

La Hornblendita Ushuaia (Tierra del Fuego): Petrografía, geoquímica y geocronología

Rogelio D. ACEVEDO⁽¹⁾, Enrique LINARES⁽²⁾, Héctor OSTERA⁽²⁾ y María L. VALÍN-ALBERDI⁽³⁾

⁽¹⁾ Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC, Conicet). Av. Malvinas Argentinas s/n°. 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego. E-mail: acevedo@arnet.com.ar

⁽²⁾ Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS). Pabellón INGEIS, Ciudad Universitaria. 1428 Buenos Aires. E-mails: linares@isotopo.ingeis.uba.ar; chapo@isotopo.ingeis.uba.ar

⁽³⁾ Universidad de Oviedo, Departamento de Geología Campus de Llamaquique, 33005, Oviedo, Asturias, España. E-mail: mlvalin@geol.uniovi.es

RESUMEN. Se presentan descripciones petrográficas y datos geoquímicos y geocronológicos sobre la denominada Hornblendita Ushuaia, un complejo de rocas mesocráticas a melanocráticas hidratadas que aflora en las inmediaciones de la ciudad de Ushuaia, Tierra del Fuego. El conjunto litológico está constituido principalmente por hornblenditas, hornblendito-piroxenitas, dioritas, gabros, sienitas y monzodioritas. La composición mineralógica de la muestra más representativa es de hornblenda y diópsido como minerales esenciales, biotita y feldespato potásico en menor proporción, titanita, apatita y minerales opacos (principalmente magnetita, ilmenita, pirita y calcopirita) como accesorios. Los fenómenos de alteración consisten en albitización, epidotización, cloritización y carbonatización, los cuales produjeron sustanciales cambios químicos que pudieron haber afectado cualquier clasificación de la roca. Sin embargo, se considera que el magma parental ha sido calcoalcalino, de tipo Andino, relacionado con el Batolito Andino, producido durante el evento subductivo regional. Evidencias geológicas concluyen que estos cuerpos ígneos no pertenecen en modo alguno a una columna ofiolítica. La geoquímica calcoalcalina es atribuida a un proceso de fusión parcial. En realidad, no constituyen fundidos primarios del manto sino fluidos mantélicos evolucionados y contaminados que ascendieron hacia niveles corticales, favoreciendo un proceso de asimilación, en un ambiente de emplazamiento de arco magmático. Los ensayos radimétricos sobre una muestra de hornblendita, usando el método de K/Ar sobre roca total, dieron una edad de 113 ± 5 Ma.

Palabras clave: *Hornblendita, Petrografía, Geoquímica, Geocronología*

ABSTRACT. *The Ushuaia Hornblendite (Tierra del Fuego): petrography, geochemistry and geochronology.* Petrographic descriptions and geochemical and geochronological data are given for the so-called Ushuaia Hornblendite, a complex of mesocratic and melanocratic hydrated rocks that crops out in the vicinity of the city of Ushuaia, Tierra del Fuego. The complex consists mainly of hornblendites and hornblendite-piroxenites, diorites, gabbros, syenites and monzodiorites. The mineralogy of the most representative specimen shows that it is composed of hornblende and diopside as essential minerals, with biotite and potassic feldspar as minor constituents, and sphene, apatite, and opaque minerals (mainly magnetite, ilmenite, pyrite and chalcopyrite) as accessories. Alteration processes include albitization, epidotization, chloritization and carbonatization, that represent substantial chemical changes that would affect any chemical classification of the rocks. Nevertheless, it is considered that the parental magma was of calc-alkaline Andean Type, related to the Andean Batholith, produced during regional subduction, and not in any way to an ophiolitic sequence. The calc-alkaline geochemistry is attributed to partial melting. In fact, the magma did not derive from primary mantle melts but came from evolved and contaminated mantle fluids that ascended toward crustal levels, thus favouring an assimilation process, in a magmatic arc setting. Potassium-argon whole-rock dating of one hornblendite sample gave an age of 113 ± 5 Ma

Key words: *Hornblendite, Petrography, Geochemistry, Geochronology*

Introducción

En el extremo continental austral del territorio argentino, en la Isla Grande de Tierra del Fuego y sobre la costa norte del Canal Beagle, afloran pequeños cuerpos plutónicos dioritoides que constituyen los últimos retazos del Batolito Andino en los Andes Fueguinos (Quartino *et al.* 1989), y que se hallan enclavados

entre rocas plutónicas comparables como Jeu-Jepén al nordeste y Santa Rosa y Castores (Suárez *et al.* 1985 sobre la margen sur del Canal Beagle (Fig. 1). Estos afloramientos intrusivos se encuentran encajados en las leptometa-sedimentitas regionales de la Formación Yahgán (Kranck 1932) a las que han metamorfozeado por contacto con formación de aureolas de hornfels de biotita (flogopita) y granate (Acevedo *et al.* 1989;

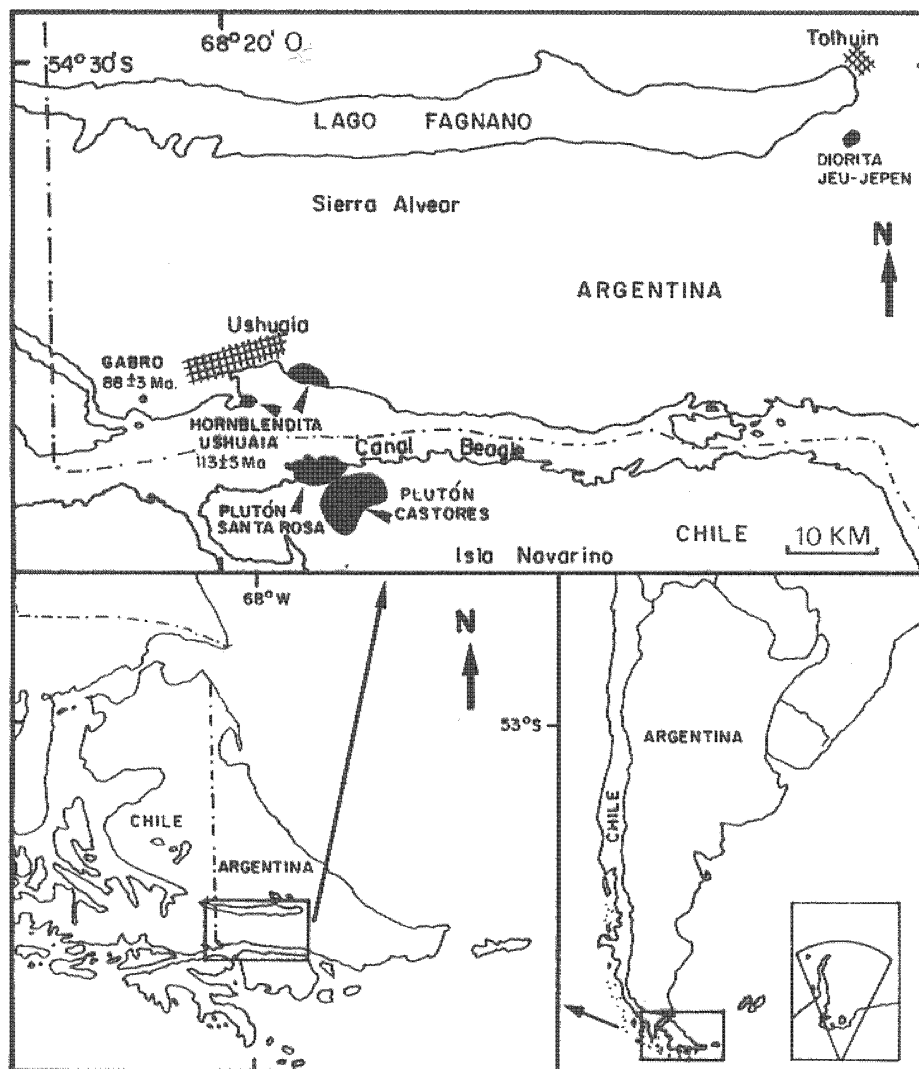


Figura 1: Mapa de ubicación geográfica de los afloramientos de rocas dioritoides.

Acevedo 1990).

El propósito de este trabajo es la presentación de algunos datos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos de las distintas facies de la Hornblendita Ushuaia con el objeto de propiciar un acercamiento a la petrogénesis de las *Dioritas Andinas* (Kranck 1932) en Cordillera Fueguina.

Contexto geológico regional

La columna estratigráfica regional se inicia con los gneises y esquistos metamorizados en la facies de las anfibolitas de las denominadas Esquistos de Lapataia (Peterson 1949), luego Metamorfita Lapataia (Borello 1969), que pertenecen a un basamento de edad en discusión, comprendido entre el Paleozoico superior y el Mesozoico, y que aflora en el núcleo de la Cordillera Darwin (Chile). Sobre este basamento, y en discordancia angular, yace un depósito de vulcanitas

(bimodales) y piroclásticas de mucha potencia, posiblemente marinas, que integran la Serie Porfírica (Harrington 1943), luego Formación Lemaire (Borello 1969), conocida como Formación Tobífera en Chile (Thomas 1949), de probable edad jurásica superior (Olivero *et al.* 1999).

En continuidad estratigráfica con la anterior, y en tránsito gradual, se dispone la Formación Yahgán (Kranck 1932), compuesta por una potente sucesión de areniscas volcanoclásticas y pizarras laminadas del Cretácico inferior. Esta unidad, que aflora ampliamente sobre las costas argentinas y chilenas del Canal Beagle, constituye el encajante del eje magmático-plutónico del Cretácico-Terciario, y muestra signos evidentes de deformación tectónica, con un fuerte plegamiento y marcada esquistosidad de plano axial, que contrasta con el bandeado de su estratificación.

Durante el Cretácico medio, o más probablemente en el Cretácico superior (Olivero y Martinioni 1996), se produce la inversión tectónica y el cierre de la cuen-

ca marginal. Con esta etapa compresiva estaría relacionada la intensa deformación y el levantamiento inicial de los Andes Fueguinos, en un marco geotectónico donde encontraría su expresión el plutonismo básico que nos ocupa, en tiempos posteriores al Cretácico inferior (Camino 1980), y que se extendiera, como es sabido, hasta el Terciario superior, como parte tardía de la intrusividad del ciclo Andico.

Relaciones de campo

Las rocas plutónicas que integran la unidad denominada Hornblendita Ushuaia consisten en un *stock* y varias apófisis y diques de rocas de composición principalmente hornblendítica (hornblenda con contenidos menores de clinopiroxeno, biotita y epidoto), con transiciones piroxeníticas, dioríticas a diorítico-cuarzosas y monzo-dioríticas, gabroides (con texturas de granosas a porfíricas) y sieníticas filonianas.

El cuerpo mayor -cuya magnitud no deja de ser reducida- aflora al oeste del casco de la estancia Túnel, unos dos kilómetros y medio sobre la costa del Canal Beagle. El color de la roca es verde muy oscuro. Su composición, principalmente hornblendítica, y su textura, granosa gruesa.

La roca de caja es un conjunto sedimentario bandeado, con predominio de facies pelítico-arcillítica, en típica secuencia marina, que ha sido metamorfizado a un hornfels de biotita-flogopita y granate microscópicos (Acevedo *et al.* 1989).

En Península Ushuaia afloran otros cuerpos de menor tamaño, consanguíneos con los anteriores (Acevedo 1990), con composiciones mineralógicas y texturas variables, pero siempre dentro del rango señalado, que son cortados por diques de pórfiros fenodacíticos. El rasgo estructural más destacado es su emplazamiento forzado que ha plegado y metamorfizado al encajante de turbiditas de la Formación Yahgán.

Al conjunto de rocas dioritoides se le ha otorgado el nombre de Hornblendita Ushuaia (Acevedo 1996) en sustitución de «la roca ultramáfica de Estancia Túnel» (Acevedo *et al.* 1989).

Al oeste del área de los afloramientos mencionados, en el valle del río Pipo, Olivero *et al.* (1997) han encontrado otro pequeño asomo, marginal y apartado de este complejo intrusivo. Se trata de una diabasa o microgabro, de textura ofítica a microgranosa, constituida por clinopiroxeno (augita) y plagioclasa, rica en ilmenita.

Petrografía

La Hornblendita Ushuaia es un pequeño aunque heterogéneo complejo de rocas melanocráticas a mesocráticas cuya variedad más representativa es una

facies ultramáfica hidratada de tipo hornblendítico.

La roca hornblendítica expuesta en el área de la estancia Túnel tiene textura granosa gruesa, con abundantes clinoclinopiroxenos y escaso clinopiroxeno como minerales esenciales, con menor proporción de epidoto y biotita. Como minerales accesorios se distinguen: feldespatos potásicos (ortosa), apatita (fluorapatita), titanita (grothita), allanita, magnetita, ilmenita, manganeso-ilmenita (pirofanita), ilmeno-rutilo, rutilo, pirita, linneíta y calcopirita. También se encuentra, aunque en escasa proporción, epidoto y anfíbol de origen secundario (Acevedo 1992), este último constituido por una variedad fibrosa de tipo actinolítica, que representaría un evento hidrotermal o bien un retrometamorfismo del piroxeno (Acevedo 1996). Otros minerales de alteración hidrotermal son albita, clorita y calcita.

Los clinoclinopiroxenos, especie mineral dominante, están representados por cristales de hornblenda de hasta 7 u 8 cm, más comúnmente de 3 a 5 cm, que carecen de orientación, hasta tal punto que la trabazón granular gruesa, a simple vista, muestra que algunos de estos individuos tabulares se entrecruzan. Aunque el pleocroísmo varía desde el verde al amarillo verdoso, en algunos casos se han observado tonos levemente azulados que sugieren una cierta afinidad alcalina, aunque todos los analizados son del tipo cálcico (Acevedo 1992). Los datos de microsonda (Acevedo 1996) indican que se trata principalmente de magnesiohastingsita (2 de cada 3) y, en menor proporción, magnesio-hornblenda, pargasita y edenita, según la nomenclatura actualizada de la I.M.A (Leake *et al.* 1997).

El clinopiroxeno es incoloro, biáxico positivo, con un ángulo 2V de hasta 45°, y presenta una estructura Schiller, fina, que se dispone erráticamente. Su composición química corresponde a la de un diópsido primario ($Wo_{48}En_{40}Fs_{12}$). Este mineral se encuentra sólo en muestras clasificadas como hornblendito-piroxenitas, en las que pueden verse parches de anfíbol crecido a expensas del clinopiroxeno.

La biotita es escasa y muestra un débil pleocroísmo de color castaño, siendo su tamaño menor que el de los individuos de anfíbol y piroxeno entre los cuales suele encontrarse. En ocasiones aparece abundantemente, asociada al anfíbol, y formando agregados de hasta 6 centímetros.

Se distinguen dos generaciones de epidoto. Una, primaria, se ubica entre los minerales máficos y es cortada por el anfíbol actinolítico fibroso. La otra se desarrolla como producto retrometamórfico del anfíbol o piroxeno, y está localizada junto a éstos o bien en venillas.

El feldespatos potásico ocupa ocasionalmente los intersticios entre los minerales máficos, aunque su escasa concentración no varía la clasificación como hornblendito-piroxenita de la roca.

La apatita es abundante en ciertos sectores y suele

asociarse a los minerales opacos, por lo general magnetita (titanomagnetita) y pirita. La titanita, cuya presencia también es frecuente, lo hace ligada a la paragénesis de los minerales de calcio ya mencionados.

Como minerales de alteración están presentes clorita, que crece a favor de la destrucción de los anfíboles, y calcita que se localiza en los intersticios.

Con relación a los minerales opacos, y desde un punto de vista textural, puede observarse una primera generación de magnetita, ocasionalmente titanífera y con algo de Cr, que muestra empobrecimiento en Fe, Ti y Co y enriquecimiento de Zn, sobre todo hacia la etapa final de la cristalización. En una segunda fase se forman pirita, calcopirita y linneíta. Seguidamente, como producto metamórfico, hay una segunda generación de magnetita con ulvoespinelo, rutilo e ilmenita con exsoluciones de hematita. Finalmente, como resultado de un evento posterior de removilización se halla pirita en venillas.

En la facies diorítica, menos expuesta, aumentan proporcionalmente los minerales félsicos y disminuyen los máficos.

La variedad sienítica está representada por venas muy ricas en feldespato potásico que cortan la masa hornblendítica.

En Península Ushuaia hay también pequeños cuerpos porfíricos, de apariencia fenodacítica, que forman domos intrusivos que cortan a la hornblendita, y están constituidos por xenocristales de hornblenda como producto endomórfico de la hornblendita asimilada, dispuestos junto a fenocristales de plagioclasa (oligoclasa-andesina) y, en menor cantidad, de feldespato potásico, en una pasta leucocrática de cuarzo y feldespato rica en allanita.

Respecto al cuerpo gabroide aflorante al oeste de la hornblendita (Olivero *et al.* 1997, Fig. 2, pág. 171), presenta al microscopio una textura microgranosa, subofítica a intergranular, y su composición es de clinopiroxeno (principalmente augita, aunque se han analizado posibles hedenbergita y clinoferrosilita) y plagioclasa albitizada. La ilmenita, muy abundante, es de la variedad pirofanita, como en la hornblendita de Estancia Túnel. También hay algo de pirita y, como minerales de alteración, calcita, clorita y una incipiente actinolitización.

Geoquímica

La Hornblendita Ushuaia, en términos químicos, es una roca ultrabásica (Cuadro 1) y su composición modal la sitúa entre una diorita y una hornblendita, según el tipo litológico.

La roca es subsaturada en sílice y es evidente que el proceso de carbonatización contribuye a ello, ya que la aparición de calcita disminuye relativamente la proporción de sílice. Esa misma deficiencia en sílice hace

que figuren en la norma olivino y feldespatoides. La entrada de calcio por alteración no permite la presencia de ferrosilita, comúnmente identificable en los basaltos calco-alcalinos cordilleranos.

Los totales suman valores bastante bajos, entendiéndose que se deben a tenores en CO₂ y S no analizados.

El contenido de Al₂O₃ en las muestras analizadas [(K+Na+2Ca)>Al>(K+Na)], indican una tendencia más aluminica hacia los términos más evolucionados. La elevada proporción de alúmina podría interpretarse como debida a una asimilación de este elemento por parte del líquido magmático originada en la contaminación de un encajante rico en materiales arcillosos.

La cantidad de hierro total dado como FeO descien de progresivamente hacia las facies menos melano-cráticas, rasgo típico de la evolución de las series calco-alcalinas. Los valores de la relación Mg/Mg+Fe son siempre bastante bajos. El alto contenido de Fe se corresponde, como es lógico, con el ya mencionado empobrecimiento en Mg. El evidente déficit en magnesio podría explicarse, además de por una carencia connata, por una posible difusión por contacto con el encajante, causante de la formación metasomática de la flogopita y el granate de los hornfels. Las relaciones AFM muestran una evolución calco-alcalina, con desviaciones marcadas por la alteración alcalina (ej. albitización del clinopiroxeno).

La proporción de CaO es variable de acuerdo con la alteración carbonatada y guarda siempre una relación directa con la del Sr, ya que la variación en el contenido de Sr está íntimamente ligada a la del Ca y más estrictamente a la proporción de An en la plagioclasa (Wiebe 1974), aunque en este caso, al haber carbonatización, la relación más directa debe estar asociada con este proceso secundario.

También el bajo contenido en Ni indicaría que estas rocas no representan a fundidos primarios del manto (Sato 1977), aunque el proceso de alteración sobrepuesto pudo haber contribuido a la dispersión del Ni. La relación Cr/Ni>1 sugiere asimismo que ha sido posible un cierto evento de fraccionamiento magmático en algún momento de la evolución del líquido parental.

Los porcentajes en TiO₂ son persistentemente altos en todas las rocas eruptivas fueguinas en general, y en éstas en particular. Su proporción frente a los valores de MnO y P₂O₅ es concordante con su carácter calco-alcalino (Mullen 1983).

Los contenidos de Zr, Y y Nb son constantes, y bajos, como los de Cr y Ni. En cambio, son anómalamente altos los de Sc y V, estando este último elemento alojado en el epidoto (V>0,5 %), aunque puede encontrarse también en la magnetita y aún, aunque en menor proporción, en la ilmenita (Wager y Michell 1951; Duncan y Taylor 1968).

Análisis de metales preciosos (ICP/horno de grafito) en las muestras ET2 y U23 arrojaron los resultados

Cuadro 1: Análisis químicos de óxidos mayoritarios y elementos-traza, cálculos normativos y modales de las muestras.

muestra	ET2	ET3	ET5	ET6	ET7	ET4	ET1	U23	U30	U31	U35	
roca	hbltd	hbltd	diorita	sienita	sienita	hbltd	hbltd	hbltd	hbl-px	hbltd	dacita	
SiO ₂	38,29	41,56	42,03	60,60	64,01	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
TiO ₂	1,54	1,46	1,18	0,30	0,22	s/d	1,18	1,57	1,00	0,78	0,32	
Al ₂ O ₃	14,81	11,78	18,44	18,67	18,40	s/d	14,83	9,20	12,75	11,11	14,72	
Fe ₂ O ₃	6,92	7,05	6,39	2,02	1,64	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
FeO	7,16	7,01	6,50	0,96	0,77	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
Fe ₂ O _{3t}	14,87	14,84	13,61	3,09	2,38	s/d	14,04	16,13	8,89	7,89	2,90	
MnO	0,20	0,16	0,22	0,05	0,05	s/d	0,25	0,23	0,19	0,18	0,12	
MgO	12,12	11,91	5,20	1,26	1,05	s/d	5,26	10,01	8,64	9,30	1,18	
CaO	10,61	12,26	11,44	3,56	1,30	s/d	17,05	9,18	12,38	9,05	4,49	
Na ₂ O	1,64	1,20	2,34	6,25	7,62	s/d	0,70	1,28	1,97	1,95	4,39	
K ₂ O	1,26	1,26	1,44	4,08	3,38	s/d	0,52	0,67	0,52	0,96	1,58	
P ₂ O ₅	0,42	0,22	0,66	0,10	0,04	s/d	0,98	0,14	0,28	0,25	0,15	
H ₂ O+	0,99	0,71	0,52	0,47	0,34	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
H ₂ O-	0,04	0,12	0,10	0,07	0,05	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
Total	96,00	96,70	96,46	98,39	98,87	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
Ni	30,00	58,00	s/d	s/d	s/d	s/d	19,00	41,00	73,00	167,00	10,00	
Co	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	38,00	65,00	23,00	39,00	5,00	
Cr	199,00	176,00	s/d	s/d	s/d	s/d	50,00	15,00	443,00	638,00	24,00	
Cu	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	646,00	423,00	67,00	28,00	15,00	
Cd	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	0,30	0,30	0,40	0,20	0,20	
Ag	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	0,30	0,10	0,30	0,20	0,60	
Zn	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	117,00	207,00	83,00	94,00	58,00	
V	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	587,00	621,00	313,00	280,00	72,00	
Ba	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	185,00	123,00	281,00	483,00	1395,00	
Nb	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	2,00	2,00	2,00	3,00	6,00	
La	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	30,00	17,00	11,00	11,00	30,00	
Sr	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	2353,00	460,00	667,00	545,00	1178,00	
Zr	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	22,00	29,00	26,00	25,00	41,00	
Th	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	2,00	1,00	3,00	3,00	14,00	
Y	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	23,00	18,00	19,00	13,00	9,00	
Sc	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	26,10	80,10	34,90	30,60	4,10	
			CIRGeo					ACME Labs.				
or	7,45	7,45	8,51	24,11	19,98	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
ab	1,59	5,86	13,33	52,89	64,48	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
an	29,33	23,04	35,56	10,84	6,02	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
ne	6,66	2,33	3,50	0,00	0,00	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
di	16,28	28,76	13,58	4,80	0,13	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
en	0,00	0,00	0,00	0,91	2,55	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
hed	2,15	3,64	3,48	0,00	0,00	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
fo	16,56	12,63	5,79	0,00	0,00	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
fa	3,18	2,31	2,52	0,00	0,00	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
mt	10,03	10,22	9,26	2,39	2,01	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
il	2,92	2,77	2,24	0,57	0,42	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
ap	0,97	0,51	1,53	0,23	0,09	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
Q	0,00	0,00	0,00	0,74	2,55	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
hem	0,00	0,00	0,00	0,37	0,26	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
Plg	An95	An80	An73	An17	An9	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
ID	15,70	15,64	25,36	77,74	87,00	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
IC	63,18	63,38	53,67	16,92	8,83	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	
*M	59,00	58,00	40,00				41,00	54,00	65,00	68,00		
anf	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	71	33	82	66	85	s/d	
clpx	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	0	0	0	12	0	s/d	
epid	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	11	32	6	5	2	s/d	
ab	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	0	5	0	2	0	s/d	
opac	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	14	18	6	1	3	s/d	
clor	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	4	12	5	14	9	s/d	
esf	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	3	1	1	0	0	s/d	
ap	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	0	0	1	1	0	s/d	

siguientes (expresados en p.p.b): Au, 14 y 2; Pt, 14 y 75; Pd, 30 y 89; y Rh, 2 y 2 respectivamente.

La correlación positiva que muestran los índices de diferenciación de las rocas hornblendítica y diorítica y los diques sieníticos (calculados según el método de Thornton & Tuttle 1960) frente a sus contenidos en sílice indican el orden evolutivo normal existente entre las distintas variedades litológicas (Fig. 2).

En cuanto al pórfiro dacítico, pareciera encontrarse fuera de cualquier proceso magmático que lo vincule con las rocas ultramáficas que atraviesa. Empero los elementos traza Th y Ba mostrarían una correlación geométrica positiva de todo el conjunto, incluyendo a esta dacita, más propia de las rocas que derivan de un magma común por cristalización fraccionada (López y Cebriá 1990).

Química mineral

Queda claro que los componentes minerales esenciales de la roca han sufrido cambios en su química mineral debido tanto a la tectónica de emplazamiento como a fenómenos secundarios ulteriores. Tal es el caso del clinopiroxeno, el cual se encuentra alterándose a actinolita, liberando Ca. La composición de este mineral (Cuadro 2) es toleítica y puede dar alguna indicación del tipo de magma parental (Le Bas 1962). Siguiendo esta idea, se ha utilizado el diagrama triangular propuesto por este autor en el que se colocan en sus vértices los valores obtenidos para $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$, $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}$ y MgO . Los puntos proyectados,

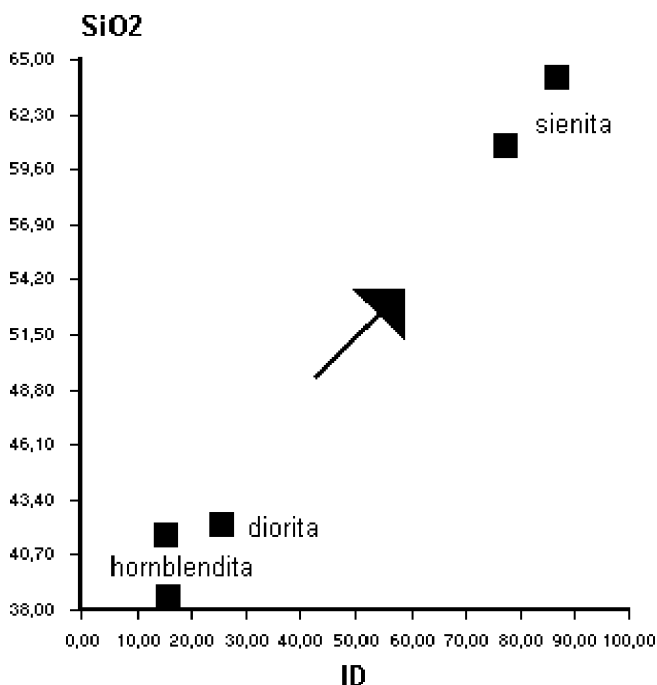


Figura 2: ID frente a SiO_2 que muestra el orden evolutivo hornblendita - diorita - sienita de la Hornblendita Ushuaia.

no graficados aquí, caen en un campo próximo al de las rocas peralcalinas y eso es debido a que los procesos de alteración hidrotermal habrían modificado precisamente tales elementos, sobrevalorando al Na y Ca, lo cual confirma la alteración sobreimpuesta. Tanto el diagrama Al_2O_3 vs. SiO_2 como el TiO_2 vs. Al_2 mostrarían que, a partir de la composición química de los clinopiroxenos, las rocas estudiadas seguirían ubicándose en campos no alcalinos.

Geotermobarometría

El mineral más abundante de esta roca es el anfíbol. Su composición depende de la P, T y la actividad del H_2O (Thompson *et al.* 1982; Ellis y Thompson 1986), por lo que en este capítulo, a partir de su fórmula estructural, se intentará hacer una aproximación en el cálculo de las variables termodinámicas del medio de formación.

Como se ha dicho repetidamente, las fases minerales primarias pueden haber sufrido algún tipo de modificación química, lo que introduce limitaciones en el alcance del método. Por ello se eligieron las muestras más frescas posibles para optimizar los resultados.

De acuerdo al diagrama de Brown (1979), del contenido de $\text{Na}_{(\text{M}4)}$ frente al de Al^{IV} , se calculan las condiciones barométricas, que para estas hornblenditas se sitúan entre 5 y 6 kbar, debiendo destacarse que esto es válido sólo para el anfíbol ígneo libre de alteración secundaria.

Utilizando el geobarómetro de Hammarstrom y Zen (1986) basado en el Al_{total} de la hornblendita, los anfíboles primarios de esta roca habrían cristalizado bajo presiones comprendidas entre 6 y 8 kbar. El margen de error con este método es más amplio que el anterior, no obstante los valores obtenidos coinciden con los trabajados por Hollister *et al.* (1987) en plutones calco-alcalinos. Si se usa la fórmula de Johnson y Rutherford (1989), con margen de error más reducido ($\pm 0,5$ kbar), los anfíboles primarios de la hornblendita se ajustarían a una presión de 6 kbar. Sin embargo, la presencia de epidoto primario sugeriría valores algo mayores que los señalados (Zen y Hammarstrom 1984).

Como ya se ha indicado, la pargasita es una de las principales variedades de las hornblendas existentes en esta roca. Se considera que la paragénesis de la misma se forma por debajo de 1.100°C , límite superior de estabilidad de este mineral (Holloway y Burnham 1972). Siguiendo el método de Helz (1982) que cuantificó en términos geotermométricos el intercambio de álcalis entre la hornblendita y su fundido en equilibrio, el valor obtenido para la Hornblendita Ushuaia sería de 950°C , temperatura máxima de cristalización que este autor sugiere para anfíboles derivados de compuestos calco-alcalinos.

Cuadro 2: Microanálisis químicos del clinopiroxeno en la facies hornblendito-piroxenítica de la Hornblendita Ushuaia.

muestra	U30														
punto	48	49	50	53	54	55	56	57	110	111	112	114	115	116	117
SiO ₂	52,38	51,26	49,86	51,14	52,40	51,35	51,56	53,00	53,16	51,49	51,14	51,15	51,77	50,15	51,83
TiO ₂	0,20	0,50	0,62	0,52	0,29	0,63	0,49	0,28	0,15	0,50	0,70	0,59	0,53	0,57	0,34
Al ₂ O ₃	1,81	3,05	4,88	3,15	2,23	3,71	3,35	1,78	1,60	2,87	3,67	3,67	3,12	4,47	3,31
Cr ₂ O ₃	0,01	0,17	0,00	0,03	0,11	0,37	0,40	0,50	0,00	0,10	0,06	0,42	0,37	0,01	0,12
FeO*	7,35	5,41	7,26	7,94	6,91	5,34	5,09	4,60	8,88	8,19	7,95	5,50	5,22	7,96	6,24
MnO	0,37	0,24	0,29	0,36	0,27	0,14	0,09	0,23	0,46	0,44	0,37	0,12	0,20	0,22	0,27
NiO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04	0,11	0,07	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
MgO	14,30	15,36	12,75	13,66	14,44	15,12	15,39	14,96	13,62	14,62	14,36	14,89	15,28	14,10	13,45
CaO	23,97	23,53	24,69	22,89	23,66	23,71	24,07	25,61	23,64	22,26	22,87	24,08	24,19	23,09	24,81
Na ₂ O	0,38	0,24	0,40	0,39	0,40	0,21	0,18	0,04	0,35	0,30	0,37	0,18	0,20	0,28	0,33
K ₂ O	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,81	99,79	100,75	100,09	100,77	100,61	100,73	101,09	101,85	100,81	101,56	100,61	100,87	100,90	100,70

Fórmula estructural en átomos por fórmula unidad. Número de cationes sobre la base de 6 oxígenos.

#Si IV	1,94	1,90	1,85	1,91	1,93	1,89	1,89	1,94	1,96	1,91	1,88	1,88	1,90	1,86	1,91
#Al IV	0,06	0,10	0,15	0,09	0,07	0,11	0,11	0,06	0,04	0,09	0,12	0,12	0,10	0,14	0,09
T site	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
#Al VI	0,02	0,03	0,07	0,05	0,03	0,05	0,04	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03	0,05	0,06
#Ti	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
#Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
#Fe +2	0,23	0,17	0,23	0,25	0,21	0,16	0,16	0,14	0,27	0,25	0,24	0,17	0,16	0,25	0,19
#Mn +2	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
#Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#Mg	0,79	0,85	0,71	0,76	0,79	0,83	0,84	0,82	0,75	0,81	0,79	0,82	0,83	0,78	0,74
#Ca	0,95	0,93	0,98	0,91	0,94	0,93	0,95	1,00	0,93	0,88	0,90	0,95	0,95	0,92	0,98
#Na	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02
#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	0,00	0,00	0,00
M1,M2	2,03	2,03	2,04	2,02	2,02	2,02	2,02	2,01	2,02	2,03	2,03	2,02	2,02	2,04	2,02
#O	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00

Wo	48,04	47,71	51,09	47,31	47,94	48,36	48,60	51,02	47,40	51,42	46,34	48,96	48,69	47,03	51,04
En	39,88	43,34	36,71	39,29	40,71	42,91	43,24	41,47	38,00	46,99	40,49	42,12	42,79	40,00	38,50
Fs	12,08	9,00	12,20	13,40	11,36	8,70	8,20	7,50	14,60	1,60	13,17	8,90	8,50	13,00	10,46

Edad

Se efectuaron análisis radimétricos por el método K/Ar sobre roca total en una muestra fresca de hornblendita de Península Ushuaia. La edad calculada ha sido de 113 ± 5 Ma de acuerdo a los siguientes datos analíticos:

-Muestra AK N°: 3878 (U30) hornblendita
 K: 0,53 % ^{40}K : $1,582 \times 10^{-8}$ mol/g
 $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$: $1,069 \times 10^{-10}$ mol/g $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$: 55,0 %
 Edad: 113 ± 5 Ma Error analítico: 4,0 %

También se practicó un ensayo similar sobre una muestra del dique de dacita que corta a la hornblendita. La edad resultante ha sido estimada en 100 ± 6 Ma.

-Muestra AK N°: 3875 (U35) pórfiro dacítico
 K: 0,48 % ^{40}K : $1,433 \times 10^{-8}$ mol/g
 $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$: $0,857 \times 10^{-10}$ mol/g $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$: 70,3 %
 Edad: 100 ± 6 Ma Error analítico: 5,9 %

Otra muestra, correspondiente a un gabro aflorante en las cercanías del río Pipo, Bahía Lapataia, dio una edad todavía más joven, de 88 ± 3 Ma.

-Muestra AK N°: 3883 (E1) gabro
 K: 0,51 % ^{40}K : $1,522 \times 10^{-8}$ mol/g
 $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$: $0,799 \times 10^{-10}$ mol/g $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$: 80,4 %
 Edad: 88 ± 3 Ma Error analítico: 3,5 %

Este gabro sería coetáneo con los cuerpos diorítico-gabroides del Plutón Santa Rosa y el Plutón Castores de Isla Navarino datados por Suárez *et al.* (1985).

Otros pórfiros locales, clasificados como graníticos a granodioríticos, encajados en la metasedimentita regional en Península Ushuaia, dentro del área de afloramiento de la hornblendita, han aportado una edad de 77 ± 3 Ma (Ramos *et al.* 1986). En ese trabajo se les considera homologables a los afloramientos eruptivos ácidos de Isla Barnevelt, próxima a Cabo de Hornos.

El cierre de la cuenca marginal que acompañó al evento de máxima deformación del encajante de la Hornblendita Ushuaia, la Formación Yahgán, ocurrió

en el Albiano tardío, de acuerdo al hallazgo de inocerámidos (Olivero y Martinioni 1996), por lo cual y en consideración de los datos radimétricos presentados aquí, el emplazamiento de la Hornblendita Ushuaia se produjo en tiempos postneocomianos, hacia fines del Cretácico temprano (Aptiano-Albiano).

Discusión de algunos resultados

Aún ante la exigüidad de datos presentados en relación a la variabilidad facial existente, los rasgos propios de las rocas toleíticas de la Hornblendita Ushuaia se explican como consecuencia de diversos procesos secundarios que han podido aportar Cr, V, Fe y lixiviar Mg. El magma que dio origen a las rocas de esta entidad, aunque los productos finales aparecen como muy contaminados ya, ha sido indudablemente calcoalcalino, típicamente andino.

El contenido en Mg de las hornblendas indica, a juzgar por su aumento proporcional desde los términos pargasíticos hacia la magnesio-hornblenda, que hubo condiciones de fugacidad de oxígeno crecientes acordes con la cristalización de magnetita (+ ilmenita con alto contenido en manganeso). Su paragénesis (hornblenda, biotita y/o ilmenita) habría controlado entonces la fugacidad de oxígeno. La cristalización de anfíbol como fase mayoritaria, junto con biotita, pone además de manifiesto una sobresaturación en agua. Por otro lado, los bajos registros en Ni y Cr existentes en las hornblenditas están señalando un magma bastante evolucionado. El enriquecimiento anómalo en K que muestran estas rocas, a lo que debe añadirse además un comportamiento similar del Ti y el Fe (en contraposición a lo que pasa con el escaso Ni) es típico de líquidos mantélicos contaminados por mecanismos de asimilación durante su ascenso cortical, y emplazados en rocas que están siendo metasomatizadas.

Los bajos ID y *M de la Hornblendita Ushuaia darían una idea somera, con las limitaciones expuestas,

de la composición del magma que la originó, con bajas concentraciones para los iones litófilos Zr e Y. El diagrama AFM de las rocas hornblendíticas, dioríticas y sieníticas de la comarca, así como la correlación positiva de los índices de diferenciación frente a contenidos de sílice, confirmarían un origen común, aunque, como ya se dijo, la aleatoria distribución del Ba y el Sr parece insinuar la actuación de cierto mecanismo de fusión parcial.

A los procesos magmáticos de formación de la Hornblendita de Ushuaia en sus primeros estadios debe agregarse el de segregación (apatita + titanomagnetita) a través de un proceso de filtro-prensa, o un líquido apropiado que podría haber originado los componentes en sucesión secuencial con una fuerte hidratación aportada por una fuente externa cercana durante el emplazamiento del cuerpo intrusivo. La alta P de H₂O atemperó los efectos del calentamiento sobre el encajante sedimentario, el cual fue afectado por un proceso metasomático con formación de hornfels de flogopita-granate.

Los diques de pórfiros dacíticos, no alcalinos, y ricos en apatita y allanita como lo es también la Hornblendita Ushuaia, tendrían asimismo cierta relación parental con esta última. La Hornblendita Ushuaia, como parte del Batolito Andino (Quartino *et al.* 1989), constituiría un precursor básico diferenciado (posiblemente acumulado en profundidad) de las rocas granitoides del gran batolito regional cordillerano. Este plutonismo inicialmente pobre en sílice, que se manifiesta entre el Cretácico temprano post-neocomiano y el Cretácico tardío pre-campaniano, coincide con el cierre de la cuenca marginal y momento de máxima deformación tectónica, inicia el ciclo magmático intrusivo de la Cordillera Fueguina.

Respecto al origen de la abundante piritita diseminada en la Hornblendita Ushuaia y en venillas, es una característica común en el complejo plegado regional (Acevedo y Radoszta 1987). La observación textural se ha completado con el microanálisis de unos 50 in-

Cuadro 3: Relación Co/Ni en las piritas de la Hornblendita Ushuaia.

punto	ET1-1	ET1-2	ET1-3	U23-1	U23-2	U23-3	U23-4	U30-1	U30-2	U30-3	U30-4	U30-5	U30-6	U30-7	U30-8	U30-9
Co (%p.)	0,008	0,012	0,673	0,419	3,531	0,639	0,231	0,038	0,015	2,247	0,093	0,275	0,144	0,494	0,011	0,022
Ni (%p.)	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	0,015	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Co/Ni	>16	>24	>1346	>838	>7062	>1278	>462	>76	>30	149,8	>186	>550	>288	>992	>22	>44
punto	U30-10	U30-11	U30-12	U30-13	U30-14	U30-15	U30-16	U31-1	U31-2	U31-3	U31-4	U31-5	U31-6	U31-7	U31-8	U31-9
Co (%p.)	0,04	0,038	<0,0005	0,285	0,023	1,291	0,039	0,052	0,035	0,003	<0,0005	0,047	0,022	0,507	0,077	0,036
Ni (%p.)	<0,0005	<0,0005	0,213	0,77	<0,0005	<0,0005	0,079	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	0,092	<0,0005	<0,0005
Co/Ni	>80	>76	<0,002	0,37	>46	>2582	0,49	>104	>70	>6	?	>94	>44	5,51	>154	>72
punto	U31-10	ET2-1	ET2-2	ET2-3	ET2-4	ET2-5	ET2-6	ET2-7	ET2-8	ET2-9	ET2-10	ET2-11	U35-1	U35-2	U35-3	U35-4
Co (%p.)	0,263	<0,0005	0,015	0,02	0,063	0,033	0,076	<0,0005	0,01	<0,0005	<0,0005	0,024	<0,0005	0,017	1,699	0,012
Ni (%p.)	0,303	0,068	0,138	0,163	0,275	0,227	0,262	0,757	0,292	0,251	0,293	0,008	0,078	0,375	0,602	0,308
Co/Ni	0,87	<0,007	0,11	0,12	0,23	0,15	0,29	<0,001	0,03	<0,002	<0,002	3	<0,001	0,05	2,82	0,04

dividuos, que demuestra el predominio de una relación preferente $Co/Ni > 1$, eminentemente magmática entre los granos dispersos y otra $Co/Ni < 1$, de filiación sedimentaria en las venillas (Cuadro 3) por lo cual en la Hornblendita de Ushuaia se encuentran dos tipos de piritita, una ígnea y otra sedimentaria, removilizada por hidrotermalismo, el mismo que ha modificado la química y composición mineral de la roca.

Agradecimientos

R.D.A. rinde homenaje con este estudio a la memoria de Alberto Pío Radoszta, amigo noble y compañero infatigable, quien acercara a la mesa de trabajo las primeras muestras de la hornblendita.

Se agradece asimismo a Bernabé J. Quartino, Antonio Arribas, Carlos López-Arranz y Jesús Ortea-Rato por sus gestiones para que la investigación pudiera concretarse.

Una mención especial le cabe a Agustín Martín-Izard, sus comentarios al manuscrito original han enriquecido este trabajo, como asimismo las de los árbitros de la Revista.

La Comisión de Comunidades Europeas, el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y la Universidad de Oviedo han proporcionado el soporte económico para la ejecución de la investigación. Los microanálisis de minerales fueron realizados en el Servicio de Microsonda Electrónica de la Universidad de Oviedo, las dataciones radiométricas, en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) y los análisis químicos de rocas, en el CIRGeo y en ACME Laboratories.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Acevedo, R.D. 1990. Destape de cuerpos plutónicos ocultos en Península Ushuaia, Tierra del Fuego. 11° Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 153-156. San Juan, Argentina.
- Acevedo, R.D. 1992. Los anfíboles cálcicos como indicadores del origen magmático intrusivo de las rocas melanocráticas del Batolito Andino en Tierra del Fuego. 8° Congreso Latinoamericano de Geología. Actas 4: 163-167. Salamanca, España.
- Acevedo, R.D. 1996. Los mecanismos sustitutivos y los factores de evolución en los anfíboles de la Hornblendita Ushuaia, Tierra del Fuego. Revista Asociación Geológica Argentina. 51(1): 69-77. Buenos Aires, Argentina.
- Acevedo, R.D.; Quartino, G.P. y Coto, C.D. 1989. La intrusión ultramáfica de Estancia Túnel y el significado de la presencia de biotita y granate en la Isla Grande de Tierra del Fuego. Acta Geológica Lilloana. 42(1): 21-36. Fundación Miguel Lillo, San Miguel de Tucumán, Argentina.
- Acevedo, R.D. y Radoszta, A.P. 1987. Manifestaciones piritíticas y anomalías metálicas en la costa sur de Tierra del Fuego. 10° Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 227-230. San Carlos de Bariloche, Argentina.
- Borello, A. V. 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales 14. Buenos Aires
- Brown, G.C. 1979. The changing pattern of batholith emplacement during Earth history. En Atherton, M.P. and Tarpov, J. (ed.): Origin of granite batholiths. Geochemical evidence. p. 106-115. Shiva Publications Limited.
- Caminos, R. 1980. Cordillera Fueguina. En Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias. 2:1463-1501. Córdoba, Argentina.
- Duncan, A.R. and Taylor S.R. 1968. Trace elements analyses of magnetite from andesitic and dacitic lavas from Bay of Plenty, New Zealand. Contributions to Mineralogy and Petrology. 20: 30-33. Berlín, Alemania.
- Ellis, D.J. and Thompson, A.B. 1986. Subsolidus and partial melting reactions in the quartz excess $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ system under water excess and water deficient conditions to 10 kbar: Some implications for the origin of peraluminous melts from mafic rocks. Journal of Petrology. 27: 91-121. Chicago, Estados Unidos de América.
- Hammarstrom, J.N. and Zen, E-an. 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. American Mineralogist. 71: 1297-1313. Washington D.C., Estados Unidos de América.
- Harrington, H. J. 1943. Observaciones geológicas de la Isla de los Estados. Museo Argentino de Ciencias Naturales. Anales, Tomo XLI. Geología. Publicación N° 29: 29-52. Buenos Aires
- Helz, R.T. 1982. Phase relations and compositions of amphiboles produced in studies of the melting behaviour of rocks (RTH). En Veblen, D.R. and Ribbe, P.H. (ed.): Amphiboles: Petrology and experimental phase relations. Reviews in Mineralogy. Mineralogical Society of America. 13: 279-353. Washington D.C., Estados Unidos de América.
- Hollister, L.S.; Grissom, G.C.; Peters, E.K.; Stowell, H.H. and Sison, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. American Mineralogist. 72: 231-239. Washington D.C., Estados Unidos de América.
- Holloway, J.E. and Burnham, C.W. 1972. Melting. Relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. Journal of Petrology. 13: 1-29. Chicago, Estados Unidos de América.
- Johnson, M.C. and Rutherford, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminum in hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. Geology. 17: 837-841. Boulder, Colorado, Estados Unidos de América.
- Kranck, E.H. 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. Acta Geographica. 4(2). 231p. Helsinki, Finlandia.
- Le Bas, M.J. 1962. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. American Journal of Science. 260: 267-288. New Haven, Estados Unidos de América.
- Leake, B.E.; Woolley, A.R.; Arps, C.E.S.; Birch, W.D.; Gilbert, M.C.; Grice, J.D.; Hawthorne, F.C.; Kato, A.; Kisch, H.J.; Krivovichev, V.G.; Linthout, K.; Laird, J.; Mandarino, J.; Maresch, W.V.; Nickel, E.H.; Rock, N.M.S.; Schumacher, J.C.; Stephenson, N.C.N.; Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association. Commission on New Minerals and Mineral Names. Mineralogical Magazine. 61: 295-321. Londres, Inglaterra.
- López Ruiz, J. y Cebriá Gómez, J.M. 1990. Geoquímica de los procesos magmáticos. 167p. Editorial Rueda. Madrid, España.
- Mullen, E. 1983. $Mn/TiO_2P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environment and its implications for petrogenesis. Earth & Planetary Science Letters. 62: 53-62. Elsevier. Amsterdam, Holanda.
- Olivero, E.B.; Acevedo, R.D. y Martinioni, D.R. 1997. Geología y estructura del Mesozoico de Bahía Ensenada, Tierra del Fuego. Revista Asociación Geológica Argentina. 52(2): 169-179, Buenos Aires, Argentina.
- Olivero, E.B. and Martinioni, D.R. 1996. Late Albian inoceramid bivalves from the Andes of Tierra del Fuego: age implications

- for the closure of the Cretaceous marginal basin. *Journal of Paleontology*. 70(2): 272-274. Oklahoma, Estados Unidos de América.
- Olivero, E.B.; Martinioni, D.R.; Malumián, N. y Palamarczuk, S. 1999. Bosquejo geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 291-294. Salta, Argentina.
- Petersen, C.S. 1949. Informe sobre los trabajos de relevamiento geológico efectuados en Tierra del Fuego entre 1945 y 1948. Dirección General de Industria y Minería. Buenos Aires. Inédito.
- Quartino, B.J.; Acevedo, R.D. y Scalabrini Ortiz, J. 1989. Rocas eruptivas vulcanógenas entre Monte Olivia y Paso Garibaldi, Tierra del Fuego. *Revista Asociación Geológica Argentina*. 44(3-4): 328-335. Buenos Aires, Argentina.
- Ramos, V.A.; Haller, M.J. y Butron, F. 1986. Geología y evolución tectónica de las islas Barnevelt, Atlántico Sur. *Revista Asociación Geológica Argentina*. 41(1-2): 137-154. Buenos Aires, Argentina.
- Sato, H. 1977. Nickel content of basaltic magmas: identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos*. 10: 113-120. Oslo, Noruega.
- Suárez, M.; Hervé, H. y Puig, G., 1985. Plutonismo diapírico del Cretácico en Isla Navarino. 4° Congreso Geológico Chileno. Actas 3(4): 549-563.
- Thomas, C. R. 1949. Geology and petroleum exploration in Magallanes Province, Chile. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*. 33: 1553-1578
- Thompson, J.B.; Laird, J. and Thompson, A.B. 1982. Reactions in amphibolite, greenschist and blueschist. *Journal of Petrology*. 23: 1-27. Chicago, Estados Unidos de América.
- Thornton, C.P. and Tuttle, O.F. 1960. Chemistry of igneous rocks. I Differentiation Index. *American Journal of Science*. 258: 664-684. New Haven, Estados Unidos de América.
- Wager, L.R. and Mitchell, R.L. 1951. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma: a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1: 129-208. Pergamon Press. Londres, Inglaterra.
- Wiebe, R. A. 1974. Differentiation in layered diorite intrusions. Ingonish, Nova Scotia. *Journal of Geology*. 82: 731-750.
- Zen, E-an and Hammarstrom, J.M. 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*. 12: 515-518. Boulder Colorado, Estados Unidos de América.

Recibido: 5 de enero, 2001

Aceptado: 8 de abril, 2002