



Petrología y geoquímica de basaltos alcalinos de diques y conos ubicados en el bajo de El Caín, Meseta de Somuncurá

Lucía ASIAIN¹, Gabriela FERRACUTTI¹, M. Florencia GARGIULO¹, Ernesto A. BJERG¹ y Christoph HAUZENBERGER²

¹Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR, UNS-CONICET), Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.

²Nawi Graz Geocenter, Petrology and Geochemistry, Universidad de Graz, Graz, Austria.

E-mail: lasiain@ingeosur-conicet.gob.ar

Editor: Carmen Martínez Dopico

Recibido: 1 de septiembre de 2020

Aceptado: 23 de noviembre de 2020

RESUMEN

El bajo de El Caín, donde afloran numerosos diques, cuellos y conos volcánicos así como cuerpos subvolcánicos de composición básica a intermedia, es una depresión topográfica ubicada en la provincia de Río Negro, en el ámbito de la Meseta de Somuncurá. Se estudiaron tres cerros: Verdín, Herradura y El Morro en el sector del bajo de El Caín correspondientes a la Formación Cerro Cortado, del Eoceno, cuyas relaciones estratigráficas con las demás unidades del área no son visibles. Los afloramientos tienen morfologías de diques y conos volcánicos, y clasifican geoquímicamente como traquibasaltos y traquiandesitas basálticas con características de intraplaca. Las rocas son levemente más evolucionadas respecto a otros basaltos de la Formación Cerro Cortado y unidades equivalentes, y presentan características geoquímicas comparables con las unidades volcánicas miocenas cercanas al área de estudio. Se postula un posible origen común para las rocas del bajo de El Caín mediante un modelo petrogenético de fusión parcial, a partir del cual se obtuvieron resultados consistentes con 1 - 5% de fusión parcial de una peridotita moderadamente enriquecida y rica en granate.

Palabras clave: volcanismo terciario, diques y conos volcánicos, traquibasaltos, traquiandesitas basálticas, Patagonia.

ABSTRACT

Petrography and geochemistry of alkaline basalts dikes and cones, located in bajo de El Caín, Meseta de Somuncurá.

The bajo de El Caín, where numerous dykes, necks and volcanic cones as well as subvolcanic bodies, of basic to intermediate composition, crop out, is a topographic depression located in the Río Negro province, in the area of the Meseta de Somuncurá. Three volcanic hills: Verdín, Herradura and El Morro were studied, they belong to the Cerro Cortado Formation, from Eocene, and their stratigraphic relationships with the other units of the area are not visible in the field. They comprise dykes and volcanic cones, and geochemically they are classified as trachybasalts and basaltic trachyandesites with intraplate characteristics. The rocks are slightly evolved with respect to other basalts of the Cerro Cortado Formation and equivalent units, and their geochemistry is comparable to the miocene volcanic units outcropping in the proximity of the study area. A possible common origin source for the El Caín rocks is considered by a partial melting petrological model, from which consistent results were obtained with 1 - 5% partial melting of a moderately enriched garnet-rich peridotite.

Keywords: tertiary volcanism, dykes and volcanic cones, trachybasalts, basaltic trachyandesites, Patagonia.

INTRODUCCIÓN

La Meseta de Somuncurá abarca los sectores centro-sur y norte de las provincias de Río Negro y Chubut, respectivamente, entre los paralelos 40.5°S y 43°S (Fig. 1), constituyendo el mayor campo volcánico de la Patagonia, con una extensión aproximada de 25.000 km². El área de estudio se encuentra en el bajo de El Caín (Fig. 2), ubicado en la provincia geológica Macizo de Somún Cura (Windhausen 1931, Stipanovic y Methol 1972, Ramos 1999), entre los paralelos 41°30'S y 41°45'S y los meridianos 68°00'O y 68°30'O. Este bajo es una depresión topográfica extendida 15 km en dirección N-S y 30 km en sentido E-O, limitada por las escarpadas coladas de flujos lávicos correspondientes a la Meseta de Somuncurá.

En el área de estudio se reconocen numerosos diques, conos y cuellos volcánicos, así como cuerpos subvolcánicos, compuestos por rocas máficas e intermedias, cuyas relacio-

nes de campo con las coladas de lavas que conforman la meseta no son visibles. Está comprendida dentro de la Hoja Geológica Maquinchao (Remesal et al. 2001), donde las mencionadas rocas fueron identificadas como gabros, gabros alcalinos (teschenitas), basaltos, sienitas alcalinas y traquitas de la Formación Cerro Cortado (Coira 1979), cuya localidad tipo es el cerro Cortado, ubicado a aproximadamente 100 km al este del área de estudio, al sur de la localidad de Ingeniero Jacobacci (Fig. 1). Sin embargo, en el bajo de El Caín las rocas de interés presentan escasos estudios de detalle, principalmente referidos a sus características de campo y petrográficas (Remesal et al. 2001). El magmatismo del bajo de El Caín ha sido también atribuido a la Formación El Buitre (Ardolino y Franchi 1993), la cual presenta un mayor desarrollo en la provincia de Chubut.

Si bien numerosos cuerpos subvolcánicos y conos volcánicos correlacionables temporal y composicionalmente con las Formaciones Cerro Cortado y El Buitre han sido datados

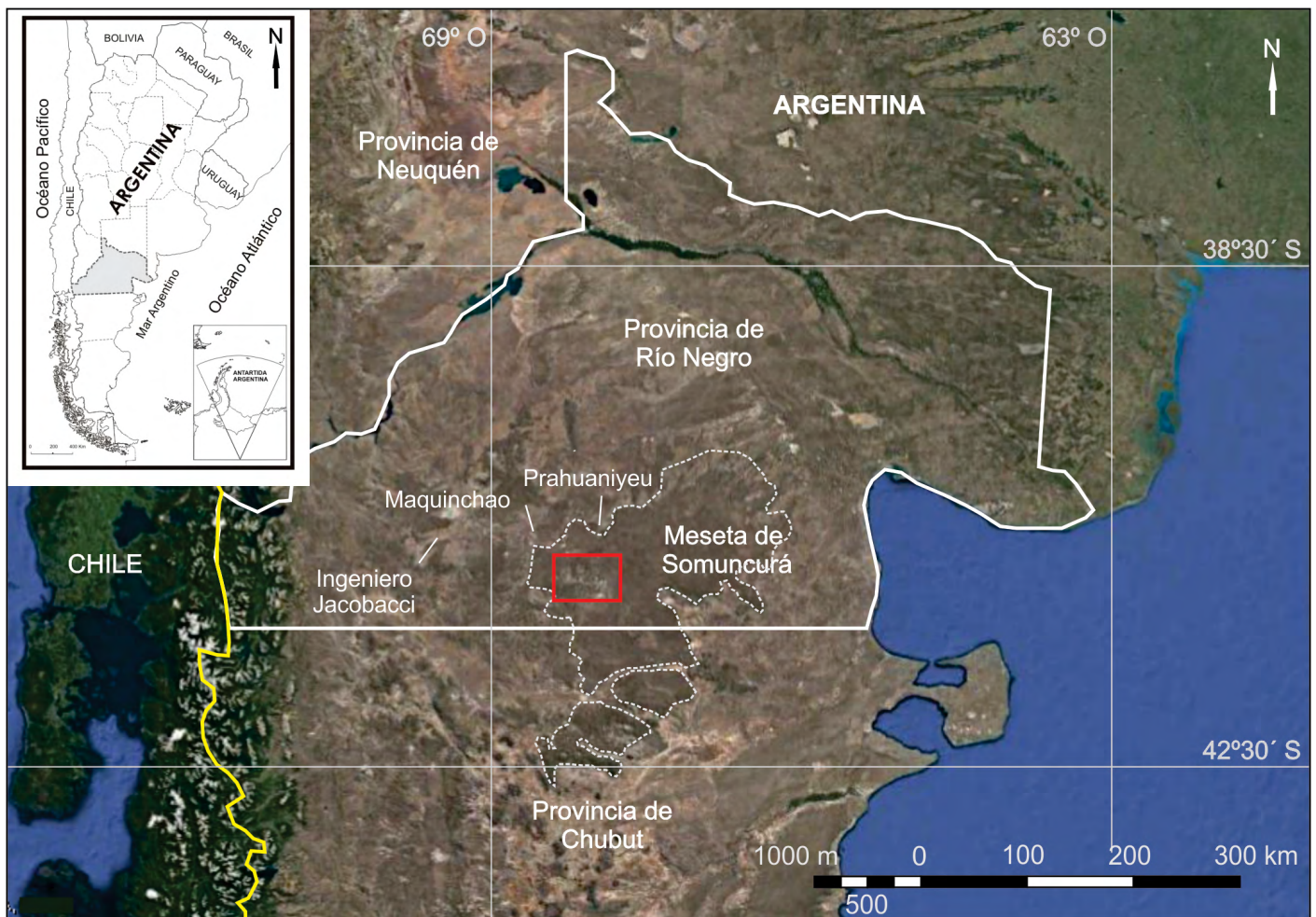


Figura 1: Ubicación del área de estudio. Imagen satelital de Google Earth. Extremo superior izquierdo: mapa de Argentina con límites geo - políticos, la provincia de Río Negro con sombreado gris. El límite de la provincia de Río Negro está indicado con línea blanca continua y el contorno del área de la Meseta de Somuncurá con línea blanca punteada. El recuadro rojo corresponde al área de estudio, en el bajo de El Caín.

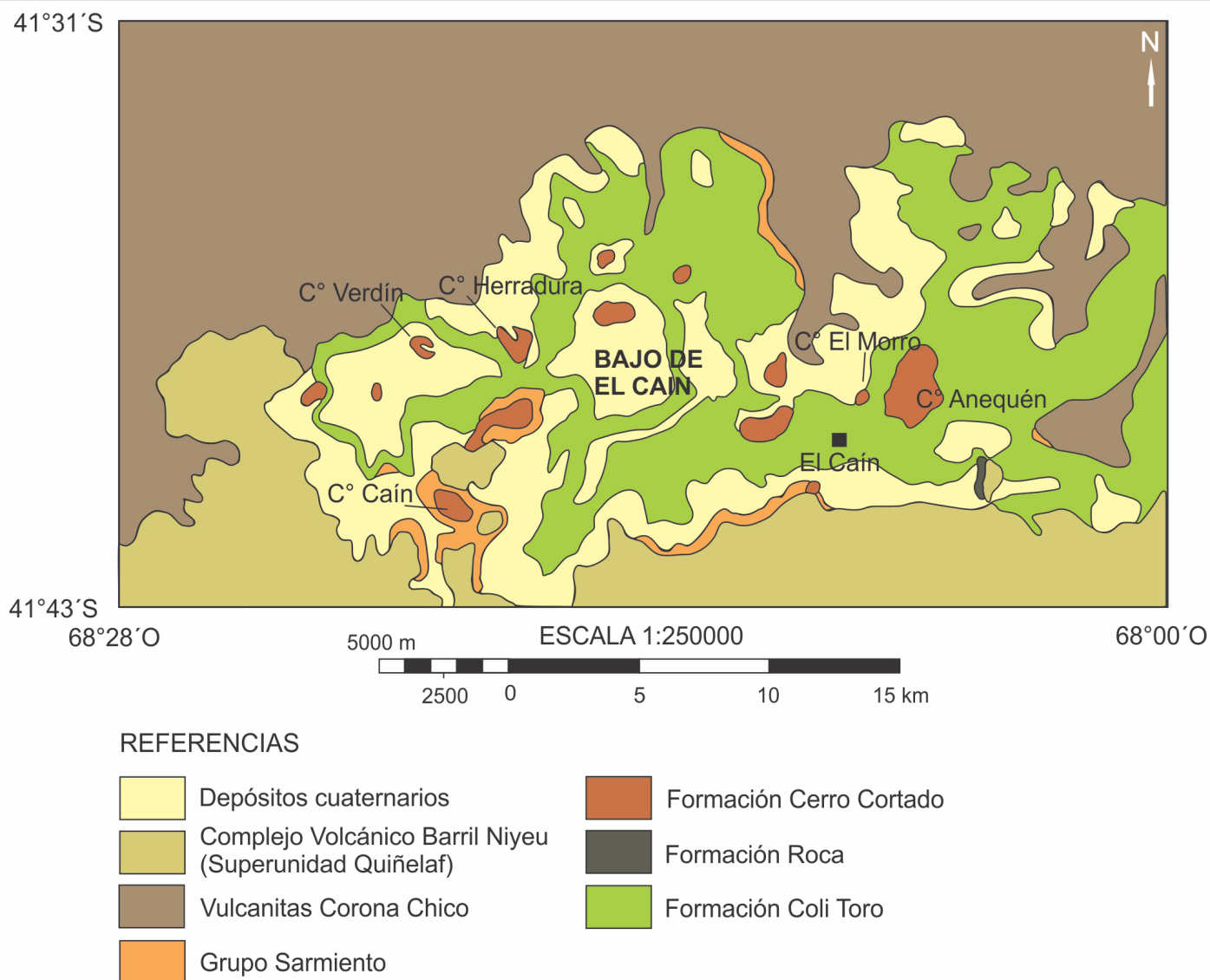


Figura 2: Mapa geológico del bajo de El Caín con la ubicación de cerros Verdín, Herradura y El Morro. Modificado de Remesal et al. (2001) y Asiain et al. (2019).

en diferentes localidades de la Patagonia (Nullo 1978, Coira 1979, Coira et al. 1985, Ardolino y Franchi 1993, Ardolino et al. 1995, entre otros), para el área de estudio no se cuenta hasta el momento con determinaciones de edades radiométricas. El rango de edades publicadas varía desde el Paleoceno hasta el Plioceno, sin bien existe una importante concentración de edades en el Eoceno. Para el caso particular de la Formación Cerro Cortado, Nullo (1978) y Coira (1979) obtuvieron una edad K/Ar en roca total de 45 ± 5 Ma (Eoceno) en teschenitas del norte de Lipetrén.

El objetivo de esta contribución es dar a conocer los primeros estudios geoquímicos de roca total, química mineral y geotermométricos de las rocas correspondientes a tres cerros localizados en el área del bajo de El Caín. Asimismo, se amplía la base de información petrográfica para el área

de estudio, se realiza una comparación geoquímica con las coladas lávicas circundantes, y se propone un modelo petrogenético de fusión parcial para su origen, contribuyendo de esta manera al conocimiento geológico general de la Meseta de Somuncurá.

MARCO GEOLÓGICO

La Meseta de Somuncurá es el mayor campo volcánico de intraplaca de la Patagonia y uno de los que plantea los mayores interrogantes en cuanto a su génesis a nivel global. El único evento tectónico de importancia regional coincidente con estas erupciones corresponde al desmembramiento de la placa de Farallón, que produjo un cambio en la direc-

ción y velocidad de convergencia con la placa Sudamericana (Cande y Leslie 1986, Somoza 1998). En este sentido son numerosas las hipótesis respecto a la génesis y evolución del volcanismo, que proponen desde la presencia de una anomalía térmica con señal de pluma por debajo de la litósfera (Kay et al. 1993, 2007, Ntaflou et al. 2000, Bjerg et al. 2009, Asiain 2020), variaciones en la cuña de manto debido a la geometría y al ángulo de subducción de la placa generando un influjo de manto astenosférico (Muñoz et al. 2000, de Ignacio et al. 2001, Honda et al. 2006, Orihashi et al. 2010) y/o el posible desarrollo de ventanas astenosféricas (Aragón et al. 2011, 2013), hasta la fusión del manto por delaminación cortical (Remesal et al. 2011).

Las unidades pre-cenozoicas en el área de estudio están representadas por las Formaciones Coli Toro y Roca, las cuales a partir de su contenido fosilífero fueron asignadas al Maastrichtiano (Groeber, 1931, Groeber, 1959, Leanza, 1964, Riccardi, 1975, 1980) y Daniano (Bertels 1969), respectivamente. La Formación Coli Toro (Bertels 1969), cuya localidad tipo se encuentra en el paraje homónimo, 50 km al noreste del poblado de Ingeniero Jacobacci (Fig. 1), está bien representada en el bajo de El Caín (Fig. 2). Corresponde a arcillas y areniscas micáceas de grano fino, grises a amarillentas y blanquecinas. La Formación Roca (Weaver 1927, Bertels 1969, Camacho 1992) tiene una escasa representación en el bajo de El Caín (Fig. 2), y está principalmente integrada por areniscas, pelitas y coquinas, con megafauna de invertebrados marinos.

El volcanismo cenozoico de la Meseta de Somuncurá comprende principalmente efusiones basálticas de carácter alcalino a subalcalino en forma subordinada y en menor proporción rocas volcánicas intermedias a ácidas.

El magmatismo eoceno ha sido mencionado en distintas áreas de la Patagonia, tanto en la provincia de Río Negro como en Chubut, representado por las Formaciones Cerro Cortado (Fig. 2), El Buitre y El Canquel (Lema y Cortés 1987), todas temporal y composicionalmente equivalentes entre sí (Coira 1979, Ardolino y Franchi 1993, Ardolino et al. 1995, Remesal et al. 2001, Alric y Massaferro 2017, Menegatti et al. 2014, 2018, Haller et al. 2020). Comprende diques, conos y cuellos volcánicos, así como cuerpos subvolcánicos y está compuesto principalmente por rocas máficas de carácter alcalino con características de intraplaca.

Los cerros estudiados en esta contribución fueron asignados a la Formación El Buitre por Ardolino y Franchi (1993), quienes a partir de sus características geomorfológicas los compararon con cuerpos subvolcánicos de composición gábrica localizados en la provincia de Chubut, de edades varia-

bles comprendidas entre el Paleoceno y Plioceno. Posteriormente, Ardolino et al. (1995) asignaron los afloramientos de la Formación El Buitre de la Meseta de Somuncurá al lapso post Cretácico superior - pre Oligoceno sobre la base de relaciones estratigráficas, y correlacionaron dichas rocas con las teschenitas de la Formación Cerro Cortado del Eoceno (Nullo 1978, Coira 1979).

Más recientemente, Remesal et al. (2001) asignaron los afloramientos de rocas máficas presentes en el bajo del El Caín a gabros, gabros alcalinos y basaltos de la Formación Cerro Cortado. Esta formación fue definida en la localidad tipo cerro Cortado por Coira (1979), quien la asignó a diques y cuerpos ovales e irregulares, constituidos por rocas subvolcánicas alcalinas correspondientes a teschenitas de los cerros Cortado y Negro, ubicados al sur de Ingeniero Jacobacci (Fig. 1). Por su parte, Nullo (1978) estableció que las rocas de la Formación Cerro Cortado clasifican en el límite entre crininitas (gabros o doleritas con analcima) y teschenitas ya que su concentración de analcima fluctúa entre 5 y 20 %.

El Grupo Sarmiento (Simpson 1941), del Eoceno superior - Oligoceno (Remesal et al. 2001), está representado principalmente en los afloramientos de la barda que rodea al bajo de El Caín por tobas y tufitas ricas en vidrio, ocasionalmente retrabajadas y edafizadas (Ardolino y Franchi 1993). Según Mazzoni (1985), una parte de estos depósitos se habría originado como lluvia de cenizas provenientes de sectores cercanos al área cordillerana, representados por bancos potentes y macizos de tobas. Otra porción de los depósitos fue atribuida por Franchi y Nullo (1986) a productos de las erupciones ocurridas en el área de la meseta, caracterizados por efusiones de basaltos, traquitas y material piroclástico concomitante.

Durante el Oligoceno - Mioceno temprano se desarrolló el evento volcánico principal que dio lugar a la Meseta de Somuncurá. Este volcanismo comprende a la Formación Somuncurá (Ardolino 1981), caracterizada por basaltos olivínicos y andesitas basálticas transicionales entre alcalinas y subalcalinas y signatura geoquímica variable entre basaltos de islas oceánicas (*Oceanic Island Basalts*, OIB) y basaltos enriquecidos de dorsal centro - oceánica (*Enriched Mid-Oceanic Ridge Basalts*, EMORB) (Corbella 1984, Remesal y Parica 1989, Asiain et al. 2017a, b, y referencias en ellos citadas).

En el Mioceno tuvo lugar un nuevo evento volcánico, representado por el volcanismo máfico de la unidad Vulcanitas Corona Chico (Franchi et al. 2001) y por los complejos bimodales basalto - traquita/riolita de la Superunidad Quiñelaf (Franchi et al. 2001).

La unidad Vulcanitas Corona Chico comprende conos monogénicos y coladas de lavas máficas ampliamente distribui-

das en la Meseta de Somuncurá (Franchi et al. 2001, Asiain et al. 2019, Remesal et al. 2019). Según Asiain et al. (2019), en el sector noroccidental de la meseta estas lavas clasifican como traquibasaltos con señal geoquímica de OIB y son equivalentes a las denominadas lavas post-plateau estudiadas por Kay et al. (2007) en las proximidades de Maquinchao (Fig. 1).

La Superunidad Quiñelaf comprende los complejos volcánicos Apas, Alta Sierra, Talagapa, Barril Niyeu y Agua de la Piedra (Franchi et al. 2001, Remesal et al. 2001). En el sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá Remesal et al. (2012) y Asiain et al. (2019) estudiaron las facies basálticas del Complejo Volcánico Barril Niyeu, representadas por traquibasaltos y traquiandesitas basálticas con señal geoquímica de OIB.

El volcanismo más reciente corresponde al Plioceno - Pleistoceno y tiene un desarrollo reducido que comprende conos volcánicos y flujos de lava. Está caracterizado por rocas máficas alcalinas a ultra - alcalinas que clasifican como basanitas y foiditas con señal geoquímica de OIB (Ntaflos et al. 2000, Labudía et al. 2011, Massaferro et al. 2014, Asiain et al. 2016).

Recientemente Cordenons et al. (2020) realizaron una revisión de las edades establecidas hasta el momento para volcanismo del norte de Patagonia, que permite entender y clarificar la evolución del magmatismo del Macizo de Somún Curá.

METODOLOGÍA

El relevamiento geológico y la toma de muestras representativas se realizaron en tres cerros localizados en el bajo de El Cañín (Fig. 2). Debido a que en la cartografía existente estos cerros no cuentan con un nombre formal asignado, en la presente contribución se los denomina cerros Verdín, Herradura y El Morro (Fig. 2).

Las secciones delgadas de cuatro muestras representativas de los mencionados cerros fueron confeccionadas en el Laboratorio de Petrotomía del Instituto Geológico del Sur y del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur y se estudiaron con un microscopio de polarización Nikon Eclipse E400 Pol.

Se analizó la composición química mineral de olivinos (14 datos), clinopiroxenos (15 datos) y feldespatos (17 datos) obtenidos a partir de tres muestras correspondientes a los cerros Verdín, Herradura y El Morro (ver material suplementario: Cuadros 4 a 6). Los análisis se llevaron a cabo en NAWI Graz Geozentrum, Institute of Earth Sciences, Karl Franzens

University of Graz (Austria), con una microsonda JEOL 6310 SEM, equipada con un espectrómetro dispersor de longitud de onda (*wavelength dispersive spectrometer-WDS*) y un dispersor de energía (*energy dispersive system-EDS*). Las condiciones analíticas para los silicatos fueron de 15 kV de voltaje de aceleración y un haz de corriente de 6 nA. Se emplearon los siguientes estándares minerales: Adularia para Si, K y Al; Granate u Olivino para Fe y Mg; Titanita para Ca y Ti; Rodonita para Mn; Gahnita para Zn; Cromita para Cr; Atacamita para Cl; Flogopita para F, NiO para Ni y Jadeita para Na. Se aplicó el método PAP (Pouchou y Pichoir 1991) para la corrección matricial. Las proporciones atómicas de cada elemento analizado por fórmula unidad (a.p.f.u.) (ver material suplementario Cuadros 4 a 6) fueron realizadas por estequiometría en base a la fórmula estructural de cada mineral. Para el cálculo del Fe²⁺ y Fe³⁺ se utilizó el método estequiométrico de Droop (1987).

Los análisis de química mineral de olivino y clinopiroxeno fueron utilizados para el cálculo del geotermómetro de Powell y Powell (1974), para la estimación de los promedios de las temperaturas de equilibrio de las rocas estudiadas.

Se presentan cuatro análisis geoquímicos de elementos mayoritarios y trazas en roca total correspondientes a las muestras analizadas petrográficamente, los cuales fueron realizados en los laboratorios ActLabs de Canadá, en el Department of Lithospheric Research de la University of Vienna, Austria, y en Bureau Veritas Minerals en la provincia de Mendoza, mediante el uso de espectrometría de masas acoplada por inducción (ICP - MS). El #Mg se calculó teniendo en cuenta el peso molar de las moléculas de FeO_{TOTAL} y MgO, aplicando la fórmula: $\#Mg = [(MgO/40.3)/((MgO/40.3)+(FeO_{TOTAL}/71.65))]$. El diagrama geoquímico de clasificación total álcalis versus sílice (TAS) se realizó utilizando los análisis de las muestras en base anhidra.

Los análisis geoquímicos de roca total correspondientes al cerro Herradura (SOMW37 - SOMW38) fueron previamente publicados por Asiain et al. (2017a), sin embargo en este trabajo son reinterpretados. Las abreviaturas minerales utilizadas en la presente contribución corresponden a Whitney y Evans (2010).

PETROGRAFÍA

Cerro Verdín

Este cerro presenta una altura de aproximadamente 1100 m s.n.m, con morfología de dique circular (Fig. 3a, b) y un diámetro cercano a 450 m. Está compuesto por rocas máficas

de color gris a castaño oscuro y presenta textura afanítica.

El estudio microscópico muestra el desarrollo de textura holocristalina, afírica seriada a microporfírica (Fig. 4a, b), con microfenocristales de plagioclasa (1%), en una pasta (99%) con textura subofítica (Fig. 4b), compuesta por plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, minerales opacos y apatito.

Los microfenocristales de plagioclasa presentan tamaños de 3600 - 4200 μm , y sus características petrográficas coinciden con la de los microlitos de la pasta. Los cristales de plagioclasa (40%) de la pasta son euhedrales a subhedrales, de hábito tabular, con tamaños variables entre 100 y 1000 μm . Algunos presentan maclas polisintéticas (eventualmente acuñadas), también se distinguen maclas compuestas (polisintética en dos direcciones o polisintética y simple), mientras que otros cristales desarrollan macla simple (Fig. 4a). Ocasionalmente desarrollan zonación composicional y bordes con sobrecrecimientos de hasta 5 μm . Los olivinos (25%) tienen forma anhedral a subhedral y tamaños de 200 - 700 μm . Pre-

sentan moderada a intensa alteración (Fig. 4b) a bowlingita y/o esmectitas/arcillas, principalmente en bordes y fracturas, aunque ocasionalmente la alteración afecta a todo el cristal. Los cristales de clinopiroxeno (20%) son subhedrales a anhedrales, de coloración rosada a castaña violácea (Fig. 4b), sin pleocroísmo. Tienen un tamaño de 150 - 1000 μm , con máximos de hasta 3000 μm .

Los minerales opacos (10%) desarrollan forma subhedral, en general presentan secciones cuadradas y están incluidos en los silicatos. En proporciones accesorias (4%) se reconocen cristales euhedrales de apatito, con hábito acicular, tamaños de 300 - 700 μm , inmersos en la plagioclasa y el clinopiroxeno.

La roca presenta abundante material intersticial compuesto por agregados muy finos de filosilicatos de coloración verdosa (Fig. 4b), asociados a la alteración de los cristales de olivino y localizados también en los intersticios de los microlitos de plagioclasas. Ocasionalmente, se reconocen agrega-

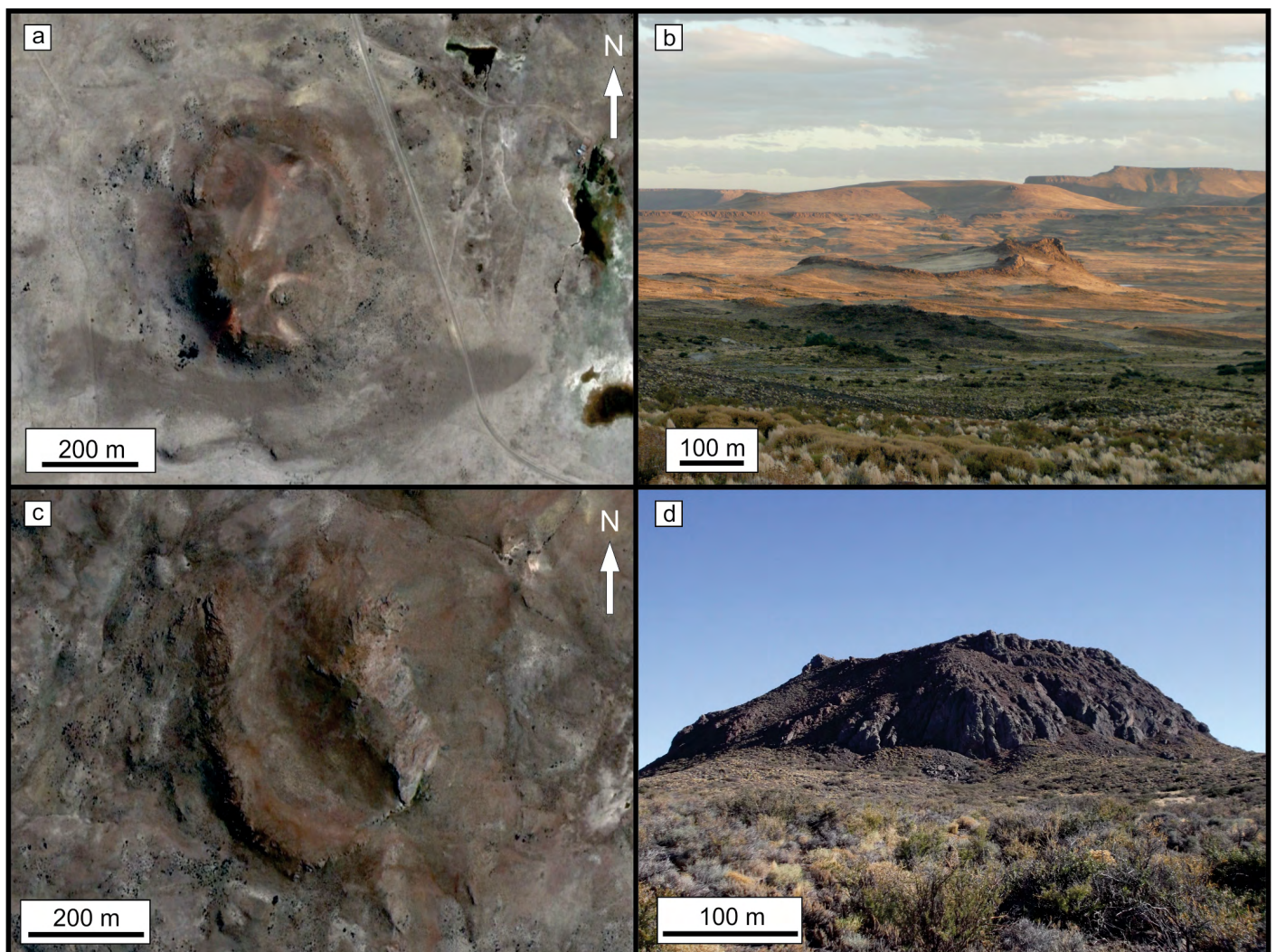


Figura 3: a) Imagen de *Google Earth* del cerro Verdín; b) Fotografía de campo del cerro Verdín; c) Imagen de *Google Earth* del cerro Herradura; d) Fotografía de campo del cerro El Morro.

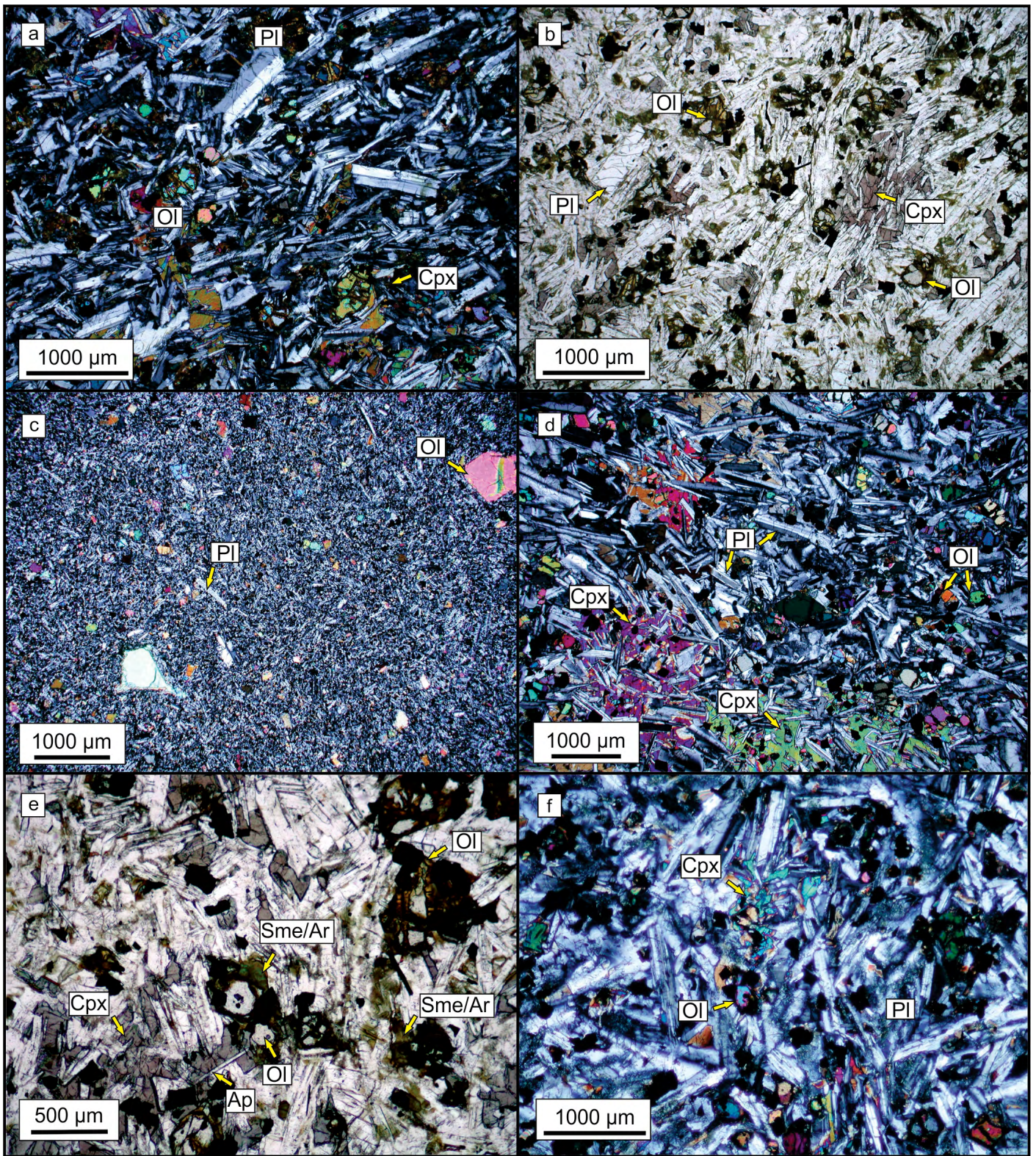


Figura 4: Fotomicrografías de muestras representativas de los cerros Verdín (a, b), Herradura (c, d) y El Morro (e, f). a) Aspecto general de la roca donde se destaca la textura intergranular. Con analizador intercalado; b) Textura intergranular y subofítica. Se destaca la coloración de los clinopiroxenos y la alteración de los olivinos. Sin analizador intercalado; c) Roca de grano fino, microporfirica con pasta intergranular, en la que se destacan microfenocristales de olivino. Con analizador intercalado; d) Aspecto general de la roca, donde se destaca la textura subofítica. Con analizador intercalado; e) Textura intergranular a subofítica, olivinos con moderada alteración, clinopiroxenos rosados a castaño violáceo y cristales de apatito con hábito acicular. Sin analizador intercalado. Sme/Ar: Esmeclita/Arcilla; f) Aspecto general de la roca, donde se destaca la textura intergranular a subofítica. Con analizador intercalado.

dos finos de ceolitas y carbonatos también dispuestos en los intersticios de la roca.

Cerro Herradura

Presenta morfología de dique semicircular (Fig. 3c), con un diámetro aproximado de 650 m y una altura de 1200 m.s.n.m. Está compuesto por rocas máficas de color gris a castaño oscuro, de grano fino a medio y textura afanítica.

Las rocas muestreadas tienen tamaños de cristales muy variables (Fig. 4c, d) que se describen a continuación. La muestra SOMW37 presenta textura holocristalina a hipocristalina, microporfírica, con microfenocristales (3%) de olivino y plagioclasa en una pasta (97%) muy fina de textura intergranular (Fig. 4c) compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, minerales opacos y apatito. La muestra SOMW38 desarrolla textura afírica a microporfírica subordinada, con una pasta intergranular y subofítica (Fig. 4d) compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, minerales opacos y apatito. Esta última muestra presenta variaciones en la coloración del clinopiroxeno y en la alteración del olivino.

Los microfenocristales de olivino (80%) de la muestra SOMW37 desarrollan formas esqueléticas y alcanzan tamaños máximos de 600 μm ; mientras que los microfenocristales de plagioclasa (20%) desarrollan maclas polisintéticas, ocasionalmente presentan textura cribada en los bordes y alcanzan tamaños de hasta 1000 μm .

En ambas muestras (SOMW37 y SOMW38), los microlitos de plagioclasa (promedio de 35%) tienen forma subhedral a anhedral, hábito tabular y presentan agregados finos de ceolitas y carbonatos en los intersticios. Los tamaños varían entre 50 y 150 μm para la muestra SOMW37 y alcanzan hasta 500 μm en la SOMW38. Los clinopiroxenos (promedio de 25%) en las muestras estudiadas presentan diferencias. En la muestra SOMW37 son subhedral a euhedral, con hábito prismático, levemente coloreados con tonalidad verde muy pálida, sin pleocroísmo y con tamaños máximos de 100 μm . En la muestra SOMW38 los cristales son de coloración rosada a castaña violácea, sin pleocroísmo, con tamaños de 100 - 900 μm . Los microlitos de olivino (promedio de 20%) desarrollan forma subhedral a anhedral, con tamaños de 50 - 400 μm (SOMW37) y 100 - 700 μm (SOMW38). En general no evidencian alteración, aunque en la muestra SOMW38 desarrollan una moderada alteración a bowlingita en bordes y fracturas.

Los minerales opacos (promedio de 15%) tienen formas subhedral, generalmente de secciones cuadradas y están incluidos en los silicatos que conforman la roca. Los apatitos (promedio de 5%) son euhedral, con hábito acicular,

tienen tamaños máximos de hasta 100 μm (SOMW38) y se presentan como inclusiones dentro de las plagioclasas.

Cerro El Morro

Es un cono volcánico (Fig. 3d) con un diámetro basal aproximado de 400 m y una altura de unos 1100 m.s.n.m. Está constituido por rocas máficas de color gris a castaño oscuro y textura afanítica.

Microscópicamente se distingue el desarrollo de textura holocristalina, afírica subofítica (Fig. 4e, f), constituida por plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, minerales opacos, apatito y abundante material intersticial criptocristalino.

Los cristales de plagioclasa (35%) desarrollan formas anhedral a subhedral, hábito tabular y tamaños de 100 - 1000 μm . Presentan macla polisintética y/o simple, y eventualmente poseen fracturas. Ocasionalmente desarrollan zonación composicional y algunos están reemplazados por ceolitas. Los olivinos (25%) son subhedral a anhedral, localmente desarrollan formas esqueléticas, sus tamaños varían entre 25 y 700 μm y están parcialmente alterados a bowlingita a lo largo de bordes y fracturas (Fig. 4e). Los cristales de clinopiroxeno (20%) son anhedral a subhedral, tienen color rosados a castaño violáceo muy claro (Fig. 4e), no presentan pleocroísmo y sus tamaños son de 300 - 1500 μm .

Los minerales opacos (15%) desarrollan formas subhedral con predominio de secciones cuadradas, se encuentran asociados a los cristales de olivino, aunque se los reconoce también como inclusiones en todos los silicatos que conforman la roca. Los apatitos (5%) son euhedral, aciculares, de tamaño muy variable entre 30 y 500 μm (Fig. 4e).

El material intersticial secundario corresponde a agregados muy finos de color verde, que se atribuyen a esmectitas/arcillas (Fig. 4e). Las rocas que constituyen los cerros Verdín, Herradura y El Morro, corresponden a basaltos de acuerdo con la clasificación modal QAPF propuesta por la IUGS para rocas volcánicas (Streckeisen 1978, Le Maitre et al. 2002), y en base a sus texturas volcánicas.

QUÍMICA MINERAL

Se realizaron análisis de química mineral de cristales de olivino, clinopiroxeno y feldespato en muestras de roca representativas de los tres cerros estudiados. Si bien mediante el estudio microscópico todos los feldespatos de las rocas estudiadas fueron considerados plagioclasas, a partir de los análisis de química mineral pudieron diferenciarse tanto plagioclasas como feldespatos alcalinos.

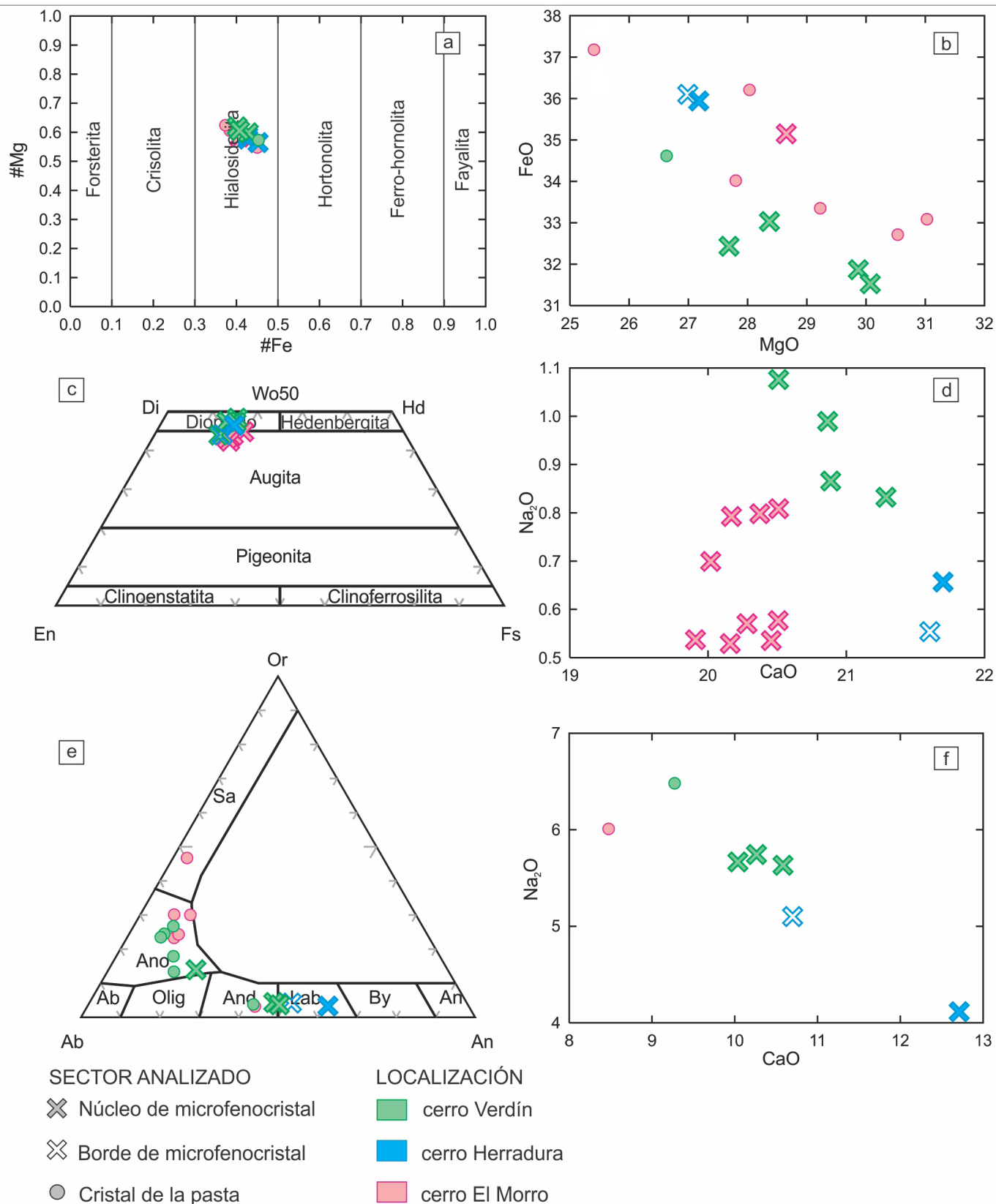


Figura 5: Diagramas composicionales de química mineral y de concentración de elementos mayoritarios expresados como % en peso de óxidos para las muestras estudiadas de los cerros Verdín (LU32), Herradura (SOMW38) y El Morro (LU73). a) Diagrama composicional de olivino (serie binaria isomorfa Forsterita - Fayalita) (Deer et al. 1992); #Mg: Mg/(Fe+Mg); #Fe: Fe/(Fe+Mg); b) FeO vs. MgO en cristales de olivino; c) Diagrama de clasificación química de clinopiroxenos (Morimoto et al. 1988); d) Na₂O vs. CaO en cristales de plagioclasa; e) Diagrama composicional de feldespatos (Deer et al. 1992); f) Na₂O vs. CaO en cristales de plagioclasa.

Para la clasificación química de los minerales se utilizaron los diagramas composicionales de olivino y feldespato de Deer et al. (1992), y el diagrama de clasificación de clinopiroxenos de Morimoto et al. (1988).

Olivino

Los cristales analizados clasifican como forsterita y corresponden al campo composicional de hialosiderita ($\text{Fo}_{62.9-54.9}$) (Fig. 5a), con contenidos variables de FeO y MgO (Fig. 5b).

En la muestra del cerro Verdín se analizaron núcleos de microfenocristales ($\text{Fo}_{62.9-60.3}$) y un cristal de la pasta ($\text{Fo}_{57.8}$). Los primeros presentan mayores concentraciones de MgO (27.68 a 30.03%) y menores de FeO (31.57 a 33.02%) en comparación con el cristal analizado de la pasta (26.62% en peso de MgO y 34.60% de FeO) (Fig. 5b).

En la muestra del cerro Herradura se analizó el núcleo y borde de un microfenocristal, con contenidos de MgO y FeO muy similares entre sí, aunque sutilmente más enriquecido en FeO hacia el borde (Fig. 5b).

En la muestra del cerro El Morro se analizó el núcleo de un microfenocristal ($\text{Fo}_{59.2}$) y microlitos de la pasta ($\text{Fo}_{62.6-54.9}$). En la figura 5b se observa relativa dispersión en la composición de los cristales de la pasta, con contenidos de MgO y FeO variables entre 25.40 y 30.99% y 32.71 a 37.17%, respectivamente.

Clinopiroxeno

En las muestras de los cerros Verdín y El Morro se analizaron núcleos de microfenocristales, mientras que en la muestra del cerro Herradura se analizó tanto el núcleo como el borde de un microfenocristal. Todos los cristales clasifican en el límite de los campos de augita y diópsido (Verdín: $\text{En}_{42-36.4}$ $\text{Fs}_{14.4-16.1}$ $\text{Wo}_{43.6-47.5}$; Herradura: núcleo, $\text{En}_{37.9}$ $\text{Fs}_{15.9}$ $\text{Wo}_{46.2}$ y borde, $\text{En}_{38.7}$ $\text{Fs}_{15.8}$ $\text{Wo}_{45.5}$; El Morro: $\text{En}_{40.5-36}$ $\text{Fs}_{16.5-19.1}$ Wo_{43-45}) (Fig. 5c).

Los contenidos de MgO de todos los cristales analizados son variables entre 11.29 y 14.22%. Los cristales del cerro Verdín presentan las mayores concentraciones de Na_2O (0.56 a 1.07%), mientras que los de Herradura alcanzan las mayores concentraciones de CaO (21.7%) (Fig. 5d). El microfenocristal analizado del cerro Herradura posee contenidos similares de CaO en el núcleo y el borde, mientras que los contenidos de MgO son levemente mayores en el borde (MgO: núcleo 12.8%, borde 13.2%) y los de Na_2O son mayores en el núcleo del cristal (Na_2O : núcleo 0.65%, borde 0.55%) (Fig. 5d).

Feldespatos

En el cerro Verdín se analizaron núcleos de microfenocristales que pertenecen a los campos composicionales de

andesina y labradorita ($\text{An}_{50.2-48.1}$ $\text{Ab}_{48-49.3}$ $\text{Or}_{1.8-2.6}$), y cristales de la pasta que corresponden en su mayoría a anortoclasa ($\text{An}_{18.9-9.4}$ $\text{Ab}_{70.7-67.8}$ $\text{Or}_{10.4-22.8}$), con un único cristal de andesina ($\text{An}_{43.2}$ $\text{Ab}_{54.6}$ $\text{Or}_{12.2}$) (Fig. 5e).

En la muestra del cerro Herradura (muestra SOMW38) se analizó el núcleo y borde de un microfenocristal cuyo rango composicional coincide con el campo de labradorita (núcleo: $\text{An}_{61.9}$ $\text{Ab}_{36.2}$ $\text{Or}_{1.9}$; borde: $\text{An}_{52.2}$ Ab_{45} $\text{Or}_{2.8}$).

En el cerro El Morro se analizaron cristales de la pasta que corresponden a plagioclasa y feldespato alcalino. La plagioclasa presenta una composición de andesina ($\text{An}_{42.3}$ $\text{Ab}_{54.3}$ $\text{Or}_{3.3}$) y los cristales de feldespato alcalino corresponden principalmente a anortoclasa ($\text{An}_{12.8-8.6}$ $\text{Ab}_{57.2-61.3}$ $\text{Or}_{30-30.1}$) y, subordinadamente, a sanidina ($\text{An}_{3.7}$ $\text{Ab}_{49.6}$ $\text{Or}_{46.7}$) (Fig. 5e).

En el diagrama de la figura 5f se muestran las relaciones Na_2O vs. CaO para las plagioclasas. Los menores contenidos de CaO (8.48%) corresponden al cerro El Morro y las mayores concentraciones se presentan en el cerro Herradura (12.70%). Las concentraciones de Na_2O son variables, con menores contenidos en los cristales del cerro Herradura (núcleo: 4.1%; borde 5.1%).

Los feldespatos alcalinos del cerro El Morro presentan los menores contenidos de Na_2O (5.64 a 7.04%) y los mayores de K_2O (3.77 a 8.06%) respecto a los demás cerros estudiados. Las mayores concentraciones de Na_2O se presentan en los microlitos de la pasta del cerro Verdín (7.62 a 8.47%).

Geotermometría

A partir del empleo del geotermómetro de Powell y Powell (1974) para el par mineral olivino - piroxeno rico en Ca, el cual se basa en el intercambio catiónico de Fe^{2+} y Mg entre dichos minerales, se calculó la temperatura de equilibrio de los basaltos correspondientes a los cerros Verdín, Herradura y El Morro. Para la estimación de las presiones se tuvieron en cuenta los datos geobarométricos (Brey y Köhler 1990) calculados por Bjerg et al. (2005, 2009) para xenolitos peridotíticos de la localidad de Prahuaníyeu (Fig. 1), quienes obtuvieron presiones de hasta 24 kbar en lherzolitas granatíferas y hasta 28 kbar en lherzolitas espinélicas. Teniendo en cuenta que los cálculos realizados por dichos autores comprenden xenolitos mantélicos, los cuales probablemente sufrieron presiones mayores a la de los basaltos estudiados en esta contribución, es que se consideró una presión máxima de 20 kbar y una mínima de 1 kbar para las muestras del bajo de El Caín. En el Cuadro 1 se presentan las temperaturas obtenidas para las rocas de los cerros estudiados, las cuales promedian los 1014°C, valor que no varía significativamente a las presiones estimadas.

Cuadro 1. Valores promedio de la temperatura de equilibrio para el par mineral olivino - piroxeno rico en Ca (Powell y Powell 1974) de las rocas del bajo de El Cañón.

Localización	Muestra	K_D	X_{M1}^{3+}	Temperatura (°C) promedio			
				20 (kbar)	15 (kbar)	5 (kbar)	1 (kbar)
cerro Verdín	LU32	0.506	0.350	1014.99	1014.96	1014.91	1014.89
cerro Herradura	LU73	0.391	0.277	1014.83	1014.81	1014.76	1014.73
cerro El Morro	SOMW38	0.319	0.285	1014.71	1014.68	1014.63	1014.61

GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

En el Cuadro 2 se presentan los resultados de los análisis químicos de roca total correspondientes a las muestras estudiadas de los cerros Verdín, Herradura y El Morro, mientras que en la figura 6 están representadas las concentraciones de elementos mayoritarios vs. MgO. Los contenidos de SiO_2 varían entre 47.30 y 53.18%, MgO entre 4.11 y 5.71%, FeO_{TOTAL} entre 10.19 y 12.29%, CaO entre 6.18 y 7.79%, Na_2O entre 3.59 y 4.65%, y K_2O entre 1.17 y 2.74%. El #Mg oscila entre 41.78 y 45.73, y los contenidos máximos de Ni y Cr son 50 ppm y 7.30 ppm, respectivamente.

En los diagramas binarios de elementos mayoritarios vs. MgO (Fig. 6a-d) se observa que los menores valores de MgO corresponden al cerro Herradura. Además, los menores contenidos de CaO y mayores de Al_2O_3 , K_2O y P_2O_5 , pertenecen al cerro El Morro. Los contenidos de TiO_2 son similares en las muestras de los tres cerros (Fig. 6e) y las mayores y menores concentraciones de Na_2O corresponden respectivamente a las muestras SOMW37 y SOMW38 del cerro Herradura (Fig. 6f).

Las rocas clasifican como traquibasaltos y traquiandesitas basálticas en el diagrama total álcalis vs. sílice (TAS, Le Bas et al. 1986) (Fig. 7a) y coinciden con el campo de la serie alcalina (Irvine y Baragar 1971) y de basaltos alcalinos en los diagramas Zr/Ti vs. Nb/Y (Pearce 1996) (Fig. 7b) y P_2O_5 vs. Zr (Winchester y Floyd 1976). Según el diagrama de Middlemost (1975) las muestras corresponden a la serie sódica, excepto la del cerro El Morro, que limita con el campo de la serie potásica (Fig. 7c).

En el diagrama de distribución de abundancias relativas de los elementos de las tierras raras (*Rare Earth Elements*, REE) normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) (Fig. 7d), las rocas muestran un diseño empinado con pendiente negativa y relaciones La/Nb variables entre 13.30 y 17.99, debido al enriquecimiento relativo de los elementos de las tierras raras livianas (*Light Rare Earth Elements*, LREE) respecto a los elementos de las tierras raras pesadas (*Heavy Rare Earth Elements*, HREE), entre 100 y 300 veces el valor del

Cuadro 2. Análisis geoquímicos de roca total para las rocas del área del bajo de El Cañón

Localización	c. Verdín	c. Herradura	c. El Morro	
Muestra	LU32	SOMW37	SOMW38	LU73
Elementos Mayoritarios (% en peso)				
SiO_2	50.40	47.30	47.39	53.18
TiO_2	2.64	2.81	2.67	2.77
Al_2O_3	17.49	16.99	17.30	17.55
FeO_{TOTAL}	10.32	12.29	12.08	10.19
MnO	0.14	0.17	0.17	0.17
MgO	4.57	5.31	5.71	4.11
CaO	6.62	7.55	7.79	6.18
Na_2O	4.25	4.65	3.59	4.53
K_2O	2.13	1.17	1.68	2.74
P_2O_5	0.78	0.66	0.59	1.00
Total	99.33	98.91	99.00	102.41
#Mg	44.10	43.51	45.73	41.78
LOI	2.75	DLD	0.42	0.97
Elementos traza (ppm)				
Nb	47.70	51.20	45.40	76.70
Zr	255.00	179.60	163.30	288.00
Y	24.10	27.77	25.03	30.10
Sr	1234.00	849.40	907.50	1000.90
Rb	34.00	32.30	44.50	69.30
Ga	18.00	15.10	16.30	20.10
Zn	100.00	106.30	95.20	91.50
Cu	30.00	31.60	39.50	18.30
Ni	50.00	26.50	29.90	1.00
Co	32.00	29.70	32.70	26.10
Cr	DLD	3.80	7.30	2.40
Se	NA	25.80	24.00	NA
V	157.00	236.10	214.20	118.00
Ba	850.00	964.30	985.60	1363.00
Cs	0.50	0.51	0.56	0.60
La	43.00	39.57	36.71	64.20
Ce	86.20	85.50	71.82	122.80
Pr	9.94	9.24	8.32	13.43

condrito. Asimismo, se observa que las muestras presentan una tendencia geoquímica similar al patrón de OIB (Sun y McDonough 1989).

En el diagrama multielemental normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough 1989) (Fig. 7e), las muestras estudiadas presentan valores enriquecidos, destacándose una marcada anomalía relativa positiva en Ba, y una anomalía relativa negativa en Zr menos definida.

En el diagrama de Pearce (2008) (Fig. 7f) se observa que las muestras estudiadas coinciden con el campo de los basaltos OIB. Asimismo, coinciden con el campo de los basaltos alcalinos de islas oceánicas (*Oceanic Island Alkaline Basalts*, OIA) (Mullen 1983).

DISCUSIÓN

Los cerros Verdín, Herradura y El Morro constituyen elevaciones aisladas que sobresalen del relieve del bajo de El Caín y que no tienen una clara relación de campo con las coladas que integran la Meseta de Somuncurá. Los cerros Verdín y Herradura presentan morfologías de diques semicirculares, mientras que el cerro El Morro corresponde a un cono volcánico. Las rocas estudiadas se clasifican modalmente como basaltos con texturas afaníticas reconocidas en muestras de mano y texturas subofíticas e intergranulares evidenciadas al microscopio.

Los cerros de interés en esta contribución fueron asignados por Remesal et al. (2001) a la Formación Cerro Cortado, la cual según Coira (1979) y Nullo (1978) incluye gabros con distintas proporciones de feldespatos alcalinos y feldespatoides. Por su parte, Remesal et al. (2001) incorporaron a la mencionada unidad las rocas efusivas de composición basáltica e intermedia aflorantes en el bajo de El Caín. Cabe mencionar que, en unidades temporal y composicionalmente equivalentes con la Formación Cerro Cortado, como son las Formaciones El Buitre y El Canquel, principalmente desarrolladas en la provincia de Chubut, también predominan las rocas gábricas, aunque algunos autores han descrito basaltos (Kay et al. 1993, 2004, Alric y Massaferró 2017, entre otros).

La composición de los olivinos de los cerros Verdín, Herradura y El Morro varía entre $Fo_{62.9}$ y $Fo_{54.9}$, coincidiendo con lo expuesto por Remesal et al. (2001), quienes a partir de análisis semicuantitativos de composiciones minerales indicaron contenidos de Fo_{60} en los olivinos de las facies básicas de la Formación Cerro Cortado. Asimismo, los contenidos de anortita de las plagioclasas de los cerros estudiados (en promedio $An_{49.5}$, Fig. 5e) también concuerdan con los análisis semicuan-

Cuadro 2. (cont.) Análisis geoquímicos de roca total para las rocas del área del bajo de El Caín

Nd	39.70	39.31	34.38	50.50
Sm	7.87	7.27	6.63	9.61
Eu	2.62	2.38	2.19	2.99
Gd	6.77	6.89	6.09	8.43
Tb	0.96	0.92	0.83	1.16
Dy	5.03	4.89	4.51	5.90
Ho	0.88	0.95	0.85	1.11
Er	2.32	2.42	2.24	3.07
Tm	0.30	NA	NA	0.40
Yb	1.89	2.13	1.98	2.56
Lu	0.27	0.29	0.27	0.37
Hf	5.00	3.30	NA	6.70
Ta	3.53	1.80	2.13	3.80
Th	4.23	4.19	3.92	7.50
U	1.11	1.01	0.96	1.60
Tl	DLD	NA	NA	NA
Pb	DLD	NA	NA	4.80
Bi	DLD	NA	NA	NA
W	17.80	NA	NA	2.30
Ge	1.20	NA	NA	NA
As	DLD	NA	NA	5.60
Mo	DLD	NA	NA	1.30
Ag	0.70	NA	NA	NA
In	DLD	NA	NA	NA
Sn	2.00	NA	NA	2.00
Sb	DLD	NA	NA	NA
Be	2.00	NA	NA	3.00
Sc	12.00	NA	NA	6.60
La_N/Yb_N^*	16.32	13.33	13.30	17.99
Latitud	S41° 37' 47"	S41° 38' 09"	S41° 38' 09"	S41° 38' 54"
Longitud	O68° 20' 44"	O68° 18' 20"	O68° 18' 20"	O68° 08' 27"
Laboratorio	ActLabs	Universidad de Viena	Bureau Veritas	

titativos reportados por Remesal et al. (2001) (An_{55-47}), aunque el borde y el núcleo del cristal analizado del cerro Herradura presenta una concentración de anortita levemente superior ($An_{61.9-52.1}$). Por otra parte en el presente trabajo se registró la química mineral de cristales de feldespato potásico y de clinopiroxenos. Los primeros corresponden principalmente a anortoclasa y de manera subordinada a sanidina; mientras que los clinopiroxenos coinciden con el límite de los campos de augita y diópsido. Dado que no existe en la literatura información previa respecto a estas dos últimas fases minerales identificadas, no pudo realizarse una comparación respecto a las mismas.

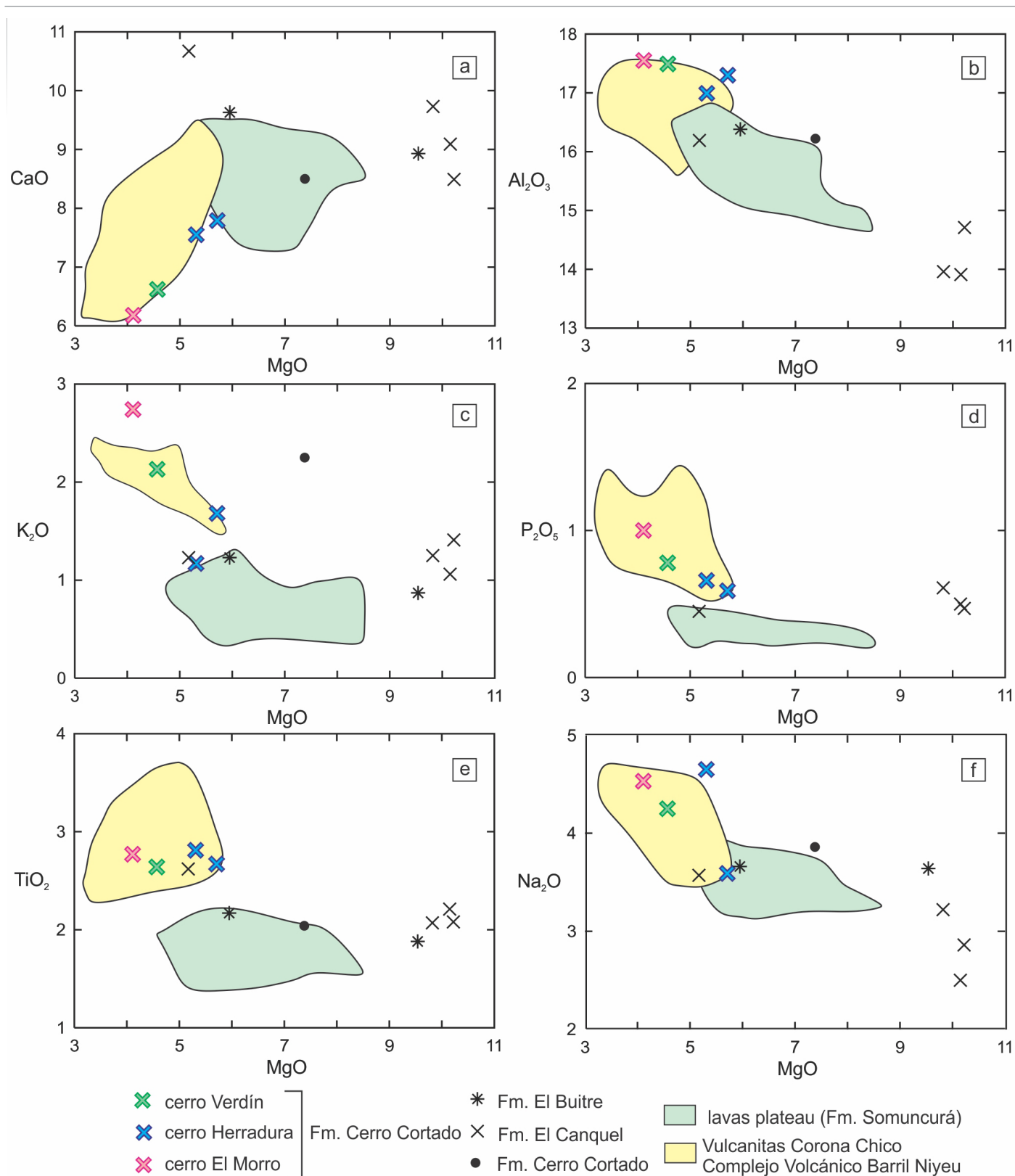


Figura 6: Diagramas binarios con las concentraciones de los elementos mayoritarios (%) vs. MgO (%) de los cerros Verdín, Herradura y El Morro (Formación Cerro Cortado), comparados con basaltos de la Formación Cerro Cortado (Kay et al. 2004), de la Formación El Buitre (Kay et al. 1993), de la Formación El Canquel (Alic y Massaferró 2017), las lavas plateau equivalentes a la Formación Somuncurá (Kay et al. 2007), la unidad Vulcanitas Corona Chico (Asiain et al. 2019) y la facies basáltica del Complejo Volcánico Barril Niyeu (Remesal et al. 2012, Asiain et al. 2019). a) CaO vs. MgO; b) Al₂O₃ vs. MgO; c) K₂O vs. MgO; d) P₂O₅ vs. MgO; e) TiO₂ vs. MgO; f) Na₂O vs. MgO.

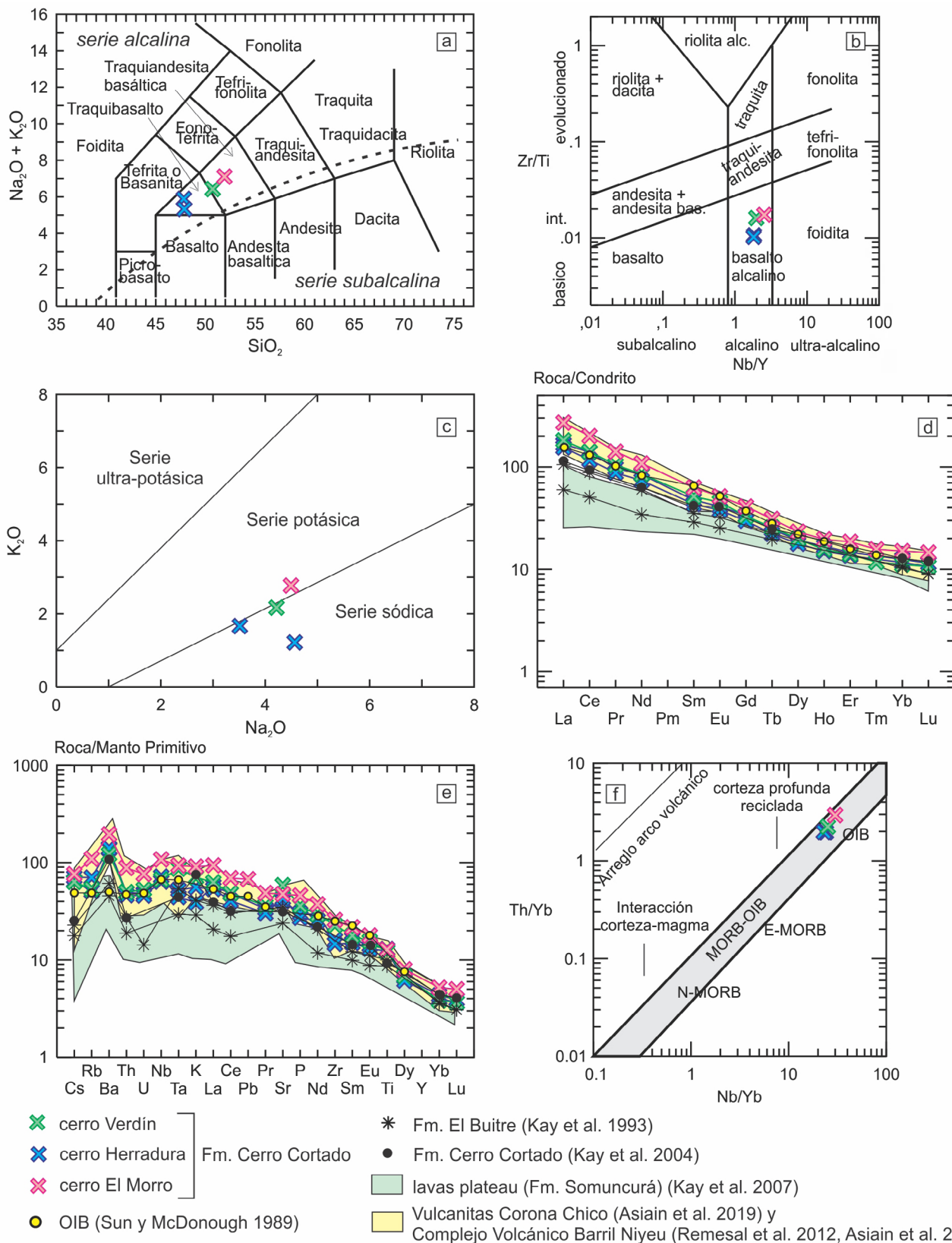


Figura 7: Diagramas geoquímicos de roca total de las muestras de los cerros Verdín, Herradura y El Morro. Concentración de elementos mayoritarios expresados como % en peso de óxidos y elementos traza en ppm. a) Diagrama TAS (Le Bas et al. 1986). La línea punteada separa los campos de la serie alcalina y la serie subalcalina de Irvine y Baragar (1971); b) Diagrama Zr/Ti vs. Nb/Y (Pearce 1996); c) Diagrama K₂O vs. Na₂O (Middlemost 1975); d) Diagrama de distribución de abundancias relativas de REE normalizado al condrito C1 de Sun y McDonough (1989); e) Diagrama de distribución de abundancias relativas de elementos traza; f) Diagrama Th/Yb vs. Nb/Yb (Pearce 2008).

En cuanto a la geoquímica de las rocas de El Caín, se determinó que aquellas que constituyen el cerro Herradura corresponden a traquibasaltos, mientras que los cerros Verdín y El Morro están constituidos por traquiandesitas basálticas (Fig. 7a). Los contenidos de #Mg, Ni y Cr permiten descartar que las rocas estudiadas sean de naturaleza primitiva (Wilson 1989). De esta manera, las concentraciones de SiO_2 sumadas a los bajos contenidos de MgO, Ni, Cr y Sc, indican que los magmas que dieron origen a los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas sufrieron fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno. Asimismo, los contenidos relativamente altos de Na_2O y Sr, sumados a la ausencia de anomalías negativas en Eu, sugieren que el magma sufrió escaso o nulo fraccionamiento de plagioclasa.

Los diagramas de elementos mayoritarios vs. MgO (Fig. 6), sumados a las concentraciones de SiO_2 de las rocas estudiadas, demuestran un aumento en el grado de evolución, desde el cerro Herradura, luego el cerro Verdín y por último, el cerro El Morro. Los resultados de elementos mayoritarios de roca total son consistentes con los resultados de química minera, siendo que los menores contenidos de CaO en las rocas de El Morro (Fig. 6a) se corresponden con un menor contenido de este elemento en los clinopiroxenos (Fig. 5d) y las plagioclasas (Fig. 5f) de este cerro. Asimismo, las rocas del mencionado cono volcánico corresponden a la serie potásica (Fig. 7c), lo cual es consistente con las concentraciones de K_2O (3.77 - 8.06%) en sus feldespatos alcalinos, que alcanzan los mayores valores de este elemento en los cerros estudiados.

En la figura 6 se comparan las relaciones de elementos mayoritarios de las muestras de los cerros estudiados (Formación Cerro Cortado), con un basalto alcalino de la misma formación (Kay et al. 2004), ubicado en las proximidades del cerro Cortado, al sur de la localidad de Ingeniero Jacobacci (Fig. 1) y dos unidades temporal y composicionalmente equivalentes entre sí: a) dos basaltos eocenos de la Formación El Buitre (Kay et al. 1993), ubicadas en los cerros Buitre y Marabella de la provincia de Chubut y b) cuatro muestras de basaltos y basaltos alcalinos de la Formación El Canquel, del Eoceno inferior, ubicadas también en la provincia de Chubut (Alric y Massaferro 2017).

En general se observa que los basaltos de las unidades mencionadas anteriormente presentan mayores contenidos de MgO y CaO (Fig. 6a) respecto a las analizadas en el bajo de El Caín, con excepción de un basalto alcalino de la Formación El Canquel, que presenta concentraciones de MgO en el rango de las muestras estudiadas. Los contenidos de Al_2O_3 , P_2O_5 y TiO_2 (Fig. 6b, d, e, respectivamente), en general, son

mayores en las rocas del bajo de El Caín, y las concentraciones de K_2O y Na_2O (Fig. 6c, f, respectivamente) son variables entre las distintas unidades comparadas. Las concentraciones de SiO_2 de todas las muestras graficadas son similares, con valores de 48.77% en la Formación Cerro Cortado (Kay et al. 2004), 48.44 - 48.66% en la Formación El Buitre (Kay et al. 1993) y 45.36 - 47.42 en la Formación El Canquel (Alric y Massaferro 2017). Por otra parte, es importante mencionar que tanto la muestra de la Formación Cerro Cortado (Kay et al. 1993), como las de las Formaciones El Buitre y El Canquel, presentan valores de Cr (61 - 304 ppm) y Ni (136 - 239.4 ppm) elevados respecto a las muestras aquí estudiadas. Todo lo mencionado previamente demuestra que las rocas volcánicas de los cerros Verdín, Herradura y El Morro son levemente más evolucionadas cuando se las compara con otros basaltos de la Fm. Cerro Cortado, y con rocas de las Formaciones El Buitre y El Canquel.

Por otra parte, las muestras del bajo de El Caín presentan concentraciones de LREE enriquecidas y una pendiente negativa más empinada respecto a las rocas de la Formación Cerro Cortado y a aquellas de la Formación El Buitre (Fig. 7d). Además, las muestras estudiadas presentan mayores contenidos relativos de elementos traza respecto a las mencionadas formaciones, aunque todas ellas comparten diseños similares y la anomalía positiva en Ba (Fig. 7e).

Lo mencionado previamente referente a la geoquímica de las rocas de esta contribución y su comparación con otros basaltos de la Formación Cerro Cortado y de las Formaciones El Buitre y El Canquel, demuestra que las rocas del bajo de El Caín presentan diferencias con todas las demás unidades comparadas. Si bien las rocas de los cerros estudiados fueron atribuidas a la Formación Cerro Cortado (Remesal et al. 2001) y correlacionadas con la Formación El Buitre (Ardolino et al. 1993, Kay et al. 1993), los nuevos análisis presentados en esta contribución demuestran algunas incongruencias geoquímicas con dichas unidades.

En las figuras 6 y 7 también se incluyeron a modo de comparación las lavas plateau de Kay et al. (2007), equivalentes a la Formación Somuncurá, y las rocas de las unidades miocenas cercanas al área de estudio: los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas Vulcanitas Corona Chico (Asiain et al. 2019) y los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas del Complejo Volcánico Barril Niyeu (Remesal et al. 2012, Asiain et al. 2019) (Fig. 2). Respecto a la comparación de los elementos mayoritarios, en la figura 6 se observa una buena correlación entre las rocas del bajo de El Caín, Vulcanitas Corona Chico y el Complejo Volcánico Barril Niyeu; mientras que con las lavas equivalentes a la Formación Somuncurá no se

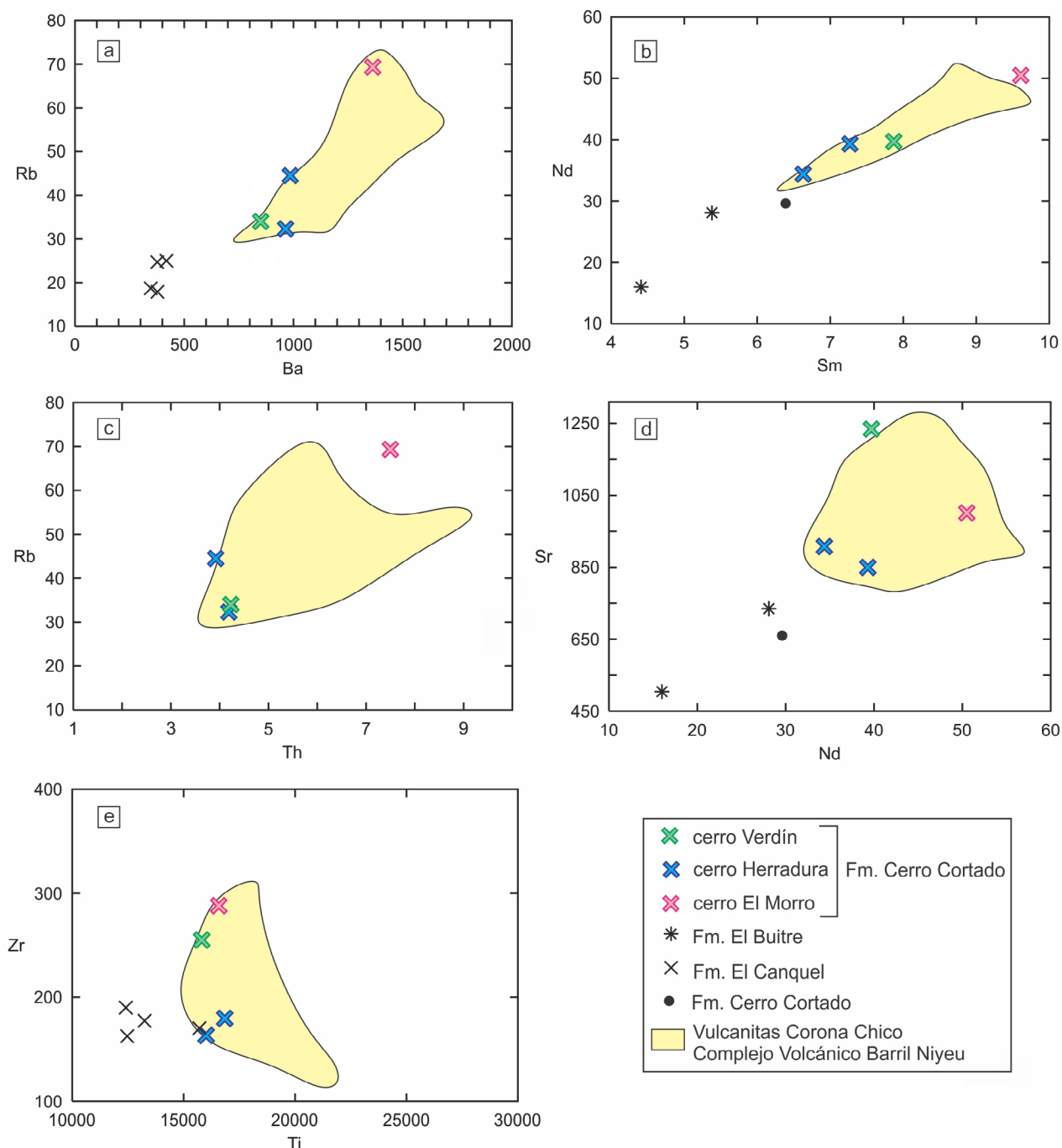


Figura 8: Relación de elementos traza incompatibles (ppm) con similar coeficiente de partición, para las muestras de los cerros Verdín, Herradura y El Morro (Formación Cerro Cortado) y su comparación con basaltos de la Formación Cerro Cortado (Kay et al. 2004), de la Formación El Buitre (Kay et al. 1993), de la Formación El Canquel (Alric y Massaferro 2017), la unidad Vulcanitas Corona Chico (Asiain et al. 2019) y la facies basáltica del Complejo Volcánico Barril Niyeu (Remesal et al. 2012, Asiain et al. 2019). a) Rb vs. Ba; b) Nd vs. Sm; c) Rb vs. Th; d) Sr vs. Nd; e) Zr vs. Ti.

reconoce una coincidencia. Lo mismo se observa en la figura 7d y e, donde las rocas estudiadas presentan contenidos y diseños de REE y elementos traza similares a los de las unidades miocenas; mientras que con las lavas plateau (Formación Somuncurá) no muestran una buena correspondencia.

Los contenidos de REE y elementos traza normalizados que presentan las muestras de los cerros estudiados exhi-

ben diseños típicos de basaltos de intraplaca (Fig. 7d-f). Lo mismo se refleja en las relaciones La/Nb (0.77 - 0.90), Zr/Nb (3.50 - 5.34) y La/Sm (5.44 - 6.68) (Hickey et al. 1986; Weaver 1991). La alta relación LREE/HREE sugiere una fuente mantélica con presencia de granate, indicando una profundidad de segregación no menor a 60 - 80 km (McKenzie y O'Nions 1991, Niu 2005).

En el diagrama multielemental de la figura 7e, la ausencia de anomalías negativas de K y Rb permite descartar la presencia de fases hidratadas en la fuente. De igual forma, la ausencia de anomalías negativas de Nb (Fig. 7e), así como las bajas relaciones Rb/Nb (0.63 - 0.98), Zr/Nb (3.50 - 5.34) y La/Nb (0.77 - 0.90), desestiman la posibilidad de contaminación cortical. La anomalía positiva en Ba reconocida en las rocas estudiadas fue también mencionada por otros autores en rocas de la Formación Cerro Cortado, de la Formación El Buitre, en las lavas plateau equivalentes a la Formación Somuncurá, en la unidad Vulcanitas Corona Chico y en el Complejo Volcánico Barril Niyeu (Fig. 7e). Según Kay et al. (1993, 2007), los contenidos anómalos en Ba y las relaciones Ba/La típicas de arco que muestran las lavas de la Meseta de Somuncurá, podrían vincularse a la adición de una componente de subducción al manto sobreyacente durante la subducción paleógena. Sin embargo, la ausencia de anomalías negativas de Nb y Ta en las muestras estudiadas y en las demás unidades comparadas en la figura 7e, estudiadas por otros autores (Kay et al. 1993, 2004, 2007, Remesal et al. 2012, Asiain et al. 2019), descartaría en principio la influencia de subducción. Otra posibilidad es que las concentraciones de Ba estén relacionadas a una fuente mantélica enriquecida en este elemento; o bien a la desintegración de fases hidratadas durante el ascenso de magma a través de sectores profundos de la litósfera subcontinental, los cuales según Niu (2005) y otros autores, están enriquecidos en volátiles, minerales hidratados y elementos incompatibles.

En los diagramas binarios Rb vs. Ba (Fig. 8a) y Nd vs. Sm (Fig. 8b), las muestras estudiadas evidencian correlaciones positivas, con relaciones Rb/Ba y Nd/Sm de 0.04 y 5.22 en promedio, respectivamente; mientras que en los diagramas Rb vs. Th, Sr vs. Nd y Zr vs. Ti (Fig. 8c, d, e, respectivamente) no se observa una buena correspondencia. El hecho de no observar una correlación positiva en todos los diagramas binarios de elementos incompatibles analizados no permite hacer mayores inferencias respecto a las características geoquímicas de la fuente que dio origen a las lavas. En los diagramas de la figura 8 se vuelven a comparar las rocas de los cerros Verdín, Herradura y El Morro con otras unidades, destacándose nuevamente una coincidencia geoquímica entre las muestras estudiadas y las de la unidad Vulcanitas Corona Chico y del Complejo Volcánico Barril Niyeu. Asimismo, en la mencionada figura se vuelve a observar una discrepancia entre los contenidos de elementos traza de las rocas del bajo de El Cañón y los de otros basaltos de las Formaciones Cerro Cortado, El Buitre y El Canquel (Fig. 8).

Respecto a la correlación de los elementos incompatibles,

todas las muestras comparadas presentan tendencia positiva únicamente en los diagramas Rb vs. Ba y Nd vs. Sm (Fig. 8a, b); en los demás gráficos se observa una mayor dispersión de los datos (Fig. 8c-e). Por lo tanto, una mayor densidad de datos geoquímicos, así como análisis isotópicos de Sr, Nd y Pb, serán necesarios para definir si las muestras de los cerros Verdín, Herradura y El Morro evolucionaron a partir de una fuente común o de diferentes fuentes, y cuál es su relación con las demás unidades comparadas.

Modelado petrogenético de fusión parcial

Se modelaron los porcentajes de fusión parcial en equilibrio modal (Shaw 1970) de las muestras estudiadas, partiendo de una fuente mantélica con una geoquímica equivalente a un 95 % de manto deprimido (Sun y McDonough 1989) y 5 % de manto enriquecido con señal de OIB (Taylor y McLennan 2008), asumiendo para la misma una composición modal equivalente a una lherzolita granatífera: 60 % olivino, 20 % ortopiroxeno, 18.5 % clinopiroxeno y 1.5 % granate. También se modelaron los porcentajes de fusión a partir de una fuente equivalente a 100 % de manto primitivo, pero no se obtuvieron resultados consistentes, lo cual es razonable tomando en consideración las características geoquímicas de las muestras estudiadas.

Previamente se efectuaron correcciones al fraccionamiento utilizando la ecuación de Rayleigh (Neumann et al. 1954) y considerando un 25 % de cristalización fraccionada, con una moda de: 42 % clinopiroxeno, 28 % plagioclasa, 27 % olivino, 1.5 % magnetita y 1.5 % ilmenita. El porcentaje de fraccionamiento y la moda mineral empleada coinciden con los utilizados por Remesal et al. (2012) para el modelado de traquibasaltos del Complejo Volcánico Barril Niyeu, a partir del basalto más primitivo de dicho complejo. Los coeficientes de partición utilizados corresponden a Rollinson (1993), a la base de datos GERM (<https://earthref.org>) y a referencias citadas en ellos.

En el diagrama de distribución de abundancia relativa de los REE normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) (Fig. 9a), se observa que los diseños de distribución de las muestras estudiadas son consistentes con porcentajes de fusión parcial variables entre 1 y 5 %. Asimismo, en los diagramas de elementos incompatibles $(Ce/Sm)_N$ vs. $(Ce)_N$ (Fig. 9b) y $(Ce/Yb)_N$ vs. $(Ce)_N$ (Fig. 9c) se observa que las muestras de los cerros Verdín y Herradura son consistentes con porcentajes de fusión de aproximadamente 3 a 5 %, mientras que las del cerro El Morro presentan porcentajes de fusión levemente menores (1 - 3 %).

A la fecha no se cuenta con estudios de este tipo realiza-

dos en las Formaciones Cerro Cortado y El Buitre, que permitan efectuar comparaciones respecto a los porcentajes de fusión parcial aquí obtenidos en relación con dichas unidades. Para el caso de las rocas de la Formación El Canquel, Alric y Massaferro (2017) indicaron porcentajes de fusión de 2 %, partiendo de una peridotita moderadamente enriquecida y rica en granate. Dichos porcentajes son consistentes con los resultados obtenidos de los modelados correspondientes a los cerros Verdín, Herradura y El Morro.

CONCLUSIONES

A partir de esta contribución, se determina que los cerros Verdín y Herradura están formados por rocas volcánicas con morfologías de diques y que el cerro El Morro representa un cono volcánico; las rocas de los tres cerros clasifican como basaltos a partir de sus proporciones modales y características texturales. En tanto que, desde el punto de vista geo-

químico, corresponden a traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de la serie alcalina, con señal de intraplaca, y posiblemente derivadas de una fuente mantélica rica en granate.

A pesar de que actualmente las rocas estudiadas corresponden a la Formación Cerro Cortado, al compararlas con otras de la misma unidad se reconocen diferencias geoquímicas entre ellas que muestran que las rocas del bajo de El Caín serían levemente más evolucionadas. Lo mismo sucede cuando se comparan las rocas de los cerros Verdín, Herradura y El Morro con unidades consideradas temporal y composicionalmente equivalentes a la Formación Cerro Cortado (Formaciones El Buitre y El Canquel). Por otra parte, se reconoce una buena correlación geoquímica entre las rocas del bajo de El Caín y las de las unidades volcánicas miocenas cercanas al área de estudio y constituyentes de la Meseta de Somuncurá.

Una mayor densidad de datos geoquímicos es necesaria para definir las características de cada cerro del bajo de El Caín y su posible correspondencia con la Formación Cerro

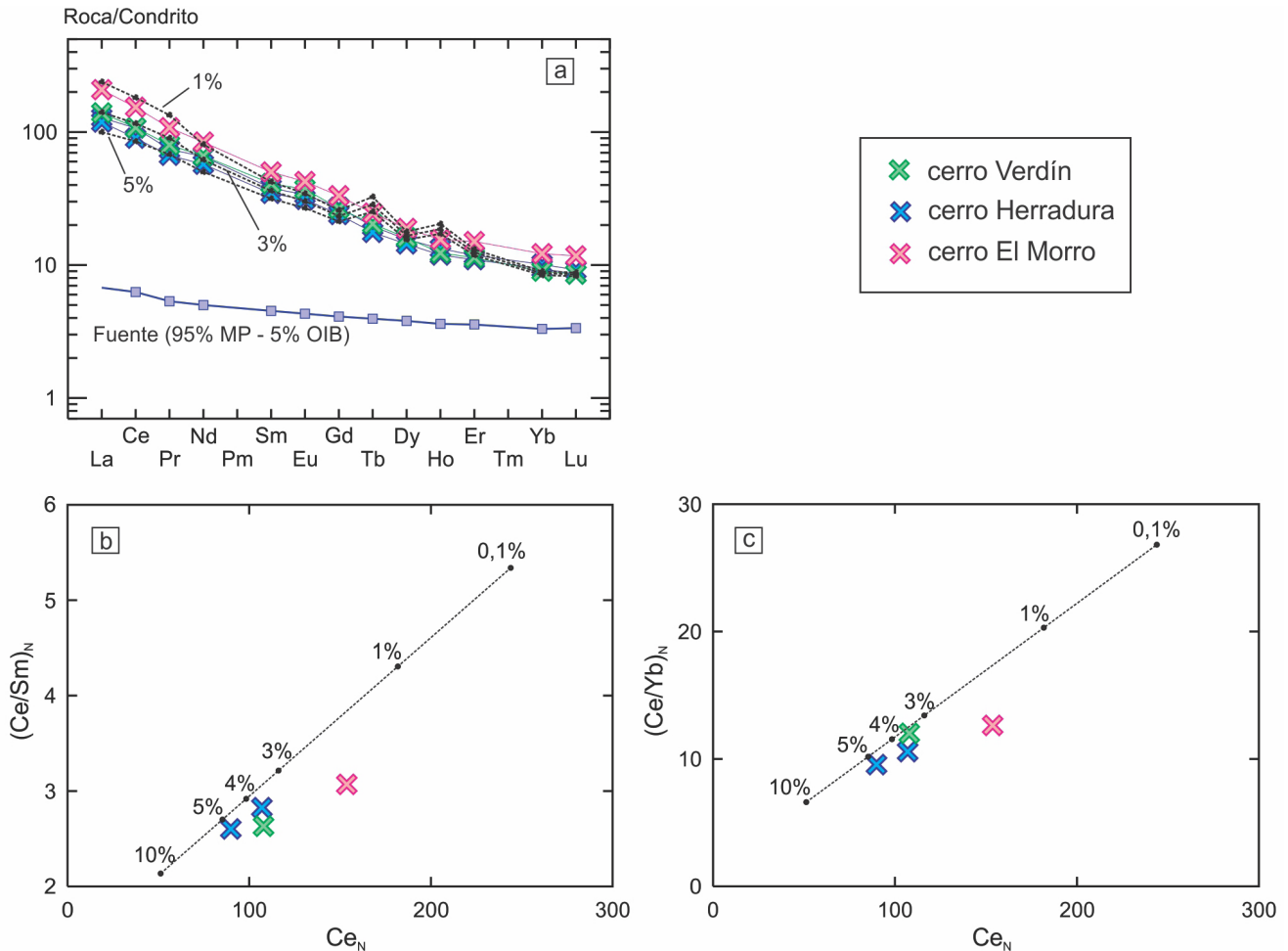


Figura 9: Diagramas geoquímicos correspondientes al modelado petrogenético de fusión parcial en equilibrio modal de los cerros Verdín, Herradura y El Morro. a) Diagrama de distribución de elementos de las tierras raras; b) Diagrama (Ce/Sm)_N vs. Ce_N (ppm); c) Diagrama (Ce/Yb)_N vs. Ce_N (ppm). La normalización corresponde al condrito C1 de Sun y McDonough (1989).

Cortado. Asimismo, se requieren análisis isotópicos de Sr - Rb - Pb para determinar si las rocas estudiadas derivan de una fuente mantélica común, y para comparar las fuentes de origen de estos basaltos con aquellas de las unidades consideradas equivalentes y con las unidades miocenas con las cuales comparten varias características geoquímicas.

El promedio de las temperaturas de equilibrio para las rocas estudiadas, a presiones variables entre 20 y 1 kbar, es de 1014°C.

El modelado petrogenético realizado para las rocas de los cerros Verdín, Herradura y El Morro permite estimar que las mismas se formaron a partir de porcentajes de fusión parcial del manto de entre 1 y 5 %, partiendo de una lherzolita con granate con una composición geoquímica equivalente a un 95 % de un manto empobrecido y un 5 % de un manto con señal de OIB.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado a través del proyecto 24/H148 de la Secretaría General de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional del Sur (SGCyT - UNS), otorgado a la Dra. Ferracutti y el proyecto PIP 112 – 201101 - 00285/12 del CONICET otorgado a E.A. Bjerg. Los autores del trabajo agradecen a los revisores anónimos, como así también a los editores Dres. Carmen Martínez Dopico y Diego Kietzmann, por sus comentarios y sugerencias, que permitieron enriquecer esta contribución.

REFERENCIAS

- Arlíc, V.I. y Massaferro, M.I. 2017. Edad y naturaleza del magmatismo básico eoceno de los alrededores de la Meseta de Canquel. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74(2): 274-282.
- Aragón, E., D'Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., Rivalenti, G., Varela, R., Spakman, W., Demartis, M., Cavarozzi, C., Aguilera, Y., Mazzucchelli, M. y Ribot, A. 2011. Tectono-magmatic response to mayor convergence changes in the North Patagonian suprasubduction system; the Paleogene subduction-transcurrent plate margin transition. *Tectonophysics* 509: 218-237. DOI: 10.1016/j.tecto.2011.06.012.
- Aragón, E., Pinotti, L., D'Eramo, F., Castro, A., Rabbia, O., Coniglio, J., Demartis, M., Hernando, I., Cavarozzi, C. y Aguilera, Y. 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. DOI: 10.1016/j.gsf.2012.12.004.
- Ardolino, A.A. 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroccidental de la Meseta de Somuncurá, provincia del Chubut. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 7-23, San Luis.
- Ardolino, A. y Franchi, M. 1993. El vulcanismo Cenozoico de la Meseta Somún Curá, Río Negro y Chubut. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 225-235, Mendoza.
- Ardolino, A.A., Busteros, A., Cucchi, R., Franchi, M., Lema, H. y Remesal, M. 1995. Cuerpos alcalinos básicos paleógenos del sur de Somun Curá (Argentina) y su marco estratigráfico. *Ameghiniana*, Publicación Especial 3: 7-22.
- Asiain, L. 2020. Petrología y geoquímica de rocas volcánicas y subvolcánicas máficas del sector occidental de la Meseta de Somuncurá. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 347 p., Bahía Blanca.
- Asiain, L., Gargiulo, M.F., Reitinger, J., Ntaflos, Th. y Bjerg, E.A. 2016. Petrografía y geoquímica de basanitas del sector oeste de la Meseta de Somuncurá, provincia de Río Negro. *Acta Geológica Lilloana* 28: 21-27.
- Asiain, L., Gargiulo, M.F., Reitinger, J., Ntaflos, Th. y Bjerg, E.A. 2017a. Petrografía y geoquímica de lavas básicas del sector noroeste de la Meseta de Somuncurá, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74: 570-582.
- Asiain, L., Gargiulo, M.F. y Bjerg, E.A. 2017b. Geoquímica de los basaltos del sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá, Provincia de Río Negro. 20º Congreso Geológico Argentino, Actas 1-4, Tucumán.
- Asiain, L., Gargiulo, M.F., Bjerg, E.A. Ntaflos, Th. y Reitinger, J. 2019. Petrología y geoquímica de traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de las Vulcanitas Corona Chico y del Complejo Volcánico Barril Niyeu, noroeste de la Meseta de Somuncurá, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 76 (1): 655-670.
- Bertels, A. 1969. Estratigrafía del límite Cretácico - Terciario en Patagonia septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24(1): 41-54.
- Bjerg, E.A., Ntaflos, Th., Kurat, G., Dobosi, G. y Labudia, C. 2005. The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts. *Journal of South American Earth Science* 18:125-145. DOI: 10.1016/j.jsames.2004.09.002.
- Bjerg, E.A., Ntaflos, Th., Thöni, M., Aliani, P. y Labudía, C. 2009. Heterogeneous lithospheric mantle beneath Northern Patagonia: Evidence from prahuaniyeu garnet- and spinel-peridotites. *Journal of Petrology* 50 (7):1267-1298. DOI: 10.1093/petrology/egp021.
- Brey, G. T. y Köhler, T. 1990. Geothermobarometry in four phase lherzolites, part II: new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31: 1353-1378.
- Camacho, H. H. 1992. Algunas consideraciones acerca de la transgresión marina paleocena en la Argentina. *Academia Nacional de Ciencias (Córdoba)*, Miscelánea 85: 1-41.
- Cande, S.C. y Leslie, R.B. 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research* 91: 471-496.
- Coira, B. 1979. Descripción geológica de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci, provincia de Río Negro. Servicio Geológico y Minero Argentino, Boletín 168: 1-94, Buenos Aires.

- Coira, B., Franchi, M. y Nullo, F. 1985. Vulcanismo terciario al oeste de Somuncura y su relación con el arco magmático de la Cordillera Norpatagónica, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, 3: 4/68-4/88, Antofagasta.
- Corbella, H. 1984. El volcanismo de la Altiplanicie del Somuncurá. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1 (10): 267-300, San Carlos de Bariloche.
- Cordenons, P. D., Remesal, M. B., Salani, F. M. y Cerredo, M. E. 2020. Temporal and spatial evolution of the Somún Curá Magmatic Province, Northern Extra-Andean Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 104. DOI: 10.1016/j.jsames.2020.102881.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. 1992. An introduction to the rock forming minerals, Second edition. Longman, 696 p., Londres.
- de Ignacio, C., López, I., Oyarzún, R. y Márquez, A. 2001. The northern Patagonia Somuncura plateau basalts: a product of slab induced, shallow asthenospheric upwelling? *Terra Nova* 13: 117-121. DOI: 10.1046/j.1365-3121.2001.00326.x.
- Droop, G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51 (361): 431-435. DOI: 10.1180/minmag.1987.051.361.10.
- Franchi, M. y Nullo, F. 1986. Las tobas de Sarmiento en el macizo de Somuncura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41 (1-2): 219-222.
- Franchi, M., Ardolino, A. y Remesal, M. 2001. Hoja Geológica 4166-III, Cona Niyeu. Provincia de Río Negro: Buenos Aires, Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 262: 1-114, Buenos Aires.
- GERM Earth reference data and models. Geochemical Earth Reference Model. <https://earthref.org/GERM/>.
- Groeber, P. 1931. El Dr. Ricardo Wichmann y su obra científica. *Physis* 10 (36): 267-278.
- Groeber, P. 1959. Supracretácico. En: Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina Estudios Geográficos GAEA 2 (2): 1-165. Buenos Aires.
- Haller, M.J., Massafiero, G.I., Alric, V.I., Navarrete, C.R. y Menegatti, N. 2020. Cenozoic intraplate magmatism of central Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 102650. DOI: 10.1016/j.jsames.2020.102650.
- Hickey, R. L., Frey, F.A., Gerlach, D. C. y López-Escobar, L. 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes (34° - 41°S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. *Journal of Geophysical Research* 91: 5963 - 5983. DOI: 10.1029/JB091iB06p05963.
- 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. DOI: 10.1186/BF03352614.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548. DOI: 10.1139/e71-055.
- Kay, S.M., Ardolino, A.A., Franchi, M. y Ramos, V.A. 1993. Origen de la meseta de Somún Curá: distribución y geoquímica de sus rocas volcánicas máficas. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 236-248, Mendoza.
- Kay, S.M., Gorrington, M.L. y Ramos, V.A. 2004. Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 556-568.
- 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: 43-77. DOI: 10.1093/petrology/egl053.
- Labudía, C.H., Bjerg, E.A. y Ntaflou, Th. 2011. Nuevas dataciones del vulcanismo del noroeste de la Meseta de Somuncurá, Argentina. 18° Congreso Geológico Argentino, Simposio Evolución tectono-magmática cenozoica del Macizo Norpatagónico, Actas CD: 356-357, Neuquén.
- Le Bas, M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen, A.L. y Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750. DOI: 10.1093/petrology/27.3.745.
- 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., Sørensen, H. y Wooley, A.R. 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, 236 p., Cambridge.
- Leanza, A. F. 1964. Los estratos con Baculites de El Caín (Río Negro-Argentina) y sus relaciones con otros términos supracretácicos argentinos. *Revista de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales Universidad Nacional de Córdoba* 25 (3-4): 93-107.
- Lema, H. y Cortés, J.M. 1987. El vulcanismo eoceno del flanco oriental de la meseta de Canquel, Chubut, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 188-191, Tucumán.
- Mazzoni, M. 1985. La Formación Sarmiento y el vulcanismo paleógeno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40 (1-2): 60-68.
- McKenzie, D. y O'Nions, R.K. 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32 (5): 1021-1091. DOI: 10.1093/petrology/32.5.1021.
- Massafiero, G.I., Haller, M.J., Dostal, J., Pecsckay, J., Prez, H., Meister, C. y Alric, V. 2014. Possible sources for monogenetic Pliocene-Quaternary basaltic volcanism in northern Patagonia. *Journal of South American Earth Science* 55: 29-42. DOI: 10.1016/j.jsames.2014.07.001.
- Menegatti, N.D., Massafiero, G.I., Fernández, M.I. y Giacosa, R.E. 2014. Geología y geoquímica de los cuerpos básicos alcalinos al sur de los lagos Musters y Colhué Huapi, cuenca del Golfo San Jorge, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71(4): 484-499.

- Menegatti, N.D., Massaferrero, G.I., Giacosa, R.E., Vargas, J.I., Turra, J.M., Olazábal, S.X., Jalil Fredes, J.N. 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.
- Middlemost, E.A.K. 1975. The basalt clan. *Earth Science Review* 11: 337-364. DOI: 10.1016/0012-8252(75)90039-2.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. y Gottardi, G. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 52 (367): 535-550. DOI: 10.1180/minmag.1988.052.367.15.
- Mullen, E.D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62: 53-62. DOI: 10.1016/0012-821X(83)90070-5.
- Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L. y Stern, C.R. 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile* 27: 177-203. DOI: 10.5027/and-geoV27n2-a03.
- Neumann, H., Mead, J. y Vitaliano, J. 1954. Trace element variation during fractional crystallization as calculated from the distribution law. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 6: 90-99. DOI: 10.1016/0016-7037(54)90018-6.
- Niu, Y. 2005. Generation and evolution of basaltic magmas: Some basic concepts and a new view on the origin of Mesozoic-Cenozoic basaltic volcanism in eastern China. *Geological Journal of China Universities* 11: 9-46.
- Ntaflos, Th., Günther, M., Labudía, C.H., Bjerg, E.A., Kurat, G. y Dingeldey, C. 2000. Isotopic and geochemical evolution of the Cenozoic basalts from Rio Negro. 31^o International Geological Congress, Abstracts Volume, Río de Janeiro, Brazil. En CD-ROM.
- Nullo, F. 1978. Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, provincia de Río Negro. *Servicio Geológico y Minero Argentino* 158: 1-88, Buenos Aires.
- Orihashi, Y., Motoki, A., Haller, M., Sumino, H., Nagao, K., Hirata, D., Mibe, K., Honda, S., Jalowitzki, T., Iwamori, H. y Anma, R. 2010. Petrogenesis of Somuncura plateau basalt in an extra back-arc province: Dehydration-induced melting of hydrous wadsleyite beneath northern Patagonia. *The Meeting of the Americas* 91 (26), Foz do Iguazu, Brasil. DOI: 10.1016/j.gca.2006.06.932.
- Pearce, J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. *Geological Association of Canada*. En: Wyman, D.A. (ed.), *Short Course Notes* 12: 79-113, St. John's, Newfoundland.
- Pearce, J.A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100: 14 - 48. DOI: 10.1016/j.lithos.2007.06.016.
- Pouchou, J. y Pichoir, F. 1991. Quantitative analysis of homogeneous or stratified microvolumes applying the model "PAP". En: Heinrich, K.F.J., Newbury, D.E. (eds.), *Electron Probe Quantitation*: 31-75, Boston. DOI: 10.1007/978-1-4899-2617-3_4.
- Powell, M. y Powell, R. 1974. An olivine-clinopyroxene geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 48: 249-263.
- Ramos, V. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. *Instituto de Geología y Recursos Minerales. Geología Argentina, Anales* 29(3): 41-96.
- Remesal, M.B. y Parica, C.A. 1989. Caracterización geoquímica e isotópica de basaltos del sector noreste de la Meseta de Somuncurá. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 353-363.
- Remesal, M.B., Salani, F.M., Franchi, M. y Ardolino, A.A. 2001. Hoja Geológica N° 4169-IV Maquinchao, provincia de Río Negro. *Servicio Geológico y Minero Argentino, Boletín* 372: 1-79, Buenos Aires.
- Remesal, M.B., Cerrado, M.E., Salani, F.M. 2011. Un modelo alternativo para la génesis de la provincia magmática Somún Curá. 18^o Congreso Geológico Argentino, 364-365, Neuquén.
- Remesal, M.B., Salani, F.M. y Cerrado, M.E. 2012. Petrología del complejo volcánico Barril Niyeu (Mioceno inferior), Patagonia Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 29 (2): 463-477.
- Remesal, M.B., Cerrado, M.E., Cordenons, P.D. y Albite, J.M. 2019. The volcanic association of Las Lomas area, Corona Chico Volcanites. Somún Curá Magmatism. Río Negro province, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 21 (2): 179-194.
- Riccardi, A. C. 1975. Eubaculites Spath (Ammonoidea) del Cretácico superior de Argentina. *Ameghiniana* 11(4): 379-399.
- Riccardi, A. C. 1980. Presencia de epizoos en un amonoideo heteromorfo del Maastrichtiano de Argentina: una inferencia paleoautoecológica. *Ameghiniana* 17(1):11-14.
- Rollinson, H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, 352 p., New York.
- Shaw, D.M. 1970. Trace element fractionation during anataxis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34 (2): 237-243. DOI: 10.1016/0016-7037(70)90009-8.
- Simpson, G. G. 1941. The Eogene of Patagonia. *American Museum Novitates* 1120: 1-15.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the Central Andean region. *Journal of South American Earth Science* 11 (3): 211-215. DOI: 10.1016/S0895-9811(98)00012-1.
- Stipanovic, P. y Methol, E. 1972. Macizo de Somún Curá. *Academia Nacional de Ciencias. Geología Regional Argentina*: 581-600, Córdoba.
- Streckeisen, A.L. 1978. Classification and nomenclature of volcanic rocks lamprophytes, carbonatites and melilitic rocks. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen* 141: 1-14. DOI :10.1130/0091-7613(1979)7<331:CANOVR>2.0.CO;2.

- Sun, S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. Geological Society Special Publications 42: 313 - 345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Taylor, S.R. y McLennan, S.M. 2008. Planetary Crusts. Their composition, origin and evolution. Cambridge University Press, 378 p., Cambridge. DOI: 10.1017/CBO9780511575358.
- Weaver, B. L. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. Earth and Planetary Science Letters 104: 381-397. DOI: 10.1016/0012-821X(91)90217-6.
- Weaver, C. 1927. The Roca Formation in Argentina. American Journal of Science 13 (5): 417-434, New Haven.
- Whitney, D.L. y Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95: 185-187. DOI: 10.2138/am.2010.3371.
- Wilson, M. 1989. Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach. Academic-Division of Unwin Hyman Ltd, 466 pp., London.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1976. Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth and Planetary Science 2 8(3): 459-169. DOI: 10.1016/0012-821X(76)90207-7.
- Windhausen, A. 1931. Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino En: Peuser J. (ed.), Geología Argentina. 2da parte, 645 p., Buenos Aires.