

Procesos de formación de paragénesis ceolíticas en el metamorfismo de muy bajo grado de las volcanitas paleógenas al sur de Confluencia, Neuquén, República Argentina

María E. Vattuone

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires,
Ciudad Universitaria, CP 1428, Buenos Aires, Argentina-
INGEIS, CONICET, Ciudad Universitaria, CP 1428, Buenos Aires, Argentina
elena @ gl.fcen.uba.ar

Carlos O. Latorre

INGEIS, CONICET, Ciudad Universitaria,
CP 1428, Buenos Aires, Argentina
latorre@ gl.fcen.uba.ar

Pablo R. Leal

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires,
Ciudad Universitaria, CP 1428, Buenos Aires, Argentina
leal@ gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

Se estudia una asociación metamórfica de muy bajo grado en volcanitas paleógenas de la Serie Andesítica, al sur de Confluencia, Neuquén. El protolito es de composición basáltica y andesítica; los minerales secundarios son, en su mayor parte, ceolitas cálcicas, calco-sódicas y sódicas. La primera ceolita en formarse fue wairakita acompañada por albita, adularia, pumpellyita, titanita, pectolita, pirita, cobre nativo, hematita, esmectita y cuarzo como reemplazo de la matriz y fenocristales ígneos, seguidos por laumontita, yugawaralita y wairakita sódica en la matriz y en amígdalas. Estas asociaciones permiten caracterizar un metamorfismo pervasivo de muy bajo grado, de tipo geotermal en facies de ceolita de alta temperatura ya que se habrían alcanzado de acuerdo a la asociación wairakita-yugawaralita-albita ca. 220°C de temperatura a presiones inferiores a 0,5 kbar para las primeras etapas de este proceso metamórfico. Posteriormente a temperaturas menores que 200°C, la wairakita sódica fue reemplazada por escolecita y mesolita en amígdalas, mientras que ceolitas del grupo de la heulandita se depositaron en venas al igual que barrerita, tetranatrolita y paranatrolita que se formaron a expensas de la albita, mientras que adularia fue reemplazada por illita. Un segundo proceso a temperaturas menores que 150°C, depositó barrerita, tetranatrolita y paranatrolita, junto con estilbita y estellerita en diaclasas. Por último, se formó analcima por reemplazo de la barrerita. Al final, se formó calcita en las diaclasas por aumento en la X_{CO_2} . Los fluidos actuantes fueron neutros a ligeramente alcalinos, la f_{O_2} ha sido alta, en el campo de estabilidad de la hematita y la pirita, al igual que la $P_{\text{H}_2\text{O}}/P_{\text{total}}$ que fue alta, en un principio, aunque fue descendiendo en las fracturas, a medida que aumentaba la X_{CO_2} , que fue generalmente baja. El proceso geotermal habría sido causado por flujos de calor provenientes del magmatismo de edad miocena inferior; posteriormente, un fracturamiento tensional (Mioceno Superior?) favoreció la acción de nuevos fluidos.

Palabras claves: Facies ceolita, Metamorfismo de muy bajo grado, Geotermal, Confluencia, Neuquén, Patagonia argentina.

Revista Geológica de Chile, Vol. 28, No. 2, p. 209-228, 3 Figs., 2 Láms., 4 tablas, Diciembre 2001.

ABSTRACT

Formation of zeolitic assemblages during very low grade metamorphism of Paleogene volcanic rocks, south of Confluencia, Neuquén, Argentina. A metamorphic assemblage of very low grade metamorphism in Paleogene volcanic rocks from the Andesitic Formation, Confluencia, Neuquén Province, is studied. The protolith is basaltic and andesitic. The secondary minerals are calcic, calcosodic and sodic zeolites. Wairakite is the first zeolite to crystallize, together with other minerals like albite, adularia, pumpellyite, titanite, pectolite, pyrite, native copper, hematite, smectite and quartz in the matrix and in phenocrysts. They were followed by laumontite, yugawaralite, and sodic wairakite in the matrix and in amygdaloids. Later on, only in amygdaloids, sodic wairakite was replaced by scolecite and mesolite, whereas laumontite and yugawaralite were replaced by heulandite and calcic clinoptilolite. Then barrerite, tetranatrolite and paranatrolite replaced albite and adularia was replaced by illite. These assemblages are in accordance with a pervasive geothermal field type, very low grade metamorphism in the zeolite facies. The equilibrium assemblage wairakite-yugawaralite-albite indicates P-T conditions of <0.5kb and <220°C. At temperatures lower than 200°C in the zeolite facies heulandite group minerals, scolecite and mesolite formed replacing the first association. In a second event, at temperature lower than 150°C, barrerite, paranatrolite and tetranatrolite precipitated in joints together with stilbite and stellerite. Other process, formed analcime by replacement of barrerite. Then, an increase in X_{CO_2} favoured the precipitation of calcite in joints. The thermal waters were neutral to slightly alkaline, the fO_2 conditions were in the hematite - pyrite stability field, the P_{H_2O}/P_{total} ratio was high and then, decreases in the joints, at the same time that X_{CO_2} was increasing; it was low during the main process. The geothermal system was heated by Early Miocene magmatic intrusions. Then, in the Late Miocene? a tensional fracturing permitted the action of new fluids.

Keywords: Zeolite facies, VLGM, Geothermal, Confluencia, Neuquén, Patagonia argentina.

INTRODUCCION Y AMBIENTE GEOLOGICO

En este trabajo se caracterizan asociaciones de metamorfismo de muy bajo grado (VLGM) en facies de ceolita en volcanitas ubicadas al sur de la localidad de Confluencia, en la Provincia del Neuquén.

Los afloramientos corresponden al sector oriental de la Sierra de Cuyín Manzano. Se hallan ubicados en la margen oeste del río Limay, desde la desembocadura del río Trafal hasta la costa norte del Lago Nahue Huapí con una longitud aproximada de ca. 30 km (Fig. 1).

Las rocas estudiadas (basaltos y andesitas básicas) pertenecen a las facies lávicas finales de la Serie Andesítica Andina correspondiente al volcanismo paleógeno de la Provincia Volcánica Andino-Patagónica (Rapela, *et al.*, 1983 y 1984).

El sector andino de la Serie Andesítica, reconocido entre los 40° y los 43°30'S, ha recibido también el nombre de Formación Ventana (González-Bonorino, 1973 y 1979). En esta área, hay fases diastróficas que representaron acontecimientos compresivos, con intrusión de rocas graníticas y de no compresión, donde se desarrollaron las sucesiones volcánicas (Charrier, 1973 y Aguirre *et al.*, 1974).

Rapela *et al.* (1983, 1984) reconocieron cuatro facies en las volcanitas de la Serie Andesítica; en la base, la facies pliniana, cubierta por la facies ignimbrítica, por encima la facies lávico-piroclástica y por último en la parte superior, la facies lávica. Estas facies raramente se observan superpuestas en un mismo afloramiento sino que son comunes los compuestos por una única facies. La facies lávica integrada mayoritariamente por basaltos olivínicos y andesitas básicas que es la de menor edad, presenta su mayor expresión hacia el norte, en la zona de Chapelco. En la Sierra de Cuyín Manzano, al sur de Confluencia, los afloramientos de la facies lávica alcanzan los 135 m de espesor. Las rocas son subalcalinas según el diagrama TAS; moderadamente sódicas, con potasio normal y cuarzo e hipersteno normativas.

Según estos investigadores desde el punto de vista geotectónico, el volcanismo de la Serie Andesítica forma parte de un complejo de subducción en un marco magmático ensiálico y a medida que las coladas se hacen más jóvenes en la serie, van disminuyendo el contenido de K con respecto al SiO_2 , lo que podría deberse a variaciones en la

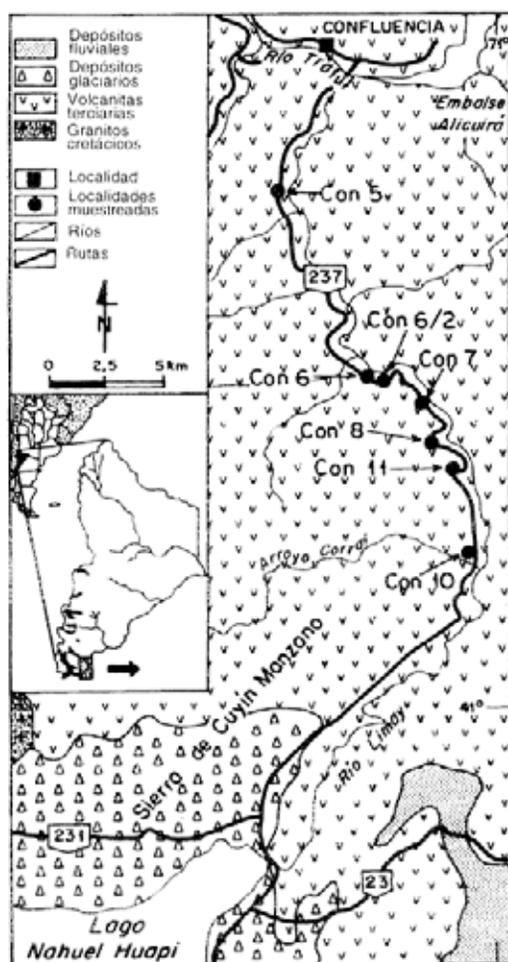


FIG. 1. Mapa geológico y de ubicación del área indicando las localidades muestreadas (tomado de la Secretaría de Minería de la Nación, 1995).

inclinación de la zona de Benioff y cambios en el espesor de la corteza continental a esas latitudes durante el Paleógeno.

Las edades más jóvenes de la facies lávica de las volcanitas de la Serie Andesítica llegan al límite Oligoceno-Mioceno. Latorre y Vattuone (1998), obtuvieron edades K-Ar de 24 ± 1 Ma sobre roca total, en los basaltos de las facies lávicas del Cerro Chapelco. Esa edad es coincidente con las edades obtenidas por Linares *et al.* (1991) del llamado 'Basalto 0' de Galli (1969) ubicado en la margen izquierda del río Collón Cura que en realidad formarían parte de la facies lávica de la Serie Andesítica. Tanto la facies lávica de Chapelco como el 'basalto 0' de Collón Cura, están afectados por VLGM en facies de ceolita (Latorre y Vattuone, 1994b, Vattuone y Latorre, 1996 y Vattuone *et al.*, 1999). Los afloramientos estudiados en este trabajo, son continuación de aquéllos hacia el sur, siendo una unidad fácilmente identificable regionalmente.

DESCRIPCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS

La base de la facies lávica en este sector de la Sierra de Cuyin Manzano se apoya sobre vitrófiros y piroclastitas de la facies lávico-piroclástica de la Serie Andesítica.

Las volcanitas paleógenas están cubiertas en discordancia erosiva por basaltos del Palaeoceno (Leanza y Leanza, 1979) o Basalto 1 de Groeber (1929) que pertenecen a un ciclo más joven de edad miocena superior de amplia distribución areal. La discordancia se debería a la fase Pehuenche de la orogenia terciaria.

Las secuencias estudiadas son subhorizontales y monótonas, de color casi negro en los sectores

menos alterados que pasa a color verdoso a rojizo en las áreas alteradas que son las que presentan mayor brechamiento. Estas variaciones en áreas del orden de metros no siguen ningún patrón regular y consisten en el cambio de coloración y en la mayor o menor abundancia de amígdalas ya que por sectores, el basalto macizo va gradando a amigdaloides. Las amígdalas llegan a ser de varios centímetros de diámetro y suelen estar rellenas por calcita desde la localidad de Confluencia hasta el afloramiento denominado Con 5 (Fig. 1). Allí comienzan las amígdalas rellenas por ceolitas en algunos casos reemplazadas pseudomórficamente por calcita. Se estudiaron las asociaciones de ceolita-

TABLA 1. RASGOS TEXTURALES Y MINERALOGÍA DE LAS VOLCANITAS PALEOGENAS AL SUR DE CONFLUENCIA.

Localidades Coordenadas Protolito	CON 5 - 6 40°46'/71°07' Basalto amigdalóide	CON 6 - 6/2 40°48'/71°07' Basalto amigdalóide	CON 7 40°52'/71°02' Basalto amigdalóide	CON 10 40°54'/71°02' Andesita basáltica	CON 8 - 11 40°52'/71°03' Basalto amigdalóide
Estructura			Brechosa		
Textura			Porfírico-relicta		
Minerales Primarios					
Plagioclasa	*	*	*	*	*
Olivina	*	*	*	*	*
Clinopiroxeno	*	*	*	*	*
Anfibola				*	*
Minerales Secundarios					
Estilbita	*	*	*	*	*
Estellerita	*	*	*	*	*
Barrerita	*	*	*	*	*
Heulandita/Clinop.	*	*	*	*	*
Tetra/Paranatroilita	*				
Mesolita	*				*
Escolecita	*				*
Yugawaralita					*
Laumontita	*				*
Analcima	*			*	
Wairakita sódica	*	*		*	*
Wairakita					*
Albita	*	*	*	*	*
Adularia			*		
Pumpellyita	*	*			*
Pectolita				*	*
Esmectita	*	*	*	*	*
Pirofilita		*	*	*	
Illita			*		
Melilita			*		*
Cuarzo	*	*	*	*	*
Titanita				*	*
Cu ⁺ y Pirita	*				*
Iddingsita	*	*	*		*
Hematita	*	*	*	*	*
Caicita	*	*	*	*	*

tas hasta las cercanías del Lago Nahuel Huapi.

En las rocas brechosas, los clastos están cementados por venas de anchos variables (de hasta varios centímetros) con ceolitas en cristales rosado pálido, del grupo de la heulandita (analcima)

y, blanco, de varios milímetros de tamaño. En amígdalas se observa la presencia de laumontita.

En venas de color blanco muy delgadas que rellenan diaclasas subparalelas en todos los afloramientos hay pequeños cristales aciculares de

estilbita, estellerita y barrerita.

PETROGRAFIA

DESCRIPCION MICROSCOPICA DE LAS ROCAS ALTERADAS

Las rocas son metabasaltos y metandesitas básicas amigdaloides con textura porfírica relicta,

que muestran reemplazo de sus minerales primarios. Los fenocristales de olivino son reemplazados por esmectitas, pirofilita, iddingsita, pumpellyita color verdoso castaño a amarillo pálido y óxidos de hierro. La presencia de melilita ha sido observada

como reemplazo de pequeños sectores de fenocristales primarios de olivino. Los fenocristales de plagioclasa ígnea fueron reemplazados por albita y ceolitas aciculares. Hay hornblenda basáltica alterada a esmectita y óxidos de hierro y clinopiroxeno sin alteración.

La matriz presenta esencialmente microlitos de plagioclasa totalmente reemplazados por los mismos minerales que alteran a los fenocristales y microlitos de clinopiroxeno sin alteración y en sectores hay vidrio palagonítico en proceso de devitrificación a esmectitas y a hematita.

Entre los cristallitos de la matriz se dispone pumpellyita color dorado castaño vinculada a minerales opacos (cobre nativo, pirita, arsenopirita y hematita) y en sectores hay laumontita, yugawaralita y wairakita.

Las amígdalas presentan esmectitas en los bordes y están rellenas por ceolitas aciculares con disposición fibroso radiado. Las ceolitas son laumontita acicular, yugawaralita, escolecita, y

mesolita; las dos últimas reemplazan a wairakita sódica. Entre las mismas se observan pequeños cristallitos de pectolita.

Hay venas que en su parte central presentan analcima y en sus bordes barrerita de hábito laminar con clivaje perfecto (Fig. 2a) ocasionalmente rebordeada por illita, junto con minerales del grupo de la heulandita y cristales aciculares de tetranatrolita (uniáxica positiva) y paranatrolita ($2V=0^\circ/+10^\circ$). Se destaca la existencia de textura de disolución en cristales de barrerita con analcima como huésped. (Fig. 2b).

Algunas venas están compuestas por esmectitas y ceolitas sódicas (barrerita, tetranatrolita y paranatrolita) que se originan de venas de albita que atraviesan la plagioclasa ígnea.

Como relleno de diaclasas hay cristales aciculares de estilbita, ($2V=-20^\circ$), barrerita (Fig.2c), tetranatrolita, paranatrolita y estellerita (Fig.2d). Por último hay finas venillas de calcita.

ASOCIACIONES MINERALES METAMORFICAS

Los minerales secundarios, se encuentran en diferentes microdominios: como reemplazo total o parcial de minerales primarios relictos en fenocristales y en la matriz y como relleno de venas, amígdalas y diaclasas. El clinopiroxeno se conserva casi sin alteración ya que persiste hasta los 300°C según Fagan y Day (1997). La conservación de los clinopiroxenos primarios se observa en otras localidades del área afectadas por VLGM como los metabasaltos de Paso del Córdoba (Vattuone *et al.*, 1996).

La melilita, en algunos casos, reemplaza a fenocristales de olivino por lo que evidencia un origen secundario, debido probablemente a un proceso subsólido en un sistema con CaO, MgO y SiO₂ (Deer *et al.*, 1986). Ese proceso no corresponde al VLGM estudiado.

La illita y la pirofilita son escasas y fueron determinadas por DRX. Las esmectitas corresponden a montmorillonita cálcica determinada por DRX. No se descarta que existan interstratificados S/C ya que las características ópticas de estos filosilicatos que acompañan a laumontita en las amígdalas parecen indicarlo.

Las asociaciones enunciadas a continuación

fueron observadas al microscopio y pertenecen a fases minerales en contacto en los siguientes microdominios:

COMO REEMPLAZO DE FENOCRISTALES Y MICROFENOCRISTALES

Plagioclasa

Ceolitas aciculares (tetranatrolita y paranatrolita) - esmectita-albita-óxidos de hierro.

Ceolitas aciculares (tetranatrolita y paranatrolita) - albita - adularia-óxidos de hierro.

Ceolitas aciculares (tetranatrolita y paranatrolita) - wairakita sódica - albita - pectolita.

Esmectita - calcita.

Olivino

Iddingsita - esmectitas - óxidos de hierro - (melilita).

Iddingsita-pumpellyita.

Anfíbola

Ceolitas-esmectitas-pirofilita-titanita-pectolita-óxidos de hierro.

Clinopiroxeno

No presenta alteración.

COMO REEMPLAZO DE LA MATRIZ

Albita-pumpellyita-minerales opacos (cobre nativo, pirita, arsenopirita, hematita y magnetita)-titanita-esmectita-albita-ceolitas (laumontita, yugawaralita, wairakita).

EN AMIGDALAS CERRADAS

Laumontita-esmectita.

Laumontita (Fig. 2e)-wairakita sódica-mesolita-escolecita (Fig. 2f)-yugawaralita (Fig. 2g)-esmectita-pectolita.

Mesolita-escolecita-wairakita sódica-esmectita.

EN VENAS Y AMIGDALAS ABIERTAS

Analcima-tetranatrolita-paranatrolita-barrerita-clinoptilolita (Fig. 2h).

Barrerita-tetranatrolita-paranatrolita.

Minerales del grupo de la heulandita-barrerita-illita.

Analcima-barrerita-minerales del grupo de la heulandita-albita-pectolita-esmectita.

Barrerita-analcima-esmectita-pectolita.

COMO RELLENO DE DIACLASAS

Esmectita-barrerita-tetranatrolita-paranatrolita-estellerita-estilbita.

Calcita.

QUIMICA MINERAL

En base a los análisis químicos con EDS de las ceolitas se confeccionó la tabla 2 donde, además, se incluyen datos mineralógicos. Con los resultados de los análisis químicos, se realizaron los diagramas de la figura 3.

Las figuras 3A y 3B muestran que predominan en el área las ceolitas cálcicas (wairakita, yugawaralita, laumontita, escolecita, heulandita ss, clinoptilolita cálcica y estellerita) siendo menor la proporción de ceolitas sódicas (analcima y barrerita) y calco-sódicas (wairakita sódica y mesolita). En todos los casos están ausentes las ceolitas potásicas. La escolecita muestra algo de Na en su composición, por lo que podría ser mesolita cálcica; sin embargo ópticamente responde a las características de escolecita. La clinoptilolita corresponde a la variedad cálcica (Coombs, 1997). Se observa que los minerales del grupo de la heulandita constituyen una serie donde varía el contenido en Si. La heulandita presenta a veces Fe y Mg en sus análisis químicos debido a inclusiones de hematita y esmectita. Suele ser común en esta ceolita este tipo de inclusiones que se observan bajo el microscopio electrónico. En Paso del Córdoba, al oeste de la localidad de Confluencia (Vattuone *et al.*, 1996), también, verificaron su presencia en la heulandita.

En la figura 3C se han representado los análisis de analcima y de barrerita de Confluencia. Esta se acerca en composición a la analcima, lo que se evidencia en la dispersión en los valores analíticos de Si/(Al+Fe), probablemente originada en el cambio estructural que debería haber tenido lugar en la barrerita para originar la estructura de la analcima, lo que implica una variación en el contenido de Si y Al. Se creyó conveniente incluir en el diagrama todos los valores analíticos obtenidos, para una mejor observación del proceso. Sin embargo, en la tabla 2 se colocó un análisis promedio de barrerita ya que los valores obtenidos, debido al cambio de Si y Al, se apartan del E% ideal (ver Tabla 2). Se observa además que la barrerita de Confluencia tiene Na como único catión alcalino.

Como elementos de comparación se han representado en la figura 3C los análisis de la barrerita de Futalaufquen (Latorre *et al.*, 2000) de composición sódica, pero con algo de K y con mayor relación Si/Al. Además, se ubicó el análisis de la barrerita de la localidad tipo en Cabo Pula (Passaglia y Pongiluppi, 1974 y 1975) que permite observar la semejanza entre la composición química de la barrerita de Futalaufquen y la de Cabo Pula.

TABLA 2. ANALISIS QUIMICOS SELECCIONADOS DE LAS CEOLITAS DE LOS BASALTOS PALEOGENOS.

Mineral	Barrerita	Estellerita	Yugawaralita		Laumontita		Analcima					
Muestra	Con 6 (promedio de 5 muestras)	Con 6/3*	Con 11/92* Con 11/3		Con 6/92* Con 6/19		Con 6/12	Con 6/13	Con 6/8	Con 6/9	Con 6/10	Con 6/11
Microdominio	Venas y diacclasas	Diacclasas	Amígdalas		Amígdalas		Venas					
Características ópticas	2V=-70/75* elong (-)				2V=-15/25* disp. r>v		2V=+70*					
SiO ₂	61,60	54,33	63,29	61,84	52,70	57,46	61,44	62,91	61,64	62,15	62,46	62,61
Al ₂ O ₃	17,04	13,21	16,90	18,22	21,40	17,83	20,54	20,08	20,95	20,54	20,44	20,40
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	0,00	2,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	1,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,66	10,62	9,31	9,44	11,90	10,72	2,35	1,14	1,08	1,72	1,36	1,21
Na ₂ O	5,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,67	9,87	10,32	9,58	9,75	9,78
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	85,00	81,99	89,50	89,50	86,00	86,01	94,00	94,00	93,99	93,99	94,01	94,00
	72 O		32 O		48 O		96 O					
Si	27,79	26,38	12,17	11,92	16,21	17,46	34,47	35,09	34,50	34,74	34,87	34,93
Al	9,07	7,56	3,83	4,14	7,76	6,39	13,58	13,20	13,83	13,54	13,45	13,42
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,85	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	1,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,32	5,52	1,92	1,95	3,92	3,49	1,41	0,68	0,65	1,03	0,81	0,72
Na	5,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	10,52	10,68	11,20	10,39	10,55	10,5
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si/(Al+Fe) E%	3,06	3,14	3,18	2,88	2,09	2,73	2,54	2,66	2,49	2,57	2,59	2,60
	-	-36	-0,26	6	-1	-8	2	10	11	9	10	12

Mineral	Mesolita	Escolectita	Wairakita	Wairakita sódica	Heulandita	Clinoptilolita						
Muestra	Con 6/16*	Con 6/17*	Con 11/1 Con 11/2	Con 6/18*	Con 6/14 Con 7/4	Con 10/1*	Con 10/5	Con 10/6	Con 7/1	Con 7/5		
Microdominio	Amígdalas	Amígdalas	Amígdalas	Amígdalas	Venas	Venas						
Características ópticas	2V=+80*	2V=-35*	2V=-70*	2V=+70*	2V=+10/20* disp. f. r<v	2V=+10/20* disp. f. r<v						
SiO ₂	48,91	46,56	55,63	56,12	60,16	59,62	63,69	64,55	64,77	64,44	65,14	64,99
Al ₂ O ₃	24,38	24,78	21,33	21,73	22,11	17,19	13,60	12,50	12,91	13,53	12,97	13,29
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,94	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	8,57	13,93	16,10	15,93	7,16	8,19	7,71	7,95	7,32	7,03	6,88	6,72
Na ₂ O	3,15	1,75	0,00	0,00	4,57	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	85,01	87,00	94,00	94,00	94,00	85,00	85,00	85,00	85,00	85,00	84,99	85,00
	80 O		96 O		72 O							
Si	25,55	24,26	31,92	32,07	33,67	27,10	28,72	29,10	29,11	28,94	29,20	29,12
Al	15,01	15,21	14,43	14,84	14,59	9,21	7,23	6,64	6,84	7,16	6,86	7,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,41	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	4,80	7,78	9,90	9,78	4,29	3,99	3,72	3,94	3,52	3,38	3,31	3,23
Na	3,19	1,77	0,00	0,00	4,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si/(Al+Fe) E%	1,70	1,60	2,15	2,18	2,31	2,94	3,97	4,38	4,26	4,04	4,26	4,15
	17	-12	-25	-25	8	15	-3	-14	-3	6	4	9

Se describe la metodología en el Apéndice.

* Indica las ceolitas con microfotografías SEM en la figura 2.

E%=(Al+Fe)/(Li+Na+K)-2(Mg+Ca+Sr+Ba)/2((Mg+Ca+Sr+Ba)+(Li+Na+K))+2((Mg+Ca+Sr+Ba) x100 según Gottardi y Galli (1985). El Fe total fue calculado como Fe₂O₃.

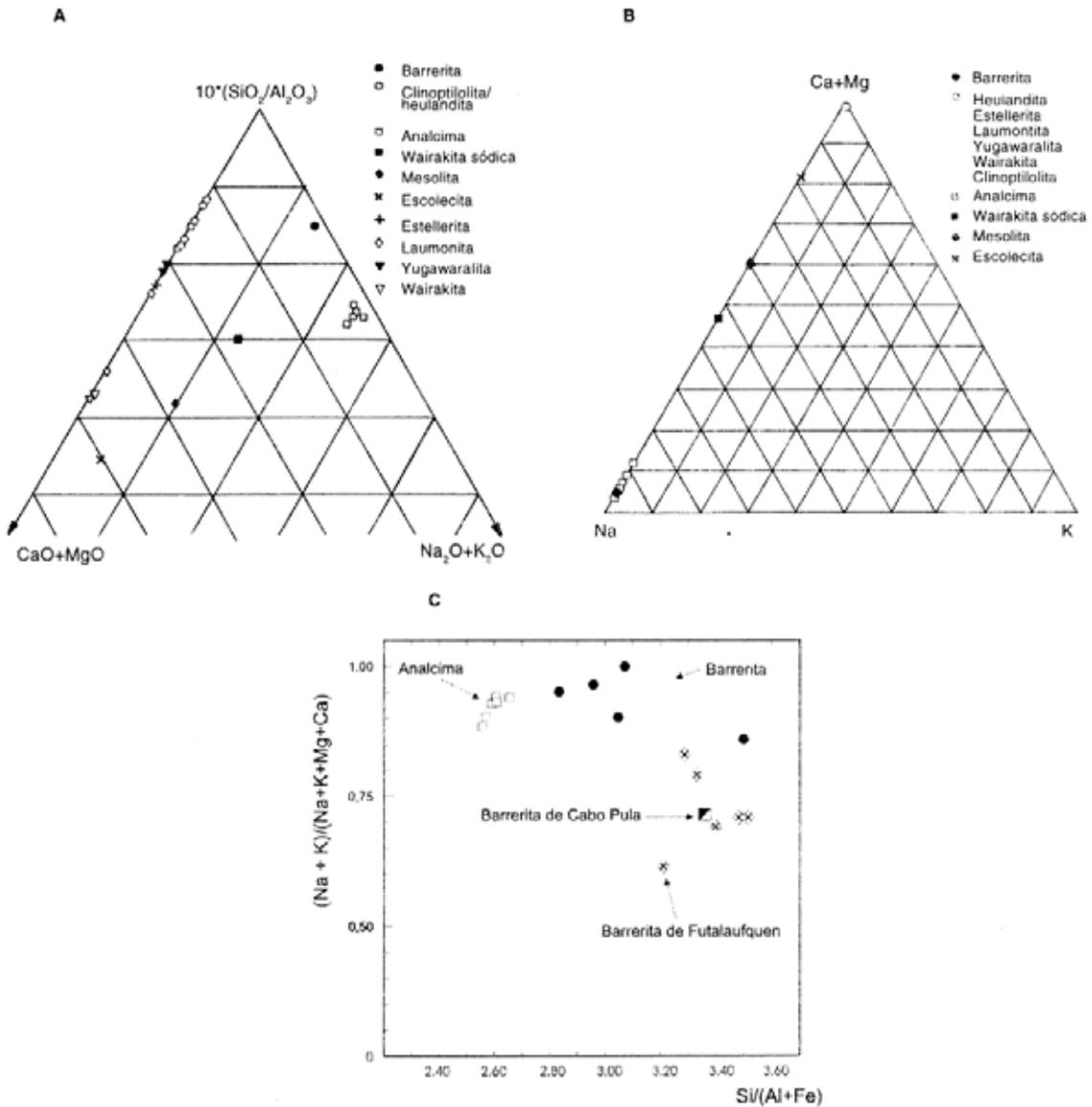


FIG. 3. Representación de los análisis químicos de las zeolitas. **A-** diagrama triangular según las relaciones $10^*(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$: $\text{CaO}+\text{MgO}$: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; **B-** diagrama triangular según las relaciones Na : K : $\text{Ca}+\text{Mg}$; **C-** Diagrama $(\text{Na}+\text{K})/(\text{Na}+\text{K}+\text{Mg}+\text{Ca})$ versus $\text{Si}/(\text{Al}+\text{Fe})$ para la analcima y la barrerita de Confluencia. Como comparación se representaron la barrerita de Cabo Pula (Sardinia, Italia) (Passaglia y Pongiluppi (1974, 1975), y la de Futalaufquen (Chubut) (Latorre *et al.*, 2000).

DIFRACCIÓN DE RAYOS X

En la tabla 3, se incluyen los espaciados correspondientes a las cuatro intensidades más fuertes de los difractogramas de las zeolitas de Confluencia.

Estos son coincidentes con las fichas correspondientes al Mineral Powder Diffraction File Data Book (Bayliss *et al.*, 1986).

TABLA 3. ESPACIADOS CORRESPONDIENTES A LAS CUATRO MAYORES INTENSIDADES EN LOS DIFRACTOGRAMAS DE LAS CEOLITAS DE CONFLUENCIA.

Laumontita (Con 10)		Barrerita (Con 7)		Estellerita (Con 7)		Estilbita (Con 7)		Heulandita (Con 11)	
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
9,06	100	9,02	100	9,12	100	9,00	100	9,30	100
4,04	70	4,03	79	4,07	80	4,02	75	6,79	80
3,03	70	4,60	42	4,70	25	4,59	30	4,13	60
4,66	15	3,02	15	4,60	20	2,98	30	3,25	37

Yugawaralita (Con 11)		Mesolita (Con 6)		Escolecita (Con 11)		Wairakita (Con 11)		Tetranatrolita (Con 6)		Analcima (Con 6)	
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	d (Å)	I/I ₀
3,05	100	6,57	100	6,53	100	3,42	100	2,85	100	3,42	100
5,80	90	2,90	60	4,69	90	5,60	90	6,51	50	5,57	33
4,70	80	2,85	50	4,18	60	2,89	80	5,90	50	2,92	27

ZONACION MINERAL Y EVOLUCION METAMORFICA

Los minerales metamórficos encontrados sugieren la existencia de varias etapas de metamorfismo de muy bajo grado correspondientes a la facies de ceolita (Tabla 4, etapas I a VI en orden decreciente de temperatura).

La sucesión mineralógica inferida indica que los primeros minerales en formarse en la etapa I fueron wairakita, albita, adularia, pumpellyita, titanita y pectolita acompañados por cuarzo, esmectitas, hematita, pirita, arsenopiita y cobre nativo, seguidos en la etapa II, a temperaturas algo menores, por laumontita, yugawaralita y wairakita sódica; en la etapa III, la wairakita sódica es reemplazada por escolecita y mesolita, mientras que ceolitas del grupo de la heulandita se depositaron en venas. Al final de esa etapa y en la etapa IV precipitarían barrerita, tetranatrolita y paranatrolita en venas por reemplazo de albita y en ocasiones la illita reemplaza a adularia; como relleno de las diaclasas se siguió formando barrerita acompañada por estilbita, y estellerita.

Por último (etapa V) se formó la analcima por reemplazo de la barrerita y más tarde, en algunos sectores en la parte central de diaclasas, debido a un aumento en la X_{CO_2} , se depositó la calcita (etapa VI).

Las asociaciones de ceolitas formadas en las etapas I y II, que corresponden a las de mayor temperatura, en especial wairakita y yugawaralita, son propias de sistemas geotermales (Liou *et al.*, 1985). Según Giggenbach (1981), la secuencia paragenética de las ceolitas cálcicas en un sistema geotermal es altamente dependiente del gradiente térmico, de la $P_{\text{H}_2\text{O}}/P_{\text{total}}$ y de la composición de los fluidos. Este autor indica que el proceso principal que afecta a la distribución de minerales en un sistema geotermal consiste en la conversión gradual de fases minerales termodinámicamente inestables (minerales primarios) a asociaciones estables de minerales secundarios; considera a las ceolitas como fases metaestables que constituirían pocas asociaciones termodinámicamente equilibradas. En condiciones semejantes según Coombs (1993), sólo puede considerarse el equilibrio a partir de pequeños dominios.

La wairakita es la zeolita más común en sistemas geotermales y puede exhibir solución sólida con analcima (Bird *et al.*, 1984). En este caso, la serie presenta wairakita con composición cercana al extremo cálcico y composiciones intermedias (wairakita sódica), que se encuentran en amígdalas

TABLA 4. ZONACION DEL METAMORFISMO.

Minerales Secundaria	Etapa I	Etapa II	Etapa III	Etapa IV	Etapa V	Etapa VI
Esmectita				-----		
Cuarzo						
Albita			-----			
Adularia			-----			
Pumpellyita						
Titanita						
Hematita						
Sulfuros/Cu ²⁺						
Pectolita						
Wairakita						
Yugawaralita						
Laumontita						
Wairakita Na			-----			
Mesolita						
Escocecita						
Heulandita						
Barrerita				-----	-----	
Tetra/paranatr.				-----	-----	
Illita				-----		
Estilbita				-----		
Estellerita				-----		
Analcima						
Calcita	-----					-----

Paragénesis minerales sobre la base de temperaturas decrecientes desde la etapa I a VI. Las etapas I y II corresponden a facies de ceolita de alta temperatura; las etapas III, IV y V a facies de ceolita de baja temperatura y la etapa VI a la deposición de calcita.

y en la matriz con un porcentaje molar de analcima en wairakita que oscila entre 39 y 45. De acuerdo con las observaciones texturales, la wairakita fue la primera ceolita en cristalizar.

La yugawaralita sólo es estable a muy bajas presiones (menores que 0,6 kbar) a un alto gradiente térmico y a alta P_{H_2O}/P_{total} (Liou *et al.*, 1985) y es mucho más sensible a esa relación que los minerales del grupo de la heulandita y que la laumontita. Se estima que ésa es la causa por la que se la suele encontrar en la matriz o en amígdalas y es poco común encontrarla vinculada a fracturas, donde la $P_{H_2O} < P_{total}$.

En este caso, la heulandita cálcica y la laumontita no se observan en los mismos microdominios a pesar de presentarse en un mismo corte delgado. Además, la laumontita es la ceolita que presenta la mayor dispersión areal en estos afloramientos por

lo que se la considera como uno de los minerales más estables.

Un problema por analizar es la ausencia de prehnita a pesar de que existieron las condiciones de temperatura y presión favorables para su formación, ya que el campo de estabilidad de prehnita a presiones menores que 3 kbar se halla entre los 200 y 280°C lo que lo hace coincidente con el de la wairakita (Frey *et al.*, 1991).

Boles y Coombs, 1977 indicaron como factor que influye en la mayor o menor frecuencia de prehnita su sensibilidad respecto a la composición de la roca de caja, pero que en este caso, no puede aplicarse esta teoría ya que los basaltos de Pio Proto, con semejante composición química a los de este trabajo, presentan prehnita (Vattuone, *et al.*, 1999).

Por otra parte, Cho *et al.* (1987), indicaron que en la facies de ceolita, a presiones muy bajas, se favorece la asociación yugawaralita + prehnita. Vattuone *et al.*, (1999) y Vattuone y Latorre (1999), han encontrado frecuentemente esta asociación en áreas cercanas, lo que induce a pensar que habría otra razón para la ausencia de prehnita.

Con respecto a esto, Digel y Ghent (1994) afirman que si la X_{CO_2} es mayor que 0,002, no se forma prehnita y que un leve aumento en la X_{CO_2} influye mucho más en la desaparición de prehnita que de pumpellyita. Además, la wairakita es estable con mayor X_{CO_2} que la prehnita según Giggenbach (1981), por lo que en la facies de ceolita, con muy pequeños aumentos de X_{CO_2} , permanecerían estables wairakita y pumpellyita antes que prehnita.

La ausencia de epidoto se debería a que el sistema no habría alcanzado la temperatura de estabilidad de ese mineral, ya que a muy bajas presiones según Frey y Robinson (1999), aquella debería ser mayor que 240°C.

De acuerdo con la secuencia mineralógica presente, se puede deducir que a medida que descendía la temperatura, hubo un cambio en la composición de los fluidos que se fueron enriqueciendo en álcalis, por lo cual comenzaron a precipitar las ceolitas calco-sódicas y al final las ceolitas sódicas (una evolución temporal similar de los fluidos fue descrita por Cochemé *et al.*, 1994).

En la etapa III, se depositaron esolecita y mesolita que se habrían formado a expensas de la wairakita sódica, junto con los minerales del grupo de la heulandita.

Los minerales del grupo de la heulandita presentes en estos afloramientos son: heulandita y clinoptilolita. La clinoptilolita es designada así, siguiendo el criterio de Boles (1972), quien sugirió que la distinción entre clinoptilolita y heulandita debería ser hecha sobre la base de la relación Si/Al (>4 para clinoptilolitas y <4 para heulanditas). Otro criterio es el de Mason y Sand (1960) y Gottardi y Galli (1985) que tomaron en cuenta el catión intercambiable predominante; si predomina el Ca sobre la suma de álcalis es heulandita. Habría una solución sólida entre heulandita y clinoptilolita lo que sugiere una reacción continua entre ambas (Gottardi y Galli, 1985). Coombs (1997) propuso la existencia de clinoptilolita cálcica; como en el caso de este trabajo el Ca es el único catión presente tanto en la heulandita como en la clinoptilolita se concluyó que

existe una serie entre heulandita ss y clinoptilolita cálcica. La relación Si/Al para el grupo es variable entre 2,94 y 4,38.

Cho *et al.* (1987), al analizar la estabilidad de la heulandita, indicaron que este mineral es estable a presiones mayores que 0,6 kbar y temperaturas entre el campo de estabilidad de la estilbita y la laumontita; sin embargo según estos autores, la heulandita es estable a temperaturas y presiones menores cuando la $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{total}}$, *e.g.*, en fracturas como en Confluencia o en sistemas donde otros componentes (CO_2) estén presentes en el fluido. Si fuera mayor el componente alcalino de las heulanditas, éstas expandirían su campo de estabilidad hacia menores temperaturas. Esto podría aplicarse para la barrerita, ya que este mineral junto con tetranatrolita y paranatrolita se forman a expensas de la albita a finales de la etapa III y en la IV; serían casi sincrónicas con las ceolitas cálcicas estilbita y estellerita que se depositan en venas y como relleno de diaclasas.

La presencia de estilbita y estellerita como relleno de fracturas posttectónicas, correspondiente a un proceso de VLGM en facies de ceolita de baja temperatura (< de 200°C) es un evento de tan amplia extensión en la Patagonia que Latorre y Vattuone (1994a), propusieron en una subfacies de estilbita para el área dentro de la facies de ceolita de baja temperatura. Es la primera vez que se observa la presencia de ceolitas sódicas coexistiendo con estilbita y estellerita.

La barrerita es un mineral extremadamente raro de composición predominantemente sódica (perteneciente al grupo de las estilbitas y heulanditas) que fue encontrado en Argentina por primera vez en Futalaufquen, Chubut (Latorre *et al.*, 2000) y en Confluencia (Vattuone *et al.*, en prensa) y hay sólo dos menciones anteriores en el mundo; la de la localidad tipo (Cabo Pula, en Sardinia, Italia) y la de Kuiu Island, Alaska (Di Rienzo y Gabélica, 1997).

Es interesante el proceso que se comprueba en la barrerita de Confluencia que, por cambio de su estructura, da origen a la analcima en una reacción que involucra deshidratación ya que la analcima tiene menos H_2O que las heulanditas y las estilbitas. Podría ser que la barrerita se tomara inestable y se disolviera en el agua intersticial y la analcima precipitara de esas aguas; o sea que la barrerita posibilitaría la cristalización posterior de la analcima por un mecanismo de microdisolución-precipitación.

Algo semejante, pero para la transformación diagenética de una heulandita (clinoptilolita) en analcima propuso Ogihara (1996).

Boles (1971), manifiesta que la heulandita puede ser reemplazada rápidamente por analcima a 100°C por reacción con soluciones con alto pH conteniendo NaOH o CO_3Na_2 . En Niigata (Japón), según Ijima y Utada (1971), a $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{total}}$, la clinoptilolita es extensamente reemplazada por analcima + cuarzo a temperaturas de 84 a 91°C.

En todos estos casos, las reacciones se desplazan hacia un mineral con menor contenido de H_2O u OH (analcima) que el reactante (barrerita o heulandita).

Según Coombs (1993), la causa de la transformación de una heulandita a analcima podría ser una caída en la presión de fluido durante el metamorfismo (o diagénesis), aproximadamente isotermal a bajas presiones. El correspondiente equilibrio podría ser afectado además, por la variabilidad en la relación Si/Al, por el contenido de álcalis, H_2O , CO_2 , etc., en el fluido. En el caso de Confluencia, la relación Si/Al cambia durante el pasaje de barrerita

a analcima, lo que indica que la estructura de la barrerita fue modificada. El cambio en esa relación se debería a una disminución en la $P_{\text{H}_2\text{O}}/P_{\text{total}}$ lo que correspondería a una deshidratación como dijo Coombs (1993), al referirse al pasaje de heulandita a analcima. La analcima sería más estable que la barrerita a baja $P_{\text{H}_2\text{O}}/P_{\text{total}}$ y por eso se habría formado en las venas en un proceso tardío. En otros casos, Latorre *et al.* (1990), han observado la presencia de analcima como última ceolita en cristalizar, posteriormente a ceolitas fibrosas en fracturas de basaltos terciarios en Rucachoroi, Neuquén.

Aunque no hay K en cantidades medibles en las ceolitas sódicas, se destaca la formación de escasa illita junto con la barrerita casi al final del proceso metamórfico, lo que indicaría la presencia de K en los fluidos finales, que provendría de la destrucción de la adularia y su concentración a bajas temperaturas en la illita, en lugar de introducirse en la estructura de la barrerita. Al final del proceso habría, también, un enriquecimiento en CO_2 ya que en la última etapa cristalizó calcita.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Las asociaciones mineralógicas encontradas permiten caracterizar un VLGM de tipo geotermal en facies de ceolita. Es notable la gran variedad de especies de ceolitas identificadas (yugawaralita, laumontita, wairakita, heulandita, clinoptilolita, barrerita, estilbita, estellerita, escolecita, mesolita, wairakita sódica y analcima), lo que indicaría una amplia variación en la composición del fluido. Como los afloramientos corresponden a rocas intensamente brechizadas y diaclasadas, se aume que tienen alta permeabilidad secundaria y que la relación fluido/roca es alta. La no conservación de los minerales primarios (plagioclasa, olivina y anfíbola) es un indicador de la pervasividad del metamorfismo (Nyström, 1983 *in* Morata *et al.*, 1995).

La X_{CO_2} fue muy baja, para permitir la deposición de ceolitas, pero al principio debe haber sido relativamente alta en pequeñas zonas de permeabilidad limitada donde el CO_2 permanece confinado. La escasa calcita que se encuentra reemplazando a la plagioclasa está formada por el calcio perdido por la misma en la albitización combinado con el

CO_2 del fluido. Posteriormente, hubo un descenso de la X_{CO_2} que se mantuvo la mayor parte del tiempo y el exceso de calcio y aluminio proveniente de la destrucción de la plagioclasa por la albitización se empleó mayoritariamente en la formación de los otros calcosilicatos (yugawaralita, wairakita y laumontita). Al final del VLGM, aumentó la X_{CO_2} en fracturas, ya que localmente cristalizó calcita. Probablemente el calcio de la misma proviene de la disolución de las ceolitas cálcicas.

Los fluidos actuantes debieron tener un pH neutro a ligeramente alcalino al final, para permitir la deposición de ceolitas y luego de calcita. La $f\text{O}_2$ ha sido relativamente alta, sobre la base del diagrama $\log f\text{S}_2$ versus $\log f\text{O}_2$ de Liou *et al.* (1985) que indica, según las asociaciones hematita-pirita encontradas, que se está en el límite del campo de estabilidad de la hematita y la pirita con valores de $\log f\text{S}_2 = -14$ y $\log f\text{O}_2 = -38$, para un pH entre 7 y 8.

La aplicación de las redes petrogenéticas de Zeng y Liou (1982); Cho *et al.* (1987) y Frey *et al.* (1991), calculadas a $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{total}}$, permite estimar las

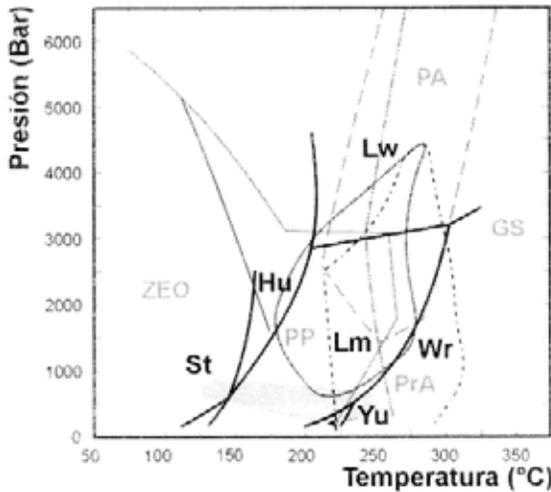


FIG. 4. Red petrogenética P-T para VLGM en metabasitas (Frey y Robinson, 1999). ZEO: facies ceolita; PP: facies de prehnita pumpellyita; PrA: facies de prehnita-actinolita; PA: facies de pumpellyita-actinolita y GS: facies de esquistos verdes. Las curvas de equilibrio de las ceolitas (línea gruesa) están tomadas de Cho *et al.*, 1987 y de Zeng y Liou, 1982). St: estilbita; Hu: heulandita; Lm: laumontita; Yu: yugawaralita; Wr: wairakita y Lw: lawsonita. El sector sombreado corresponde a las condiciones P-T de los procesos metamórficos de este trabajo.

condiciones de formación de las ceolitas en VLGM de metabasitas. La presencia de un buen geotermobarómetro como la yugawaralita junto con la wairakita y la laumontita (Fig. 4), permiten indicar que los procesos alcanzaron temperaturas de ca. 220°C a presiones menores que 0,5kb, las cuales concuerdan con las variables termodinámicas necesarias para la formación de albita (sin plagioclasa primaria en la roca) en un ambiente geotermal según Giggenbach (1981). Según Liou *et al.* (1985), en el área

geotermal de Onikobe, los fenocristales primarios de plagioclasa están enteramente reemplazados por albita±wairakita a temperatura mayor que 230°C.

Posteriormente, a temperaturas algo inferiores a 200°C se deben haber depositado minerales del grupo de la heulandita, escolecita y mesolita, seguidos por las ceolitas sódicas en presencia de cuarzo que reemplazaron a las asociaciones de las etapas I y II.

Más tarde, debido a fluidos con temperaturas menores que 150°C se produjo la cristalización de estilbita y estellerita acompañadas, también, por barrerita, como relleno de diaclasas. A temperaturas probablemente similares, por un descenso en la P_{H_2O} se forma la analcima a expensas de la barrerita en el centro de las fracturas, y luego por ascenso en la X_{CO_2} la calcita.

Por otra parte, si en estas etapas finales, la $P_{H_2O} < P_{total}$, como ocurre en las fracturas, las reacciones de equilibrio utilizadas para definir las condiciones del metamorfismo se podrían desplazar hacia menores temperaturas (Frey *et al.*, 1991).

En cuanto a las causas del VLGM, se puede suponer que el sistema geotermal fue producto del calentamiento del área debido al magmatismo del Mioceno Inferior, que según Rapela *et al.* (1984), produjo un ascenso del área, seguido de erosión y más tarde, fracturamiento de tipo tensional, postectónico, probablemente en el Mioceno Superior. Esto permitió la entrada de nuevos fluidos que interactuaron con los minerales existentes y depositaron las ceolitas de menor temperatura y luego, la calcita.

Por lo tanto habría una facies de ceolita de alta temperatura que corresponde a un proceso geotermal y una facies de ceolita de baja temperatura producto de los fluidos póstumos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a los Sres árbitros, Dr. Luis Aguirre (Universidad de Chile), Dr. J. Cochemé (Université de Aix Marseille III) y Dr. D. Morata (Universidad de Chile) por los aportes realizados que contribuyeron a enriquecer el manus-

crito y a la Universidad de Buenos Aires con cuyo apoyo por medio de los proyectos Ubacyt TW07 y 041 se realizaron las investigaciones. Contribución de Ingeis No. 170.

REFERENCIAS

- Aguirre, L.; Charrier, C.; Davidson, J.; Mpodozis, A.; Rivano, S.; Thiele, R.; Tidy, E.; Vergara, M.; Vicente, J.C. 1974. Andean Magmatism: its paleogeographic and structural setting in the central part (30°-35°S) of the southern Andes. *Pacific Geology*, Vol. 8, p. 1-38.
- Bayliss, P.; Erd, D.C.; Mross, M.E.; Sabina, A.P.; Smith, D.K. 1986. Mineral Powder Diffraction File (Mrose, M.E.; editor). *Joint Committee on Powder Diffraction Standards*, 1396 p. Pasadena, U.S.A.
- Bird, D.; Schiffman, P.; Ekders, W.; Williams, A.; McDowell, D. 1984. Calc-Silicate Mineralization in Active Geothermal Systems. *Economic Geology*, Vol. 79, p. 671-695.
- Boles, J. 1971. Synthesis of analcime from natural heulandite and clinoptilolite. *American Mineralogist*, Vol. 56, p. 1724-1734.
- Boles, J. 1972. Composition, optical properties, cell dimensions, and thermal stability of some Heulandite group zeolites. *American Mineralogist*, Vol. 57, p. 1463-1493.
- Boles, J.; Coombs, D. 1977. Zeolite facies alteration of sandstones in the Southland Syncline, New Zealand. *American Journal of Science*, Vol. 277, p. 982-1012.
- 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*, Vol. 21, p. 217-231.
- Charrier, C. 1973. Interruption of spreading and the compressive tectonic phases of the Meridional Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 20, p. 242-249.
- Cho, M.; Maruyama, S.; Liou, J. 1987. An experimental investigation of heulandite-laumontite equilibrium at 1000 to 2000 bar P_{fluid} . *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 97, No. 1, p. 43-50.
- Coombs, D.S. 1993. Dehydration veins in diagenetic an very-low grade metamorphic rocks: features of the crustal seismogenic zone and their significance to mineral facies. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 11, p. 389-399.
- Coombs, D.S. 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*, Vol. 35, p. 1571-1606.
- Deer, W.; Howie, R.; Zussman, J. 1986. Rock Forming Minerals. *Longman*, Vol. 1B, 629 p. New York.
- Digel, S.; Ghent, E. 1994. Fluid mineral equilibria in prehnite-pumpellyite to greenschist facies metabasites near Fliin Flon, Manitoba, Canada: implications of petrogenetic grids. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 12, p. 467-477.
- Di Rienzo, F.; Gabé lika, Z. 1997. Barrerite and other zeolites from Kuiu and Kupreanof Islands, Alaska. *Canadian Mineralogist*, Vol. 35, p. 691-698.
- Fagan, T.; Day, H. 1997. Formation of amphibole after clinopyroxene by dehydration reactions: implications for pseudomorphic replacement and mass fluxes. *Geology*, Vol. 25, No. 5, p. 395-398.
- Frey, M.; De Capitani, C.; Liou, J. 1991. A New Petrogenetic Grid for Low-Grade Metabasites. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 9, p. 497-509.
- Frey, M.; Robinson, D. 1999. Low Grade Metamorphism. *Blackwell Science Ltd.*, 313 p. London.
- Galli, C. 1969. Descripción Geológica de la Hoja 38c, Piedra del Aguila (provincias del Neuquén y Río Negro). *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín*, Vol. 111, 45 p.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la Geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrología*, Vol. 58, 57 p.
- Giggenbach, W. 1981. Geothermal mineral equilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 45, p. 393-410.
- González-Bonorino, F. 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao. *Fundación Bariloche, Departamento Recursos Naturales y Energía*, Publicación 16, p. 1-53.
- González-Bonorino, F. 1979. Esquema de la Evolución Geológica de la Cordillera Nordpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 34, No. 3, p. 184-202.
- Gottardi, G.; Galli, E. 1985. Natural zeolites. *Springer-Verlag*, 409 p. Berlín.
- Iijima, A.; Utada, M. 1971. Present-day zeolitic diagenesis of the Neogene geosynclinal deposits in the Nigata oil field, Japan. *Molecular Sieve Zeolites-I, Advances in Chemistry Series*, Vol. 101, p. 342-349.
- Latorre, C.; Vattuone, M. 1994a. Estilbita y clinoptilolita en la Serie Andesítica, La Angostura, Neuquén. II Reunión de Mineralogía y Metalogenia, La Plata. *Universidad Nacional de La Plata, Instituto de Recursos Minerales*, Publicación No. 3, p. 183-189.
- Latorre, C.; Vattuone, M. 1994b. Asociación esmectita-calcosilicatos en metabasaltos cercanos al río Collón Cura, Neuquén, Argentina. *In Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas*, Vol. 2, p. 1085-1090. Puerto Varas.
- Latorre C.; Vattuone, M.E. 1998. Edad potasio/argón de volcanitas afectadas por metamorfismo de muy bajo grado en el cerro Chapelco, Neuquén. *In Congreso Latinoamericano de Geología, No. 10, Actas*, Vol. 2, p. 197-200. Buenos Aires.
- Latorre C.; Vattuone, M.; Leal, P. 2000. Hallazgo de barrerita en amígdalas de metabasaltos, noroeste de Chubut, Patagonia Argentina. Simposio Internacional de Metamorfismo Andino. *In Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas*, Vol. 2, p. 515-519. Puerto Varas.

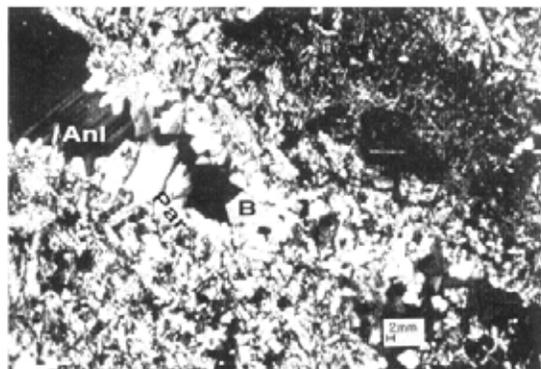
- Leanza, A.; Leanza, H. 1979. Descripción geológica de la Hoja 37c, Catán Lil. *Servicio Geológico Nacional*, Vol. 169, 65 p.
- Linares, E.; González-Díaz, E.; Ostera, H.; Cagnoni, M. 1991. Reconsideración temporal (K/Ar) de las rocas basálticas cenozoicas del sector neuquino comprendido entre los paralelos de 40° y 40°30'S y los meridianos 70° y 70°45'W, Argentina. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 6, Actas, Vol. 1, p. 621-625. Viña del Mar.
- Liou, J.; Seki, Y.; Guillemette, R.; Sakai, H. 1985. Composition and parageneses of secondary minerals in the Onikobe geothermal system, Japan. *Chemical Geology*, Vol. 49, p. 1-20.
- Mason, B.; Sand, L. 1960. Clinoptilolite from Patagonia: The relationship between clinoptilolite and heulandite. *American Mineralogist*, Vol. 45, p. 341-350.
- Morata, D.; Aguirre, L.; Puga, E.; Demant, A. 1995. Ceolitas en basaltos jurásicos de las zonas externas de las Cordillera Béticas. *Sociedad Española de Mineralogía, Boletín*, Vol. 18, p. 127-142.
- Ogihara, S. 1996. Diagenetic transformation of clinoptilolite to analcime in silicic tuffs of Hokkaido, Japan. *Mineralium Deposita*, Vol. 34, p. 548-553.
- Passaglia, E.; Pongiluppi, D. 1974. Sodian stellerite from Capo Pula. *Lithos*, Vol. 7, p. 69-73
- Passaglia, E.; Pongiluppi, D. 1975. Barrerite, a new natural zeolite. *Mineralogical Magazine*, Vol. 40, 208 p.
- Rapela, C.; Spalletti, L.A.; Merodio, J. 1983. Evolución magmática y geotectónica de la Serie Andesítica Andina (Paleoceno-Eoceno) en la Cordillera Norpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 38, p. 469-484.
- Rapela, C.; Spalletti, L.A.; Merodio, J.C.; Aragón, E. 1984. El vulcanismo paleoceno-eoceno de la Provincia Volcánica Andino-Patagónica. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 9, Relatorio I, Vol. 8, p. 180-213. Bariloche.
- Vattuone, M.; Latorre, C. 1996. Metamorfismo de muy bajo grado en rocas volcánicas de la Formación Ventana, San Martín de los Andes, Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 23, p. 187-200.
- Vattuone, M.; Latorre, C.; Viviani, R.; Borbolla, M. 1996. Mineralogía de ceolitas cálcicas y filosilicatos máficos que caracterizan el metamorfismo hidrotermal de las vulcanitas paleógenas desde Lago Hermoso a Río Traful, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 51, p. 235-247.
- Vattuone, M.; Latorre, C.; Leal, P.; Martínez, A.; Viviani, R. 1999. Calcosilicatos y filosilicatos de facies ceolita y prehnita-pumpellyita en Pío Proto, Neuquén, Patagonia Argentina. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, Vol. 22, p. 185-197.
- Vattuone, M.; Latorre, C. 1999. Ceolitas cálcicas en vulcanitas del Cretácico Superior. Su génesis en un paleosistema geotermal. El Molle, Chubut, República Argentina. *Boletín del Primer Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, Serra Negra, Brasil*, Publicación trienal, Vol. 1, p. 213-218.
- Vattuone, M.; Latorre, C.; Leal, P. En prensa. Barrerita en metavulcanitas de Confluencia. Neuquén, Patagonia Argentina. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*.
- Zeng, Y.; Liou, J. 1982. Experimental Investigation of yugawaralite-wairakite equilibrium. *American Mineralogist*, Vol. 67, p. 937-943.

LAMINA 1**Microfotografías**

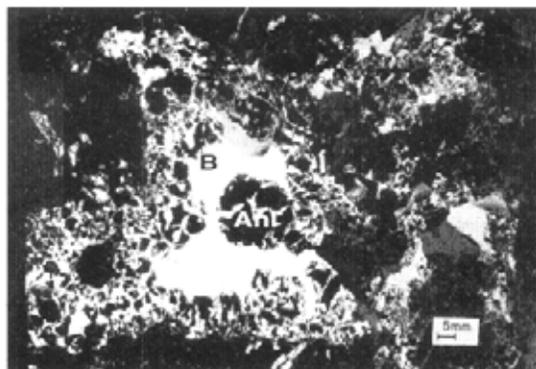
- a Con 5-6: vena con barrerita (B) en los bordes y analcima (Anl) maclada en el centro; barra=2mm.
- b Con 10: cristales de barrerita (B) reemplazados por analcima (Anl); barra= 5mm.
- c Con 6: cristales idiomorfos de barrerita con hábito prismático.
- d Con 6/3: cristales de estellerita en fracturas.

Nota: a y b fueron tomadas con microscopio de polarización polarizadores cruzados;
c y d son imágenes SEM.

LAMINA 1



a



b



c



d

LAMINA 2**Microfotografías**

- e Con 6/92: cristales de laumontita con hábito acicular y con formas predominantes según (110).
- f Con 6: cristales de wairakita sódica (6/18) reemplazada por mesolita (6/16) y escolecita (6/17) aciculares.
- g Con 11/92: cristales de yugawaralita paralelos a (010) donde se observa clivaje perfecto paralelo a (100) y menos perfecto, paralelo a {h0l}.
- h Con 10/1: cristales de clinoptilolita de hábito laminar con láminas paralelas a (010).

Nota: e, f, g y h son imágenes SEM.

LAMINA 2



e



f



g



h

APENDICE

METODOLOGIA

La metodología empleada consistió en el reconocimiento geológico del área y el muestreo de los afloramientos de volcanitas en las distintas localidades que se ubican en la figura 1. Se extrajeron muestras para petrografía y mineralogía. En el laboratorio se procedió al estudio de las ceolitas bajo la lupa binocular, para observar sus hábitos, cristalografía y determinar las asociaciones. Se determinaron ópticamente bajo el microscopio petrográfico y electrónico y por difracción de rayos X (DRX); casi en su totalidad fueron analizadas químicamente con una microsonda de energía dispersiva (EDS), adosada a un microscopio electrónico de barrido (SEM) Phillips 9100. Los patrones utilizados fueron elementos metálicos. Los análisis se realizaron a 20kv, corrección convencional ZAF y TKOFF=25°. El haz de electrones que se usó fue de 2 micrones de diámetro. El error promedio de los datos de EDS para cada elemento es de 2,6% en peso. En todos los casos, los cationes K, Mn y Ti están por debajo del límite de detección. Los análisis de la Tabla 2 representan un promedio de un área en cada individuo. En la barrerita se colocó en la Tabla 2 el promedio de los 5 individuos analizados que se representaron en la Fig.3C. Se especifican las características ópticas más importantes halladas en los ejemplares que tienen análisis y en el capítulo de petrografía las características ópticas de las ceolitas que fueron determinadas por otros métodos.

En aquellas especies en que fue posible por su tamaño y ubicación en la roca, obtener suficiente cantidad de muestra pura (laumontita, yugawaralita, analcima, barrerita y mesolita/escolecita), se determinó el H₂O por termogravimetría (ATG). En el resto de las ceolitas se tomaron las cifras teóricas según Gottardi y Galli (1985). Se recalcularon los análisis teniendo en cuenta esos datos.

Los filosilicatos illita, pirofilita y esmectita (montmorillonita cálcica) fueron determinados por DRX. La esmectita, además por mineralogía óptica.

La microsonda está ubicada en el Centro de Investigaciones de las Fuerzas Armadas (CITEFA).