



Ceolitas en las rocas volcánicas del Terciario de la Península Fildes, Isla Rey Jorge, Antártida

M. Vergara¹, B. Levi², J.O. Nyström³ y A. Díaz¹

Introducción

La Península Fildes está ubicada en el extremo sur-oeste de la Isla Rey Jorge, que se encuentra en el extremo noreste del Archipiélago de las Shetland del Sur. Este Archipiélago se encuentra separado de la Península Antártida por el Estrecho de Bransfield. La Isla Rey Jorge consiste de tres bloques tectónicos denominados Fildes-Barton, Horst y Colling Fault los cuales presentan grandes diferencias estratigráficas, de edades y litologías que sugieren procesos de acreción de terrenos (1). La geología de la Península de Fildes ha sido estudiada por diferentes autores siendo los trabajos de Smellie et al. (1984), Zhaonai y Xiaohan (1987) y Fensterseifer et al. (1988), los que se han preocupado con mayor atención de la geología, estratigrafía y geocronología. Smellie et al. (1984) denominaron Formación Fildes a las rocas volcánicas y volcanoclásticas presentes en esta Península. Estos últimos autores definieron tres miembros en esta formación; el miembro superior formado de andesitas y dacitas, el miembro medio formado de rocas volcanoclásticas con restos de plantas fósiles y escasas intercalaciones volcánicas y el miembro inferior de basaltos y andesitas basálticas porfíricas con intercalaciones de rocas volcanoclásticas. La edad en la formación Fildes basado en datos K/Ar es variable entre 59 Ma y 42 Ma. Paleoceno Superior a Eoceno medio según Smellie et al. (1984). Estos mismos autores describieron minerales de alteración, como vetillas y reemplazo de minerales, tales como ceolitas, cuarzo, ágata, esmectitas y otros los que atribuyen como posiblemente relacionados a "procesos de meteorización normal".

Vergara et al. (1992), consideraron que las rocas de la Península Fildes corresponden a las

raíces de un arco volcánico con una alteración hidrotermal de distribución regional, formada de ceolitas, sílice (cuarzo, pedernal, jaspe) y calcita distribuidos en el relleno de vetillas, geodas y cemento de las rocas. Se encontraron en la Península ocho áreas con una mayor densidad de vetillas y amígdalas que cubren zonas de formas irregulares de hasta 500 metros de diámetros y que evidencian la presencia de campos geotermiales estrechamente relacionados a los conductos volcánicos. En este trabajo se describen los principales minerales de alteración que de acuerdo a sus características son de naturaleza hidrotermal y que afectan a las secuencias volcánicas de la Península Fildes. Se analizan las ceolitas y se presentan antecedentes que sugieren una historia termal declinante del paleo campo termal de Península Fildes.

Métodos analíticos

Todos los minerales de alteración fueron determinados por microscopio y difracción de rayos X y las ceolitas además por microscopio electrónico de barrido (SEM-EDS) en el Swedish Museum of Natural History.

Minerales de alteración

Los minerales de alteración se presentan en amígdalas, geodas, vetillas y en la masa fundamental o matriz de los flujos de lavas o de los depósitos volcanoclasticos.

En general las amígdalas varían de 2 mm a 4 cm de diámetro. Algunas presentan el interior rellenas con grandes cristales de yeso euhedral y traslúcido y una ceolita de color blanco radial y fibrosa (mesolita) en las partes externas de las amígdalas. En otras muestras el yeso es reemplazado por celadonita de color verde "malaquita" y el interior está formado de un agregado masivo de mordenita. Se reconocieron también geodas de más de 5 cm de diámetro formadas en su interior por un racimo de cristales

1. Depto. Geología, Universidad de Chile, Casilla 13518 Correo 21
Santiago, CHILE

2. Department of Geology, University of Stockholm, S-10691 Stockholm,
SWEDEN

3. Swedish Museum of Natural History, S-10405 Stockholm, SWEDEN

fibroradiales de mesolita y una cubierta externa de 1 mm de espesor de cristales fibrosos de color rosado y transparentes de mesolita y clinoptilolita. También se reconocieron vetillas y amígdalas de estilbita de color blanco y rosado de hasta 2 cm de largo.

La masa fundamental de los flujos de lavas y matriz de las rocas volcanoclásticas presentan agregados de clorita-esmectitas y diferentes variedades de ceolitas: laumontita, heulandita/clinoptilolita, levyna, mordenita y mesolita.

La Tabla 1 presenta los análisis químicos normalizados a 100% de muestras representativas de las ceolitas de amígdalas y vetillas de rocas volcánicas de la Península Fildes, obtenidas por Microscopio Electrónico de barrido (scanning electron microscope, SEM-EDS).

El número en paréntesis que va después de la X en la parte superior de cada columna corresponde al número de oxígenos en que está basada la fórmula estructural. Abajo de la X está el número de la muestra, seguido de un paréntesis que se refiere al número de puntos analizados en cada muestra.

De la Tabla 1 se comprueba la presencia de una variada gama de ceolitas pertenecientes a los grupos de (1) Natrolita o ceolitas fibrosas (mesolita), (2) grupo de la heulandita (estilbita) y (3) grupo de la mordenita.

Tabla 1

	X(80) 1b (N=7)	X(80) 2b (N=3)	X(96) 3b (N=3)	X(80) 5a (N=4)	X(80) 5b (N=6)	X(72) 6 (N=3)	X(72) 7 (N=3)
SiO ₂	54.44	54.60	78.24	54.51	54.66	70.30	71.22
Al ₂ O ₃	30.82	30.46	15.25	30.51	30.47	19.92	19.20
Fe ₂ O ₃	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
CaO	11.84	12.82	2.20	12.53	12.16	9.30	9.19
Na ₂ O	2.90	2.11	2.52	2.42	2.85	0.24	0.18
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
ions formula							
Si	24.35	24.42	39.66	24.39	24.45	27.19	27.49
Al	16.25	16.06	9.11	16.10	16.06	9.08	8.73
Fe	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
Ca	5.67	6.14	1.19	6.01	5.83	3.85	3.80
Na	2.52	1.83	2.48	2.10	2.30	0.18	0.13
K	0.00	0.00	1.15	0.02	0.03	0.12	0.11
Name	mesolite	mesolite	mordenite	mesolite	mesolite	stilbite	stilbite

Discusión y conclusiones

Todas las ceolitas analizadas fueron recolectadas de las áreas con mayor intensidad de alteración y según Gottardi y Galli (1985) son

comunes en zonas con alteración hidrotermal relacionadas con campos geotérmicos.

No se observó ningún arreglo de distribución zonal de las ceolitas, sino que en un mismo afloramiento y aún en una misma muestra coexisten en equilibrio metaestable, diferentes especies de distintas temperaturas de equilibrio, para similares presiones de fluidos.

Coombs et al. (1959) y Coombs (1993), mostraron que el aumento progresivo en el contenido de agua de las ceolitas del Subgrupo Torlesse en Nueva Zelandia evidencia una declinación de la temperatura del sistema relacionada con el alzamiento y erosión progresiva del terreno. Este mismo fenómeno, pero localizado en un área puntual como es el sistema hidrotermal fósil de Tanzawa Mountain en Japón, fue atribuido por Seki et al. 1971³, a una declinación de la actividad del sistema hidrotermal. En estos ejemplos, la laumontita de mayor temperatura y menor contenido de agua, coexiste en desequilibrio con la estilbita, de mayor contenido de agua y menor temperatura. Según Liou (1971), la laumontita es reemplazada por estilbita a una temperatura menor de 163°C a una presión de fluido de 3 kbar. La persistencia metaestable de la laumontita, que no se transformó en estilbita, estaría probando según Coombs (1993), que la estilbita se formó a temperaturas bajo ese mínimo.

En las rocas volcánicas de la Península de Fildes se presenta esta misma asociación en desequilibrio, con la presencia de laumontita en la masa fundamental y matriz de las rocas y de estilbita (posiblemente de una etapa póstuma) en amígdalas y vetillas, lo que podría estar evidenciando la declinación del paleo campo termal. Estos antecedentes confirman que los minerales secundarios de las rocas de la Península de Fildes son productos de la alteración hidrotermal generada en un paleo campo geotérmico de temperatura declinante, asociado a las raíces de un arco volcánico Terciario.

Agradecimientos

Se agradece al Proyecto del Instituto Antártico Chileno (INACH) N°144-91/92. También se agradece a la Dirección de Investigación y Tecnología de la Universidad de Chile (Proyecto DTI N°E 2834-9035).

Referencias Bibliográficas

1. Birkenmayer, K. 1989. A guide to Tertiary geochronology of King George Island, West Antarctica. Polish Polar Research, 10, 555-579.
2. Coombs, D.S., Ellis, A.J., Fyfe, W.S. and Taylor, A.M. 1959. The zeolitic facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. Geochimica et Cosmochimica Acta, 17, 53-107.
3. Coombs, D.S. 1993. Dehydration veins in diagenetic and very low grade metamorphic rocks; features of the crustal seismogenic zone and their significance to mineral facies. Journal of Metamorphic Geology, 11, 389-399.
4. Fensterseifer, H.C., Soliani, E.Jr., Hansen, M.A.F. y Trián, F.L. 1988. Geología e estratigrafía da associação de rochas do setor centro-norte da península Fildes, Ilha Rei George, Shetland do Sul, Antártica. Serie Científica del Instituto Antártico Chileno, 38, 29-43.
5. Gottardi, G. and Galli, E. 1985. Natural Zeolites. Springer-Verlag, 409 p.
6. Liou, J.G. 1971. Stilbite-Laumontite Equilibrium. Contribution to Mineralogy and Petrology, 31, 171-177.
7. Smellie, J.L., Pankhurst, R.J., Thompson, M.R.A. and Davies, R.E.S. 1984. The geology of the South Shetland Islands. VI. Stratigraphy, geochemistry and evolution. British Antarctic Survey Scientific Reports, 87.
8. Vergara, M., Levi, B., Cancino, A., Avila, A. y Clavero, J. 1992. Campos paleogeotérmicos en Península Fildes, Isla Rey Jorge, Islas Shetland del Sur. En: Geología de la Antártida occidental. J. López-Martínez (Ed.). Simposios T3, 61-64. III Congr. Geológico de España y VIII Congr. Latinoamericano de Geología de Salamanca, España.
9. Zhaonai, L. and Xiaohan, L. 1987. The geological and geochemical evolution of cenozoic volcanism in central and southern Fildes Peninsula, King George Island, South Shetland Island. Fifth International Symposium on Antarctic Earth-Sciences, 487-491.