

entre Manto de Veleta y Manto de Calar Alto, por un lado, y entre Manto de Calar Alto y Unidad Bédar-Macael, por otro lado, tienen la misma edad?

¿Ambos contactos muestran las mismas fábricas de ejes-C de cuarzo?

Respuesta J. Martínez.—Tienen la misma edad y están directamente relacionados con la fase de deformación alpina D₂.

Muestran similares texturas y fábricas miloníticas. Las orientaciones de la lineación de estiramiento en ambos casos es muy parecida dentro de la dispersión y el sentido de movimiento deducido en el mismo.

Pregunta Guillermo Zevenhuizen.—¿El flanco inverso de la Unidad Bédar-Macael se halla situado dentro de la serie litológica denominado Unidad «Umbria de las

Canteras», de Lintmout & Vissers (Geologie & Mijnbouw, 1979).

Respuesta de J. Martínez.—El flanco inverso de la Unidad Bédar-Macael está constituido por la parte superior de la antigua Unidad Nevado-Lubria (Kampschuur, 1975); se trata de esquistos y mármoles de edad probablemente Triásica (la Fm. Casas), que muestran una intensa deformación dúctil con foliación milonítica y lineación de estiramiento.

Características del metamorfismo hidrotermal del Complejo Plutónico de la Caldera de Taburiente (La Palma, Canarias)

R. Arenas. Departamento de Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense. 28040 Madrid.
J. de la Nuez. Departamento de Edafología y Geología. Universidad de la Laguna. Tenerife.

ABSTRACT

The Plutonic Complex cropping out in the Caldera de Taburiente is affected by a marked hydrothermal metamorphism, whose metamorphic peak conditions were reached in the upper-T part of the greenschist facies. A later retrogradation to the zeolite facies is related with the uplift of the ensemble from the ocean floor to the surface.

Arenas, R. y Nuez, J. de la (1987): Características del metamorfismo hidrotermal del Complejo Plutónico de la Caldera de Taburiente (La Palma, Canarias). *Geogaceta*, 3, 13-15.

Key words: *Hydrothermal metamorphism, Canary Islands.*

Introducción

El Complejo Basal de la isla de La Palma, que aflora en el interior de la Caldera de Taburiente, está formado por una serie volcánica submarina intruida por varias familias de diques y de gabros (Nuez 1983, Staudigel y Schmincke 1984). La serie efusiva tiene una potencia de más de 1.800 metros y presenta una acusada estructura domática, cuyo núcleo coincide con el centro de la caldera y está ocupado por las rocas gabroicas. Estas litologías constituyen un Complejo Plutónico (CP) de extensión moderada, del que forman parte gabros, gabros olivínicos y gabros alcalinos (teralitas, teschenitas y melteigitas), junto con cantidades limitadas de wehrlitas y piroxenitas (Nuez 1983).

Los materiales del Complejo Basal han sido afectados por metamorfismo hidrotermal, cuya intensidad aumenta hacia el CP (Hernández Pacheco y

Fernández Santín 1974, Staudigel y Schmincke 1984). Su desarrollo está favorecido por la circulación convectiva de soluciones hidrotermales en el interior del edificio eruptivo original, respondiendo a los modelos clásicos aceptados para la génesis del metamorfismo oceánico en dorsales y otras zonas submarinas de intenso magmatismo (Miyashiro 1973, Coleman 1977).

Paragénesis metamórficas

Las asociaciones metamórficas existentes en el CP se han originado durante dos estadios bien diferenciados: 1, un estadio paroxismal donde se alcanzó el pico térmico y 2, un estadio retrógrado. No se han encontrado paragénesis que puedan interpretarse como ligadas a una etapa progradada inicial, lo que sugiere que o han sido eliminadas durante la etapa de mayor T, o nunca llegaron a for-

marse por comenzar el metamorfismo hidrotermal antes de que el CP se enfriase totalmente.

El estadio paroxismal tiene lugar dentro de la parte de mayor T de la facies de los esquistos verdes. La asociación metamórfica está constituida por clorita, tremolita-actinolita-hornblenda, epidota-clinozoisita, albita-oligoclasa, sericita, esfena, minerales opacos ± andradita ± cuarzo ± serpentina ± carbonatos. El estadio retrógrado da lugar a una compleja sucesión de reacciones minerales. Al final del mismo, la paragénesis estable en el CP es característica de la facies de las zeolitas y consiste en: zeolitas (analcima, thompsonita, escolecita), epidota, minerales opacos ± albita ± adularia ± cuarzo ± serpentina.

La composición de los minerales metamórficos más representativos ha sido determinada por microsonda electrónica (ARL de nueve canales, utilizando patrones comparables a los problemas). Las cloritas más comunes

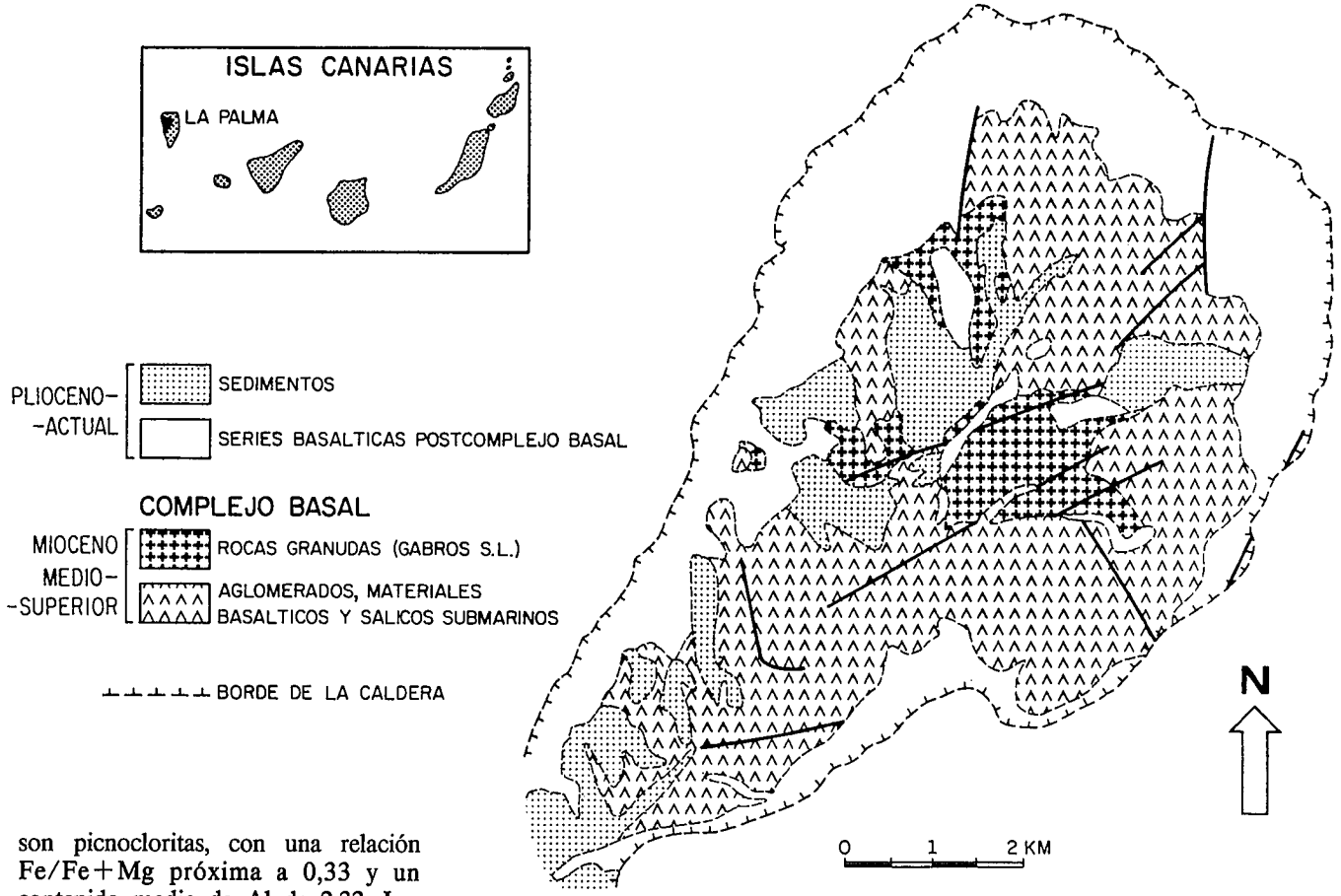


Fig. 1.—Mapa geológico simplificado de la Caldera de Taburiente.

son picnócloritas, con una relación $Fe/Fe+Mg$ próxima a 0,33 y un contenido medio de Al de 2,33. Los Ca-anfiboles analizados son términos actinolíticos, con relación $Mg/Mg+Fe^{2+}$ variable, y ferrohornblendas; los primeros han cristalizado a menor T que los segundos, existiendo entre ellos diferencias importantes en Al, Ti, Na y Si. Las epidotas son términos binarios de la serie de solución sólida $Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)-Ca_2Fe_3^{3+}Si_3O_{12}(OH)$, con un contenido en pistacita variable entre 12,58 y 25,50%. Otros minerales analizados son los granates andradíticos —con un contenido en molécula de andradita superior a 98,5 moles%—, esfenas —con valores significativos de Al, Fe, Mg— y ankeritas, que tienen como fórmula: $Ca_{0,94}(Fe_{0,33}, Mg_{0,73}, Mn_{0,01})(CO_3)_2$.

Condiciones del metamorfismo

El valor de la T durante todo el episodio metamórfico resulta fácil de estimar mediante simples relaciones topológicas (fig. 2), resultando unos 450-490°C para el pico térmico y menos de 200°C para el final de la retrogradación en facies de las zeolitas.

Para establecer el régimen bórico (fundamental por sus implicaciones

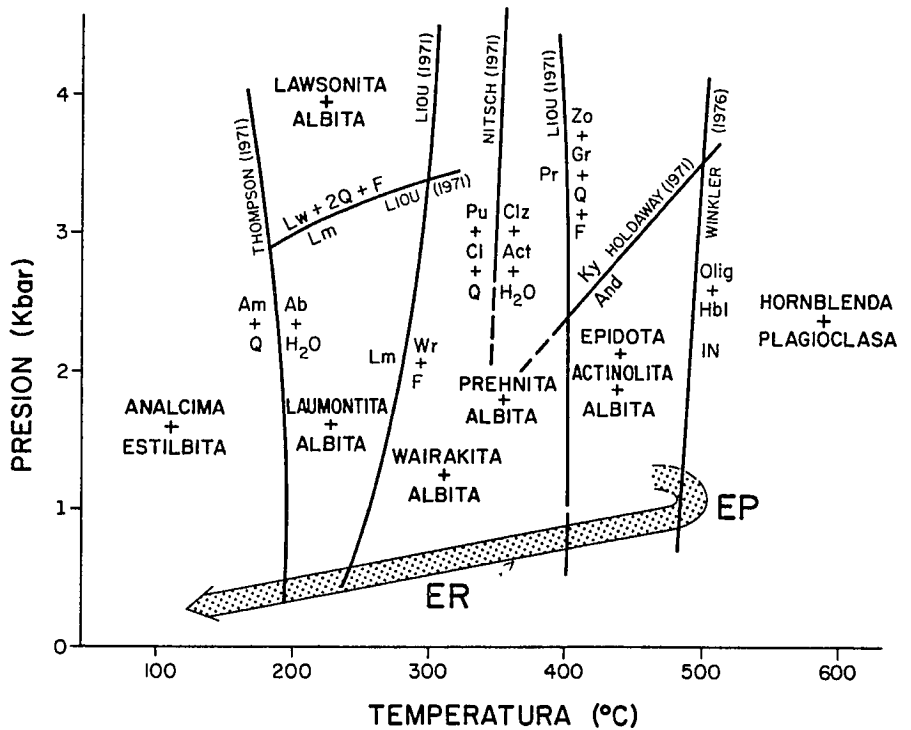


Fig. 2.—Trayectoria del metamorfismo hidrotermal en el Complejo Plutónico de la Caldera de Taburiente. EP: Estadio paroxismal. ER: Estadio retrógrado.

geodinámicas en la isla) hemos utilizado el geobarómetro de Brown (1977, basado en el contenido en NaM4 de los Ca-anfiboles) y el termobarómetro de Plyusnina (1982, Ca-Al en plagioclasa y anfíbol, respectivamente). Con estos métodos, la P estimada para el pico térmico se sitúa en torno a 1-1,5 Kbar, estimándose por tanto una profundidad de 3,5-5 kms. El gradiente geotérmico obtenido (100-150°C/km) es comparable a otros propuestos en zonas con metamorfismo similar.

Discusión e implicaciones geodinámicas

Después de que el CP registrase la etapa de metamorfismo paroxismal (450-490°C y 1-1,5 Kbar), fue afectado por una intensa retrogradación con suave descompresión (fig. 2). La descompresión se debe a la elevación del CP desde su posición original (presumiblemente el lugar donde se produjo la etapa de metamorfismo paroxismal), hasta su posición actual. Durante la elevación se originó la estructura dómica del Complejo Basal y la neta discordancia erosiva que trunca las series submarinas. A falta de datos estructurales que avalen otras hipótesis, la elevación de la isla y la propia estructura dómica deben ser resultado de la magnitud de la actividad ígnea.

Si nuestros datos barométricos son

aquilatados, el espesor de materiales eliminados durante la elevación es, como mínimo, de 3.000 m. Teniendo en cuenta este espesor y el intervalo de tiempo empleado en la emersión (Mioceno medio-superior a Plioceno, Nuez 1983), se obtienen velocidades de ascenso de la isla bastante moderadas, menores de 1 cm/año, que resultan compatibles con el marco geológico regional.

Referencias

- Brown, E. H. (1977): *Journal Petrology*, 18, 1, 53-72.
 Coleman, R. G. (1977): Springer-Verlag, 229 p.
 Hernández-Pacheco, A. y Fernández Santín, S. (1974): *Proceed. of the Symp. on Andean and Antarctic Volcanology Problems*. Chile. 98-111.
 Holdaway, M. J. (1971): *Amer. Jour. Sci*, 27, 97-132.
 Liou, J. G. (1971): *Journal Petrology*, 12, 370-411.
 Miyashiro, A. (1973): Gerge Allen & Unwin LTD, London, 492 p.
 Nitsch, K. H. (1971): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 30, 240-260.
 Nuez, J. (1983): *Tesis. Univ. Complutense*, Madrid. 401 p.
 Plyusnina, L. P. (1982): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 140-146.
 Staudigel, H. y Schminck, H. U. (1984): *Jour. Geophys. Res.*, 89, 11119-11215.
 Thompson, A. B. (1971): *Amer. Jour. Sci.*, 269, 267-275.
 Winkler, H. G. F. (1976): Springer-Verlag, Berlín.

Comentarios

Preguntas de M. Muñoz:

1ª ¿Hay evidencias de relaciones texturales entre fases minerales, o de otro tipo, que justifiquen la atribución de la asociación metamórfica en facies de editas a un episodio retrógrado con respecto a la asociación en facies de esquistos verdes?

2ª Dado que en el texto se afirma que el metamorfismo hidrotermal del complejo basal aumenta en intensidad hacia el complejo plutónico, ¿no debería interpretarse la existencia de ambas facies como la consecuencia de un metamorfismo progrado, en profundidad, en vez de retrógrado?

Respuesta:

1.ª No se han encontrado relaciones texturales que permitan establecer una cronología relativa de las asociaciones de la facies de las zeolitas y de las facies de los esquistos verdes. La interpretación de las paragénesis de más baja temperatura como retrógradas, se debe a la dificultad que existe para la preservación de tales asociaciones a temperaturas bastante más altas de las que definen su límite superior de estabilidad.

2.ª En efecto, en el Complejo Basal el metamorfismo es progrado desde las rocas volcánicas submarinas hasta el Complejo Plutónico. Pero este *gradiente metamórfico de campo* es independiente de la *trayectoria metamórfica* que se registra en cada nivel. Por tanto, los sectores más profundos no tienen porqué haber experimentado un metamorfismo progrado en facies de zeolitas.

Sedimentación marina somera en el carbonífero de la zona sur-portuguesa

C. Moreno. Universidad de Sevilla. Sección de Geología de la Rábida. 21810-Palos de la Frontera (Huelva).

ABSTRACT

Sedimentary sequences deposited in shallow marine shelves appear, locally, in the «Culm facies» of the South-Portuguese Zone. These siliciclastic shelves were developed in relation with erosion of volcanic elevations.

Moreno, C. (1987): Sedimentación marina somera en el carbonífero de la zona sur-portuguesa. *Geogaceta*, 3, 15-17.

Key words: *Shallow sedimentation, Culm facies, South-Portuguese Zone.*

Introducción

Los materiales estudiados se localizan en el extremo occidental del flanco Norte del anticlinorio de Puebla

de Guzmán, cerca de la frontera hispano-lusa (fig. 1). Constituyen pequeños afloramientos, alineados según la dirección E-W, en contacto mecánico con las turbiditas del Culm, s.

str. Su litología es lutítico-areniscosa, y se disponen en secuencias estrato y grano-crecientes de potencia variables.

La serie estratigráfica más completa que ha sido observada está consti-