

# EL VOLCANISMO BIMODAL DEL VOLCÁN CERRO CORONA, ALTA SIERRA DE SOMÚN CURÁ, PROVINCIA DE RÍO NEGRO

Guadalupe MARO<sup>1</sup> y Marcela B. REMESAL<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy, CONICET. [gmaro@idgym.unju.edu.ar](mailto:gmaro@idgym.unju.edu.ar)

<sup>2</sup> Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA, CONICET. [remesal@gl.fcen.uba.ar](mailto:remesal@gl.fcen.uba.ar)

## RESUMEN

La Alta Sierra de Somún Curá es uno de los complejos volcánicos terciarios *post-plateau* en el ambiente de la meseta basáltica de Somún Curá, en la Patagonia extrandina. En ella se encuentra el cerro Corona, un volcán en escudo que corresponde al centro de mayor altura en la región. Está construido por rocas efusivas y piroclásticas subordinadas, fundamentalmente traquiandesíticas-basálticas, con variaciones traquíticas tanto en sus flancos como en su cráter. A pesar de la bimodalidad composicional con una importante discontinuidad entre el 54 y 58 % en peso de SiO<sub>2</sub>, el presente trabajo propone que las traquitas son el producto de la evolución por cristalización fraccionada de las traquiandesitas basálticas, con cierta influencia de recargas máficas a la cámara magmática de acuerdo a la presencia de texturas de disequilibrio en los fenocristales, principalmente de las rocas félsicas.

**Palabras clave:** *Somún Curá, cristalización fraccionada, magmatismo de intraplaca, Terciario.*

## ABSTRACT

*Bimodal volcanism of the Cerro Corona volcano in the Alta Sierra de Somún Curá (Río Negro province).*

The Cerro Corona is a shield volcano situated in the Alta Sierra de Somún Curá, one of the tertiary volcanic complex that constitute the Meseta de Somún Curá, in the Extrandine Patagonia. It is the highest center in the region and it is compound mainly of basaltic trachyandesites, with trachytic variations on its flanks and crater. Despite the compositional bimodality with an important compositional gap between 54% and 58% in weight in SiO<sub>2</sub>, this work suggests that trachytes are the product of the evolution of basaltic trachyandesites through fractional crystallization, with some influence of mafic recharge to the magmatic chamber, in agreement with the presence of disequilibrium textures in phenocrystals, essentially in felsic rocks.

**Keywords:** *Somún Curá, fractional crystallization, intraplate magmatism, Tertiary.*

## INTRODUCCIÓN

La meseta basáltica de Somún Curá constituye una de las provincias volcánicas terciarias más extensas que se encuentran en la Patagonia extrandina, cubriendo aproximadamente un área de 25.000 km<sup>2</sup> (Remesal *et al.* 2002). El magmatismo que le dio lugar consistió en un volcanismo de intraplaca cuyos rasgos composicionales fueron comparados con las lavas de Hawái (Kay *et al.* 1993). Las mayores acumulaciones volcánicas se encuentran constituidas por los basaltos olivínicos de *plateau* de la Formación Somún Curá (Ardolino 1981). Sin embargo, hacia una fase póstuma de la actividad se produjo el desarrollo de una serie de complejos volcánicos en los cua-

les la composición de los magmas adquirió un carácter evolucionado, con dominio de rocas traquíticas. Este magmatismo *post-plateau* se caracterizó por una disminución en el volumen y grado de fusión respecto de las lavas de *plateau* (Kay *et al.* 2007).

Entre los trabajos de detalle sobre los centros *post-plateau* se pueden citar Corbella (1984, 1985), Remesal *et al.* (2004, 2006, 2011b) y Salani *et al.* (2009, 2010). En esta contribución se presentan nuevos datos y descripciones petrográficas y geoquímicas de las lavas del volcán Cerro Corona con el fin de contribuir al conocimiento del volcanismo de la Alta Sierra de Somún Curá, ya que, en particular, los estudios sobre esta región de la meseta

son escasos (Corbella, 1974, Franchi *et al.* 2001, Remesal *et al.* 2011a, Maro 2010). A su vez, se discute en forma preliminar los probables procesos involucrados en el origen y evolución de sus magmas.

## GEOLOGÍA DEL VOLCÁN CERRO CORONA

El cerro Corona es un volcán en escudo de carácter poligenético, ubicado en el sector norte de la Alta Sierra de Somún Curá y que corresponde al pico de mayor altura de la meseta (1.940 m s.n.m.). Exhibe una geometría subcircular en planta, un diámetro de aproximadamente 2 kilómetros y se destaca por la presencia de una cúpula dómica con derrames latera-

les. El edificio volcánico se encuentra construido sobre rocas máficas propias de las Vulcanitas Corona Chico (Franchi *et al.* 2001) y está formado principalmente por la acumulación de lavas traquian-desíticas-basálticas, aunque también presenta cinco lavas traquíticas y la participación subordinada de material piroclástico de ambas composiciones (Fig. 1). Estas litologías pertenecen al Complejo Volcánico Alta Sierra que integra a la Superunidad Quiñelaf (Franchi *et al.* 2001). Los únicos datos disponibles hasta el momento sobre la edad de este complejo corresponden a edades K/Ar adquiridas por Linares (1979). Una de las dataciones radiométricas corresponde a una traquita del puesto de G. Quiñelaf, a la cual este autor le había asignado una edad de  $26 \pm 1$  Ma, pero una revisión del cálculo de edades dio un valor de 8 Ma (Franchi *et al.* 2001). Linares (1979) también dató al cerro Chara, un cuerpo subvolcánico traquítico, que resultó en una edad de  $12 \pm 1$  Ma y al domo traquítico que remata al cerro Corona (Fig. 1), el cual tendría  $11 \pm 2$  Ma. De acuerdo a estos datos, esta unidad registraría las edades relativamente más jóvenes para los complejos post-plateau.

Si bien la mayoría de las traquitas representan la fase final de actividad del volcán, una colada de lava de esta composición aparece intercalada entre flujos máficos. Ésta es poco espesa, a excepción de un sector en el que forma una acumulación potente que podría ser coincidente con la ubicación de la boca de alimentación, localizada entonces en la ladera sudoeste del volcán (Fig. 1).

Entre las lavas traquíticas que rematan la historia eruptiva del volcán Cerro Corona se encuentra una *coulée*, una colada con características intermedias entre un domo y un flujo de lava (Francis 1993). Aparece emplazada sobre el flanco sudoeste del cerro y se bifurca en dos lóbulos cerca del ápice, mostrando su lóbulo mayor una extensión de aproximadamente 1,4 km, un ancho máximo de 1 km y una pendiente de entre  $10^\circ$  y  $15^\circ$ . Se caracteriza por la presencia de crestas de presión bien desarrolladas, cuyo origen es atribui-

do al efecto de esfuerzos compresivos paralelos al flujo que se producen durante el avance del mismo (Fink y Anderson 2000). Estas estructuras son evidencias de la alta viscosidad de estos magmas traquíticos.

Por otro lado, la colada de lava que se extiende hacia el sudoeste posee una mayor longitud en su recorrido (2,1 km) y una menor expresión de las crestas de presión de acuerdo a su, relativamente, mayor fluidez (Fig. 1).

Por último, se encuentran fragmentos de escoria cubriendo en forma dispersa los flancos del cerro. Tobas cristalinas traquíticas afloran en la base de las lavas félsicas y en sus alrededores más próximos (Fig. 1), evidenciando la ocurrencia de erupciones explosivas previas a la efusión de las lavas.

## PETROGRAFÍA

### Lavas máficas

Las lavas máficas son las dominantes en el área de estudio. En algunos sectores aparecen intercaladas o cubiertas por coladas traquíticas. Corresponden a rocas de color gris oscuro y textura afanítica, cuya vesicularidad varía aproximadamente entre un 10% y un 45% del total de la roca, según el sector muestreado de la colada. Al microscopio, son rocas afánicas de pasta de textura intergranular formada por plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y minerales opacos.

Los cristales de plagioclasa son los componentes principales. Son euhedrales y presentan macla polisintética y zonación. El olivino constituye microfenocristales, a veces esqueléticos. Muestra contornos euhedrales a subhedrales y se encuentra parcial a completamente reemplazado por iddingsita. El clinopiroxeno corresponde a augita y aparece en cristales subhedrales de color castaño a rosado. Sólo una muestra contiene ortopiroxeno. Este mineral es subhedral, con pleocroísmo de verde a castaño, y enseña una corona de reacción formada por un agregado de grano fino de minerales opacos.

Cabe destacar que el tamaño de los cris-

tales es variable entre diferentes unidades de flujo, notándose un incremento del mismo hacia los niveles superiores.

### Lavas traquíticas

Las traquitas se caracterizan por ser rocas porfíricas de color gris claro a gris, predominantemente masivas y compuestas por fenocristales de feldespato de hasta 1 centímetro de longitud. Microscópicamente poseen, en promedio, una relación fenocristales/pasta de 35/65. Los primeros consisten en feldespato, clinopiroxeno, olivino, apatita, biotita y minerales opacos. Las pastas se componen por microlitos de feldespato alcalino, clinopiroxeno, olivino y minerales opacos y exhiben una textura predominantemente traquítica, aunque algunas muestras presentan textura bostonítica y seriada.

Los feldespatos son los fenocristales más abundantes. Principalmente se encuentra anortoclasa, la cual es frecuentemente anhedral y aparece con un intenso cribado. Algunos cristales enseñan macla en arpillera (combinación de la macla en albita y periclino desarrollada en la cara (100)) y otros, una drástica zonación, es decir, diferentes zonas con un pasaje bien definido entre las mismas. La plagioclasa se encuentra subordinada y presenta contornos euhedrales, maclas polisintéticas de tipo albita, periclino, y albita-Carlsbad. Por otro lado, algunos de estos cristales demuestran una fuerte zonación oscilatoria. Cuando constituyen microlitos, éstos consisten en sanidina y/o anortoclasa. Es conspicua la presencia de fenocristales y megacristales que enseñan destacadas texturas de desequilibrio, como bordes o núcleos intensamente cribados (Fig. 2a y b) y zonación. La combinación de estas características es común y compleja, indicando distintos pulsos de variaciones composicionales en un mismo cristal. A su vez, los fenocristales de clinopiroxeno exhiben contornos subhedrales a euhedrales, algunos presentan macla polisintética, y suelen exponer una zonación de color verde pálido a intenso de borde a centro, respectivamente (Fig. 2c). Estos cristales zonados coexisten con cristales óptica-

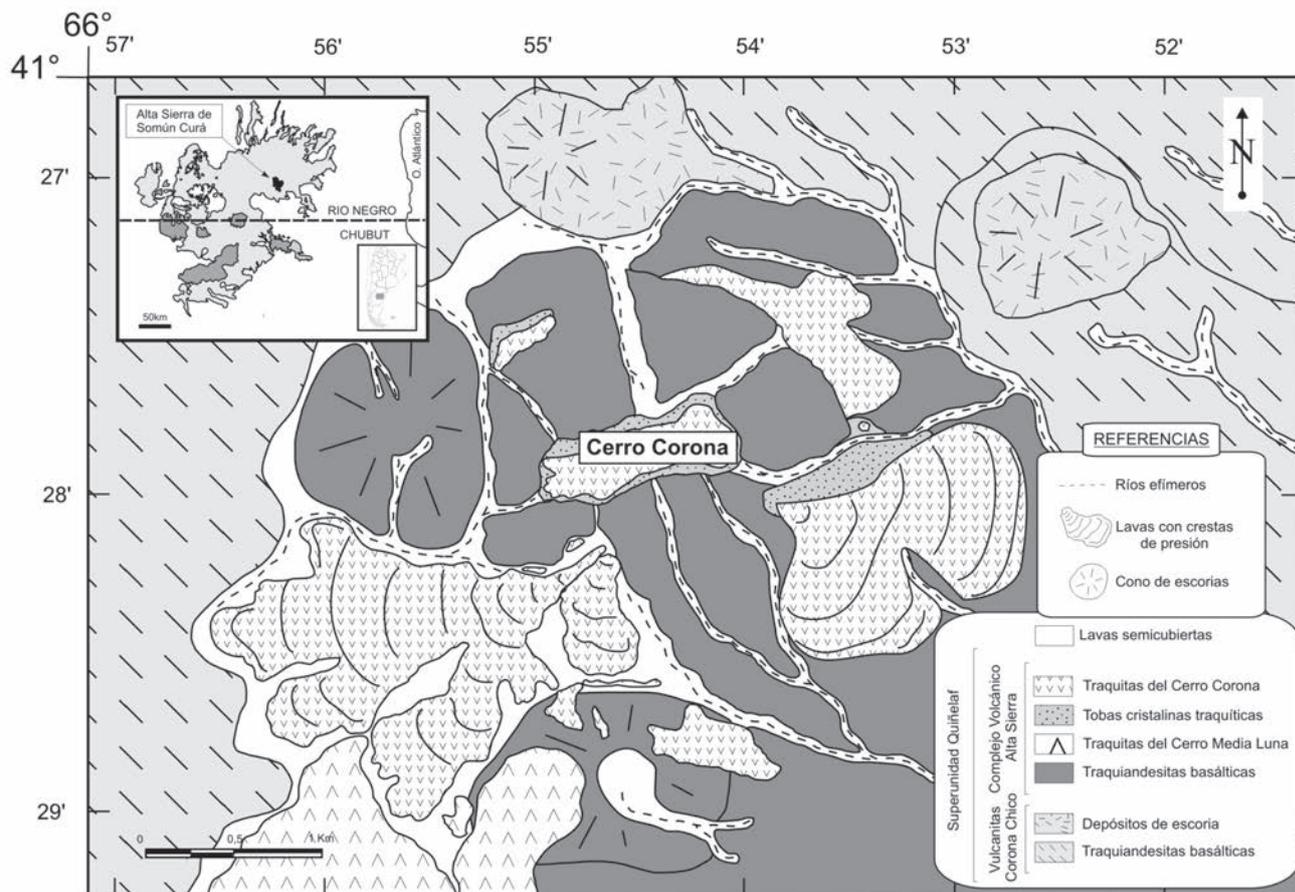


Figura 1: Mapa geológico del Cerro Corona extraído de Maro (2010).

mente homogéneos y, por otra parte, la intensidad del color de los núcleos es variable. Resultados semicuantitativos (SEM-EDS) sobre la química de estos minerales indican una menor concentración de  $MgO$ ,  $CaO$  y  $Fe_2O_3$  del borde respecto del núcleo. El núcleo rico en  $Mg$  presenta un límite redondeado y bien definido que indicaría la ocurrencia de un evento de reabsorción previo a la cristalización del borde. El olivino presenta contornos generalmente subhedrales y un completo a parcial reemplazo por iddingsita, en este último caso la iddingsitización se concentra en bordes y fracturas. En algunas muestras se destaca la presencia de glomerocristales constituidos por este mineral, así como también una evidente asociación con óxidos y apatita. La biotita se encuentra representada por fenocristales subhedrales que muestran coronas de reacción conformadas por un arreglo de grano fino de mi-

nerales opacos y piroxeno (Fig. 2d). En ocasiones, únicamente se observan agregados de forma tabular constituidos también por estos componentes. Por último, los cristales de apatita, muy abundantes en estas rocas, aparecen como fenocristales predominantemente esqueléticos, aunque también se encuentran individuos euhedrales. Su rasgo más distintivo es su intensa coloración. Los cristales de mayor tamaño son los que exhiben colores rojizos hasta ahumados y opacos, mientras que los menores demuestran colores celestes y rosados y una mayor euhedralidad. Esta característica de las apatitas ha sido interpretada como producto de la presencia de inclusiones fluidas alineadas según el eje  $c$  (Corbella 1974).

## GEOQUÍMICA

Se enviaron 10 muestras al laboratorio *Activation Laboratories LTD.*, localizado en

Ontario, Canadá, con el objeto de obtener la concentración de elementos mayores y traza. Los elementos mayores fueron calculados a partir de la técnica de FUS-ICP-ES (*Fusion Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry*) y los elementos traza por el método FUS-ICP-MS (*Fusion Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*).

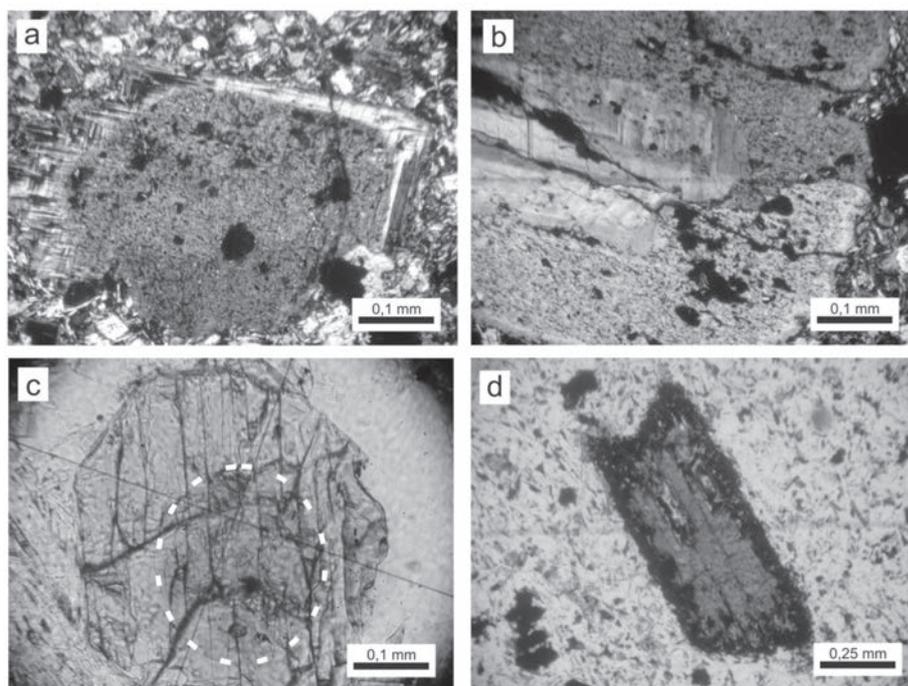
## Elementos mayores

Los resultados de los análisis de concentraciones de elementos mayores son enlistados en el cuadro 1. Las lavas del cerro Corona definen una serie bimodal alcalina de acuerdo a la definición de Irvine y Baragar (1971). Según la clasificación resultante del gráfico de álcalis total *versus* sílice (Le Maitre *et al.* 1989), los representantes básicos consisten en traquiandesitas basálticas, mientras que las rocas más silíceas corresponden a traquitas (Fig. 3). Se destaca la presencia de una discontinuidad com-

**CUADRO 1:** Análisis químicos de las lavas del cerro Corona, Alta Sierra de Somún Curá.

MUESTRAS	AS16 (T)	AS20 (T)	AS22 (TAB)	RN36 (T)	RN39 (TAB)	RN40 (T)	RN44 (T)	RN133 (TAB)	RN134 (TAB)	RN146 (T)
<b>Elementos mayores (% en peso)</b>										
SiO <sub>2</sub>	57,8	58,2	51,1	59,2	51,5	59,5	59,4	51,9	51,5	62,2
TiO <sub>2</sub>	1,29	1,27	2,47	0,94	2,20	1,06	0,97	2,21	2,37	0,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,3	17,1	15,6	18,4	15,5	17,3	17,3	15,7	16,0	17,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	5,91	5,91	11,92	4,55	11,51	4,97	4,91	11,91	11,72	4,09
MnO	0,11	0,09	0,16	0,11	0,14	0,11	0,12	0,13	0,14	0,11
MgO	1,81	1,35	3,56	1,42	4,57	1,42	1,23	4,02	4,58	0,63
CaO	3,02	2,97	6,78	2,00	7,09	2,62	2,18	7,44	7,46	1,41
Na <sub>2</sub> O	5,63	5,24	4,03	5,39	3,86	5,75	5,79	3,85	4,04	6,28
K <sub>2</sub> O	4,70	4,50	1,65	4,90	1,44	4,93	4,99	1,31	1,70	5,39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,75	0,76	0,71	0,57	0,57	0,64	0,60	0,48	0,68	0,39
LOI	0,65	1,37	1,27	1,24	0,99	1,08	1,46	1,35	0,22	0,49
<b>Elementos traza (ppm)</b>										
Sc	5	5	16	4	16	4	4	17	16	3
V	54	65	201	28	198	35	34	191	210	18
Co	9	9	38	4	36	11	15	36	32	2
Rb	92	92	31	108	27	106	105	23	29	146
Sr	836	847	778	489	767	630	534	759	743	259
Ba	1409	1224	812	995	724	1123	997	706	760	609
Th	9,8	9,6	3,2	12,5	3,1	11,7	12,3	2,5	3,6	16,8
Y	23,2	23,3	29,5	21,7	27,8	23,0	21,7	25,3	27,0	23,0
Zr	442	429	222	623	186	561	600	164	185	694
Nb	99	98	44	125	37	117	124	34	34	102
Ta	5,1	5,1	2,2	6,3	1,9	9,2	11,8	1,7	1,8	7,0

(T) traquitas y (TAN) traquiandesitas basálticas.



**Figura 2:** Fotomicrografías de los minerales que componen las traquitas. a y b) Feldspatos con zonas con intenso cribado en núcleo y borde, respectivamente. c) Clinopiroxeno zonado. d) Biotita con corona de reacción constituida por minerales opacos.

posicional comprendida entre el 54% y el 58% en peso de SiO<sub>2</sub>.

De acuerdo al índice de saturación en alúmina, las lavas son metaluminosas (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

/ (CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) < 1 y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/ (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) > 1). Sólo una traquita pertenece al campo de las rocas peraluminosas (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/ (CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) > 1). Las variaciones en los contenidos de elementos mayores fueron evaluadas utilizando la SiO<sub>2</sub> como índice de diferenciación (Fig. 4). Los diagramas demuestran una tendencia uniforme, la presencia de la discontinuidad composicional y una pendiente común para los extremos composicionales. Se reconoce la disminución en el contenido de MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, TiO<sub>2</sub> con la diferenciación de la serie. Por otro lado, el K<sub>2</sub>O, el Na<sub>2</sub>O y la Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> demuestran un marcado incremento hacia las rocas más evolucionadas.

#### Elementos traza

Como la mayoría de los magmas alcalinos, las lavas analizadas se encuentran enriquecidas en elementos incompatibles (Fig. 5a). Muestran un enriquecimiento en los elementos más móviles del orden de 100 veces en comparación con el manto primitivo y no presentan empobrecimiento en Nb y Ta (Fig. 5a).

Las traquiandesitas basálticas demuestran acentuadas anomalías positivas en Ba, más ligeros empobrecimientos en Zr, Th, U y enriquecimientos en Sr (Fig. 5a). Se caracterizan por poseer moderadas a altas concentraciones en Cr (70-140 ppm) y Ni (58-120 ppm) (Cuadro 2).

Por su lado, las traquitas presentan entre ellas cierta dispersión en los elementos litófilos. El Sr se encuentra empobrecido en un grado variable, es marcado el enriquecimiento en Zr en la totalidad de las traquitas analizadas (429 ppm < Zr < 694 ppm; cuadro 2) y, en su mayoría, poseen un muy alto contenido de Ba (~1000 ppm) (Cuadro 2).

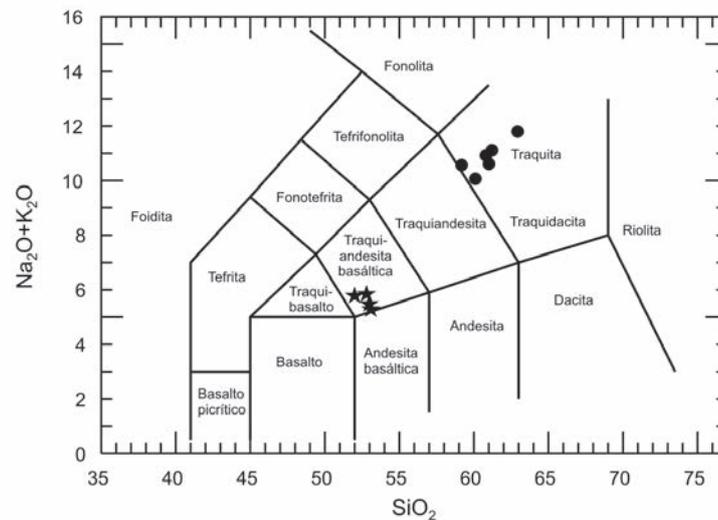
Utilizando al Zr como índice de diferenciación puede distinguirse nuevamente la bimodalidad y la afinidad entre los dos grupos de magmas. Las correlaciones con elementos como Hf, Th y Nb son altas y demuestran un enriquecimiento hacia las lavas más evolucionadas (Fig. 6), afirmando su incompatibilidad a lo largo de la evolución.

Respecto a las tierras raras, las lavas analizadas presentan un enriquecimiento en tierras raras livianas respecto de las pesadas, y no se observa anomalía del Eu (Fig. 5b). Existe una notable diferencia en la pendiente de las tendencias de los extremos composicionales, con un mayor enriquecimiento en tierras raras livianas en los magmas traquíticos.

## DISCUSIÓN

### Petrogénesis

Los principales interrogantes que surgen del estudio de centros volcánicos con productos de composición bimodal son el origen de los magmas félsicos, su relación con los magmas máficos y la ausencia de representantes de los estados evolutivos intermedios. Las hipótesis principales vigentes proponen que las rocas félsicas o bien están ligadas a las máficas a través de cristalización fraccionada, con o sin participación de contaminación (p. ej. Peccerillo *et al.* 2007), o bien los extremos composicionales provienen de fuentes diferentes, siendo los magmas félsicos el producto de la fusión parcial de rocas de la corteza continental por el emplazamiento en la corteza inferior de magmas derivados del manto (p. ej. Trua *et al.* 1999). Los magmas bimodales del volcán Cerro Corona presentan una alta correlación de elementos mayores y traza en diagramas de variación que sugiere una cogénesis entre los extremos composicionales (Cortés 2009) y, sumado a que muestran una constancia en la relación entre elementos de incompatibilidad semejante a lo largo del espectro de porcentajes de SiO<sub>2</sub> (p.ej. Y/Ho = 1,1), la diferenciación habría sido dominada por la cristalización fraccionada, como fue sugerido para otros complejos volcánicos post-plateau de la Meseta de Somún Curá (Remesal *et al.* 2004, Corbella 1984). El descenso de la concentración de MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO y TiO<sub>2</sub> (Fig. 4) es coherente con una evolución por cristalización fraccionada de un conjunto mineral integrado por clinopiroxeno, óxidos de hierro y titanio, olivino y plagioclasa. Por otro lado, el incremento



**Figura 3:** Diagrama TAS (Le Maitre *et al.* 1989) que enseña la clasificación de las rocas que constituyen el volcán Cerro Corona. Los círculos corresponden a las traquitas y las estrellas, a las traquiandesitas basálticas.

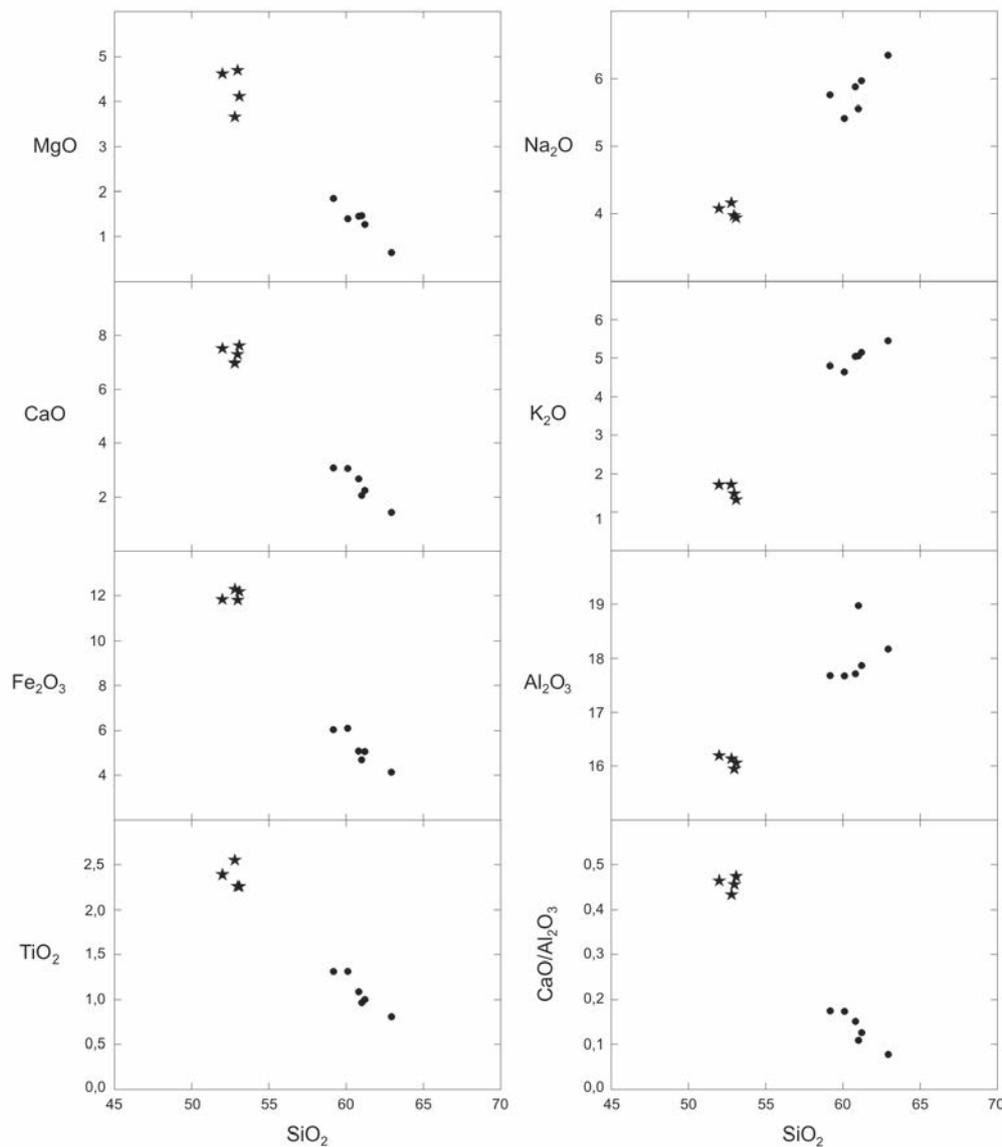
**CUADRO 2:** Análisis químicos de elementos de tierras raras de las lavas del cerro Corona, Alta Sierra de Somún Curá. .

MUESTRAS	AS16 (T)	AS20 (T)	AS22 (TAB)	RN36 (T)	RN39 (TAB)	RN40 (T)	RN44 (T)	RN133 (TAB)	RN134 (TAB)	RN146 (T)
Ce	131	131	69	130	56,5	135	131	47,3	65	136
Pr	14,2	14,4	9,31	13,6	7,83	14,4	13,7	7,86	8	13
Nd	50,6	50,8	40,2	46,1	33,5	49,5	46,4	33,3	35	47
Sm	8,97	8,91	9,34	7,9	7,77	8,53	8,1	7,77	7	7
Eu	2,67	2,64	2,94	2,21	2,47	2,44	2,25	2,44	3	2
Gd	6,68	6,55	8,09	5,72	6,96	6,06	5,77	6,76	7	6
Tb	0,93	0,95	1,25	0,84	1,08	0,9	0,84	1,05	1	1
Dy	4,78	4,9	6,46	4,54	5,75	4,7	4,47	5,48	5	5
Ho	0,86	0,86	1,18	0,81	1,05	0,85	0,8	0,99	1	1
Er	2,23	2,27	3,01	2,18	2,71	2,21	2,15	2,51	3	2
Tm	0,304	0,315	0,413	0,311	0,368	0,312	0,303	0,342	0	0
Yb	1,89	1,92	2,52	1,91	2,27	1,96	1,86	2,1	2	2
Lu	0,251	0,261	0,336	0,272	0,304	0,273	0,268	0,278	0	0

(T) traquitas y (TAB) traquiandesitas basálticas.

de K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> es consistente con la abundancia de fenocristales de feldespatos alcalinos en las traquitas (Fig. 4). A pesar de la discontinuidad composicional, la ausencia de quiebres en las pendientes que definen el enriquecimiento en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y el empobrecimiento en CaO y Sc (Fig. 6), la correlación directa con la relación CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Fig. 4) y la disminución uniforme en el contenido de MgO (Fig. 4) sugerirían que el fraccionamiento de clinopiroxeno habría controlado la diferenciación de estos magmas (Barbieri *et al.* 1971, Ekstrand y Enkhbaatar 2007). Esta hipótesis estaría indicada también

por la ausencia de anomalías del Eu y la presencia de picos positivos en Ba y Sr en las rocas más básicas, la cual ha sido atribuida a un fraccionamiento menor de plagioclasa (Camp *et al.* 1992). Hacia el extremo de la serie, la magnitud de dichas anomalías se reduce hasta producir un notable empobrecimiento en ambos elementos en la roca más diferenciada (Fig. 5a y 6), evidenciando un rol importante de la cristalización de feldespatos recién en una etapa tardía de la evolución. Para testear el valor de estas deducciones se llevó a cabo el modelado de los elementos traza incompatibles por medio



**Figura 4:** Diagramas de variación de elementos mayores utilizando a la  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciación. La abundancia de los óxidos ha sido normalizada a un 100% libre de volátiles. Los valores corresponden a porcentajes en peso. Los símbolos son equivalentes a los de la figura 3.

del cálculo de la composición del líquido residual producto del proceso de cristalización fraccionada simple definida a partir de la ley de Rayleigh (1986). Para ello se escogieron coeficientes de partición afines a los líquidos estudiados (Nagasawa 1973, Larsen 1979, Villemant *et al.* 1981, Villemant 1988, Lemarchand *et al.* 1987, Zack y Brumm 1998, Prowatke y Ktemme 2006). El modelo realizado predice que un 70 % de fraccionamiento de alrededor de un 50 % de clinopiroxeno, 24,5 % de plagioclasa, 20 % de óxidos, 2,5 % de olivina y 3 % de apatita puede dar como resultado un líquido traquítico compatible con los propios del volcán Cerro Corona (Cuadro 3). Este alto por-

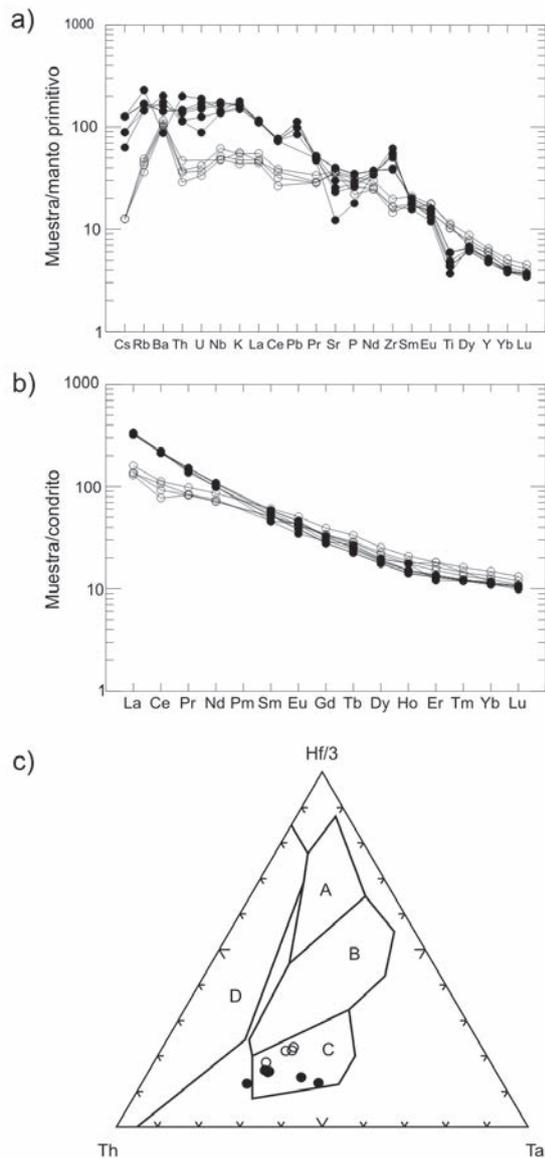
centaje requerido de cristalización fraccionada ha sido propuesto para la génesis de magmas silíceos de otras series bimodales alcalinas del mundo (p. ej. rocas del rift de Etiopía, Peccerillo *et al.* 2007).

Del mismo modo, el modelo matemático prueba la evolución del tren de composiciones traquíticas por un porcentaje mucho menor de cristalización fraccionada (~ 5 %) de una asociación de clinopiroxeno, óxidos, plagioclasa, más una alta proporción de feldespato alcalino y menor de biotita (Cuadro 3).

En el primer caso, las diferencias observadas de las concentraciones de Zr y Hf entre el resultado del modelado matemático y la traquita real (Cuadro 3) podrían

probablemente ser consecuencia de un mínimo (< 0,01 %) fraccionamiento de circón, ya que esta fase es el principal control del comportamiento de ambos elementos.

Respecto a la discontinuidad composicional, cabe mencionar que la escasez de lavas de composición intermedia entre los extremos de una serie de rocas se denomina usualmente “*gap* de Daly” (Daly 1925) y es un fenómeno que ha sido observado en secuencias alcalinas propias tanto de áreas continentales como oceánicas (p.ej. Chayes 1977, Yoder 1973). En la Alta Sierra de Somún Curá esta discontinuidad abarca el rango 52% - 58% en  $\text{SiO}_2$ , rasgos parecidos fueron registrados



**Figura 5:** a) Diagrama multielemento con normalización respecto de los valores de manto primitivo de Sun y McDonough (1989). b) Diagrama de variación de tierras raras normalizada a condrito según los valores de Sun y McDonough (1989). c) Diagrama ternario Hf/3-Th-Ta de discriminación petrogenética según Wood (1980). A: N-MORB; B: E-MORB y toleítas de intraplaca; C: Intraplaca; D: Arco. Los círculos rellenos representan las traquitas y los círculos vacíos, las traquiandesitas basálticas.

en lavas alcalinas del Complejo Volcánico Apas (Remesal *et al.* 2004), Barril Niyeu (Salani *et al.* 2010) y Agua de la Piedra (Remesal *et al.* 2006, Salani *et al.* 2009). Si bien la presencia del *gap* se ha considerado difícil de conciliar con la cristalización fraccionada ya que este mecanismo de evolución debería generar un continuo de composiciones, trabajos recientes (Pecceirillo *et al.* 2007, White *et al.* 2009) proponen, de acuerdo a modelados geoquímicos y termodinámicos, que la cristalización fraccionada ocurriría rápidamente en las composiciones intermedias debido al alto número de fases que se fraccionan simultáneamente, tal que el intervalo tem-

poral durante el cual se generarían los líquidos mesosilícicos sería restringido.

En conclusión, la bimodalidad de las magmas del volcán Cerro Corona no sería un rasgo incompatible con una fuente común para los extremos composicionales y una génesis para las traquitas por cristalización fraccionada de los líquidos traquiandesíticos basálticos.

*Texturas de desequilibrio:* a pesar de que la evolución en un sistema cerrado por cristalización fraccionada explica las variaciones composicionales observadas en las lavas del volcán Cerro Corona, la presencia de texturas de desequilibrio en los fenocristales de las traquitas indica que es-

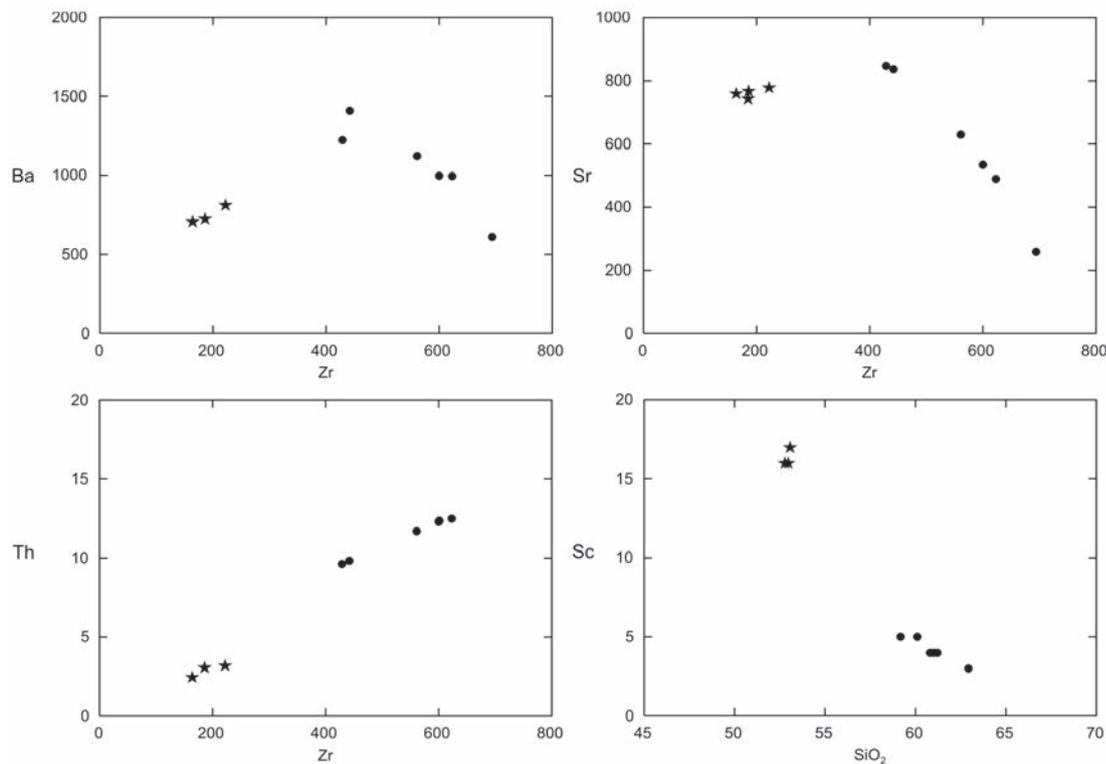
tos magmas han sido influenciados por cambios en la presión, temperatura y/o en su composición. Estos fenómenos causan la reacción de los minerales que ya no se encuentran en equilibrio y la formación de fases estables bajo las nuevas condiciones del sistema.

Una causa de estas perturbaciones podría haber sido la contaminación de dichos magmas con rocas de la corteza, no obstante los altos valores de Ce/Pb (16,8 a 21,8) registrados en las traquitas sugieren un rol insignificante de este fenómeno (Ekstrand y Enkhbaatar 2007).

Por otra parte, numerosos autores (p. ej. Hibbard 1981, Zhu y Ogasarawa 2004) sostienen que el principal mecanismo que genera las texturas observadas en los feldespatos y clinopiroxenos es la mezcla entre fundidos de distinta temperatura y composición. Sin embargo, en las traquitas estudiadas no se han encontrado dominios de diferente mineralogía y textura, como enclaves o bandeamientos macro o microscópicos, que cabría esperarse de la mezcla de magmas con composiciones contrastantes. Sumado a esto, la interacción directa entre fundidos químicamente disímiles daría como resultado magmas híbridos que, en principio, no habrían sido generados dada la bimodalidad de este volcanismo.

Entonces, un escenario posible podría consistir en una mezcla térmica en un sistema cerrado en el que magmas más calientes emplazados en la base de la cámara magmática transferirían calor al magma hospedante generando convección y mezcla del mismo (*“self-mixing”* según Couch *et al.* (2001) o *“thermal-mixing”* de acuerdo a Ruprecht y Wörner (2007)). Este aumento de la temperatura podría causar más de un evento de disolución y cristalización de un mismo cristal por la variación de las condiciones térmicas al moverse éste dentro de la cámara magmática.

Por otro lado, se ha propuesto que una rápida descompresión del magma durante su ascenso es un proceso capaz de generar la reabsorción en cristales de piroxeno (Zhu y Ogasarawa 2004) y plagio-



**Figura 6:** Diagramas de variación del Ba, Sr y Th utilizando al Zr como índice de diferenciación y del Sc en función de la evolución del contenido de SiO<sub>2</sub>. Los símbolos son equivalentes a los de la figura 3.

clasa (Nelson y Montana 1992).

Por último, la tercera hipótesis probable plantea que, dado que la eficiencia de la mezcla producto de la recarga de una cámara depende del volumen de magma introducido y del contraste de viscosidad entre los magmas (Sparks y Marshall 1986), tanto la interacción de magmas de composición similar como un bajo porcentaje de líquidos primitivos adicionados al reservorio magmático podría resultar en una mezcla limitada o críptica (Humphreys *et al.* 2006, Ruprecht y Wörner 2007). Probablemente, la coexistencia de minerales con y sin texturas de desequilibrio en una misma roca sugiera diferentes historias individuales de cristalización. Sin embargo, su intrínseca relación espacial implicaría que dichas historias habrían ocurrido en un ambiente restringido. En consecuencia, no podría descartarse la concomitancia entre los procesos descritos anteriormente. Las diferentes poblaciones podrían así representar distintas partes de una cámara magmática en convección perturbada térmicamente por el emplazamiento en su base de magmas más calientes, sin o con cierta inyección

**CUADRO 3:** Modelo de cristalización fraccionada simple para los elementos traza incompatibles de las lavas del cerro Corona.

	Ba	Sr	Rb	Zr	Th	Hf	La	Yb
<b>70% de CF</b>	<i>50% cpx + 24,5% plag + 20% óx + 3% ol + 2,5% ap</i>							
Padre (AS22)	812	778	31	222	3	5	38	3
Hijo (AS16)	1409	836	92	442	10	8	76	2
Modelo	1455	834	92	563	10	14	73	2
<b>10% de CF</b>	<i>30% cpx + 40% falc + 10% plag + 10% óx + 10% bi</i>							
Padre (AS16)	1409	836	92	442	10	8	76	2
Hijo (AS20)	1224	847	92	429	10	8	77	2
Modelo	1225	827	95	448	10	8	79	2

de magmas más calientes, más el efecto de una rápida descompresión al ascender los magmas traquíticos por el conducto durante la erupción.

#### Marco tectónico

Para dilucidar el ambiente tectónico en el que se formaron estos magmas se utilizó la concentración de elementos traza inmóviles en el diagrama de discriminación de Wood (1980) (Fig. 5c). Éste indica que la totalidad de las lavas del cerro Corona pertenecen a un ambiente de intraplaca. Esta conclusión es coherente con valores

La/Ta < 20, La/Nb < 2,5 y Th/Nb < 0,25, descartando la influencia de la subducción, ya que el volcanismo asociado a este contexto produce magmas que presentan un déficit en Nb y Ta. No obstante, los cocientes Ba/La, Ba/Ta y Ba/Nb de las traquiandesitas basálticas presentan valores mayores a los típicos de rocas con firma OIB. Estos rasgos han sido adjudicados a la introducción al manto de componentes intrínsecos a la subducción por la desintegración de la placa subducida (Kay *et al.* 2007). Remesal *et al.* (2011 b) han planteado un nuevo modelo según

el cual se podría explicar la variabilidad litológica/geoquímica dentro de la provincia magmática de Somún Curá por un proceso de delaminación litosférica (Elkins-Tanton *et al.* 2007, Elkins-Tanton 2007) en el marco de la interrupción del régimen de subducción con el desprendimiento de la placa de Aluk según interpretaciones recientes de tomografías sísmicas en el norte de la Patagonia (Aragón *et al.* 2009). En consecuencia, la deshidratación/fusión parcial de la placa de Aluk por debajo de esta región podría haber impartido la señal geoquímica de arco reconocida en los episodios de *plateau* y *post-plateau* de Somún Curá.

## CONCLUSIONES

El volcán Cerro Corona, el centro de mayor magnitud de la Alta Sierra de Somún Curá, es interpretado como un volcán en escudo originado en un ambiente tectónico de intraplaca. Su actividad fue principalmente efusiva y dio lugar a la extrusión de lavas alcalinas traquiandesíticas basálticas y traquíticas, con una discontinuidad de un 2 % de SiO<sub>2</sub> entre ambos grupos. De acuerdo a los resultados de los análisis geoquímicos, se propone que los extremos composicionales son cogenéticos y que los magmas traquíticos serían el resultado de la evolución por cristalización fraccionada de los traquiandesíticos basálticos a través de un alto grado de fraccionamiento (~ 70 %) de clinopiroxeno, principalmente, óxidos de Fe y Ti, plagioclasa y apatita. El feldespato alcalino habría sido fraccionado en una etapa tardía de la evolución del sistema junto con la biotita, cumpliendo un rol importante en la diferenciación de las traquitas más evolucionadas.

Sin embargo, la presencia de variadas texturas de desequilibrio, en especial en los fenocristales de las rocas traquíticas, evidencia la ocurrencia de alteraciones en las condiciones físicas del reservorio magmático, sugiriendo la influencia del emplazamiento de magmas más calientes en la base del mismo con o sin cierta recarga.

## AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue realizado en el marco del Trabajo Final de Licenciatura de G. Maro y ha contado con el financiamiento de la Universidad de Buenos Aires a través del proyecto UBACYT X185. Las autoras agradecen a los árbitros anónimos por las valiosas sugerencias y detallada revisión del trabajo que promovieron la mejora de la versión final.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aragón, E., Spakman, W. Brunelli, D., Rivalenti, G., D'Eramo G., D'Eramo, F., Pinotti, L., Rabbia, O., Cavarozzi, C., Aguilera, Ribot, A. y Mazzucchelli, M. 2009. El *gap* de subducción Paleógeno del segmento patagónico 35°-44°. 14° Reunión de tectónica, resúmenes: 53, Río Cuarto.
- Ardolino, A.A. 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroccidental de la Meseta de Somún Curá, Provincia del Chubut. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 7-23, San Luis.
- Barbieri, F., Bizouard, H. y Varet, J. 1971. Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas. Contributions to Mineralogy and Petrology 33: 93-107.
- Camp, V.E., Roobol, J.M. y Hooper, P.R. 1992. The arabian Continental Alkali Basalt Province: Part III. Evolution of Harrat Kishb, Kingdom of Saudi Arabia. Geological Society of America Bulletin 104: 379-396.
- Chayes, F. 1977. The oceanic basalt-trachyte relation in general and in the Canary Island. American Mineralogist 62: 666-671.
- Corbella, H. 1974. Contribución al conocimiento geológico de la Alta Sierra de Somuncura, Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 29: 155-190.
- Corbella, H. 1984. El vulcanismo de la altiplanicie del Somuncurá. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 215-266, San Carlos de Bariloche.
- Corbella, H. 1985. Foiditas noseánicas y otras volcanitas básicas en la Alta Sierra del Somuncura, Patagonia Extrandina, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 4: 89-107, Antofagasta.
- Cortés, J.A. 2009. On the Harker variation diagrams; a comment on "The statistical analysis of compositional data. Where are we and where should we be heading?" by Aitchison and Egozcue (2005). Mathematical Geoscience 41: 817-828.
- Couch, S., Sparks, R. S. J. y Carroll, M. R. 2001. Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. Nature 411: 1037-1039.
- Daly, R.A. 1925. The geology of Ascension, Island. Proceedings of the American Academy of Arts and Science 60: 1-80.
- Ekstrand, A. y Enkhbaatar, T. 2007. Petrogenesis of quaternary basalts in southern Hangay Mountains, Central Mongolia: mantle source and magmatic evolution. 20° Annual Keck Symposium.
- Elkins-Tanton, L.T., Draper, D. S., Agee, C.B., Jewell, J., Thorpe, A. y Hess, P.C. 2007. The last lavas erupted during the main phase of the Siberian flood volcanic province: results from experimental petrology. Contributions to Mineralogy and Petrology 153: 191-209.
- Elkins-Tanton, L.T. 2007. Continental magmatism, volatile recycling, and a heterogeneous mantle caused by lithospheric gravitational instabilities. Journal of Geophysical Research 112, 1-13.
- Fink, J.H. y Anderson, S.W. 2000. Lava domes and coulees. En Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (eds.), Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, 307-320, San Diego.
- Francis, P. 1993. Volcanoes. A planetary perspective. Academic Press, p. 155, Oxford (UK).
- Franchi, M., Ardolino A.A., Remesal, M. 2001. Hoja Geológica N°4166- III, Cona Niyeu. Provincia De Río Negro. Instituto de Geología y recursos minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 262: 1-114, Buenos Aires.
- Hibbard, M.J. 1981. The magma mixing origin of mantled feldspar. Contributions to Mineralogy and Petrology 76: 158-170.
- Humphreys, M.C.S, Blundy, J.D. y Sparks, R.S.J. 2006. Magma evolution and open-system processes at Shiveluch Volcano: insights from phenocryst zoning. Journal of Petrology 47: 2303-2334.
- 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.
- 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., 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.
- Larsen, L.M. 1979. Distribution of REE and Other Trace-Elements between Phenocrysts and Peralkaline Undersaturated Magmas, Exemplified by Rocks from the Gardar Igneous Province, South Greenland. *Lithos* 12: 303-315.
- Lemarchand, F., Benoit, V. y Calais, G. 1987. Trace element distribution coefficients in alkaline series. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51: 1071-1081.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Strekeisen, A., Woolley, A.R. y Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications 193 p.
- Linares, E. 1979. Catálogo de edades radiométricas determinadas para la República Argentina III. Años 1977-1978. Asociación Geológica Argentina. Publicación especial, Serie B (Didáctica y Complementaria), 6. Buenos Aires.
- Maro, G. 2010. Vulcanismo de la Alta Sierra de Somún Curá: el cerro Corona, Provincia de Río Negro. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, (inérito), 108 p., Buenos Aires.
- Nagasawa, H. 1973. Rare-Earth distribution in alkali rocks from Oki-Dogo Island, Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 39: 301-308.
- Nelson, S.T. y Montana, A. 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77: 1242-1249.
- Peccerillo, A., Donati, C., Santo, A.P., Orlando, A., Yirgu, G. y Ayalew, D. 2007. Petrogenesis of silicic peralkaline rocks in the Ethiopian Rift: geochemical evidence and volcanological implications. *Journal of African Earth Sciences* 48: 161-173.
- Prowatke, S. y Klemme, S. 2006. Trace element partitioning between apatite and silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70: 4513-4527.
- Remesal, M.B., Méndez, M.J. y Gagliardo, M. 2002. Petrología de la secuencia volcánica cenozoica en el área del arroyo Ranquil Huao: Meseta de Somún Curá, Patagonia Extraandina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 260-270.
- Remesal, M.B., Salani, F.M., Massafiero, G.I. y Cerredo, M.E. 2004. Estratigrafía y petrología del sector noreste de Sierra de Apas. Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 578-590.
- Remesal, M.B., Salani, F.M. y Cerredo, M.E. 2006. Caracterización petrológica del Complejo Volcánico Agua de la Piedra, provincia de Río Negro. 8° Congreso de Mineralogía y Metalogía. Buenos Aires, 11-13 de octubre. *Acta Avances en Mineralogía, Metalogía y Petrología*: 413-420.
- Remesal M.B., Maro, G., Mackern, A., Parica, C., Salani, F.M. y Cerredo, M.E. 2011. Volcanic centres in the Alta Sierra of Somún Curá and surroundings, Patagonia, Argentina. 22st Colloquium on Latin American Earth Sciences (LAK), Alemania, Abstracts: 150.
- Remesal, M.B., Cerredo, M.E. y Salani, F.M. 2011. Un modelo alternativo para la génesis de la Provincia Magmática Somún Curá. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas: 364-365, Neuquén.
- Ruprecht, P. y Wörner, G. 2007. Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andahua monogenetic cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 165: 142-162.
- Salani, F.M.; Remesal, M.B., Parica, C.A., y Cerredo, M.E. 2009. The Neogene Agua de la Piedra Volcanic Complex, Patagonia, Argentina. 21° Colloquium on Latin American Earth Sciences (LAK), Abstracts: 246-247, Gottingen.
- Salani, F.M., Remesal, M.B. y Cerredo, M.E. 2010. The Neogene Barril Niyeu Volcanic Complex. Somún Curá Magmatic Province. Northern Extra Andean Patagonia. Argentina. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* 2-12: 85-88.
- Sparks, R.S.J. y Marshall, L.A. 1986. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 29: 99-124.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En Saunders, A.D. y M.J. Norry (Eds.), *Magma-tism in the Ocean Basins: Geological Society Special Publication* 42: 313-346, London.
- Trua, T., Deniel, C. y Mazzuoli, R. 1999. Crustal control in the genesis of Plio-quaternary bimodal magmatism of the main Ethiopian rift (MER): geochemical and isotopic (Sr Nd, Pb) evidence. *Chemical Geology* 155: 201-231.
- Villemant, B., Jaffrezic, H., Joron, J.L. y Treuil, M. 1981. Distribution coefficients of major and trace-elements- fractional crystallization in the alkali basalt series of Chaîne-des-puys (Massif Central, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45: 1997-2016.
- Villemant, B. 1988. Trace-element evolution in the Phlegrean Fields (Central-Italy) - fractional crystallization and selective enrichment. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 169-183.
- White, J.C., Parker, D.F. y Minghua, R. 2009. The origin of trachyte and pantellerite from Pantelleria, Italy: Insights from major element, trace element, and thermodynamic modelling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 179: 33-55.
- 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.
- Yoder, H.S. 1973. Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. *American Mineralogist* 58: 153-171.
- Zack, T. y Brumm, R. 1998. Ilmenite/liquid partition coefficients of 26 trace elements determined through ilmenite/clinopyroxene partitioning in garnet pyroxene. En Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D. y Richardson, S.H. (Eds.), 7° International Kimberlite Conference: 986-988, Cape Town.
- Zhu, Y. y Ogasawara, Y. 2004. Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokchetav Uhp Massif, North Kazakhstan. *Journal of Asian Earth Sciences* 22: 517-527.

Recibido: 19 de agosto, 2011.

Aceptado: 6 de marzo, 2012.