

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL MAGMATISMO CRETÁCICO SUPERIOR-EOCENO EN EL ÁREA DE PICHAIHUE, PROVINCIA DE NEUQUÉN

M. Paula MATEO FERNÁNDEZ CASO¹, Daniel G. MONTERO^{2,3}, Pablo R. LEAL^{1,4} y Victor A. RAMOS^{2,4}

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

E-mails: mariapaulamateo@yahoo.com.ar; leal@gl.fcen.uba.ar

² Laboratorio de Tectónica Andina, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. E-mails: daniel.montero@ypf.com; andes@gl.fcen.uba.ar

³ YPF S.A.

⁴ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

RESUMEN

Hacia fines del Mesozoico, en el sector noroeste de la provincia de Neuquén se desarrolló un magmatismo asociado a la evolución y migración del arco andino desde los 36°40' hasta los 38°20' de latitud sur. En base a estudios petrológicos, se caracterizaron facies hipabisales y extrusivas que afloran en el área de Pichaihue. Las primeras están compuestas por andesitas que se emplazan como lacolitos, diques o filones capa intruyendo las secuencias sedimentarias mesozoicas. También se reconocen afloramientos de basaltos. Las facies extrusivas están constituidas principalmente por coladas brechosas, coladas masivas y pequeños domos. La geoquímica evidencia una impronta calcoalcalina, de arco volcánico, con una corteza de espesor normal y patrones de elementos traza que sugieren una misma fuente. Dentro del marco regional, se pueden distinguir tres grupos: los diques del cerro Mocho con alto contenido en Ti y mayor relación Sm/Yb, magmatismo cretácico superior-paleoceno al que pertenecen las facies extrusivas (Andesita Rivera) y un evento eoceno al cual corresponden las facies hipabisales (Diques de Colipilli). Por último, la presencia de estas rocas en este segmento de los Andes evidencia una importante migración hacia el este del arco volcánico cretácico superior-eoceno indicando su posición más oriental.

Palabras clave: *Colipilli, Cayanta, magmatismo terciario, cuenca Neuquina.*

ABSTRACT

Petrography and geochemistry of Upper Cretaceous-Eocene magmatism in the Pichaihue area, Neuquén Province.

Magmatism related to the growth and migration of the Andean arc was developed from the 36°40'S to the 38°20'S latitude, in the northwestern sector of the Neuquén Province, by the end of the Mesozoic. Hypabyssal and extrusive facies, which outcrop in the Pichaihue area, were described based on petrologic studies. The first ones are composed of andesites that are emplaced as lacoliths, dikes or sills intruding the Mesozoic sedimentary sequences. In addition, basalts outcrops were recognized. The extrusive facies consist of breccia or massive lavas and little domes. The geochemistry reveals an arc-like calc-alkaline signature with a normal crust and trace-element patterns which suggest a similar source. Based on regional knowledge, three groups are proposed: Cerro Mocho dikes with Ti anomalies and higher Sm/Yb; extrusive facies of the Upper Cretaceous-Paleocene (Rivera Andesite); and the hypabyssal facies of the Eocene (Colipilli Dikes). Finally, the occurrences of these rocks in this segment of the Andes indicate an important shift to the East of the Upper Cretaceous-Eocene volcanic arc that reveals its easternmost position.

Keywords: *Colipilli, Cayanta, Tertiary magmatism, Neuquén basin.*

INTRODUCCIÓN

Hacia fines del Mesozoico, durante el comienzo del ciclo ándico, en el sector noroeste de la provincia de Neuquén se desarrolló un importante magmatismo de arco. El mismo se extiende desde los 36°

40' hasta los 38°20' de latitud sur en una faja de orientación norte-sur (Fig. 1). La importancia de este magmatismo reside en que representa el único remanente de la actividad ígnea relacionada a los primeros estadios del arco cretácico-paleógeno. Durante este período, la distribución

geográfica de sus afloramientos y de sus edades evidencia una migración hacia el este del mismo al sur del lineamiento Cortaderas (Ramos y Folguera 2005, Ramos y Kay 2006). Cabe destacar que inicialmente este magmatismo fue definido por Groeber (1946) como Mollelitense;

basamento permo-triásico (Grupo Choyoi) ni de las unidades que integran la base de dicha cuenca (grupos pre-Cuyo, Cuyo y Lotena). Las unidades más antiguas de la columna estratigráfica son las formaciones Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio, correspondientes al Grupo Mendoza. Les sigue el Grupo Bajada del Agrio con sus formaciones Huitrín y Rayoso. Rellenando el sinclinal de Colipilli se encuentra el Grupo Naunauco (Zamora Valcarce 2007) compuesto por facies ígneas extrusivas e intrusivas. Por encima, se disponen delgados bancos de calizas con estromatolitos, areniscas y tobas denominados recientemente como Caliza Pichaihue, perteneciente al Grupo Malargüe (Aguirre Urreta *et al.* 2008, 2011). Intruyendo a toda la secuencia se encuentran remanentes de la actividad magmática eocena que Zamora Valcarce (2007) denominó Diques de Colipilli. Hacia el norte de la zona de estudio se reconocen depósitos sinorogénicos del Conglomerado Tralalhué de edad correspondiente al Mioceno medio. La columna se completa con una cubierta cuaternaria constituida por depósitos aluviales y coluviales.

Respecto a la actividad magmática sobreimpuesta a las secuencias sedimentarias, las rocas ígneas presentes en el área de estudio fueron descritas inicialmente por Llambías y Malvicini (1978). Según estos autores, se trata de cuerpos subvolcánicos de andesitas anfibólicas principalmente, con formas de lacolitos, diques y filones capas. También reconocieron facies extrusivas compuestas por una secuencia de brechas y aglomerados volcánicos asociados a depósitos de flujos piroclásticos y coladas andesíticas. Se denominó Formación Colipilli a los cuerpos subvolcánicos (Llambías y Rapela 1987, 1989) y Formación Cayanta a las facies extrusivas, cuya localidad tipo se definió al norte del área de estudio en los alrededores de Andacollo (Rapela y Llambías 1985). Sus afloramientos se extienden en el sector interno de la faja plegada y corrida del Agrio, formando parte de la provincia volcánica neuquino-mendocina (Llambías y Rapela 1987) (Fig. 1). Haciendo

MESOZOICO	JURÁSICO SUPERIOR	GRUPO MENDOZA	INFERIOR	CRETÁCICO	GRUPO B. DEL AGRIO	SUPERIOR	Gr. NAUNAUCO	PALEOC. EOC.	PALEÓGENO	NEÓGENO	CUATERNARIO	PLEISTOC. HOLOC.	Depósitos aluviales y coluviales	Gravas, arenas y arcillas	
													Conglomerado Tralalhué	Conglomerados, areniscas y limolitas (continental)	
	MESOZOICO	JURÁSICO SUPERIOR	GRUPO MENDOZA	INFERIOR	CRETÁCICO	GRUPO B. DEL AGRIO	SUPERIOR	Gr. NAUNAUCO	PALEOC. EOC.	PALEÓGENO	NEÓGENO	CUATERNARIO	PLEISTOC. HOLOC.	Diques de Colipilli	Andesitas hornblendíferas
														Grupo Malargüe	Calizas (marino)
														Formación Colipilli	Andesitas hornblendíferas
														Andesita Rivera	Andesitas anfibólicas y brechas autoclásticas
														Formación Rayoso	Conglomerados, areniscas, limolitas, arcillitas, fangolitas y evaporitas (continental)
														Formación Huitrín	Areniscas, calizas, limolitas y evaporitas (mixto)
														Formación Agrio	Areniscas, pelitas, calizas y coquinas (continental y marino)
														Formación Mulichinco	Conglomerados, areniscas, limolitas y coquinas (mixto)
Formación Vaca Muerta	Pelitas, margas y calizas (marino)														

Figura 2: Cuadro estratigráfico del área de estudio (modificado de Leanza *et al.* 2005 y Zamora Valcarce 2007).

referencia a la geoquímica, Llambías y Rapela (1989) propusieron que estas rocas serían el resultado de un arco volcánico desarrollado en el margen de la corteza continental. Zamora Valcarce *et al.* (2006) estudiaron la evolución estructural y el magmatismo que caracterizan a la faja plegada y corrida del Agrio identificando, además de las facies anteriormente descritas, diques de basaltos alcalinos de rumbo E-O en la región del cerro Mochó (Fig. 1) con afinidad mantélica y un patrón transicional entre basaltos de arco y MORBs según resultados de análisis químicos. Franchini *et al.* (2003), por su parte, trabajaron principalmente en las rocas ígneas presentes en la zona del cerro Nevazón al norte del área de estudio (Fig. 1). Encontraron *stocks* de composiciones modales que varían desde gabros hasta dioritas cuarcíferas, predominando rocas dioríticas y facies subvolcánicas de diques y filones capa con composiciones similares. Análisis químicos les permitieron con-

cluir que se trata de un magmatismo de margen continental con fusión de una fuente mantélica contaminada con fluidos de la litósfera oceánica subducida. En el área de Butalón, al sur de la localidad de Varvarcó (Fig. 1), Casé *et al.* (2008) caracterizaron petrológicamente los plutones y diques de la Granodiorita Varvarcó y de la Tonalita Butalón. Se trata de rocas calcoalcalinas con composiciones desde cuarzo-dioritas a granodioritas formadas en un margen continental activo y con alta fugacidad de oxígeno.

La figura 4 muestra la correlación de edades entre los distintos afloramientos, su nomenclatura y localidad de estudio, según los distintos autores mencionados. Llambías y Rapela (1989) a partir de datos radimétricos en una colada de la Formación Cayanta y lacolitos de la Formación Colipilli (Las Mellizas al oeste del cerro Picú, cerro del Diablo, cerro Caicayén - Fig. 1), obtuvieron una edad eocena media (Fig. 4). Franchini *et al.* (2003), ba-

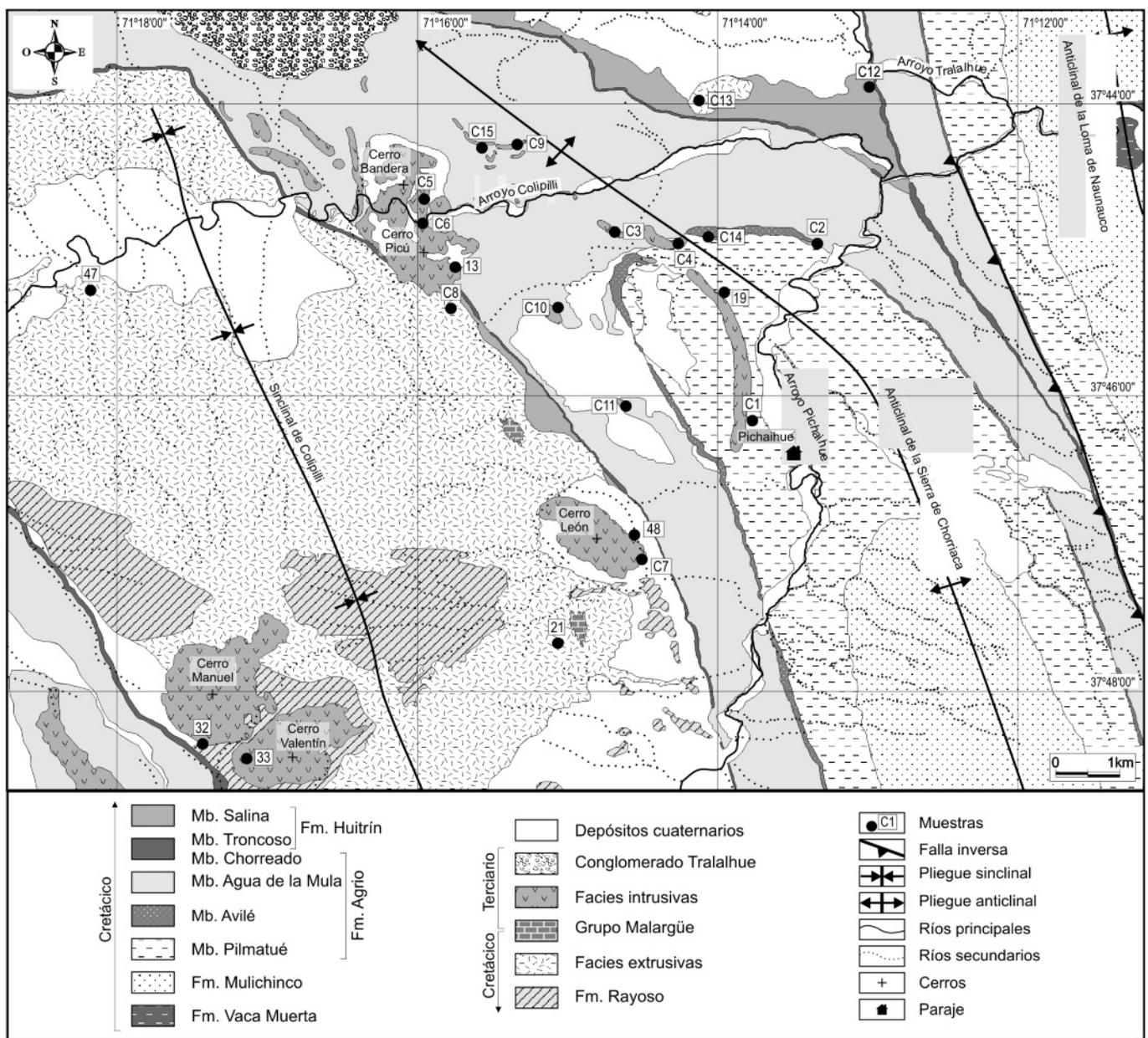


Figura 3: Mapa geológico del área de estudio modificado de Montero (2007) y Mateo Fernández Caso (2011). Se destacan los afloramientos de las rocas ígneas estudiadas y las localidades de donde se recogieron las muestras del presente trabajo. Véase ubicación en la figura 1.

sándose en las edades radimétricas disponibles para el magmatismo de la región y análisis propios en rocas del cerro Nevazón y Campana Mahuida, agruparon las rocas ígneas en tres ciclos magmáticos diferentes: Cretácico Superior, Paleoceno y Eoceno medio (Fig. 4). Kay *et al.* (2006), a partir de sus estudios sobre el magmatismo en cuenca Neuquina comprendido entre el Cretácico Superior y el Holoceno, presentaron nuevos análisis químicos y edades radimétricas que complementan

lo propuesto anteriormente (Fig. 4). Por su parte, Zamora Valcarce *et al.* (2006) obtuvieron edades correspondientes al Cretácico Superior (Maastriachiano) para un grupo de rocas en los alrededores de las localidades de Colipilli y Naunauco, y una edad eocena para diques andesíticos en la misma área, implicando dos eventos distintos o un solo ciclo de gran extensión en el tiempo. También encontraron que los diques en cerro Mocho presentan una edad cretácica media agregando otro even-

to magmático a los previamente propuestos. En su tesis de doctorado, Zamora Valcarce (2007) propuso denominar Grupo Naunauco a las Formaciones Cayanta y Colipilli de edad cretácica superior excluyendo los diques eocenos, y Basalto Cerro Mocho a los diques que se encuentran en los alrededores del cerro homónimo y otros diques subparalelos del área (Fig. 4). Por último, en el área de Pichaihue, Aguirre Urreta *et al.* (2011) dataron tobas volcánicas intercaladas en los de-

Edad	Llambías y Rapela (1989)		Franchini <i>et al.</i> (2003)		Kay <i>et al.</i> (2006)		Zamora Valcarce <i>et al.</i> (2006)		Zamora Valcarce (2007)		Casé <i>et al.</i> (2008)		Este trabajo														
	Unidad	Localidad	Evento	Localidad	Unidad	Localidad	Unidad	Localidad	Unidad	Localidad	Unidad	Localidad	Unidad	Localidad													
Eoceno	Formación Cayanta (39 K/Ar)	Colipilli	Eoceno medio	Cerro Caicayén (45 K/Ar)	Grupo Caicayén (50-45)	Cerro Caicayén	Cerro Mayal (40 Ar/Ar)																				
	Formación Colipilli (50-45 K/Ar)														Colipilli (50-48 K/Ar)	Cerro Bayo de la Esperanza (50 K/Ar)											
																		Fm. Cayanta (56-50 Ar/Ar)	Cordillera del Viento								
																				Diques de Colipilli (56 Ar/Ar)	Colipilli	Diques de Colipilli (56 Ar/Ar)	Pichaihue			Tonalita Butalón	Butalón
Paleoceno			Paleoceno	Cerro Nevazón (60-56 K/Ar)																							
	GRUPO MALARGÜE																										
Cretácico Superior			Cretácico Superior	Varvarcó (65 K/Ar) / Los Maitenes-El Salvaje (67 K/Ar) / Campana Mahuida (74-61 K/Ar)		Varvarcó / Fm. Pelán (75-66 Ar/Ar)	Grupo Colipilli (73-66 Ar/Ar)	Colipilli Cerro Naunauco	Grupo Naunauco	Fm. Colipilli (66 Ar/Ar)	Pichaihue Cerro Naunauco		Granodiorita Varvarcó (65 Ar/Ar)	Butalón													
										Fm. Cayanta (73 Ar/Ar)					Andesita Rivera (facies extrusivas)	Pichaihue											
Cretácico Medio							Grupo Cerro Mocho (102-92 Ar/Ar)	Cerro Mocho		Basalto Cerro Mocho (102-92 Ar/Ar)	Cerro Mocho																

Figura 4: Esquema de correlación estratigráfica del magmatismo andino. Basado en lo propuesto por Llambías y Rapela (1989), Franchini *et al.* (2003), Kay *et al.* (2006), Zamora Valcarce *et al.* (2006) y Zamora Valcarce (2007). Edades en millones de años.

ósitos de la Caliza Pichaihue (Grupo Malargüe) obteniendo una edad correspondiente al Maastrichiano ($64,3 \pm 0,9$ Ma, U-Pb SHRIMP). A partir de esto, correlacionaron dichas tobas con el volcanismo de arco del Cretácico Superior que previamente había dado lugar a las facies extrusivas que se encuentran por debajo del Grupo Malargüe. En cuanto a la secuencia de los eventos ígneos, el área de estudio adquiere particular importancia por la clara relación estratigráfica entre las facies extrusivas y el Grupo Malargüe. Como destacó Zamora Valcarce (2007), en el flanco oriental del

sinclinal de Colipilli se encuentran remanentes de este grupo representados por calizas con niveles de tobas que suprayacen a dicho volcanismo. Dado que el Grupo Malargüe corresponde al Cretácico Superior-Paleoceno y que las facies extrusivas se encuentran por debajo de este grupo, estas últimas se asignan al Cretácico Superior coincidiendo con la edad Ar/Ar obtenida por Zamora Valcarce (2007). No obstante, si bien este autor propuso denominar estas facies como Formación Cayanta, con el fin de preservar este nombre para el evento magmático eoceno, definido por Rapela y Llambías (1985) en

su localidad tipo, en este trabajo se propone denominar Andesita Rivera a las facies extrusivas del Cretácico Superior (Fig. 4).

PETROGRAFÍA

Para caracterizar a las rocas ígneas del área de estudio se realizaron tres campañas en las cuales se relevaron y describieron cada uno de los afloramientos (Fig. 3). A partir de las variaciones macroscópicas y del estado de alteración de cada uno, se seleccionaron 18 muestras representativas, tres correspondientes a las facies extrusivas y 15 a las facies hipabis-

les. Las facies extrusivas (rellenando bajos topográficos) ocupan una superficie mayor que las hipabisales, las cuales conforman relieves positivos en medio de las secuencias sedimentarias mesozoicas. A continuación se describen las características distintivas de cada una y sus variaciones dentro de la comarca.

Las facies extrusivas están constituidas principalmente por coladas brechosas, coladas masivas, pequeños domos con relieve positivo y, en menor medida, hacia los niveles superiores aparecen intercalados con las coladas delgados niveles piroclásticos. Como se observa en la figura 3, sus afloramientos se concentran en el sector occidental del área de estudio, rellenando la depresión del sinclinal de Colipilli, y se disponen en discordancia angular sobre las sedimentitas de la formaciones Huitrín y Rayoso.

Macroscópicamente, las coladas brechosas son de colores grisáceos con tonalidades rojizas o verdosas y están compuestas por fragmentos líticos (60-70 % en volumen) inmersos en una matriz con alto grado de alteración. Los clastos son de variados colores y de formas irregulares con un tamaño promedio de diez centímetros. En algunos casos, se reconocen bombas volcánicas que alcanzan un metro y medio de largo. Las coladas están representadas por rocas volcánicas de color gris oscuro y textura porfírica en las que se observa un 70 % de fenocristales y un 30 % de pasta. Entre los primeros se destacan cristales de plagioclasa, anfíbol (que alcanzan los seis milímetros de tamaño) y piroxeno.

En cuanto a la caracterización microscópica, son rocas de textura principalmente seriada (Fig. 5a, b y c) con cristales de plagioclasa (60-70 %), augita (15-20 %), lamprobolita (0-13 %), hornblenda (0-10 %), minerales opacos (5-10 %) y cuarzo en cantidades accesorias. La plagioclasa se presenta con hábitos tabulares, maclado polisintético, marcada zonalidad y moderada alteración a arcillas y carbonatos. Varía desde 0,2 hasta 2,4 milímetros de tamaño. Su composición, a partir del método de Michel-Levy, es de tipo labra-

dorítica (An_{55}). La augita se encuentra como cristales de formas subhedrales y hábito prismático corto, con macla diagonal. Las secciones basales son de aproximadamente 0,3 mm y las prismáticas de 0,8 milímetros. La lamprobolita es subhedral, con hábito prismático largo (5 mm) y marcado pleocroismo del amarillo al rojo (Fig. 5c). Algunos individuos muestran un reborde de minerales opacos y alteración a filosilicatos. La hornblenda es subhedral, con hábito prismático largo y pleocroismo del castaño rojizo al verde claro. Alcanza tamaños de dos milímetros. Los minerales opacos se encuentran con formas subhedrales, hábito equidimensional y un tamaño promedio de 0,4 milímetros. De acuerdo con la composición mineralógica y los porcentajes totales estimados, las rocas varían desde andesitas a basaltos (campo 10) según Streckeisen (1979).

Las facies hipabisales se emplazan como lacolitos, diques o filones capa, los cuales se concentran en el sector occidental del área de estudio. Constituyen resaltes topográficos cuya altura varía desde decenas de metros hasta alcanzar los 1.400 m s.n.m. en el cerro Bandera (Fig. 3). Predominan diques sin dirección preferencial, de varios metros de espesor y longitudes que alcanzan los tres kilómetros antes de desaparecer bajo la cubierta sedimentaria. Conforme aumenta su tamaño, se descubren geometrías curvas que sugieren una leve deformación sobreimpuesta.

Estas volcanitas presentan colores grises con tonalidades verdosas y textura porfírica. Se reconocen fenocristales de plagioclasa, hornblenda y, en algunas muestras, piroxeno. Ocasionalmente se encuentran rocas con pequeñas cavidades rellenas con agregados radiales de zeolitas (Mateo Fernández Caso *et al.* 2010).

Microscópicamente, son rocas holocristalinas de textura porfírica con 40-70 % de fenocristales de plagioclasa y hornblenda inmersos en una pasta compuesta por plagioclasa, minerales opacos y piroxeno (Fig. 5d y e). La plagioclasa (30-80 % de los fenocristales) se presenta con hábito tabular, maclado polisintético y tamaños que varían entre 0,3 y 1,2 milíme-

tros. A partir del método de Michel-Levy, se determina una composición entre andesina y labradorita (An_{50-66}). La hornblenda (30-12 % de los fenocristales) es de hábito prismático largo de hasta 2,8 milímetros, con pleocroismo del verde claro al verde oscuro. Poseen alteración parcial a biotita, filosilicatos ferromagnesianos (esmectitas?), carbonatos y/o minerales opacos. En algunas muestras se reconocen fenocristales de augita en una proporción de 10-20 %, con formas subhedrales que no superan el milímetro de largo. Presentan frecuentes maclas diagonales (Fig. 5f) y moderada alteración a filosilicatos ferromagnesianos (esmectitas?), carbonatos, minerales opacos y/o biotita. También se observan minerales opacos (3-5 % de los fenocristales) con formas subhedrales, hábito equidimensional y un tamaño promedio de 0,2 milímetros. La pasta presenta textura afieltrada compuesta por plagioclasa, piroxeno y minerales opacos. De acuerdo con la composición mineralógica y los porcentajes totales estimados, las rocas corresponden a andesitas (campo 10) según Streckeisen (1979). Sólo dos afloramientos en el sector central del área de estudio presentan características diferentes. Se trata de rocas holocristalinas de textura porfírica con 40 % de fenocristales de olivina, plagioclasa, augita y minerales opacos (Fig. 5g). La olivina (35-50 % de los fenocristales) se reconoce con tendencia anhedral y hábito equidimensional (0,8 mm). La plagioclasa (30-35 % de los fenocristales) presenta similares características a la descrita anteriormente. La augita (25-15 % de los fenocristales) se encuentra con formas subhedrales y hábito prismático corto (0,4 mm) con un tenue pleocroismo verdoso. Los minerales opacos (10 % de los fenocristales) se encuentran distribuidos en toda la roca con formas subhedrales, hábito equidimensional y un tamaño promedio de 0,1 milímetros. La pasta, compuesta por plagioclasa, olivina, piroxeno y minerales opacos, presenta textura intergranular. De acuerdo con la composición mineralógica y los porcentajes totales estimados, la roca corresponde a

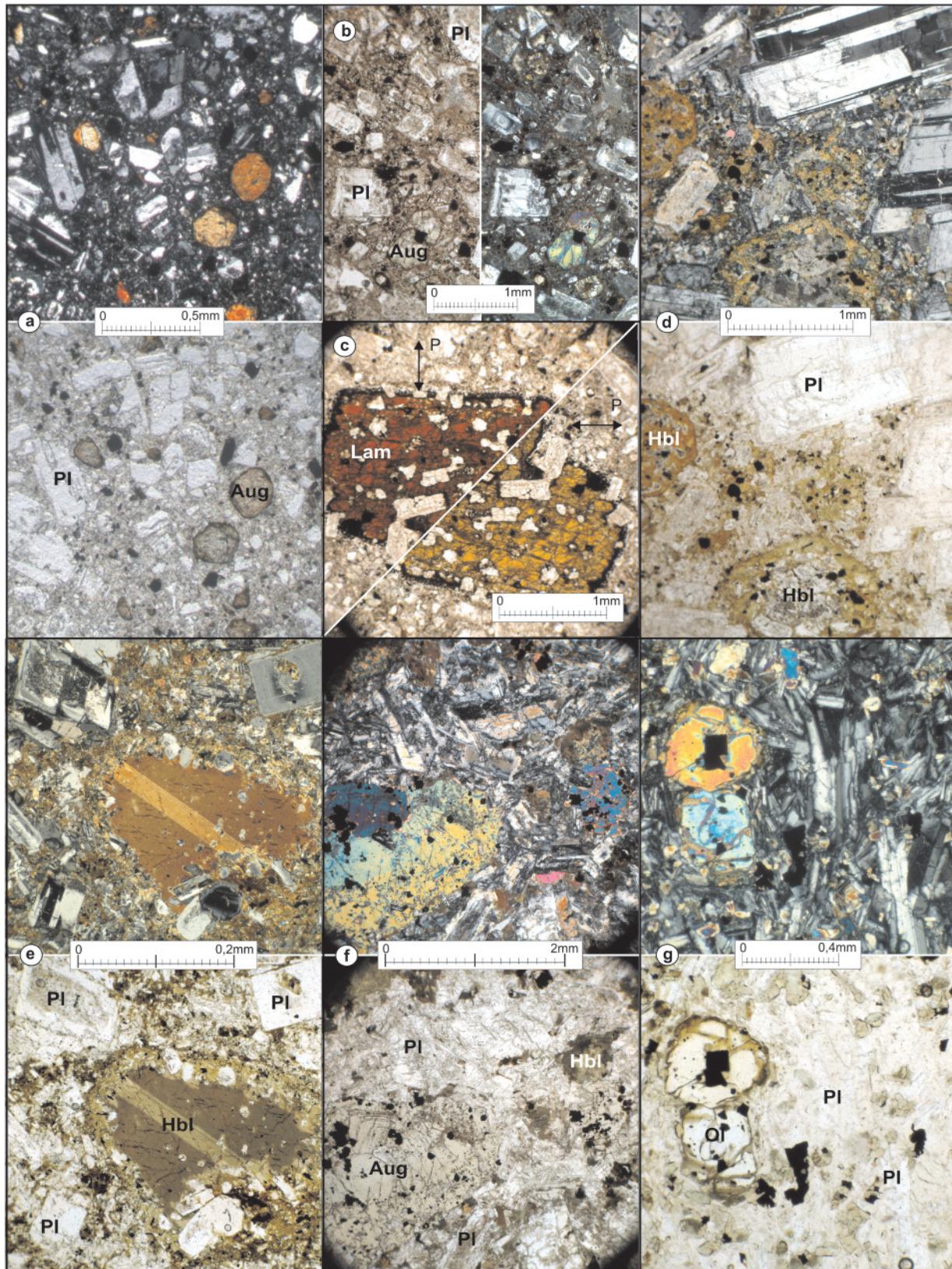


Figura 5: Fotografías de cortes delgados bajo el microscopio de polarización: a) Andesita porfírica con plagioclasa y augita; b, c) basalto seriado con cristales de lamprobolita; d, e) andesita porfírica con fenocristales de plagioclasa y hornblenda; f) andesita seriada con cristales de plagioclasa, hornblenda y augita; g) basaltos porfíricos con fenocristales de plagioclasa y olivina. Las abreviaciones de los distintos minerales siguen la norma internacional propuesta por Kretz (1983).

un basalto (campo 10) según Streckeisen (1979).

GEOQUÍMICA

De la composición química de 12 muestras se obtuvo la caracterización geoquímica del volcanismo presente en el área de estudio (Cuadro 1). Los análisis fueron realizados en los laboratorios Actlabs (Canadá). La concentración de cada elemento se determinó mediante la combinación de espectrometría de emisión de plasma (ICP) y espectrometría de masa (MS). Se compararon los valores obtenidos con aquellos de áreas vecinas presentados por Llambías y Malvicini (1978), Llambías y Rapela (1989), Marino (1999), Franchini *et al.* (2000, 2003), Zamora Valcarce *et al.* (2006), Kay *et al.* (2006) y Casé *et al.* (2008).

Elementos mayoritarios

A partir de la composición química de las rocas analizadas, se utilizó el diagrama TAS (Fig. 6a) para clasificar rocas volcánicas (Le Maitre 1989) y la curva de Irvine y Baragar (1971) para separar series de rocas. Visto que la gran mayoría de las muestras presentan concentraciones de LOI por encima del 2 %, sólo se grafican tres de ellas. Las mismas se ubican en el campo de las rocas subalcalinas. En cuanto a la clasificación, las facies hipabisales se restringen a los campos de las andesitas y las dacitas, mientras que la muestra correspondiente a las facies extrusivas se ubica en el campo de las traquiandesitas basálticas.

Elementos minoritarios

Dado el estado de alteración, los elementos traza adquieren particular importancia para la clasificación de estas rocas y para la caracterización del marco tectónico en que las mismas fueron formadas. Se utilizó el diagrama de Winchester y Floyd (1977) que grafica la relación Zr/TiO_2 en función de Nb/Y (Fig. 6b). Éste evidencia que las muestras de facies hipabisales corresponden a los campos de andesitas y riodacitas/dacitas mientras que

las muestras de facies extrusivas se ubican en el campo de las riodacitas/dacitas. Estos resultados demuestran que las características observadas en el diagrama TAS respecto a la alcalinidad de las muestras estudiadas son atribuibles a la presencia de minerales secundarios del grupo de las arcillas cuyo contenido de álcalis las desplaza hacia campos más alcalinos con composiciones traquíticas.

El diagrama de Wood (1980), utilizado como discriminador tectónico, divide el área en cuatro campos correspondientes a distintos tipos de basaltos (Fig. 6c). Al graficar las rocas ígneas de la región, se observa que la gran mayoría corresponde al campo de los basaltos de arco volcánico. A partir de la relación Hf/Th se distingue que se trata de rocas calcoalcalinas ($Hf/Th < 3$) en contraposición a las tholeitas de arcos de islas ($Hf/Th > 3$). Además, se graficaron muestras correspondientes a localidades vecinas obteniéndose que la gran mayoría también corresponde a rocas calcoalcalinas.

El diagrama de Hildreth y Moorbath (1988), el cual ilustra la relación entre patrones de tierras raras y espesor de la corteza (Fig. 6d), evidencia bajas relaciones Sm/Yb para las muestras estudiadas lo que podría estar indicando la ausencia de granate en la fuente en contraposición al fraccionamiento de piroxenos y anfíboles. Esto a su vez estaría directamente relacionado al espesor de la corteza sugiriendo que la misma presenta un espesor normal. También se graficaron las muestras de localidades vecinas con el fin de comparar el magmatismo del área de estudio con las mismas. Lo que se observa es una diferenciación producto de diferencias en la relación Sm/Yb entre las rocas del cerro Mocho y el resto de las localidades.

Al analizar el diagrama multielemental (Fig. 6e) de las rocas estudiadas normalizadas a un MORB (Kelemn *et al.* 2004), se observa que todas las muestras presentan un patrón similar sugiriendo la existencia de una relación genética entre ellas. Este patrón muestra un empobrecimiento en Nb y Ta y un enriquecimiento

en Sr, K, Ba, Th y Sm coincidiendo con lo esperado para rocas calcoalcalinas de arco (Pearce 1982, Cabanis y Lecolle 1989). En cuanto a las tierras raras, se encuentran levemente enriquecidas en los elementos livianos respecto a los pesados por tratarse de basaltos y andesitas. También, este enriquecimiento en tierras raras livianas podría deberse a contaminación cortical. A su vez, las tierras raras pesadas presentan un patrón subhorizontal, sugiriendo una corteza continental poco engrosada.

Con el objetivo de encontrar patrones que permitan diferenciar los distintos eventos magmáticos presentes en la región, se realizaron numerosos diagramas para establecer improntas particulares de cada uno. Con este fin, el que resultó particularmente eficiente fue el diagrama bivariado Ti versus Zr (Fig. 6f) en el cual las rocas correspondientes al magmatismo del cerro Mocho presentan un mayor contenido en Ti que el resto de las localidades. A su vez, también se observa que las rocas de edad eocena muestran bajas concentraciones tanto de Ti como Zr, característico en rocas calcoalcalinas, mientras que las muestras del Cretácico Superior-Paleoceno presentan un mayor rango en el contenido de Zr.

DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

A partir de las relaciones estratigráficas observadas en el campo, se reconoce que las facies extrusivas se encuentran por debajo de las calizas correspondientes al Grupo Malargüe. Según las edades presentadas por Zamora Valcarce *et al.* (2006) y Zamora Valcarce (2007), estas facies indican una edad cretácica superior. Como se mencionó anteriormente, se propone denominar a esta unidad como Andesita Rivera (Fig. 4) en contraposición a la Formación Cayanta de Zamora Valcarce (2007), debido a que su localidad tipo presenta una edad eocena mientras que los afloramientos del área de estudio son previos al Grupo Malargüe. Por otro lado, las facies hipabisales se correlacionan con

CUADRO 1: Composición química de elementos mayoritarios y minoritarios de muestras representativas del magmatismo del área de Pichaihue.

Coordenadas	Facies hipabisales DIQUES DE COLIPILLI									Facies extrusivas ANDESITA RIVERA		
	70°15'19"	70°15'02"	70°14'34'	70°12'55"	70°15'45"	70°13'59"	70°15'05"	70°17'31"	70°17'14"	70°14'05"	70°18'17"	70°14'27"
	37°44'18"	37°45'25"	37°46'05"	37°43'55"	37°45'07"	37°45'19"	37°47'38"	37°48'17"	37°48'23"	37°44'00"	37°45'40"	37°46'60"
% en peso	C9	C10	C11	C12	PI-13	PI-19	PI-21	PI-32	PI-33	C13	PI-47	PI-48
SiO ₂	51,42	47,5	46,33	52,5	56,01	54,78	56,13	63,35	62,81	51,58	51,86	56,09
Al ₂ O ₃	18,23	15,62	15,73	18,91	17,72	17,66	17,12	16,96	17,13	16,04	19,2	18,72
Fe ₂ O ₃₍₁₎	7,32	8,57	9,2	8,93	6,71	6,42	6,64	4,66	4,16	6,71	7,16	6,75
MnO	0,111	0,179	0,167	0,154	0,267	0,129	0,158	0,09	0,039	0,238	0,158	0,092
MgO	4,26	9,11	8,72	2,83	2,8	1,51	1,71	2,47	2,63	1,82	2,51	2,47
CaO	8,59	9,55	9,37	7,73	6,82	8,91	7,38	4,73	3,81	10,79	8,55	6,83
Na ₂ O	5,3	2,67	2,88	3,96	3,82	3,55	3,38	4,4	6,03	3,51	3,79	5,49
K ₂ O	0,75	1,14	0,96	0,6	1,54	1,64	2,19	1,11	0,85	1,5	1,63	0,63
TiO ₂	0,844	1,012	1,064	0,736	0,536	0,589	0,638	0,394	0,429	0,59	0,683	0,582
P ₂ O ₅	0,26	0,23	0,27	0,25	0,18	0,22	0,22	0,13	0,15	0,19	0,33	0,35
LOI	3,34	2,73	4,21	2,93	3,22	4,05	3,51	1,55	1,8	7,82	4,01	1,92
Total	100,4	98,3	98,91	99,51	99,62	99,46	99,07	99,85	99,82	100,8	99,89	99,92
Sc*	21	29	33	15	12	12	11	11	10	11	13	10
Be*	1	1	1	1	1	2	2	1	1	1	2	2
V*	225	245	254	206	120	150	99	92	89	109	104	125
Cr*	40	430	450	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	20	< 20	< 20	< 20
Co*	18	31	37	14	14	11	11	10	9	10	13	12
Ni*	20	110	110	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu*	< 10	50	60	20	40	20	30	10	< 10	30	10	20
Zn*	40	40	70	30	140	70	50	40	< 30	50	90	30
Ga*	23	13	16	20	21	22	19	18	19	16	23	24
Ge*	2,1	1,2	1,8	1,9	2	1	2	1	2	1,4	1	1
As*	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	9	< 5	< 5
Rb*	18	25	21	10	49	35	66	27	25	22	36	16
Sr*	537	816	676	929	543	609	1223	571	478	380	880	743
Y*	19,1	21	23,3	17,6	16	20	18	9	10	18,1	22	18
Zr*	106	92	102	109	99	125	105	67	69	103	143	119
Nb*	7,5	6,5	7,6	6,9	5	5	5	3	3	5,5	5	7
Mo*	4	< 2	2	< 2	< 2	2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag*	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
In*	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,1	< 0,2	< 0,2
Sn*	< 1	7	1	2	< 1	1	< 1	< 1	< 1	2	< 1	< 1
Sb*	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,2	< 0,5	< 0,5
Cs*	4,9	1,5	3,1	0,6	5	1,2	1,3	1	2	2,2	2	0,9
Ba*	335	318	257	543	1120	519	500	526	444	482	436	322
La*	20,6	13,8	15,2	22,3	18,7	23,1	21,5	13,4	10,3	20,1	27,9	32,2
Ce*	38,4	31	31,8	43,2	35,7	45,8	43,1	24,1	20,7	41,1	56,4	65,9
Pr*	4,64	3,87	4,21	4,99	4,23	5,44	5,55	2,77	2,64	5,08	6,94	7,71
Nd*	19,3	16,8	18,1	19,9	17	21,7	23,1	10,5	10,3	20,7	28,6	29,4
Sm*	4,23	4,07	4,33	4,07	3,5	4,5	4,9	2,1	2,3	4,33	5,7	5,6
Eu*	1,22	1,29	1,34	1,16	1,15	1,33	1,37	0,77	0,82	1,01	1,65	1,55
Gd*	3,74	4,08	4,38	3,5	3,1	3,8	4,2	1,9	2,1	3,59	4,7	4,3
Tb*	0,59	0,67	0,69	0,52	0,5	0,6	0,6	0,3	0,3	0,52	0,7	0,6
Dy*	3,41	3,95	4,28	3,15	2,8	3,3	3,5	1,5	1,7	3,27	3,8	3,4
Ho*	0,72	0,82	0,84	0,62	0,6	0,7	0,7	0,3	0,3	0,64	0,7	0,6
Er*	2,01	2,33	2,46	1,79	1,7	2	2,1	0,9	1	1,86	2,2	1,9
Tm*	0,308	0,334	0,364	0,27	0,26	0,3	0,3	0,13	0,14	0,282	0,32	0,28
Yb*	2,03	2,3	2,41	1,86	1,7	2	1,9	0,8	0,9	1,93	2,1	1,9
Lu*	0,297	0,345	0,354	0,255	0,27	0,3	0,3	0,13	0,14	0,274	0,32	0,27
Hf*	2,6	2,6	2,5	2,6	2,4	3	2,7	1,8	1,9	2,4	3,4	3,1
Ta*	0,35	0,5	0,37	0,36	0,3	0,4	0,3	0,2	0,3	0,25	0,3	0,4
W*	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 0,5	< 1	2
Ti*	< 0,05	< 0,05	0,11	< 0,05	0,2	0,2	0,2	< 0,1	< 0,1	0,1	0,1	< 0,1
Pb*	< 5	< 5	10	< 5	8	6	< 5	< 5	< 5	13	9	< 5
Bi*	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,1	< 0,4	< 0,4
Th*	5,16	2,58	2,22	6,25	5,4	7,2	6,2	2,6	3,1	3,82	6,8	10,9
U*	1,29	0,92	0,67	1,11	1,3	2,3	1,1	1,6	1,1	0,67	1,6	3,4

Extraídos de Montero (2007) y de Mateo Fernández Caso (2011). * Elementos cuya concentración se expresa en ppm. Los decimales se ajustan al error de cada elemento (0,01 % para los elementos mayoritarios, 0,005 % para el TiO₂ y 0,1 ppm para la mayoría de los elementos traza).

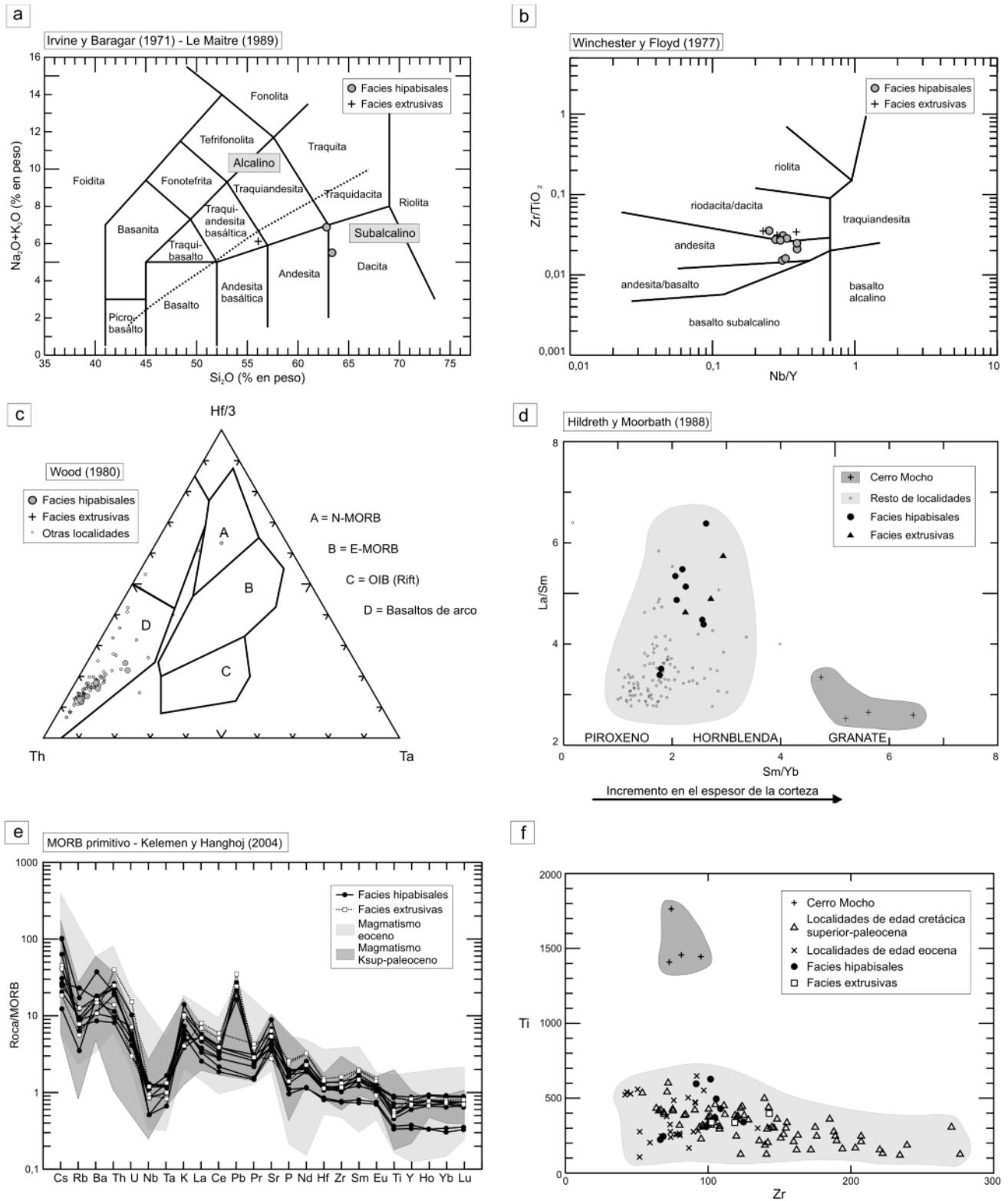


Figura 6: a) Diagrama TAS para separar series de rocas (Irvine y Baragar 1971) y para clasificar rocas volcánicas (Le Maitre 1989); b) diagrama de Winchester y Floyd (1977) para clasificar rocas volcánicas; c) diagrama de Wood (1980) como discriminador tectónico; d) diagrama de Hildreth y Moorbath (1988) para estimar cualitativamente el espesor de la corteza; e) diagrama multielemental normalizado al MORB primitivo (Kelemen *et al.* 2004); f) diagrama Ti vs. Zr para discriminar eventos magmáticos. Según el caso, se graficaron las muestras de este trabajo junto con valores en áreas vecinas según Llambías y Malvicini (1978), Llambías y Rapela (1989), Marino (1999), Franchini *et al.* (2000, 2003), Zamora Valcarce *et al.* (2006), Kay *et al.* (2006) y Casé *et al.* (2008).

las rocas correspondientes a los Diques de Colipilli, de edad eocena, sobre la base de sus características petrográficas y geoquímicas (Zamora Valcarce 2007).

Sobre la base de las edades radiométricas de las distintas localidades (Fig. 4) y de las características petrológicas de las mismas, se pueden distinguir tres grupos. El primero se caracteriza por una impronta geoquímica diferente a la observada en toda la región y corresponde al estudiado por Zamora Valcarce *et al.* (2006) en los alrededores del cerro Mocho, que estos autores asignaron al Cretácico Medio. Un segundo grupo es aquél que abarca el período comprendido entre el Cretácico Superior y el Paleoceno. Dentro del mismo se enmarcan las facies extrusivas presentadas en este trabajo, las localidades estudiadas por Franchini *et al.* (2003), Campana Mahuida y cerro Nevazón, el magmatismo de Varvarcó caracterizado por Kay *et al.* (2006) y el Grupo Naunauco propuesto por Zamora Valcarce (2007) en el área de Colipilli y cerro Naunauco. El último grupo corresponde al magmatismo de edad eocena representado por las facies hipabisales del área de estudio, las cuales se correlacionan con los Diques de Colipilli de Zamora Valcarce *et al.* (2006) y Zamora Valcarce (2007), la Formación Cayanta en la Cordillera del Viento (Kay *et al.* 2006), las localidades de cerro Bayo de la Esperanza (Kay *et al.* 2006) y cerro Caicayén (Franchini *et al.* 2003, Kay *et al.* 2006).

Según los estudios petrográficos, las facies extrusivas están constituidas principalmente por andesitas y basaltos con textura seriada y cristales de plagioclasa, augita, lamprobolita, hornblenda y minerales opacos. Por otro lado, las facies hipabisales presentan dos grupos de afloramientos litológicamente distintos: andesitas emplazadas como lacolitos, diques y filones capa compuestas principalmente por fenocristales de plagioclasa y hornblenda inmersos en una pasta afieltrada; y basaltos con textura porfírica y fenocristales de olivina, plagioclasa, augita y minerales opacos.

Los análisis químicos permiten concluir

que se trata de rocas calcoalcalinas, de arco volcánico, generadas en una corteza de espesor normal. Los patrones de elementos traza sugieren fuentes similares por lo que se infiere que todas las rocas guardan una relación genética entre sí. En lo que refiere a la impronta geoquímica de cada grupo, el área del cerro Mocho se diferencia del resto por su mayor contenido en Ti y mayor relación Sm/Yb. A su vez, el magmatismo del Cretácico Superior-Paleoceno y el del Eoceno se pueden diferenciar, más allá de los datos geocronológicos, en base al contenido de Zr. El primer grupo presenta un amplio rango de concentración de este elemento, variando desde 50 hasta 280 ppm aproximadamente. Por otro lado, las muestras del Eoceno muestran baja concentración de Zr, siendo menor a 150 ppm.

A su vez, la presencia de estas rocas estaría indicando la posición del arco volcánico en la región para el Cretácico Superior-Eoceno dando evidencia de la migración hacia el este y la extensión del mismo en las primeras fases del ciclo ándico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo debe su realización al financiamiento otorgado por la Universidad de Buenos Aires a través del subsidio UBACyT X623. También se agradece a la Dra. Laura Kleiman y al Dr. Miguel Haller por sus valiosos comentarios que permitieron mejorar la versión original de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aguirre Urreta M.B., Pazos P.J., Lazo D.G., Fanning C.M. y Litvak V.D. 2008. First U-Pb SHRIMP age of Hauterivian stage, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 91-99.

Aguirre Urreta M.B., Tunik M., Naipauer M., Pazos P.J., Ottone E., Fanning M. y Ramos V.A. 2011. Malargüe Group (Maastrichtian-Danian) deposits in the Neuquén Andes, Argentina: Implications for the onset of the first Atlantic transgression related to Western Gondwana

break-up. *Gondwana Research* 19(2):482-494.

Braccacini I.O. 1970. Rasgos tectónicos de acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén. *Revista Asociación Geológica Argentina* 25(2): 275-282.

Cabanis B. y Lecolle M. 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques es la mise en evidence des processus de melange et/ou contamination crustale. *Compte Rendus de l'Academie des Sciences. Serie 2*, 2(309): 2023-2029.

Casé A.M., López Escobar L., Danieli J.C. y Schalamuk A. 2008. Butalón igneous rocks, Neuquén, Argentina: Age, stratigraphic relationships and geochemical features. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 188-203.

Franchini M., Meinert L. y Montenegro T. 2000. Skarns related to porphyry-style mineralization at Caicayén Hill Neuquén, Argentina. Composition and evolution of hydrothermal fluids. *Economic Geology* 35: 1197-1213.

Franchini M., López Escobar L., Schalamuk I.B.A. y Meinert L. 2003. Magmatic characteristics of the Paleocene Cerro Nevazón region and other Late Cretaceous to Early Tertiary calc-alkaline subvolcanic to plutonic units in the Neuquén Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 399-421.

Groeber P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70-1 Hoja Chos Malal. *Revista Asociación Geológica Argentina* 1(3): 177-208.

Hildreth W.E. y Moorbath S. 1988. Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 455-489.

Irvine T. y Baragar W. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8(5): 523-548.

Kay S.M., Burns W.M., Copeland P. y Mancilla O. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. En Kay S.M. y Ramos V.A. (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S Lat)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 19-60.

Kelemen P.B., Hanghøj K. y Greene A.R. 2004. One view of the geochemistry of subduc-

- tion-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. En Rudnick R.L. (ed.) *Treatise on geochemistry. The crust*. Elsevier, 3: 593-659. Pergamon
- Kretz R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Le Maître R.W. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, 193 p., Oxford.
- Leanza H.A., Hugo C.A. y Repol D. 2005. Hoja Geológica 3769-13, Chorriaca. Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 354: 1-93, Buenos Aires.
- Llambías E.J. y Mailvicini L. 1978. Geología, petrología y metalogénesis del área de Colipilli, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33(4): 257-276.
- Llambías E.J. y Rapela C.W. 1987. Las vulcanitas de Colipilli y sus relaciones con las provincias volcánicas del Terciario inferior de Neuquén-Mendoza y Patagonia. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 249-251, San Miguel de Tucumán.
- Llambías E.J. y Rapela C.W. 1989. Las vulcanitas de Colipilli, Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 224-236.
- Marino J. 1999. Geología del área de Colipilli (Departamento de Ñorquín), Provincia de Neuquén. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 71 p., Buenos Aires.
- Mateo Fernández Caso M.P. 2011. Geología del sector norte de la Sierra de Chorriaca y estudio metalogénico de sus manifestaciones minerales, provincia de Neuquén. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 135 p., Buenos Aires.
- Mateo Fernández Caso M.P., Leal P.R., Cozzi G. y Schencman L.J. 2010. Paragénesis de zeolitas en basaltos de la unidad Diques de Colipilli, localidad de Pichaihue (provincia de Neuquén). 10° Congreso de Mineralogía y Metalogénesis, Actas: 109-116, Río Cuarto.
- Montero D.G. 2007. Geología del sinclinal de Colipilli. Provincia de Neuquén. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 81 p., Buenos Aires.
- Nullo F.E., Stephens G.C., Otamendi J. y Baldauf P.E. 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57(2): 119-132.
- Pearce J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En Thorpe R.S. (ed.) *Andesites*, 525-548, Chichester.
- Rapela C. y Llambías E. 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 3: 4.458-4.488, Antofagasta.
- Ramos V.A. 1978. Estructura. En *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 99-118, Buenos Aires.
- Ramos V.A. 1981. Descripción de la Hoja 33 c Los Chihuidos Norte, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 182, 103 p., Buenos Aires.
- Ramos V.A. 1998. Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, cuenca Neuquina, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 105-110, Buenos Aires.
- Ramos V.A. y Folguera A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En Veiga G., Howell E.J. y Spalletti L. (eds.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. The Geological Society, Special Publication 252: 15-35, London.
- Ramos V.A. y Kay S.M. 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitude). En Kay S.M. y Ramos V.A. (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S Lat)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 1-17.
- Repol D., Leanza H.A., Sruoga P. y Hugo C.A. 2002. Evolución tectónica del Cenozoico de la comarca de Chorriaca, Provincia del Neuquén, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 200-205, El Calafate.
- Streckeisen A.L. 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS subcommission on the systematic of igneous rocks. *Geology* 7: 331-335.
- Viñes R.F. 1985. Estilos estructurales de la faja plegada occidental neuquina. Informe preliminary, informe interno YPF, (inédito), 6 p., Buenos Aires.
- Winchester J.A. y Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- 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 and Planetary Science Letters* 50: 11-30.
- Yrigoyen M.R. 1972. Cordillera Principal. En Leanza A.F. (ed.) *Geología Regional Argentina. Centenario de la Academia Nacional de Ciencias* 345-364, Córdoba.
- Zamora Valcarce G., Zapata T., Del Pino D. y Ansa A. 2006. Structural evolution of the Agrio fold and thrust belt. En Kay S.M. y Ramos V.A. (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S Lat)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 125-145.
- Zamora Valcarce G., 2007. Estructura y cinemática de la Faja Plegada del Agrio, Cuenca Neuquina. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 291 p., Buenos Aires.
- Zapata T. R., Brissón I. y Dzelalija F. 1999. La estructura de la faja plegada y corrida andina en relación con el control del basamento de la Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época, Año 16(60)*: 112-121, Buenos Aires.
- Zapata T.R., Córscico S., Dzelalija F. y Zamora Valcarce G. 2002. La faja plegada y corrida del Agrio: Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la cuenca neuquina, Argentina. 5° Congreso de exploración y desarrollo de Hidrocarburos, Actas electrónicas: 10 p., Mar del Plata.

Recibido: 30 de mayo, 2010.

Aceptado: 15 de noviembre, 2010.