRO MUESTRA CLIENTE	ÁREA INTERNA	TIPO MUESTRA	DET.	Mg*	Mn*	Mo*	Na*	Nb*	Nd*	Ni*	P*	Pb*	Pr*
			UNIDAD	%	mg/kg	mg/kg	%	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
			COD.AN.	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE
			TÉCNICA	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS
			LC	0.01	1	0.05	0.01	0.1	0.1	0.2	10	0.5	0.03
			LS	50	100000	10000	10	10000	1000	10000	10000	10000	1000
781	GEOQUICA	ROCA		0.64	663	3.25	2.41	3.6	30.4	7.1	644	10.9	8.35
782	GEOQUICA	ROCA		0.68	646	4.17	2.36	2.7	30.4	6.7	609	12.5	8.38
779	GEOQUICA	ROCA		0.12	188	3.52	2.99	10.1	34.2	2.4	63	20.1	8.79
LV-01	GEOQUICA	ROCA		0.19	89	5.26	1.43	6.7	16.4	2.3	67	13.3	4.66
DUP	GEOQUICA	ROCA		0.19	88	5.40	1.41	6.3	16.6	2.1	64	13.6	4.71
VANG	GEOQUICA	ROCA		0.10	93	5.28	1.43	5.4	80.0	3.4	96	11.0	23.15
SA. CHATA	GEOQUICA	ROCA		0.16	442	5.71	2.44	19.0	82.7	1.7	112	29.9	21.35
1	GEOQUICA	ROCA		0.11	89	6.28	1.82	5.2	39.5	4.3	121	16.9	11.09
385	GEOQUICA	ROCA		4.49	2993	3.27	1.95	29.4	28.3	165.0	1785	<0.5	6.92
DUP	GEOQUICA	ROCA		4.43	3015	3.36	1.90	29.3	28.5	165.8	1748	<0.5	7.01
BL	GEOQUICA	ROCA		0.05	280	6.19	0.13	1.7	19.4	4.3	213	17.9	5.39
2	GEOQUICA	ROCA		0.39	199	7.80	2.30	12.7	45.6	4.7	373	10.7	13.60
DUP	GEOQUICA	ROCA											



SECCIÓN RESULTADOS

NRO MUESTRA CLIENTE	ÁREA INTERNA	TIPO MUESTRA	DET.	Rb*	Re*	S*	Sb*	Sc*	Se*	Sm*	Sn*	Sr*	Ta*	
			UNIDAD	mg/kg	mg/kg	%	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
			COD.AN.	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE
			TÉCNICA	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS
			LC	0.1	0.002	0.01	0.05	0.1	1	0.03	0.2	0.2	0.05	
			LS	10000	50	10	10000	10000	2000	1000	2000	10000	1000	
781	GEOQUICA	ROCA		139.1	<0.002	0.02	1.21	12.8	<1	5.74	3.2	165.2	1.00	
782	GEOQUICA	ROCA		100.4	<0.002	<0.01	0.64	12.2	<1	5.80	3.1	216.8	0.70	
779	GEOQUICA	ROCA		132.8	0.002	0.02	2.13	11.8	1	7.62	5.4	158.1	1.26	
LV-01	GEOQUICA	ROCA		237.1	0.002	<0.01	4.09	2.3	<1	3.74	4.9	50.9	1.44	
DUP	GEOQUICA	ROCA		237.7	0.002	<0.01	3.90	2.4	<1	3.77	5.1	50.5	1.43	
VANG	GEOQUICA	ROCA		204.5	<0.002	<0.01	0.59	3.8	1	14.81	2.0	72.9	0.96	
SA. CHATA	GEOQUICA	ROCA		225.4	0.002	<0.01	0.17	5.7	2	18.40	5.2	63.8	1.67	
1	GEOQUICA	ROCA		176.0	0.003	<0.01	0.75	5.0	1	7.80	2.3	97.1	1.13	
385	GEOQUICA	ROCA		25.4	<0.002	<0.01	0.08	20.8	<1	6.34	2.0	485.2	2.25	
DUP	GEOQUICA	ROCA		25.5	<0.002	<0.01	0.11	20.5	<1	6.44	2.1	482.6	2.24	
BL	GEOQUICA	ROCA		188.7	0.002	<0.01	12.24	3.5	<1	3.65	1.9	46.2	0.61	
2	GEOQUICA	ROCA		160.8	0.003	<0.01	0.19	4.4	1	7.76	3.7	230.9	1.56	
DUP	GEOQUICA	ROCA												



SECCIÓN RESULTADOS

NRO MUESTRA CLIENTE	ÁREA INTERNA	TIPO MUESTRA	DET.	Tb*	Te*	Th*	Ti*	TI*	Tm*	U*	V*	W*	Y*
			UNIDAD	mg/kg	mg/kg	mg/kg	%	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
			COD.AN.	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE
			TÉCNICA	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS
			LC	0.01	0.05	0.01	0.005	0.02	0.01	0.1	1	0.1	0.1
			LS	1000	2000	10000	10	10000	1000	10000	10000	10000	2000
781	GEOQUICA	ROCA		0.70	0.10	7.93	0.202	0.33	0.36	1.5	66	4.3	22.6
782	GEOQUICA	ROCA		0.71	0.09	8.02	0.148	0.26	0.31	1.5	64	0.8	23.8
779	GEOQUICA	ROCA		0.92	0.13	12.39	0.055	0.30	0.45	1.1	5	1.9	33.1
LV-01	GEOQUICA	ROCA		0.51	0.05	16.61	0.031	0.45	0.34	1.9	4	0.9	20.1
DUP	GEOQUICA	ROCA		0.51	0.06	17.11	0.029	0.45	0.33	1.9	4	0.8	19.8
VANG	GEOQUICA	ROCA		1.34	0.11	9.92	0.061	0.47	0.47	2.1	4	0.5	24.9
SA. CHATA	GEOQUICA	ROCA		2.17	0.08	16.58	0.181	0.47	0.76	2.4	10	1.4	55.5
1	GEOQUICA	ROCA		1.03	0.10	14.31	0.095	0.35	0.53	2.9	13	1.4	33.9
385	GEOQUICA	ROCA		0.81	0.12	3.02	1.557	0.18	0.24	0.8	225	0.1	21.2
DUP	GEOQUICA	ROCA		0.82	0.14	3.04	1.545	0.18	0.24	0.8	225	0.1	21.1
BL	GEOQUICA	ROCA		0.40	0.07	7.75	0.072	0.48	0.15	1.0	11	1.2	11.9
2	GEOQUICA	ROCA		0.83	0.10	18.64	0.181	0.41	0.36	2.4	49	0.5	24.6
DUP	GEOQUICA	ROCA											



SECCIÓN RESULTADOS

NRO MUESTRA CLIENTE	ÁREA INTERNA	TIPO MUESTRA	DET.	Yb ⁺	Zn ⁺	Zr ⁺
			UNIDAD	mg/kg	mg/kg	mg/kg
			COD.AN.	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE	ICP-MS MA60 REE
			TÉCNICA	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS
			LC	0.03	1	0.5
			LS	1000	10000	5000
781	GEOQUICA	ROCA		2.18	67	69.2
782	GEOQUICA	ROCA		2.01	70	70.6
779	GEOQUICA	ROCA		3.14	71	87.5
LV-01	GEOQUICA	ROCA		2.54	21	66.5
DUP	GEOQUICA	ROCA		2.53	21	65.8
VANG	GEOQUICA	ROCA		3.35	23	64.1
SA. CHATA	GEOQUICA	ROCA		4.90	70	121.7
1	GEOQUICA	ROCA		3.78	26	81.6
385	GEOQUICA	ROCA		1.51	107	197.0
DUP	GEOQUICA	ROCA		1.52	108	194.9
BL	GEOQUICA	ROCA		0.99	22	33.5
2	GEOQUICA	ROCA		2.59	33	69.7
DUP	GEOQUICA	ROCA				