

Polimetamorfismo de muy bajo a bajo grado en rocas volcánicas jurásico–cretácicas al sur de Cholila, Chubut, Patagonia Argentina

María Elena Vattuone^{1,*}, Carlos Oscar Latorre¹ y Pablo Rodrigo Leal²

¹ Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, INGEIS, CONICET, Ciudad Universitaria, 1428, Buenos Aires, Argentina.

² Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428, Buenos Aires, Argentina.

* elena@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

Se estudian los procesos de metamorfismo de muy bajo grado (MMBG), que alcanzó el bajo grado (MBG), y que afectaron a la secuencia volcánica calcalcalina del Jurásico Medio a Superior/Cretácico Inferior en los Andes Patagónicos Septentrionales entre Lat 42°30' y 43° S, al sur de la localidad de Cholila, provincia de Chubut, Patagonia Argentina. La secuencia, depositada en cuencas marginales, es intrusada por rocas graníticas del Cretácico Inferior. El protolito es de composición basáltica y andesítico-dacítica; los minerales secundarios se depositaron como reemplazo de fenocristales, mesostasis, amígdalas y venas.

Se reconocen tres procesos metamórficos. El primero, de carácter regional, ocurrió en un ambiente no deformacional, de tipo extensional, con moderado a alto gradiente y con alta fO_2 . Durante este proceso se alcanzaron temperaturas algo mayores a 300 °C a 2 kb de presión y se formó la asociación epidoto–clorita–albita–actinolita–cuarzo–magnetita–titanita con grandita (sin pumpelita ni prehnita) en facies de esquistos verdes, con alta X_{CO_2}/X_{H_2O} , descendiendo luego la T y P a facies de pumpelita–actinolita con asociaciones de pumpelita–actinolita–epidoto (sin prehnita) y facies de prehnita–pumpelita con la asociación epidoto–clorita–albita–cuarzo–pumpelita (\pm prehnita). Algo más al norte, la presencia de epidoto, albita, adularia, clorita, laumontita y escasa pumpelita y prehnita indican la facies de zeolita.

Posteriormente hubo un segundo proceso metamórfico, relacionado probablemente a la inversión de fallas previas y a la elevación del área en el Cretácico Superior, con aumento en la temperatura generado por fluidos vinculados con el magmatismo. Este proceso habría producido, en las cercanías de la localidad de Cholila, asociaciones de ambiente geotermal en facies de zeolita de alta temperatura, ya que a la laumontita del proceso metamórfico previo, se sumó la presencia de wairakita y yugawaralita, asociación indicativa de 220 °C de temperatura a presiones inferiores a 0.5 kb. Los fluidos actuantes en estos procesos fueron neutros a ligeramente alcalinos, y la razón P_{H_2O}/P_{total} fue alta, lo que favoreció la formación de las zeolitas cálcicas. Finalmente, un brechamiento posterior de las rocas favoreció la circulación de nuevos fluidos más alcalinos a bajas temperaturas; con pH ácido se formó illita por sectores, y con pH neutro se depositaron barrerita, offretita y esmectitas en amígdalas.

Palabras clave: polimetamorfismo, metamorfismo de muy bajo grado, metamorfismo de bajo grado, Chubut, Patagonia, Argentina.

ABSTRACT

In this paper we study the polymetamorphic processes of very low-grade metamorphism (VLGM) in subgreenschists facies to low-grade metamorphism (LGM) affecting the calcalcaline volcanic sequence of Middle or Upper Jurassic/Lower Cretaceous age in the North Patagonian Andes (Lat 42°30'–43° S), south of the Cholila locality, Chubut Province, Argentinian Patagonia. The sequence, deposited in marginal basins, is intruded by granitic rocks of Early Cretaceous age. The protolith is basaltic and

andesitic in composition; the secondary minerals were deposited replacing the matrix, phenocrysts, infilling veins and amygdales.

Three metamorphic processes are recognized. The first regional process that affected the sequence occurred in a non-deformational environment of extensional type, with moderate to steep thermal gradient, and high fO_2 . In this first stage, greenschists-facies temperatures of $>300\text{ }^\circ\text{C}$ at 2 kb are indicated by the observed assemblage of epidote–chlorite–actinolite–albite–quartz–magnetite–titanite + grandite (without pumpellyite nor prehnite), which formed at high X_{CO_2}/X_{H_2O} . Temperature and pressure then decreased to subgreenschists facies of VLGM in pumpellyite–actinolite facies with assemblages of pumpellyite–actinolite–epidote (without prehnite) and in prehnite–pumpellyite facies (with epidote–chlorite–albite–quartz–pumpellyite \pm prehnite). In the northern area, the assemblage epidote, albite, chlorite, adularia, laumontite and scarce pumpellyite and prehnite indicates the zeolite facies.

Nearer to Cholila locality, there is evidence of a second stage of VLGM, probably related to the inversion of previous faults and to the uplift of the area in Upper Cretaceous times; the increased temperatures in this stage were generated by fluids related to magmatism. The presence of wairakite and yugawaralite together with laumontite is in accordance with a geothermal-type VLGM in the high-temperature zeolite facies. The equilibrium assemblage wairakite–yugawaralite–laumontite indicates P–T conditions of $<220\text{ }^\circ\text{C}$ and $<0.5\text{ kb}$. In the first two processes, the neutral to slightly alkaline hydrothermal fluids, the high P_{H_2O}/P_{total} ratio, and the high fO_2 conditions in the stability field of hematite, favored the formation of calcsilicates and calcic zeolites. Later, new fractures affected the rocks and facilitated the circulation of new, more alkaline fluids; in some areas, fluids with acidic pH promoted the formation of illite and sericite, but at neutral pH, barrerite, offretite and smectite were deposited in amygdales at temperatures below $180\text{ }^\circ\text{C}$.

Key words: Polymetamorphism, very low-grade metamorphism, low-grade metamorphism, Chubut, Patagonia, Argentina.

INTRODUCCIÓN

En sistemas hidrotermales y geotermiales, las asociaciones minerales de calcosilicatos secundarios formadas a bajas temperaturas son útiles para determinar el grado metamórfico de las rocas. En este trabajo presentamos el estudio de varios procesos metamórficos de muy bajo grado (MMBG) que alcanzó el bajo grado (MBG) afectando a rocas volcánicas de los Andes Patagónicos Septentrionales ubicadas en el Parque Nacional Los Alerces al este de los lagos Rivadavia, Menéndez y Futalaufquen, al sur de la localidad de Cholila hasta las cercanías de Villa Futalaufquen, en la región comprendida entre los paralelos de $42^\circ30'$ y 43°S . Las localidades de muestreo están señaladas en la Figura 1.

Las rocas volcánicas corresponderían en su mayor parte a la porción occidental de la “Provincia volcánica jurásica” de Pankhurst y Rapela (1995), homologable al llamado “Grupo Lago La Plata”. (Ramos, 1981). Según Pankhurst *et al.*, (1998), las rocas volcánicas mesozoicas, que abarcan casi toda la región patagónica, en la Cordillera de los Andes muestran características subalcalinas relacionadas con un ambiente de arco y reconocen una edad que abarca desde mediados o fines del Jurásico al Cretácico Temprano.

Trabajos de índole regional y de geocronología de estas rocas mesozoicas fueron realizados en afloramientos de la Cordillera Patagónica al sur de la Lat 43°S , en las comarcas de Trevelin y Futaleufú por Thiele *et al.* (1978), Haller y Lapido (1982), Lizuaín (1999), Giacosa y Márquez

(1999) y Folguera y Ianizzotto (2004). Según Lapido (1979) y Pesce (1979), en la comarca de Río Pico “las rocas tienen una composición predominantemente andesítica con intercalaciones ácidas”. Trabajos regionales de petrología, geoquímica y geotectónica en la región cordillerana ubicada algo más al sur, en las cercanías de los Lagos La Plata y Fontana, han sido realizados por Rapela y Kay (1988), Pankhurst *et al.* (1998), y Lizuaín (1999), entre otros.

GEOLOGÍA DEL ÁREA

El Grupo Lago La Plata, en el noroeste de Chubut, está caracterizado por una secuencia volcánicoclástica con edades del Jurásico Medio a Superior que pueden llegar al Cretácico Inferior. Según Lizuaín (1999), las secuencias fueron depositadas en un ambiente extensional que favoreció, además, el emplazamiento de las rocas graníticas del Cretácico Inferior, correspondientes al primer estadio del batolito patagónico representado en este caso por el granito de Futalaufquen que fue datado en $125\pm 3.2\text{ Ma}$. (Haller *et al.*, 1996).

En el sector de trabajo (Figura 1), la secuencia lávica está integrada por rocas volcánicas de composición predominantemente andesítico–dacítica, basáltico andesítica y basáltica, mientras que en su localidad tipo, en Lago La Plata, presenta una composición predominantemente félsica (Haller y Lapido, 1982). Las rocas volcánicas son semejantes a las descritas por Pesce (1979) para el miembro inferior de

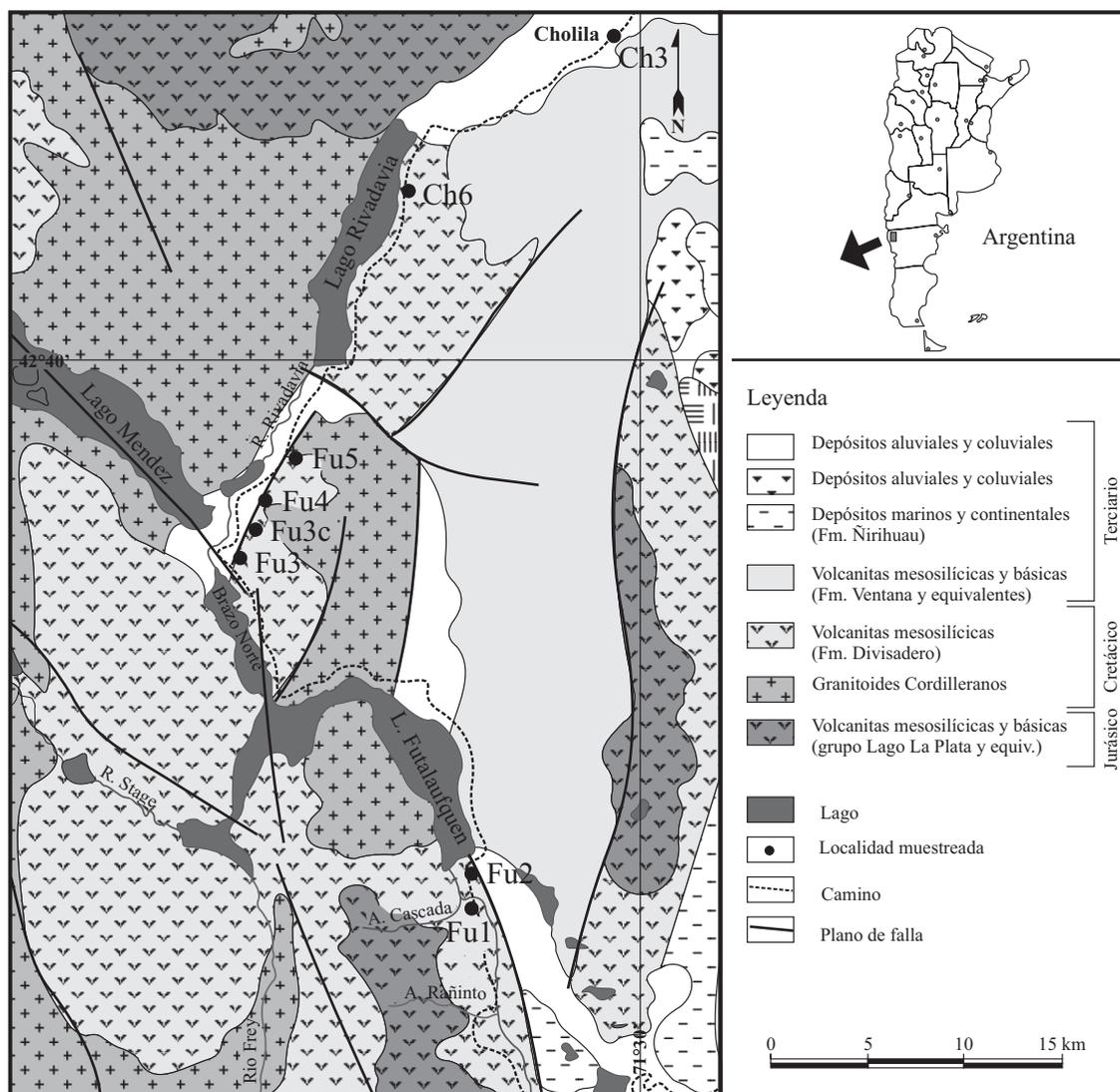


Figura 1. Mapa geológico y de ubicación del área y de las localidades muestreadas.

la Formación Arroyo Cajón del Jurásico Superior.

En el Cretácico Superior se produce una inversión de las fallas extensionales previas (Lizuaín, 1999). Esto provocaría el ascenso de algunas áreas, con aumento en la temperatura generalizado por el magmatismo cretácico. Las fallas regionales de dirección NNE–SSO siguen el borde oriental del Lago Rivadavia y del río homónimo hasta Villa Futalaufquen.

METODOLOGÍA

La metodología consistió en el reconocimiento geológico del área y el muestreo de los afloramientos de rocas volcánicas en las localidades que se ubican en la Figura 1, desde las cercanías de Cholila hasta el Arroyo Rañinto. En el laboratorio se procedió a la selección de las rocas y al

estudio de los cortes petrográficos. En cuanto a los minerales secundarios, se estudiaron primeramente por métodos ópticos en grano suelto y en corte delgado, y se examinaron las muestras a temperatura y presión ambiente bajo un microscopio electrónico de barrido ambiental (ESEM) marca Philips Electroscan Modelo 2010. Se observaron trozos de roca, amígdalas, venas y, en el caso de las zeolitas, las muestras separadas de cada una de ellas, con aumentos de hasta 40,000, a temperatura y presión ambiente.

Las zeolitas, esmectitas, epidoto, pumpelita y actinolita fueron analizados químicamente en los laboratorios del Centro de Investigaciones Técnicas de las Fuerzas Armadas (CITEFA), con un analizador de energía dispersiva (EDS), adosado a un microscopio electrónico de barrido (SEM) Philips 9100. Los patrones utilizados fueron elementos metálicos. Los análisis se realizaron a 20 kv, corrección convencional ZAF y TKOFF=25°. Se usó un haz de electro-

Tabla 1. Coordenadas, rasgos texturales y asociaciones minerales de las rocas volcánicas.

Sector	Fu1/2	Fu3	Fu3c	Fu4	Fu5	Ch6
Coordenadas	42°53'25" S 71°36'04" W	42°44'54" S 71°44'43" W	42°44'54" S 71°44'43" W	42°43'19" S 71°43'37" W	42°42'25" S 71°42'57" W	42°35'16" S 71°38'04" W
Protolito	Andesítico/dacítico	Basáltico	Andesítico/dacítico	Andesítico	Andesítico	Andesítico
Estructura	Brechosa	Amigdaloides	Brechosa	Brechosa	Brechosa	Brechosa
Textura relictica	Afirica	Porfírica	Porfírica	Porfírica	Porfírica	Porfírica
<i>Minerales primarios</i>						
Plagioclasa	•	•	•	•	•	•
Anfibol				•	•	
Clinopiroxeno		•				
<i>Minerales secundarios</i>						
Grandita			•			
Actinolita		•	•			
Clinozoisita/epidoto		•	•	•	•	•
Pumpelita		•		•	•	•
Clorita		•	•			
S/C				•	•	•
Esmectita	•	•	•			
Albita		•	•	•	•	•
Adularia		•			•	•
Wairakita						•
Yugawaralita						•
Laumontita					•	•
Prehnita				•	•	•
Barrerita		•	•	•		
Offretita		•				
Illita				•		•
Cuarzo		•	•	•	•	•
Cristobalita	•	•	•	•		
Calcita	•	•	•	•	•	•
Titanita		•	•	•	•	•
Titanomagnetita		•				
Magnetita		•	•	•	•	•
Hematita	•	•	•	•	•	•

nes de 2 µm de diámetro y un tiempo de conteo de 10 s. El máximo error promedio de los datos iniciales de EDS para cada elemento es de 2.6% en peso. El contenido del catión Ba en las zeolitas está por debajo del límite de detección. Los análisis representan valores promedio de individuos seleccionados.

Todos los minerales secundarios se analizaron por difracción de rayos X (DRX) mediante el método Debye-Scherrer realizado con un difractómetro Siemens, modelo D5000. La longitud de onda utilizada fue $\text{CuK}\alpha_1=1.54056 \text{ \AA}$, con filtro de Ni, escaneado a una velocidad de 1.2 °2θ/minuto, desde 2θ=5° hasta 2θ=60°. Los parámetros de la celda unidad en barrerita y offretita fueron obtenidos por refinamiento de los datos de DRX usando el programa de computación de Holland y Redfern (1997).

Para el estudio de esmectitas en las amígdalas, éstas fueron separadas primeramente de las rocas, tratadas con etilenglicol y estudiadas por DRX. Los interestratificados esmectita/clorita (S/C) y las cloritas fueron determinados ópticamente.

PETROGRAFÍA

Se estudiaron los afloramientos de rocas volcánicas y, según el grado de alteración y la mineralogía secundaria que presentan, fueron subdivididos en varios sectores. Las localidades muestreadas en cada sector se ubican en la Figura 1.

Sector Fu1/Fu2

Las rocas, representadas por coladas lávicas, presentan colores rojizos a verdosos, estando afectadas por brechamiento y alteración; hay fracturas rellenas por carbonatos. Al microscopio son de composición dacítica y se observa textura afírica con una mesostasis afieltrada de microlitos de plagioclasa e impregnada intensamente por hematita; en algunos lugares presentan amígdalas rellenas por esmectitas y cristobalita. Están atravesadas por venas de calcita.

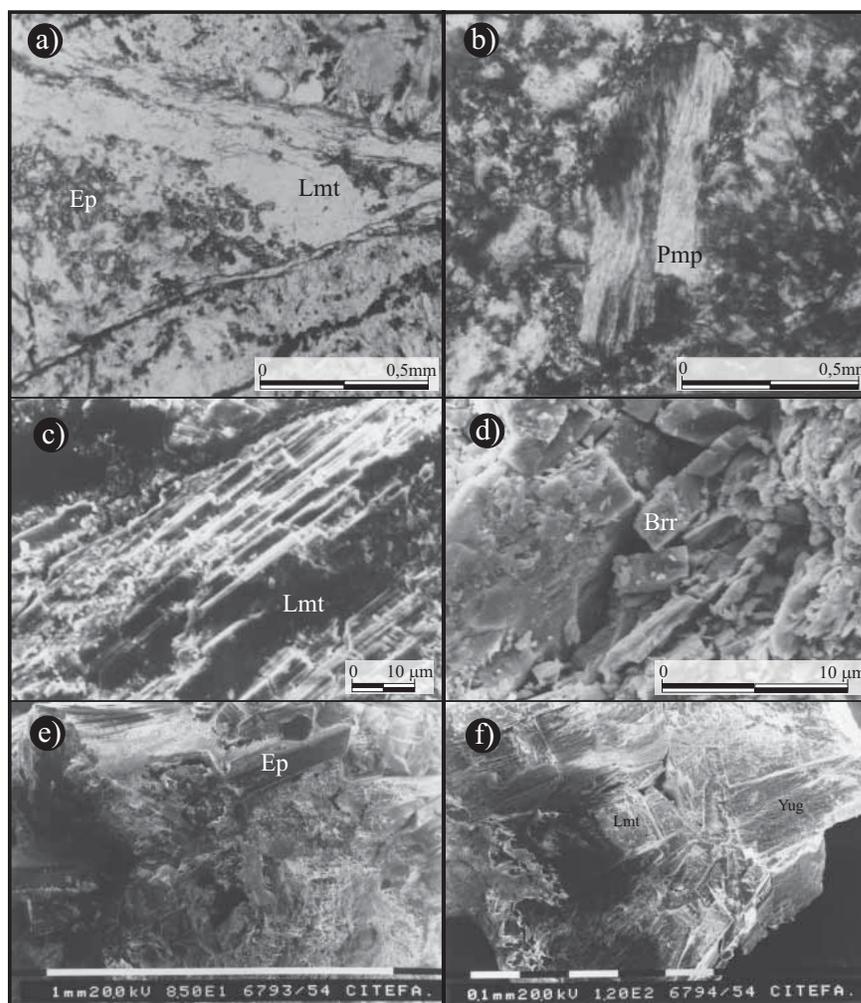


Figura 2. Microfotografías. a: Fu5, vena rellena por laumontita (Lmt) y epidoto (Ep) que también ocupan la mesostasis; b: Ch6, pumpelita maclada (Pmp) en una mesostasis de albita, cuarzo y adularia; barra = 2 mm; fotos a y b fueron tomadas con microscopio de polarización y polarizadores cruzados; c: Fu5, cristales idiomorfos de hábito tabular paralelos a $\{010\}$ de laumontita (Lmt); d: Fu3, cristales prismáticos de barrerita (Brr) rodeados por otros de hábito hojoso; e: Fu3, cristales idiomorfos de epidoto (Ep) variedad clinozoisita junto con cristales curvados fibrosos de barrerita; f: Ch6, cristales de yugawaralita (Yug) paralelos a $\{100\}$ con clivaje perfecto junto con laumontita (Lmt) de hábito prismático donde se observa la cara basal. c,d,e y f fueron tomadas con SEM.

Sector Fu3

Corresponde a coladas de lava de andesita basáltica amigdaloides que presenta color verdoso. Localmente se observan cavidades con cristales de epidoto de color verde y de varios milímetros en las paredes.

Las rocas presentan textura intergranular y amigdaloides integrada por cristales de plagioclasa casi totalmente reemplazada y muy escaso clinopiroxeno relicto en una mesostasis integrada por minerales secundarios. Éstos, en gran variedad, se hallan en amígdalas, venas, reemplazan a los fenocristales y a la mesostasis.

Los minerales secundarios predominantes en la roca son: epidoto, pumpelita, clorita, actinolita y albita. Se observan dos variedades de pumpelita, una de color marrón y hábito equidimensional a prismático que reemplaza a

piroxeno y a plagioclasa y que es la más abundante, y otra variedad verde que suele ser de hábito acicular y se presenta intercrecida con clorita y en los bordes de amígdalas. Ambas variedades de pumpelita se disponen también junto al epidoto.

En las amígdalas hay hematita, escasa pumpelita verde y clinozoisita (Figura 2e) en las paredes, seguidos hacia el centro por cristobalita, albita, adularia, zeolitas (barrerita y ofertita; Figura 2d) y esmectita.

Sector Fu3c

Son brechas integradas por clastos de andesita y dacita compuestos por fenocristales relicto de plagioclasa, fuertemente alterados a calcita, cuarzo y cristobalita con

mesostasis de textura pilotaxítica integrada por microlitos de plagioclasa fuertemente albitizados con grandita, actinolita, cuarzo y abundante titanomagnetita y titanita. En algunos sectores hay porfiroblastos de albita con textura poiquiloblástica que incluye mineral opaco incorporado de la matriz. Hay clastos que presentan fenocristales de plagioclasa en una matriz microgranosa de cuarzo con bordes suturados que revela su carácter secundario.

El cemento de la brecha está constituido por material clorítico, carbonático, titanita, granate cálcico (grandita), cuarzo, magnetita, hematita y plagioclasa con maclas fracturadas y acuñadas, alteradas a calcita; en muy pocos sectores hay agregados de zeolitas de hábito fibroso radiados (barrerita) de tamaño extremadamente pequeño. Hay amígdalas rellenas por esos mismos materiales y por esmectitas.

Sector Fu4

Son metandesitas de textura porfírica relictica compuestas por fenocristales y microfenocristales de plagioclasa idiomorfos, reemplazados por illita, calcita, epidoto, escasa prehnita, clorita, albita y magnetita; microfenocristales de anfíbol están alterados a S/C y rodeados por óxidos de hierro. La mesostasis es de textura afieltrada compuesta por microlitos de plagioclasa, S/C, illita, adularia, titanita, cristobalita y mineral opaco. Hay amígdalas con epidoto, cuarzo y S/C, y algunas con prehnita, epidoto, S/C y carbonato. Hay venillas con cuarzo y magnetita.

Sector Fu5

Son brechas de naturaleza andesítica cuyos caracteres texturales y mineralogía primaria son similares a la de Fu3c pero presentan en su mineralogía secundaria abundante laumontita (Figura 2c) tanto en venas con epidoto, S/C, titanita y jarosita (Figura 2a), como reemplazando a fenocristales de plagioclasa junto con albita, epidoto, jarosita y titanita. En la matriz hay adularia, albita, S/C y calcita.

Algo más al norte, las rocas varían a composiciones andesítico-dacíticas y presentan un importante proceso de silicificación, con amígdalas de hasta 20 cm de diámetro rellenas por cuarzo; hay numerosas venas del mismo mineral.

Sector Ch6

En las cercanías del lago Rivadavia las rocas tienen protolitos de naturaleza andesítica a dacítica. Presentan muy escasos relictos de fenocristales primarios con hábito de feldespatos, algunos con esbozo de macla de dos individuos, albitizados y argilitizados; persisten muy pocos sectores de la mesostasis de textura pilotaxítica integrados

por microlitos de plagioclasa reemplazados por las zeolitas cálcicas laumontita, yugawaralita y wairakita, acompañadas por pumpelita (Figura 2b), albita y adularia con inclusiones de hematita en planos de clivaje; hay escaso epidoto y S/C. Como cemento de la brecha, también hay laumontita, yugawaralita (Figura 2f) y wairakita, acompañadas por hematita.

MINERALOGÍA METAMÓRFICA

Los minerales primarios y secundarios encontrados en las diferentes localidades y la ubicación, estructura y textura de las rocas se sintetiza en la Tabla 1. En la Tabla 2 se enumeran los minerales secundarios según microdominios

Los minerales máficos primarios han sido reemplazados en su mayor parte y sólo quedan relictos muy escasos de clinopiroxeno (restringido a un sector de las rocas de la localidad Fu3) y escasos pseudomorfos de anfíbol en las localidades Fu4 y Fu5.

Química mineral

Con base en los análisis químicos con EDS seleccionados de las especies de zeolitas, epidoto, pumpelita, actinolita y esmectitas, se confeccionó la Tabla 3 donde se incluyen, además, los principales datos mineralógicos.

Hay zeolitas cálcicas (yugawaralita, wairakita y laumontita) y zeolitas alcalinas (barrerita y offretita). Los datos mineralógicos y químicos están dentro del rango propuesto por Coombs (1997), Gaines *et al.* (1998), Passaglia y Sheppard (2001) y Deer *et al.* (2004) para las diferentes especies de zeolitas.

La barrerita es una zeolita rómbica muy rara con cuatro hallazgos en el mundo, dos de los cuales están en Argentina en la localidad de este trabajo (Latorre *et al.*, 2000; Vattuone y Latorre, 2002; Vattuone *et al.*, 2002) y en Confluencia, Neuquen (Vattuone *et al.*, 2001). La barrerita de esta localidad tiene una fórmula estequiométrica promedio de $\text{Na}_{1.13}\text{K}_{0.12}\text{Ca}_{0.17}(\text{Al}_{2.10}\text{Si}_{7.02}\text{O}_{18}) \cdot 6.5\text{H}_2\text{O}$ siendo frecuente la presencia de menores cantidades de Ca y K reemplazando a Na, como ocurre comúnmente. El $\text{Tsi} = \text{Si}/(\text{Si} + \text{Al}) = 0.77$ (Vattuone *et al.*, 2002).

La offretita se presenta en unas pocas ocurrencias en el mundo y fue estudiada por única vez en nuestro país en esta localidad (Latorre *et al.*, 2000; Vattuone y Latorre, 2002; Vattuone *et al.*, 2002). Los análisis efectuados a la offretita indicaron una fórmula de: $\text{Mg}_{1.40}\text{Ca}_{0.28}\text{Na}_{1.53}\text{K}_{0.47}(\text{Al}_{5.04}\text{Si}_{12.87}\text{O}_{36}) \cdot 16\text{H}_2\text{O}$. El DEC (*dominant extraframework cation*) es el Na, al igual que en dos casos en el mundo mencionados para Australia; como dato no muy común tiene $\text{Mg} > \text{Ca}$, como en la localidad tipo, Mont Semiol (Francia). Los SEC (*secondary extraframework cation*) son el Ca y el K (Vattuone y Latorre, 2002). Los datos químicos están dentro del rango propuesto por Gaines *et al.* (1998) y Passaglia y

Tabla 2. Minerales secundarios según sus microdominios en las volcanitas estudiadas. m: mesostasis, v: venas, a: amígdalas, A(pl), A(px), A(Anf): alteración en plagioclasas, piroxenos o anfíboles, respectivamente.

Mineral	Fu1/2	Fu3	Fu3c	Fu4	Fu5	Ch6
Grandita			A(pl), m, v			
Actinolita		A(px), m	m			
Clinzoisita / epidoto		A(px), A(pl), m, a, v	m, v	A(pl), A(anf), a	A(pl), m, v	m
Pumpelita		A(px), A(pl), m, a		a	m	m
Clorita		A(px), m	A(pl), v			
Interestratificados S/C				A(anf), m	m, v	m
Esmectita	a	a	a			
Albita		A(pl), m, a	m	A(pl)	A(pl), m	A(pl), m
Adularia		A(pl), a			m	m
Wairakita						m, v
Yugawaralita						m, v
Laumontita					A(pl), v	m, v
Prehnita				A(pl), A(anf), a	m	v
Barrerita		a	v	a		
Offretita		a				
Illita				A(pl), m		A(pl)
Cuarzo		A(pl)	A(pl), m, a, v	a, v	v	m
Cristobalita	m	a	A(pl), a	m, v		
Calcita	v	a	A(pl), a, v	A(pl), a	m, v	m
Titanita		m, v	m, a, v	A(anf), m	A(pl), v	m
Titanomagnetita		m				
Magnetita		a	m	A(anf), m, v	m	m
Hematita	m	m, a	m, v	m	m	m, v

Sheppard (2001) para offretita.

Las zeolitas cálcicas yugawaralita, laumontita y wairakita presentan parámetros químicos dentro de los habituales para las respectivas especies.

En cuanto a las esmectitas, según Schiffman y Fridleifsson (1991) se distinguen dos series composicionales: 1) un grupo de baja temperatura (<80 °C) de esmectitas di/trioctaédricas que se encuentra entre los miembros extremos saponita (trioctaédrica) y beidellita (dioctaédrica), y 2) un grupo de mayor temperatura (>200 °C) entre saponita e interestratificados de esmectita-clorita. En este caso, los filosilicatos de las amígdalas y de la mesostasis son esmectitas dioctaédricas de baja temperatura que corresponden a montmorillonita intermedia entre saponita y beidellita. Sin embargo, se nota la presencia de escasa illita, lo que se debería a impurezas o a la presencia de interestratificados illita/esmectita. Sería necesario hacer estudios más completos para determinar con precisión los interestratificados de las rocas estudiadas.

El epidoto tiene un contenido de pistacita (Ps) $[(100\text{Fe}^{+3}/(\text{Fe}^{+3}+\text{Al}))= 7.19-10.14]$, lo que lo clasifica como clinzoisita (Deer *et al.*, 1986). En la Tabla 3 se han incluido los análisis correspondientes a las composiciones extremas de la serie hallada.

Los análisis de pumpelita arrojan valores de $X_{\text{Fe}^{3+}}$ entre 22.2 y 31.93; corresponden a una proporción de $\text{Fe}_2\text{O}_3 > 10\%$ en peso. Representados en un diagrama $\text{Fe}^{3+}-\text{Al}-\text{Mg}$ (Figura 3), los análisis caen en un campo similar al de pumpelitas de las secuencias andinas cretácicas del Grupo Céllica en Ecuador (Aguirre, 1992, 1993). En la Tabla 3 se incluyen varios análisis de este mineral, ya que presenta mayor variación composicional que los otros minerales.

La actinolita presenta una proporción de Si algo mayor al promedio.

Mineralogía óptica y difracción de rayos X

En la Tabla 4 se indican los espaciados de difracción de Rayos X de mayor intensidad para cada una de las zeolitas, ya que para estos minerales es aconsejable una identificación usando también esta metodología.

La barrerita se presenta en pequeños cristales de 0.3 mm. Al microscopio electrónico se observa su hábito en prismas, haces fibroso-radiados con dos formas predominantes $\{0kl\}$ y $\{111\}$ y con hábito laminar sobre $\{010\}$. Tiene clivaje según $\{010\}$. La orientación óptica es: $\alpha \equiv a$, $\beta \equiv b$ y $\gamma \equiv c$. La elongación es negativa. Presenta baja birrefringencia y tiene $2V_a = 70^\circ$. Estas características, la difracción de rayos X y las dimensiones de la celda unitaria ($a_0 = 13.2325 \text{ \AA}$, $b_0 = 18.1346 \text{ \AA}$ y $c_0 = 17.9723 \text{ \AA}$), coinciden con las suministradas para la especie por Coombs (1997), Passaglia y Sheppard (2001) y Deer *et al.*, (2004).

La offretita se presenta en cristales que constituyen agregados paralelos y fibroso-radiados y presentan elongación según el eje c, siendo su tamaño de 0.05 mm; son incoloros y desarrollan el pinacoide basal $\{0001\}$; el mineral es uniaxial negativo y con elongación negativa. Estas características, junto con el diagrama de DRX por el método Debye-Scherrer, y los parámetros de la celda unitaria ($a_0 = 13.3766 \text{ \AA}$ y $c_0 = 7.5743 \text{ \AA}$), coinciden con los suministrados para offretita por Coombs (1997) y Deer *et al.* (2004).

El epidoto de las amígdalas es de color verde en mues-

Tabla 3. Análisis químicos seleccionados de las zeolitas y minerales secundarios acompañantes y cálculo de la fórmula estequiométrica con base en el número de oxígenos indicado. Equid: equidimensional.

Mineral	Barrerita	Offretita	Yugawaralita	Wairakita	Laumontita	Clinozoicita	Actinolita	Esmeectitas	Pumpelita
Muestra	Fu3	FU3	CH6	CH6	FU5	FU3	FU3	FU3	FU3
Roca de caja	Basalto	Basalto	Andesita	Andesita	Andesita	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto
Hábito	Prismático a fibroso radial	Fibroso	Prismático	Equid.	Prismático/acicular	Prismático	Acicular a primático	Agregado granular fino	Prismático
Características ópticas	2V= (-)70° elong. (-)	Uniaxico (-), elong. (-)	2V= (-)70°	2V= (-)71°	2V= (-)25°, V > R	2V= 80°, V > R	gamma: c = 15°	2V= 40°(+), uniaxico (-), gamma: c = 35°	
SiO ₂	61.20	54.63	58.93	60.55	54.96	40.39	60.17	51.12	37.96
Al ₂ O ₃	15.57	16.14	18.50	19.23	17.47	29.63	5.00	15.07	20.76
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.95	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00	3.18	0.00	0.00	1.57	3.67	0.00	0.00	11.66
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.14	6.01	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	3.99	0.00	0.00	0.00	0.00	14.11	4.07	2.16
CaO	1.41	1.13	10.58	12.22	9.99	22.31	14.58	3.18	20.46
Na ₂ O	5.08	3.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.90	0.00
K ₂ O	0.85	1.58	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.70	0.00
Total	84.10	84.00	88.00	92.00	84.00	96.00	98.00	85.00	93.00
	72 O	36 O	32 O	96 O	48 O	12.5 O	23 O	22 O	14 O
Si	28.08	12.87	11.65	34.56	17.21	3.13	8.17	7.52	3.52
Al	8.42	4.48	4.31	12.94	6.45	2.71	0.80	2.61	2.27
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.56	0.00	0.00	0.37	0.21	0.00	0.00	0.81
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.47	0.74	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	1.40	0.00	0.00	0.00	0.00	2.86	0.89	0.30
Ca	0.69	0.28	2.24	7.47	3.35	1.85	2.12	0.50	2.03
Na	4.52	1.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.83	0.00
K	0.50	0.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00
Tsi=Si/(Si+Al)	0.77	0.74	0.73	0.73	0.73			X _{rec+}	26.39
*E%	31.53	-6.04	-3.81	-13.39	1.71				31.62
									31.93
									25.5
									27.19
									22.2

*E%=(Al+Fe)-(Li+Na+K)-2(Mg+Ca+Sr+Ba)/(Li+Na+K)+2(Mg+Ca+Sr+Ba)x100 según Gottardi y Galli (1985).

tra de mano pero incoloro en corte delgado, y sus características ópticas (birrefringencia azul anómala, $2V\gamma 80^\circ$, dispersión $v>r$), confirman la identificación de clinozoisita.

Hay dos variedades de pumpelita con diferente color. Una variedad verde azulada con $2V=40^\circ(+)$, $\gamma:c=35^\circ$, $\beta=1.72$ (c) y una variedad marrón cuyas propiedades ópticas son variables: $2V=40^\circ(+)$ a uniaxial (-) y $\beta=1.69-1.72$ (c). De acuerdo con el diagrama de Coombs (1953), las propiedades ópticas de ambas variedades son indicativas de alto contenido en Fe, lo que concuerda con los análisis químicos.

La actinolita es de color verde intenso y su distinción por vía óptica de la variedad de pumpelita verde es dificultosa. Las esmectitas de amígdalas son de color verde pálido y birrefringencia verde anómala. Los interstratificados de C/S son de color verde oscuro profundo y birrefringencia en colores del segundo orden; se presentan intercalaciones con color de birrefringencia azul anómalo que se interpreta como clorita discreta. La clorita presenta dos variedades, ambas de color verde pleocroicas y birrefringencia azul anómala en un caso y marrón oscuro en otro.

La cristobalita fue determinada por DRX como cristobalita de baja temperatura o cristobalita β y la albita como albita ordenada de baja temperatura.

ZONACIÓN MINERAL Y EVOLUCIÓN METAMÓRFICA

Los procesos metamórficos y la zonación mineral identificados en las rocas volcánicas jurásico-cretácicas al sur de Cholila se presentan resumidos en la Tabla 5 y se describen seguidamente.

Metamorfismo regional

Facies de esquistos verdes

En el sector Fu3c se estima que el proceso metamórfico alcanzó temperaturas que corresponden a facies de esquistos verdes, indicada por asociaciones de epidoto-clorita-actinolita-albita-cuarzo-magnetita-titanita-grandita (sin pumpelita ni prehnita).

El granate grandita en volcanitas jurásicas es probablemente consecuencia de intercalaciones de caliza en las mismas, sobre las que habría actuado el proceso metamórfico. Asociaciones semejantes en volcanitas de los Andes Nordpatagónicos han sido estudiadas por autores de este trabajo y sus colaboradores en las regiones de Moquehue (Vattuone y Latorre, 1990) y de Aluminé (Lagorio *et al.*, 2000) en la provincia del Neuquén.

Según Deer *et al.* (1986), la reacción que origina grandita con base en prehnita+hematita = epidoto+grandita+cuarzo ocurre a 325°C ; por encima de los 350°C a 2 kb es estable la asociación hematita+grandita+epidoto y magnetita-grandita-epidoto.

Facies de pumpelita-actinolita

Se encuentra restringida al sector Fu3, donde hay individuos de actinolita con abundante epidoto, pumpelita y clorita (sin prehnita) en equilibrio, que indicaría que se alcanzó la facies de pumpelita-actinolita en el límite con la de esquistos verdes, lo que se confirma además por la desestabilización de piroxeno del cual permanecen muy escasos individuos. Aguirre y Atherton (1987), entre otros, indican que el piroxeno suele mantenerse inalterado hasta la facies de esquistos verdes.

Para Roberts (1981), la asociación pumpelita-actinolita-epidoto en el norte de Gales, semejante a la que se menciona en este trabajo, se atribuye a una facies de transición entre la de esquistos verdes y prehnita-pumpelita y la ausencia de prehnita podría ser explicada como el resultado de una alta razón $X_{\text{CO}_2}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ (lo que la restringe). Según Digel y Ghent (1994), la prehnita se desestabiliza rápidamente con un leve aumento en la presión de CO_2 .

La presencia de actinolita solamente en las rocas Fu3 y Fu3c podría ser indicativa de que las mismas tendrían una relación $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ mayor a 0.54, lo que según Frey y Robinson (1999) favorecería la cristalización de actinolita.

Schiffman y Liou (1980), para asociaciones en un sistema pseudoternario ($\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$), indican las condiciones de formación de la asociación mencionada por medio de la siguiente reacción: clinozoisita+tremolita = pumpelita+clorita a unos 270°C y 1.5 kbar de presión de fluido. Esas cuatro fases minerales se hallan presentes en las rocas del sector Fu3 y esa reacción, de acuerdo a las observaciones y a la relación entre reactantes y productos, estaría desplazada hacia la derecha; sin embargo, en este caso se debe considerar además la presencia de Fe expres-

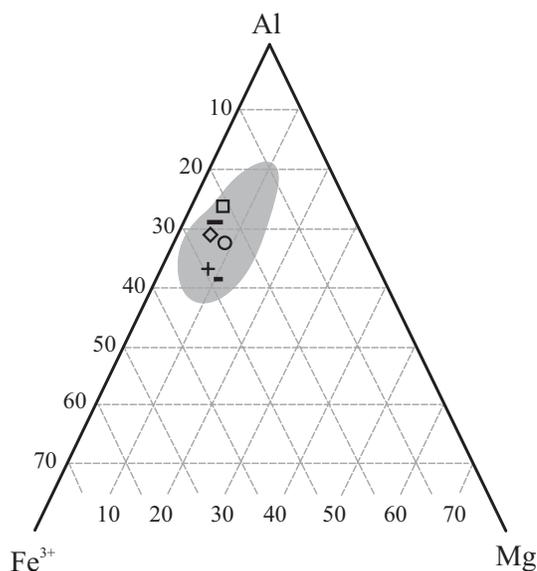


Figura 3. Diagrama de Al-Fe-Mg mostrando la composición de pumpelitas en lavas básicas de Cholila, Chubut. Como referencia se graficó gris el campo de las pumpelitas del grupo Cécica, Ecuador (Aguirre, 1993).

Tabla 4. Espaciados e intensidades más importantes de los difractogramas de las zeolitas analizadas.

Barrerita		Ofretita		Yugawaralita		Wairakita		Laumontita	
d (Å)	I/I ₀	d (Å)	I/I ₀	d (Å)	I/I ₀	d (Å)	I/I ₀	d (Å)	I/I ₀
9.12	100	4.36	80	5.81	90	5.60	90	9.06	100
4.60	60	3.78	100	4.69	80	3.40	100	4.03	70
4.05	80	2.88	70	3.07	100	2.90	80	3.03	70
3.39	60	2.86	95						

sada en las composiciones de pumpelita y actinolita, la cual, según Frey y Robinson (1999), influiría desplazando el equilibrio a presiones menores.

La formación de pumpelita podría ser también resultado de la reacción: anortita+piroxeno pobre en Ca+H₂O = pumpelita+clorita+cuarzo. La pumpelita en estas rocas reemplaza a piroxeno y plagioclasa lo que confirmaría esta hipótesis de formación.

Facies de prehnita–pumpelita

Los minerales secundarios que se registran con mayor abundancia en casi todas las rocas estudiadas en este trabajo constituyen la asociación pumpelita–clorita *s.l.*–epidoto–albita, indicativa de la facies de prehnita–pumpelita. Según Cho *et al.* (1986), esta facies está dada por cualquiera de estas dos asociaciones: epidoto–clorita–albita–cuarzo o pumpelita–clorita–epidoto. Según ese autor, la albita de baja temperatura, ordenada, es típica de la facies, como se observa en nuestro caso.

En cuanto a la pumpelita, la formación de una pumpelita marrón y otra verde en la misma roca, como sucede en la localidad Fu3, se ha registrado en otros lugares del mundo, como en el norte de Michigan (Jolly y Smith, 1972). De acuerdo con Beiersdorfer y Day (1995), la variación composicional de pumpelitas en cuanto a Mg, Al, Fe²⁺ y Fe³⁺ es uno de los mayores problemas en la caracterización de este mineral y, en facies de subesquistos verdes, las asociaciones de prehnita–pumpelita y pumpelita–actinolita podrían coexistir en metabasitas con relaciones Fe/Mg variables, representando el mismo grado metamórfico.

La pumpelita del sector Fu3 muestra poca dispersión en su composición, que es rica en Fe; coexiste con escasa actinolita y con epidoto pobre en Fe. Con respecto a la relación entre clorita y pumpelita, en estas rocas se observa en algunas cloritas magnesianas (probable clorita₁) una desmezcla por sectores que origina pumpelita verde y clorita con color de birrefringencia azul que denota una composición ferrífera (probable clorita₂).

Jolly y Smith (1972) encuentran en la secuencia lávica metamorfizada de Michigan evidencias texturales para la reacción: clorita₁ = pumpelita+clorita₂. La clorita de mayor temperatura (clorita₁) tiene mayor contenido de Mg y Al que la clorita₂, según los autores mencionados.

Esto podría indicar en nuestro caso que, al descender la temperatura, la clorita magnesiánica exsuelve el Fe y origina variedades de pumpelita y de clorita ricas en ese catión.

En cuanto al epidoto, en las rocas del sector Fu3 se trata de clinzoisita Ps=[(100Fe⁺³+Al)]=7.19–10.14. Según Cho *et al.* (1986), la clinzoisita es estable a temperaturas de 200 °C, pudiendo coexistir con zeolitas. Según Deer *et al.* (1986), la variación en el contenido en Fe en epidoto está relacionada a diferencias en las condiciones de *f*O₂ bajo las cuales cristalizaron. Frey y Robinson (1999) destacan que ligeras variaciones en la *f*O₂, *f*S₂, pH y X_{CO₂} en los fluidos, originan cambios en la composición de minerales del grupo del epidoto.

De todo esto se desprende que no está claro que el contenido de Ps en epidoto tenga relación con la facies metamórfica; aunque sí hay coincidencia entre casi todos los investigadores mencionados en que parece aumentar con la *f*O₂.

Facies de zeolita

En el sector Fu5, el epidoto con albita, adularia, laumontita y escasa pumpelita indicaría asociaciones correspondientes a la facies de zeolita. El epidoto aparece allí como la fase más estable, lo que podría indicar que la inversión de las fallas y el brechamiento al que fueron sometidas las rocas posteriormente al Cretácico, indicado por el maclado de diversos minerales (pumpelita y adularia) tiende a favorecer la cristalización de epidoto, más estable en un tipo de ambiente móvil. Esto es sostenido por Digel y Ghent (1994) para casos que involucran a estos minerales. La presencia de pumpelita en disminución respecto a los anteriores sectores, a veces reemplazada por clorita e interestratificados esmectita/clorita (S/C) y la presencia de escasa prehnita y abundante laumontita, indican que podría haber tenido lugar la reacción propuesta por Coombs *et al.* (1959) para la facies de zeolita de Otago (Nueva Zelanda): pumpelita+H₂O = laumontita+prehnita+clorita.

Metamorfismo geotermal

Facies de zeolita de alta temperatura

En el sector Ch6, a las asociaciones minerales mencionadas en Fu5 se suma la presencia de yugawaralita y wairakita. Esto acota la presión a unos 0.5 kb y la temperatura a 220 °C (Zeng y Liou, 1982). El campo de la laumontita a esas presiones se encuentra a menor temperatura que el de yugawaralita. (Frey *et al.* 1991).

En un sistema hidrotermal de muy alto gradiente

geotermal (indicado en este caso por la presencia de yugawaralita y wairakita), la secuencia normal con el incremento de temperatura para las zeolitas cálcicas debería ser: laumontita→ yugawaralita→ wairakita (Liou *et al.*, 1985). Según Deer *et al.* (2004), la presencia de yugawaralita y laumontita en venas confirma la precipitación a partir de fluidos hidrotermales. En este sector, por lo tanto, hay evidencias de que al metamorfismo regional se habría superpuesto un metamorfismo de mayor gradiente geotermal con la formación de yugawaralita, wairakita y escasa prehnita.

La albita que se forma a partir de la destrucción de la plagioclasa cálcica es una fase abundante. El exceso de calcio y aluminio proveniente de la destrucción de la plagioclasa por la albitización se emplea en la formación de los otros calcosilicatos (no persiste la plagioclasa primaria de la roca). Según Liou *et al.* (1985), en el área geotermal de Onikobe, a temperatura mayor que 230 °C, los fenocristales primarios de plagioclasa están enteramente reemplazados por albita ± wairakita y arcillas. Esto confirma temperaturas dentro de ese rango para esta paragénesis.

En El Molle, Chubut, se observó la presencia de laumontita en venas y yugawaralita en la mesostasis de andesitas junto con prehnita y albita en ambiente geotermal

(Vattuone y Latorre, 1999). En secuencias cretácico–terciarias de la Formación Abanico en Chile Central, Vergara *et al.* (1993) indican que se pasa abruptamente de una asociación de heulandita–laumontita a asociaciones de laumontita–yugawaralita y posteriormente wairakita–epidoto lo que evidencia un metamorfismo de tipo geotermal sobreimpuesto al regional.

Metamorfismo hidrotermal

Facies de zeolita de baja temperatura

Un tercer proceso, de más baja temperatura y restringido principalmente a las amígdalas del sector Fu3, formó posteriormente esmectitas dioctaédricas, offretita, barrerita y cristobalita. Este proceso reemplazó a los minerales de amígdalas previos como epidoto, albita, pumpelita verde, cuarzo y adularia que persisten en algunos sectores. La offretita y la barrerita junto con esmectitas se encuentran intercrecidas en las amígdalas, reemplazando a albita y adularia. Las zeolitas serían producto de la destrucción de esos minerales a temperaturas menores que 180 °C. La presencia de barrerita como reemplazo de albita ha sido

Tabla 5. Zonación de los procesos metamórficos en rocas volcánicas jurásico-cretácicas al sur de Cholila, provincia de Chubut, Patagonia Argentina.

Minerales Secundarios	1 ^{er} proceso				2 ^{do} proceso	3 ^{er} proceso
	F. Esquistos Verdes	F. Pumpelita-Actinolita	F. Prehnita-Pumpelita	F. Zeolita	F. Zeolita alta T	F. Zeolita baja T
Grandita	██████████					
Actinolita		██████████				
Epidoto	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████
Clorita	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████	
Albita	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████	██
Cuarzo	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████	
Titanita	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████	
Magnetita	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████	
Hematita	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████	
Pumpelita		██████████	██████████	██████████	██████████	
Prehnita			██████████	██████████	██████████	
Adularia		██████████		██████████	██████████	██
Laumontita				██████████	██████████	
Yugawaralita					██████████	
Wairakita					██████████	
Esmectita						██████████
Barrerita						██████████
Offretita						██████████
Cristobalita						██████████
Illita						██████████
Sericita						██████████
Jarosita						██████████
Calcita	██████████					██████████
Ti-magnetita		██████████				

también reportada en la provincia del Neuquen, en los Andes Nordpatagónicos (Vattuone *et al.*, 2001).

La sucesión en la formación de las zeolitas, de acuerdo a la disposición en las amígdalas (primero offretita y luego barrerita), indicaría que parte del K original de la offretita podría haber sido reemplazado por fluidos paulatinamente más sódicos, que explicarían su composición sódica poco común (Vattuone y Latorre, 2002); esos fluidos contribuyeron a formar la barrerita. Una evolución temporal similar de los fluidos que se enriquecen en álcalis al descender temperatura fue descrita por Cochemé *et al.* (1994).

En cuanto a los filosilicatos, las especies minerales encontradas en amígdalas son esmectitas dioctaédricas (montmorillonita), las cuales según Schiffman y Friedleifsson (1991) se forman a temperaturas inferiores a 180 °C.

Las esmectitas de baja temperatura en las amígdalas y la clorita en la matriz, casi sin términos intermedios, serían indicativas, de acuerdo a Schiffman y Staudigel (1995), de una escasa interacción de fluidos con la roca de caja o sea baja relación fluido/roca. El hecho de que las rocas involucradas de composición basáltica son esencialmente macizas, confirmaría esta presunción para la localidad Fu3.

Por lo tanto, los fluidos fríos que depositaron esta paragénesis en las amígdalas, habrían tenido poca interacción con la mesostasis de la roca de caja. La presencia en amígdalas de zeolitas sódicas (barrerita y offretita) y esmectitas dioctaédricas indicaría en ese dominio la presencia de una facies de zeolita de baja temperatura.

En las dacitas y andesitas, el sistema tiene alta permeabilidad secundaria debido al brechamiento y la relación fluido/roca es más alta, lo que justificaría la presencia allí de interestratificados de C/S.

El aumento de illita en algunos sectores, que fue registrado también previamente por Haller *et al.* (1996) en el área, indicaría una variación en el pH de los fluidos que deberían ser más ácidos en esas localidades, respecto a las áreas con zeolitas cuya formación es favorecida por un pH neutro a alcalino (Liou *et al.*, 1985). La presencia de jarosita en el sector Fu5 además de la hematita en toda el área, indica alta fO_2 y confirma el carácter alcalino de los fluidos finales. La illita está relacionada a yacimientos de ambiente geotermal de tipo "hot spring" en las volcanitas jurásicas y cretácicas del área; su presencia concuerda con la existencia de yacimientos epitermales polimetálicos en la región, estudiados en los últimos años por Giacosa y Márquez (1999).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

De acuerdo a la mineralogía y a las relaciones texturales analizadas, las secuencias volcánicas fueron afectadas por tres tipos de procesos metamórficos, cuyas condiciones de P/T inferidas están esquematizadas en la Figura 4.

Primeramente, se produjo un metamorfismo regional con una zonación metamórfica que habría alcanzado la

mayor temperatura en MBG en facies de esquistos verdes, descendiendo luego a MMBG, subesquistos verdes, en facies de pumpelita–actinolita, facies de prehnita–pumpelita y facies de zeolita (laumontita), en secuencias depositadas en un ambiente extensional, al oeste de Chubut en el Jurásico – Cretácico Inferior. Según Lizuáin (1999), este ambiente favoreció el emplazamiento de las rocas graníticas correspondientes al primer estadio del batolito patagónico, representado en este caso por el granito de Futalaufquen del Cretácico Inferior (Haller *et al.*, 1996). Como los afloramientos son esporádicos, debido a la cubierta boscosa del área, en el campo no se observa claramente la relación entre el granito de Futalaufquen y las secuencias metamorfolizadas. Sin embargo, el aumento en la temperatura resultante del magmatismo podría haber influido en el metamorfismo, ya que las secuencias de mayor grado (facies de esquistos verdes) son las más cercanas al plutón.

Posteriormente, en el Cretácico Superior se produce una inversión de las fallas extensionales previas (Lizuáin, 1999). Esto provocaría el ascenso de algunas áreas, con aumento en la temperatura debido a fluidos vinculados al magmatismo del Cretácico Superior. En las cercanías de la localidad de Cholila, estos procesos habrían llevado a la activación de un segundo proceso metamórfico de MMBG superpuesto al anterior. Allí se dieron las condiciones para el desarrollo de asociaciones geotermales en facies de zeolita.

Luego, a menores temperaturas, se produjo un brechamiento hidráulico como lo demuestra la posición relativa de

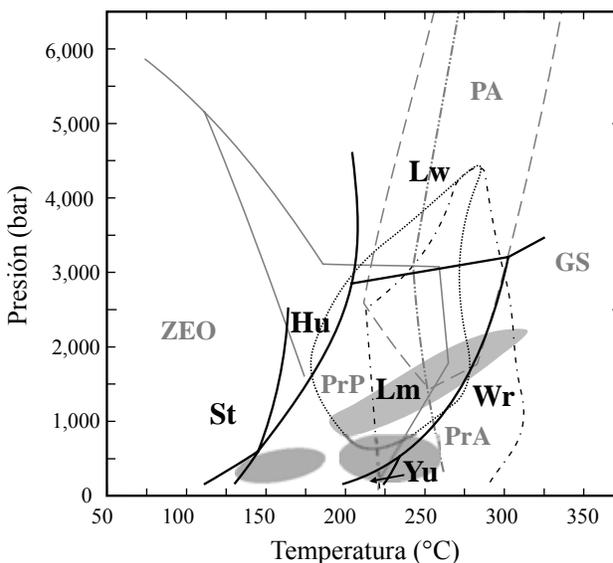


Figura 4. Red petrogenética P/T para MBG en metabasitas (Frey y Robinson, 1999). ZEO: facies de zeolita; PrP: facies de prehnita–pumpelita; PrA: facies de prehnita–actinolita; PA: facies de pumpelita–actinolita; GS: facies de esquistos verdes. Las curvas de equilibrio de las zeolitas (línea gruesa) están tomadas de Cho *et al.* (1986) y Zeng y Liou (1982). St: estilbita; Hu: heulandita; Lm: laumontita; Yu: yugawaralita; Wr: wairakita; Lw: lawsonita. Los sectores sombreados corresponden a las condiciones P/T inferidas para los procesos metamórficos reportados en este trabajo.

los clastos de las brechas, ligeramente rotados unos respecto de otros, lo que favoreció la entrada de nuevos fluidos más alcalinos a bajas temperaturas. Este proceso hidrotermal está restringido a las amígdalas de las rocas del sector Fu3 y a amígdalas y venas de Fu3C y Fu4 y depositó zeolitas alcalinas a bajas temperaturas.

Sobre la base de asociaciones minerales indicadoras, el rango de presiones y temperaturas para el primer proceso metamórfico de características regionales alcanzó los 2 kb a unos 350 °C, decreciendo paulatinamente las presiones a menos de 1 kb y las temperaturas hasta unos 250 °C.

La composición química de la pumpelita hallada es indicadora de secuencias calcialcalinas a toleíticas depositadas en cuencas marginales semejantes a las cuencas del oeste del arco andino en Ecuador durante el Cretácico (Aguirre, 1993). Según el autor mencionado, la presencia de ese tipo de pumpelita, sumada en este caso a grandita y a las zeolitas wairakita y yugawaralita, es indicadora de un ambiente no deformacional, de tipo extensional, con moderado a alto gradiente y con alta fO_2 . La presencia de hematita corrobora también el último parámetro.

El segundo proceso metamórfico, en un ambiente geotermal en facies de zeolita, concuerda con las variables termodinámicas necesarias para la formación de los minerales a presiones del orden de 0.5 kb y unos 220 °C, como lo demuestra especialmente el restringido rango de formación de la yugawaralita.

El proceso metamórfico posterior al brechamiento, de tipo hidrotermal en facies de zeolita de baja temperatura, se desarrolló en un ambiente con fuerte presencia de fluidos ricos en álcalis a temperaturas probablemente inferiores a 180 °C, como se evidencia por las especies de zeolitas halladas y las esmectitas acompañantes.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a los Sres. Árbitros, las sugerencias efectuadas que ayudaron a enriquecer el manuscrito. El presente trabajo se realizó con el apoyo de los proyectos PIP CONICET N°2244 y UBACYT X238.

REFERENCIAS

- Aguirre, L., 1992, Metamorphic pattern of the Cretaceous Celica Formation, SW Ecuador and its geodynamic implications: *Tectonophysics*, 205(1-3), 223-237.
- Aguirre, L., 1993, Compositional variations of Cretaceous pumpellyites along the western margin of South America and their relation to an extensional geodynamic setting: *Journal of Metamorphic Geology*, 11(3), 437-448.
- Aguirre, L., Atherton, M.P., 1987, Low grade metamorphism and geotectonic setting of the Macuchi Formation, Western Cordillera, Ecuador: *Journal of Metamorphic Geology*, 5(4), 473-494.
- Beiersdorfer, R. E., Day, H.W., 1995, Mineral paragenesis of pumpellyite in low-grade mafic rocks, *en* Schiffman, P., Day, H.W. (eds.), *Low-Grade Metamorphism of Mafic Rocks*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 296, 5-28.
- Cho, M., Liou, J., Maruyama, S., 1986, Transition from the zeolite to prehnite-pumpellyite facies in the Karmutsen metabasites, Vancouver Island, British Columbia (Canada): *Journal of Petrology*, 27, (2), 467-494.
- Cochemé, J., Aguirre, L., Bevins, R., Robinson, D., 1994, Zeolitization processes in basic lavas of the Baucarit Formation, Northwestern Mexico: *Revista de la Sociedad Geológica de Chile*, 21, 217-231.
- Coombs, D.S., 1953, The pumpellyite mineral series: *Mineralogical Magazine*, 30, 113-135.
- Coombs, D.S., Ellis, A.J., Fyfe, W.S., Taylor, A.M., 1959, The zeolite facies, with comments on the interpretation of hidrothermal syntheses: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 17(1-2), 53-107.
- Coombs, D.S., Alberti, A., Armbruster, T., Artioli, G., Colella, C., Galli, E., Grice, J.D., Liebau, F., Mandarino, J.A., Minato, H., Nickel, E.H., Passaglia, E., Peacor, D.R., Quartieri, S., Rinaldi, R., Ross, M., Sheppard, R.A., Tillmanns, E., Vezzalini, G., 1997, Recommended nomenclature for zeolite minerals; report of the Subcommittee on Zeolites of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names: *The Canadian Mineralogist*, 35(6), 1571-1606.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1986, *Rock-Forming Minerals, Disilicates and Ring Silicates*: London, England, Longman, 2nd ed., 629 p.
- Deer, W., Howie, R., Zussman, J., Wise, W., 2004, *Rock Forming Minerals, Framework Silicates*: London, England, The Geological Society, 982 p.
- Digel, S., Ghent, E., 1994, Fluid-mineral equilibria in prehnite-pumpellyite to greenschist facies metabasites near Flin Flon, Manitoba, Canada: implications for petrogenetic grids: *Journal of Metamorphic Geology*, 12(4), 467-477.
- Folguera, A., Ianizzotto, N., 2004, The Lagos La Plata and Fontana fold-and-thrust belt: long lived orogenesis at the edge of western Patagonia: *Journal of South American Earth Science*, 16(7), 541-566.
- Frey, M., Robinson, D., 1999, *Low-Grade Metamorphism*: London, Blackwell Science Ltd., 313 p.
- Frey, M., De Capitani, C., Liou, J., 1991, A New Petrogenetic Grille for Low-Grade Metabasites: *Journal of Metamorphic Geology*, 9(4), 497-509.
- Gaines, R., Skinner, H., Foord, E., Mason, B., Rosenzweig, A. King. 1997, *Dana's New Mineralogy*: New York, John Wiley & Sons Inc., 1819 p.
- Giacosa, R.E., Márquez, M.J., 1999, Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica septentrional y Precordillera Patagónica, *en* Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina*: Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29, 444-459.
- Gottardi, G., Galli, E., 1985, *Natural Zeolites*: Berlín, Springer Verlag, 409 p.
- Haller, M., Lapido, O.R., 1982, The Jurassic-Cretaceous volcanism in the Septentrional Patagonian Andes: *Earth Science Reviews*, 18(3-4), 395-410.
- Haller, M.J., Barbieri, M., Ghiara, M.R., Stanzione, D., Castorina, F., Trudu, C., Meister, C., 1996, Génesis y evolución del granito Futalaufquén, Andes Patagónicos (42°40' - 42°50' S), *en* XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas*: Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, 13, 507-514.
- Holland, T.J.B., Redfern, S.A.T., 1997, Unit cell refinement from powder diffraction data: the use of regression diagnostics: *Mineralogical Magazine*, 61, 65-77.
- Jolly, W.T., Smith, R.E., 1972, Degradation and metamorphic differentiation of the Keweenaw tholeiitic lavas of northern Michigan. USA: *Journal of Petrology*, 13(2), 273-309.
- Lagorio, S.L., Massaferro G.I., Vattuone, M.E., Montenegro, T.F., Latorre, C.O., 2001, *Mineralogía y metamorfismo de vulcanitas de Aluminé*, Neuquén: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56(2), 211-220.
- Lapido, O., 1979, Descripción Geológica de la Hoja 46a, Río Pico, Provincia

- del Chubut: Buenos Aires: Servicio Geológico Nacional, Reporte Técnico (inédito).
- Latorre, C., Vattuone, M., Leal, P., 2000, Hallazgo de barrerita en amígdalas de metabasaltos, noroeste de Chubut, Patagonia Argentina, *en* Simposio Internacional de Metamorfismo Andino, IX Congreso Geológico Chileno: Puerto Varas, Sociedad Geológica de Chile, 2, 515-519.
- Liou, J.G., Seki, Y., Guillemette, R.N., Sakai, H., 1985, Composition and parageneses of secondary minerals in the Onikobe geothermal system, Japan: *Chemical Geology*, 49(1-3), 1-20.
- Lizuaín, A., 1999, El Jurásico y Cretácico de la Patagonia y Antártica 1, Estratigrafía y evolución geológica del Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional, *en* Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina: Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales* 29, 433-556
- Lizuaín, A., Ragona, D., Folguera, A., 1995, Mapa Geológico de la Provincia del Chubut, escala 1:750.000: Buenos Aires, Secretaría de Minería, Dirección Nacional del Servicio Geológico.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.R., 1995, Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia: *Earth and Planetary Science Letter*, 134(1-2), 23-26.
- Pankhurst, R. J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Marquez, M., Storey, B.C., Riley, T.R., 1998, The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica, a silicic large igneous province: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81(1-2), 113-136.
- Passaglia, E., Sheppard, R.A., 2001, The crystal chemistry of zeolites, *en* Bisch, D.L., Ming, D. (eds.), *Natural Zeolites; Occurrence, Properties, Applications: Washington, DC., Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 45, 69-115.
- Pesce, A.H., 1979, Estratigrafía de la Cordillera Patagónica entre los 43° 30' y 44° de latitud sur y sus áreas mineralizadas, *en* 7° Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Actas: Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, 257-270.
- Ramos, V., 1981, Descripción Geológica de la Hoja 47ab-Lago Fontana, Provincia del Chubut: Buenos Aires, Servicio Geológico Nacional, Reporte Técnico, 183p.
- Rapela, C.W., Kay, S.M., 1988, Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia: *Episodes*, 11(3), 175-182.
- Roberts, B., 1981, Low-grade and very low grade regional metabasic Ordovician rocks of Llyn and Snowdonia, Gwynedd, North Wales: *Geological Magazine*, 118(2), 189-200.
- Schiffman, P., Fridleifsson, G., 1991, The smectite-chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations: *Journal of Metamorphic Geology*, 9(6), 679-696.
- Schiffman, P., Liou, J., 1980, Synthesis and stability relations of Mg-Al pumpellyite $\text{Ca}_4\text{Al}_3\text{MgSi}_6\text{O}_{21}(\text{OH})_7$: *Journal of Petrology*, 21(3), 441-474.
- Schiffman, P., Staudigel, H., 1995, The smectite to chlorite transition in a fossil seamount hydrothermal system: the basement complex of La Palma, Canary Islands: *Journal of Metamorphic Geology*, 13(4), 487-498.
- Thiele, R., Castillo, J.C., Hein, R., Romero, G., Ulloa, M., 1978, Geología del sector fronterizo de Chiloe Continental entre los 43°00' y 43°45' latitud sur, Chile (comunas de Futaleufú y Palena), *en* VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Actas: Buenos Aires, Argentina, Asociación Geológica Argentina, 577-591
- Vattuone, M.E., Latorre, C., 1990, Low-grade metamorphism in granitoids and volcanic rocks, Cordillera Neuquina, Argentina: *Journal of South America Earth Sciences*, 3(4), 247-252.
- Vattuone, M., Latorre, C., 1999, Ceolitas cálcicas en vulcanitas del Cretácico Superior: su génesis en un paleosistema geotermal; El Molle, Provincia de Chubut, República Argentina: Serra Negra, Brasil, *Boletín del Primer Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, Publicación trienal*, 213-218.
- Vattuone, M., Latorre, C., 2002, Na-Mg offretite from Futalaufquen, Patagonian Andes, Argentina, *en* Misaelides, P. (ed.), *Zeolite'02: Occurrence, Properties and Utilization of Natural Zeolites: Thessaloniki, Greece, International Committee on Natural Zeolites*, 382-383.
- Vattuone, M., Latorre, C., Leal, P., 2001, Procesos de formación de paragénesis ceolíticas en el metamorfismo de muy bajo grado de las vulcanitas paleógenas al sur de Confluencia, Neuquen, República Argentina: *Revista Geológica de Chile*, 28(2), 3-22.
- Vattuone, M., Latorre, C., Leal, P., 2002, Paragénesis de barrerita, offretita, clinozoisita-esmectita en amígdalas de basaltos, Río Arrayanes, Chubut, *en* Brodtkorb, M., Koukarsky, Leal, P.R. (eds.), *Mineralogía y Metalogenia 2002: Buenos Aires, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales*, 447-452.
- Vergara, M., Levi, B., Villaroel, R., 1993, Geothermal type alteration in a burial metamorphosed volcanic pile, Central Chile: *Journal of Metamorphic Geology*, 11(3), 449-454.
- Zeng, Y., Liou, J.G., 1982, Experimental investigation of yugawaralite-wairakite equilibrium: *American Mineralogist*, 67, 937-943.

Manuscrito recibido: Febrero 22, 2005

Manuscrito corregido recibido: Junio 9, 2005

Manuscrito aceptado: Junio 27, 2005