ESTRUCTURA Y ORGANIZACION DE LAS COLADAS SUBMARINAS: CARACTERISTICAS DE LAS LAVAS ALMOHADILLADAS DE EDAD CRETACICA QUE AFLORAN EN LA CORDILLERA VASCO-CANTABRICA

M. Carracedo *, F. J. Larrea * y A. Alonso *

RESUMEN

Durante el Cretácico superior se desarrolló en la Cuenca Vasco-Cantábrica una importante actividad volcánica submarina de naturaleza alcalina. Este vulcanismo estuvo relacionado con el funcionamiento de un rift y/o una falla transformante en corteza continental asociado a la apertura del Atlántico Norte. Entre los productos volcánicos destacan, por su notable volumen y excelente grado de preservación, las coladas de lavas almohadilladas. Estas coladas están formadas por el apilamiento de pequeñas unidades de flujo y enfriamiento, denominadas tubos de lava, caracterizadas por presentar: i) morfología groseramente cilíndrica con estrechamientos sucesivos, ii) sección transversal de diámetro normalmente < 1 m, iii) superficie lisa o estriada, iv) estructura interna concéntrica y/o radial y, v) ramificaciones y cambios de dirección a lo largo de su recorrido. La forma y características de su superficie dependen de la viscosidad de los fundidos, del caudal emitido y del espesor de la corteza superficial desarrollada por enfriamiento en contacto con el agua. Los tubos están enraizados directamente en diques de alimentación o entroncados en coladas tabulares. Se propagan por la liberación del fundido en su frente de avance, parte superior o flancos a través de fracturas abiertas en una corteza superficial gruesa y rígida, o bien por el estiramiento de una corteza fina y plástica. Sólo unas pocas lavas almohadilladas son verdaderos sacos aislados de magma separados de sus fuentes. En relación tanto con las coladas tabulares como con las pillow lavas de mayor tamaño, se encuentran en ocasiones brechas formadas por el desplome gravitatorio del techo de túneles de drenaje.

Palabras clave: vulcanismo submarino, lavas almohadilladas, coladas tabulares, túneles de drenaje, brechas gravitacionales, Cuenca Vasco-Cantábrica.

ABSTRACT

In the Basque-Cantabrian Basin, an important submarine volcanic activity of alkaline character was developed during the upper Cretaceous. This vulcanism was related to a rift and/or transform fault in the continental crust associated to the opening of the North Atlantic ocean. Pillow lava flows are noteworthy among the other volcanic materials by their volume and excellent preservation state. The lava flows are formed by the pile up of small flow-and cooling units, i.e. tubes or lava tubes, characterized by: i) coarse cylindrical morphology with abundant constrictions, ii) diameter less than 1 metre in a transversal section, iii) smooth or striated surface, iv) concentric and/or radial internal structure, and iv) the branches and direction changes during the outflow. Lava flows/tubes shape and surface characteristics depend on the viscosity, effusion rate and the thickness of quenched crust during growth.

The Tubes are rooted directly on feeder dykes or are connected in tabular flows. The expanding and advancement of the tubes was the result of stretching or breaking of the quenched surface crust and spreading of the molten lava from the interior. Stretching features and cracks appear mainly at the flow front, but lobes of lava developed from the top and the flanks of the tubes are not uncomon. Only scarce pillowed lavas are truly isolated magma sacks separated from their sources. Related to the tabular flows and the biggest pillow lavas, some breccias were occasionally formed by the gravitacional collapse of the roof of the draining tunnels.

Key words: submarine vulcanism, pillow lavas, tabular flows, draining tunnels, gravitacional breccias, Basque Cantabrian Basin.

^{*} Departamento de Mineralogía y Petrología. Universidad del País Vasco. Apdo. 644. 48080 Bilbao.

Introducción

Las lavas con estructura almohadillada (o pillow lavas) son un elemento característico de la estratigrafía volcánica a lo largo del tiempo geológico. Estas coladas son abundantes en los cinturones de rocas verdes precámbricos, en una buena parte de los complejos ofiolíticos, en formaciones subacuosas someras (marinas, lacustres y subglaciales) de diferentes edades, y, sobre todo, en los fondos oceánicos actuales, incluyendo fundamentalmente a los productos generados a nivel de las dorsales mediooceánicas, pero también a los formados en relación con montes submarinos y con islas volcánicas, especialmente en su etapa de crecimiento subacuoso (e.g. Moore, 1965; Jones, 1969; Cann, 1970; Dimroth et al., 1978; Wells et al., 1979; Robson y Caan, 1982; Juteau, 1993; Embley y Chadwich, 1994; Chadwich y Embley, 1994; Kennish y Lutz, 1998). A pesar de su abundancia, hasta hace relativamente pocos años se ha mantenido una gran controversia acerca de la forma tridimensional, del modo de emplazamiento y de los mecanismos de propagación de estas lavas.

Hasta mediados los años setenta las lavas almohadilladas, estudiadas sobre todo en afloramientos bidimensionales de formaciones antiguas (Wells *et al.*, 1979), eran consideradas como bolas o sacos de lava desprendidas del frente y de la superficie de coladas tabulares, que se acumulaban después de rodar a favor de la pendiente en medios subacuosos (e.g. Carlisle, 1963; Johnston, 1969; Araña y López Ruiz, 1974).

Con la confirmación de la deriva continental y la expansión del fondo oceánico se inicia un período de intensas y espectaculares investigaciones sobre la corteza oceánica, prestando especial atención al vulcanismo que se desarrolla a nivel de las dorsales. Durante el estudio de diversos sectores volcánicos submarinos (e.g. Moore, 1975; Ballard y Van Andel, 1977; Ballard *et al.*, 1982) se observa que las coladas almohadilladas están formadas por la superposición de pequeñas masas tubulares de lava ($\emptyset \le 1$ m), enraizadas en algún foco volcánico o en coladas de mayor tamaño. Las mismas conclusiones se obtienen también revisando secuencias volcánicas antiguas (e.g. Wells *et al.*, 1979; Dimroth *et al.*, 1978).

Las observaciones y el muestreo directo de los materiales volcánicos en medios oceánicos submarinos es, por razones obvias, difícil, y está además limitada al techo de las formaciones más recientes, salvo en los escarpes de falla que jalonan las zonas de rift y en los escasos sondeos realizados hasta el momento. Esta limitación dificulta tanto el conocimiento de la estructura interna como de la organización tridimensional de los diferentes tipos de manifestaciones efusivas asociadas. Sin embargo, estas deficiencias se pueden subsanar en parte con el análisis de lavas formadas bajo el agua pero que afloran actualmente en condiciones subaéreas. Las sucesiones volcánicas subacuosas antiguas, que en ocasiones afloran bien preservadas y ampliamente expuestas en cinturones orogénicos, permiten observar y estudiar los productos que las integran con cierta facilidad. En ellas se pueden establecer en algunos casos las características estructurales, tanto internas como superficiales, y el modo de organización de los diferentes tipos de coladas, así como las relaciones entre ellas y con los sistemas de alimentación (Jones, 1968; Wells *et al.*, 1979; Dimroth *et al.*, 1978; Cann, 1970; Robson y Caan, 1982).

Los modelos de facies preservados en el registro geológico son similares en muchos aspectos a los existentes en formaciones submarinas recientes (Wells *et al.*, 1979) y su estudio facilita el análisis y la interpretación de las observaciones directas, realizadas desde sumergibles, o indirectas, deducidas a partir de técnicas geofísicas (e.g. sidescan sonar backscatter imagery, Sea Beam bathymetry; Embley y Chadwick, 1994), en ambientes submarinos. Los trabajos en secuencias antiguas y actuales son por tanto complementarios.

En la Cordillera Vasco-Cantábrica aflora una potente secuencia volcánica submarina de edad cretácica. Las rocas volcánicas presentan una espilitización desigual, consecuencia de un metamorfismo hidrotermal submarino (Rossy, 1988), pero los efectos de la deformación y del metamorfismo regional asociados a la Orogenia Alpina son imperceptibles. Las estructuras y, en menor medida, las texturas presentan un elevado grado de conservación, lo cual favorece su estudio morfológico y estructural.

En este trabajo se revisan las características de las coladas almohadilladas asociadas a este vulcanismo, con objeto de: i) describir aspectos morfológicos y estructurales inéditos, ii) presentar datos sobre su organización y relación con otras manifestaciones efusivas, intrusivas y volcanoclásticas y iii) explicar el origen de las formas y estructuras que presentan.

Marco Geológico: la Cordillera Vasco-Cantábrica

La Cordillera Vasco-Cantábrica constituye el tercio occidental de la Cadena Alpina Pirenaica, que se extiende en dirección E-O, desde el Languedoc, la Baja Provenza y Cataluña hasta Cantabria y el norte de Castilla, a lo largo del borde septentrional de la placa Ibérica (fig. 1). Esta Cordillera está constituida fundamentalmente por materiales sedimentarios que se depositan durante el Mesozoico y



Fig. 1.—Mapa Geológico y de situación de la Cordillera Vasco-Cantábrica (basado en Sangüesa, 1998).

el Cenozoico en la denominada Cuenca Vasco-Cantábrica. Entre los sedimentos aparecen intercaladas ofitas triásicas toleíticas y lavas cretácicas alcalinas. El zócalo de la Cadena está constituido por un sustrato hercínico, representado en el sector oriental por el Macizo de Cinco Villas y en el occidental por la Zona Cantábrica (Zona Palentino Leonesa-Macizo Asturiano). Por el sur está limitada por los depósitos terciarios de antepaís de las depresiones del Duero y del Ebro y por el norte se sumerge bajo el Mar Cantábrico, en el golfo de Vizcaya (Feuillée y Rat, 1971; Rat, 1988; Boillot, 1984; EVE, 1995).

La evolución deposicional y tectónica en la Cuenca está controlada por los movimientos diferenciales de la placa Ibérica respecto a la Europea, en el marco de la expansión del Atlántico Norte y la apertura del Golfo de Vizcaya (fig. 2; Boillot, 1984; Uchupi, 1988; EVE, 1995).

En base a criterios estructurales y paleogeográficos, Feuillée y Rat (1971) y Rat (1988) dividen la Cadena Vasco-Cantábrica en cuatro zonas (fig. 1): i) Arco Vasco, ii) Dominio Periasturiano (o Bloque Santanderino), iii) Dominio Navarro-Cántabro (o Bloque Alavés) y iv) Bloque Navarro del Ebro (o Bloque Navarro). El Arco Vasco corresponde a una zona profunda situada entre las placas Ibérica y Europea, con pliegues y cabalgamientos vergentes al norte que no afectan al basamento hercínico, mientras que los tres Bloques, separados por importantes fallas transversales, pertenecen a una zona distal dentro de la placa Ibérica, relativamente tranquila en cuanto a su tectónica, poco deformada y en algunos casos notablemente horizontalizada.

Características generales del vulcanismo de edad cretácica en la Cordillera Vasco-Cantábrica

Durante el Cretácico superior se desarrolla una notable actividad magmática a lo largo del sector

| Plioceno | |
|-----------------|---|
| Mioceno | Relienos postorogénicos |
| Oligoceno | Free principal of place minute string (26 mg) |
| Eoceno | Pases principales del plegamiento alpino (36 ma) |
| Paleoceno | Subducción limitada de corteza |
| Maastrichtiense | oceánica bajo la placa Ibérica |
| Campaniense | |
| Santoniense | Apertura oceánica Giro de la placa Ibérica (20-30°) Margen subsidente con subsidencia térmica Desarrollo de una olataforma carbonatada |
| Coniaciense | |
| Turoniense | Manifestaciones volcánicas (95-88 ma) |
| Cenomaniense | mannesitationes resound to to may |
| Albiense | |
| Aptiense | Fase orogénica Aústrica (107 ma) |
| | Etapa de rifting en el Golfo de Vizcaya |
| | Comienza a formarse un margen continental |
| Kimmeridaiense | |
| Oxfordiense | — Movimientos Neokimméricos (144 ma) |
| JURASICO | |
| Calloviense | Etapa pre-mit. Cuenca intraplaca En esta etapa tiene lugar el rifting centroatlántico |
| ↓ | , |
| | Plioceno Mioceno Oligoceno Eoceno Paleoceno Maastrichtiense Campaniense Campaniense Coniaciense Turoniense Coniaciense Turoniense Cenomaniense Albiense Albiense Kimmeridgiense Calloviense |

Fig. 2.—Etapas de evolución geodinámica de la Cordillera Vasco-Cantábrica (basado en Sangüesa, 1998).

occidental de la Cadena Pirenaica (Azambre y Rossy, 1976; Cabanis y Le Fur Balouet, 1990; Azambre *et al.*, 1992; Rossy *et al.*, 1992).

En la Cuenca Vasco-Cantábrica esta actividad se manifiesta en un vulcanismo submarino que da lugar a la formación de coladas, con morfología almohadillada y tabular, y depósitos volcanoclásticos (Ciry et al., 1967; Cuevas et al., 1981; Rossy, 1988; Meschede, 1985; Boess y Hoppe, 1986). Los materiales efusivos se depositan intercalados entre los sedimentos marinos de edad Cretácica que más tarde formarán el Sinclinorio de Vizcaya, en el dominio del Arco Vasco (figs. 1 y 3). Los depósitos volumétricamente más importantes se localizan en el flanco norte y en el cierre del Sinclinorio, a lo largo de los valles de los ríos Urola y Deva (Guipúzcoa), y en las cercanías de las localidades de Barrica, Rigoitia y Guernica (Vizcaya); en el flanco sur se encuentran sólo en las proximidades de la Ría de Bilbao (fig. 3). Pequeñas intrusiones y diques sin-volcánicos afloran en relación con la secuencia volcánica, formando parte del sistema de almacenamiento y alimentación de las



Fig. 3.—Mapa geológico simplificado del sinclinorio de Vizcaya con la distribución del magmatismo cretácico de la Cuenca Vasco-Cantábrica.



Fig. 4a).—Diagrama TAS (Le Maitre, 1989) para las rocas del magmatismo cretácico de la Cuenca Vasco-Cantábrica. La línea (1) separa los campos de las rocas alcalinas y subalcalinas (Macdonald's, 1968, in Irvine y Baragar, 1971). b) Diagrama SiO₂ vs Zr/Ti (Winchester y Floyd, 1977, modificado) para las rocas del magmatismo cretácico de la Cuenca Vasco Cantábrica.

lavas, respectivamente (Cuevas *et al.*, 1981; Rossy, 1988).

El carácter submarino del medio de emisión y de depósito queda patente en la asociación de litofacies volcánicas y sedimentarias presente. Las lavas tienen mayoritariamente estructura almohadillada (Cuevas et al., 1981; Rossy, 1988) y están asociadas a depósitos de sistemas turbidíticos y pelágicos, que ocupan la zona central y más profunda de la Cuenca (Castañares et al., 1997). Además, como se ha señalado anteriormente, las formaciones volcánicas están afectadas por un metamorfismo hidrotermal que se desarrolla en condiciones límite entre las facies zeolita y prehnita-pumpellita. Las transformaciones metamórficas se producen a temperaturas de $\approx 200^{\circ}$ C y a presiones menores de 1 kbar, en un ambiente estático, en ausencia de toda deformación penetrativa, y en presencia de fluidos que, a partir de las medidas de isótopos estables (oxígeno, hidrógeno) parecen estar constituidos esencialmente por agua de mar, eventualmente modificada por reacción con sedimentos (Rossy, 1988). La fuerte vesiculación de las rocas y la existencia de productos piroclásticos restringen el ambiente a una cuenca de escasa profundidad (Rossy, 1988), probablemente menor de 700-800 m, presión hidrostática crítica a la cual un magma de características similares al que origina estas rocas, y rico en fluidos, puede producir



Fig. 5a).—Diagramas de discriminación tectonomagmática para el magmatismo de la Cuenca Vasco-Cantábrica: TiO₂-Zr (Gale y Pearce, 1982) y Hf-Th-Ta (Wood *et al.*, 1979). b) Esquema geotectónico del entorno del Golfo de Vizcaya durante el Cretácico, señalando la situación de las fracturas que controlan el magmatismo (basado en Boess y Hoppe, 1986).

explosiones submarinas (Staudigel y Schmincke, 1984).

Las lavas varían composicionalmente entre basaltos (plagioclasa \pm augita) traquiandesitas y traquitas (feldespato alcalino \pm anfíbol) (fig. 4). Las pequeñas masas intrusivas (sills, lacolitos y stocks) están constituidas por gabros, doleritas y, con menor frecuencia, teschenitas y picritas. Los diques están formados sobre todo por rocas de composición basáltica (microgabros, teschenitas, basaltos) y en menor proporción traquiandesítica y traquítica (Cuevas *et al.*, 1981; Rossy, 1988). La espilitización, que afecta tanto a las lavas como a las rocas hipoabisales, se materializa en procesos de desvitrificación y el reemplazamiento de algunas fases ígneas primarias por minerales de baja temperatura.

El magmatismo es alcalino (fig. 4), y está relacionado con un marco anorogénico, asociado al funcionamiento de un rift y/o una falla transformante (fig. 5) que afecta en cualquier caso, a una corteza continental (Meschede, 1985; Boess y Hoppe, 1986; Rossy, 1988; Cabanis y Le Fur Balouet, 1990). Dataciones micropaleontológicas realizadas sobre las intercalaciones sedimentarias permiten asignar al vulcanismo una edad comprendida entre el Albiense superior y el Santoniense (Rat, 1959; Ciry et al., 1967; Lamolda et al., 1983; Castañares et al., 1997). Dataciones K-Ar efectuadas sobre diques de alimentación ofrecen edades variables entre 104 y 83 Ma (Montigny et al., 1986), coincidentes con las micropaleontológicas.

La actividad magmática está íntimamente ligada a una zona de falla transformante de escala litosférica, situada entre las placas Europea e Ibérica, que condiciona la apertura del Golfo de Vizcaya y el desplazamiento izquierdo con rotación antihoraria de Îberia hacia el ŜE (fig. 5b), entre 110 y 85 Ma (Boess y Hoppe, 1986; Rossy, 1988). Localmente se desarrollan situaciones extensionales y de adelgazamiento crustal que implican la superposición de un ambiente de rift sobre el contexto general transformante (Cabanis y Le Fur Balouet, 1990; Azambre et al., 1992, Rossy, et al., 1992). Los productos volcánicos submarinos de la Cuenca Vasco-Cantábrica son la expresión más occidental de la provincia alcalina cretácica, ligada a la zona de rift nord-pirenaica (Rossy, 1988).

Las coladas de lavas almohadilladas

Las primeras citas acerca de la existencia de materiales efusivos en la Cuenca Vasco-Cantábrica datan de finales del siglo pasado (Adán de Yarza, 1884, 1892). Prácticamente un siglo más tarde se identifican por vez primera coladas con estructura almohadillada (Ciry et al., 1967). Poco después, Rossy (1969) describe estas lavas mencionando su característica zonación concéntrica. Cuevas et al. (1981) caracterizan las pillow lavas en base a su estructura interna zonada y a la presencia de diaclasas radiales y concéntricas. Nuevamente Rossy (1988), describe la forma y zonación de las coladas, señalando, por primera vez, que están formadas por tubos o sacos alargados de lava, de varios metros de longitud, conectados entre sí y enraizados en algún foco volcánico, y no por sacos o bolas de lava desa-rraigadas. Las memorias de los mapas geológicos realizados en la década de los noventa por organismos oficiales (Ente Vasco de la Energía e Instituto Tecnológico GeoMinero de España) aluden a las características de estas formaciones, pero básicamente coinciden en su descripción con la realizada por Cuevas et al. (1981) y Rossy (1988).

Forma y características superficiales

Las coladas almohadilladas están constituidas por el apilamiento, de pequeñas unidades de flujo, de morfología groseramente cilíndrica, conocidas en la literatura geológica con el nombre de tubos (tubes, lobes, tongues, sacs...) (figs. 6a y 7a y b). Estos tubos, que en sección transversal recuerdan a almohadas o sacos, presentan con frecuencia una serie de estrechamientos sucesivos, normalmente suaves y sin relación con fracturas netas, que les confieren un aspecto de boudin. Su trazado es sinuoso e irregular, con bruscos cambios de dirección y frecuentes bifurcaciones

Los tubos alcanzan hasta 200 m de longitud y las secciones transversales, generalmente elípticas a subcirculares, tienen



Fig. 6a).-Estructuras superficiales características de las pillowlavas (basado en Yamagishi, 1985 y McPhie et al., 1993), las flechas blancas y negras indican la dirección de expansión y flujo, respectivamente. b) Estructuras internas de las pillow-

lavas en sección transversal (basado en Cuevas et al., 1981).

un diámetro variable entre 0,1 y 2 m (figs. 6b y 7d, e y f) pero en ocasiones tienen dimensiones mayores (4 m; megapillows). La sección de los tubos se reduce a través de los sucesivos estrechamientos a medida que la lava se propaga. Cuando las lavas descansan sobre un sustrato liso (sedimentario o volcanoclástico fino) presentan una base plana (Cuevas et al., 1981) que constituye un buen criterio de polaridad, especialmente útil en el estudio de secuencias volcano-sedimentarias antiguas.

La superficie de los tubos suele ser lisa, sin irregularidades notables. No obstante, en algunos casos presentan superficies rugosas, caracterizadas fundamentalmente por presentar surcos milimétricos longitudinales, equiparables a las estrías o acanaladuras encontradas en lavas oceánicas actuales (Chandwick y Embley, 1994) o antiguas (Yamagishi, 1985). Sólo en contadas ocasiones presentan fracturas de expansión longitudinales simétricas (en forma de «V», de varios centímetros de profundidad y 1 a 2 m de longitud) y fracturas de expansión transversales simétricas (pequeñas depresiones en forma de «U» o gra-ben, de varios centímetros de anchura y varios milímetros de profundidad) (fig. 6a) (Yamagishi, 1985). Lavas almohadilla-das con superficie lisa y rugosa coexisten incluso dentro de un mismo tubo, igual que sucede en algunas secuencias oceánicas actuales (Chandwick y Embley, 1994).

La corteza de algunos tubos presenta grietas de contracción (Yamagishi, 1985), que dividen a la porción de roca afectada en bloques poliédricos de tendencia equidimensional o tabular, limitados por contornos hexagonales o pentagonales, de hasta 5 cm de lado. La intersección de estas fracturas con la superficie externa da lugar a un diaclasado de tipo caparazón de tortuga (fig. 6a). En ocasiones, estas estructuras no están limitadas a la corteza exterior sino que se enraizan en el núcleo de los tubos (fig. 8a).

El adelgazamiento progresivo de los tubos y su ramificación hacia posiciones distales, junto con el estiramiento e inclina-ción de las vacuolas en el sentido del flujo, permite establecer la dirección local de movimiento de las lavas.

ESTRUCTURA Y ORGANIZACION DE LAS COLADAS SUBMARINAS



M. CARRACEDO, F. J. LARREA, A. ALONSO



Fig. 8a).—Tubo de 1,5 m de diámetro con disyunción columnar radial y superficie externa con diaclasas en caparazón de tortuga, enraizado en una colada tabular (Cala de Meñacoz, Vizcaya). b) Colada tabular nutriente con disyunción columnar (Cala de Meñacoz, Vizcaya). c) Estructuras resultantes del hundimiento gravitacional del techo de túneles de drenaje en una colada tabular con disyunción columnar que alimenta a una colada de pillow-lavas, las columnas horizontales alcanzan 7-8 m de longitud (Cala de Meñacoz, Vizcaya). d) Detalle de una de las brechas de hundimiento.









Estructura interna

Los tubos almohadillados constituyen normalmente unidades de emplazamiento y de enfriamiento simples. El enfriamiento rápido de estas lavas en contacto con el agua del mar origina la mayor parte de las estructuras que las caracterizan. Son en general cilindros de lava macizos, masivos o con estructura concéntrica y/o radial (figs. 6b, 7d, e, f y 8a). Esta estructura está marcada, por: i) una zonación concéntrica mineralógicotextural, ii) la disposición de las vesículas y iii) la presencia de diaclasas de enfriamiento radiales y/o concéntricas (Cuevas *et al.*, 1981; Rossy, 1988).

En la parte central se preservan a veces cavidades o túneles cuya sección es normalmente circular o elíptica, alargándose en el mismo sentido que los tubos. Su diámetro varía desde unos pocos milímetros hasta 1 m y la longitud observable en afloramiento desde unos centímetros hasta 3 m. En algunos casos están divididos por tabiques o pisos basálticos horizontales (fig. 6b; Juteau, 1993). Con cierta frecuencia estos túneles están ocupados por minerales hidrotermales tardíos (calcita, cuarzo, datolita, ceolitas, etc.), que dan lugar en ocasiones a espectaculares geodas (fig. 7e).

Zonación mineralógico-textural

La zonación mineralógico-textural está marcada por el paso gradual desde un borde hialino, que forma una estrecha corteza externa, hasta un núcleo cada vez más cristalino (fig. 7d). La corteza tiene sólo unos pocos milímetros de grosor, haciéndose mayor conforme disminuye el tamaño de las pillow (algunas almohadillas de pequeño diámetro llegan a ser muy vítreas). El borde vítreo está a menudo enmascarado por la desvitrificación y en muchas ocasiones ni siquiera se reconoce. Hacia el núcleo, además de aumentar el grado de cristalinidad, se produce también una incremento en la frecuencia de aparición y en la talla de los fenocristales (plagioclasa y piroxeno). El aumento en la granularidad es más notables en los tubos de mayores dimensiones.

Vesículas

Estas lavas son muy vesiculares. Las vacuolas, de morfología equidimensional (esférica a ligeramente ovoide), se disponen tanto aisladas (< 1 mm a < 1 cm) como coalescentes (dobles, triples...), hallándose a veces comunicadas por microfisuras (arrosariadas). Generalmente se encuentran ocupadas por calcita y/o clorita, formando amígdalas, aunque los rellenos pueden ser múltiples y de mineralogía muy variada. Su distribución en las lavas se materializa de diversas formas: i) se sitúan en la parte superior (techo) de los tubos, ii) se acumulan en la zona central y/o en bandas concéntricas formando frentes de vacuo-las (figs. 6b y 7d) y iii) ocupan de forma anárquica toda la sección. Los frentes y/o los acúmulos centrales resaltan la zonación concéntrica de estas lavas. Las acumulaciones centrales son normalmente amigdalares, pero cuando las vesículas no están ocupadas por minerales el núcleo presenta una estructura escoriácea.

Ocasionalmente las lavas presentan vesículas cilíndricas, alargadas, de tipo pipe (McPhie *et al.*, 1993), de hasta 10 cm de longitud y 1,5 cm de diámetro, que se disponen de modo groseramente radial desde la zona central o se restringen a la zona externa, pero siempre perpendiculares a su superficie. Mayoritariamente están ocupadas por calcita, aunque a veces están vacías. La intersección de las pipes no amigdalares con el borde externo de las lavas o con diaclasas concéntricas da lugar a unas superficies repletas de agujeros, cuya estructura recuerda en ocasiones a la de los panales.

Diaclasas

Las diaclasas adoptan mayoritariamente disposiciones radiales (fig. 7f). En algunos tubos de diámetro grande (1-3 m) individualizan pirámides elongadas de roca, con base pentagonal o hexagonal de hasta 6 cm de lado, cuyos vértices confluyen en su centro; la expresión superficial de estas diaclasas columnares radiales es un mosaico poligonal de tipo caparazón de tortuga (fig. 8a). Este tipo de estructuras son similares a las diaclasas columnares en roseta que presentan los tubos maestros, de sección grande, enraizados directamente en el foco de emisión que nutren en ocasiones a las coladas almohadilladas (Jones, 1968).

Las diaclasas presentan también disposiciones concéntricas aproximadamente paralelas al margen del tubo y a las superficies de flujo. Normalmente son menos patentes, más raras y discontinuas que las diaclasas radiales, y tienen mayor presencia y continuidad en las partes externas que en las internas (fig. 7e).

La aparición conjunta de diaclasas radiales o columnares radiales y concéntricas provoca la formación de una característica brechificación que afecta a la parte externa o a la totalidad de la almohadilla. Se originan así unas pillow brechas hialoclásticas monomícticas, con estructura en puzzle o en mosaico y contactos gradacionales con la roca coherente, salvo que el diaclasado afecte a toda la lava (hialoclastitas *in situ;* McPhie *et al.*, 1993). Estructuras primarias como las cortezas o anillos vítreos, frentes de vacuolas, vesículas tipo pipe, etc., pueden continuarse a través de los diferentes clastos. En ocasiones las fracturas están ocupadas por productos secundarios, especialmente calcita, que unen o cementan los diversos bloques y remarcan aún más la estructura en puzzle de la brecha (fig. 7e).

Organización de las coladas almohadilladas

La superficie de muro de las coladas almohadilladas es neta y en general plana cuando descansan sobre materiales sedimentarios o volcanoclásticos finos (Cuevas *et al.*, 1981), e irregular si se apoyan en materiales volcanoclásticos gruesos; localmente se forman peperitas (Castañares *et al.*, 1998). El techo suele ser bastante irregular.

Las lavas emplazadas sucesivamente se empaquetan muy juntas y se apilan unas sobre otras acomodándose a los espacios que quedan entre las subyacentes, dando lugar a un conjunto de tubos fuertemente anastomosado, entrelazado y muy irregular (fig. 7a, b). La asimetría del espacio que ocupan resulta a menudo en la formación de un pico en la base del nuevo tubo, el cual proporciona una indicación «fiable» de la posición de las lavas más modernas (fig. 7d). Los cilindros de lava coherente están separados normalmente por películas milimétricas de material hialoclastítico, derivado del estallido o descascarillado de la propia corteza. Los tubos aunque densamente empaquetados están bien individualizados. Si la adaptación entre las unidades emplazadas sucesivamente no es completa, quedan espacios huecos que son ocupados por minerales hidrotermales tardíos (sobre todo calcita pero también clorita, cuarzo...; fig. 7d, e).

En algunas coladas compuestas de pillows ($\emptyset < 2$ m) y megapillows ($\emptyset = 2.3$ m) las sucesivas unidades de flujo están prácticamente soldadas entre sí, sin generar cortezas vítreas ni películas hialoclastíticas en posición interpillow. Los tubos casi no se distinguen y la colada adquiere el aspecto de una formación tabular. Sin embargo, la presencia de alguna característica estructural interna particular, como diaclasas radiales o concéntricas más o menos marcadas, permite identificar las unidades de flujo individuales. Estas coladas son parecidas a las megapillows soldadas de Dimroth *et al.* (1978).

Por el contrario, en otras ocasiones el empaquetamiento de los tubos es más abierto y los espacios entre ellos están ocupados por hialoclastitas y/o por materiales volcanoclásticos y/o



Fig. 9.—Lavas almohadilladas asociadas a una colada tabular. A partir de un foco emisor se genera una colada tabular (frecuentemente con disyunción columnar); los tubos distributarios entroncados en la colada principal conducen la lava a las partes distales, donde se forma un sistema de tubos almohadillados más pequeños que culminan en el frente de la colada.

sedimentarios que se están depositando simultáneamente en la cuenca.

La potencia de las coladas almohadilladas varía entre la de un simple tubo y más de 100 m. Las coladas potentes no representan normalmente episodios efusivos aislados. Casi siempre están incluidas en sucesiones volcánicas complejas de notable espesor (≤ 1.000 m) en las que alternan en el tiempo y el espacio con coladas lávicas tabulares, materiales piroclásticos y depósitos volcanoclásticos resedimentados de forma sineruptiva (Cuevas *et al.*, 1981; Rossy, 1988).

Las pillow lavas están alimentadas y se enraizan normalmente en diques (fig. 7c), disminuyendo el diámetro de los tubos hacia posiciones distales. Sin embargo, algunas coladas tabulares potentes (> 12 m), que normalmente presentan disyunción columnar, terminan a veces en lavas almohadilladas, cuando al final de su recorrido se canalizan en tubos con caudal más moderado. En estos casos, el sistema coladas tabulares-coladas almohadilladas es muy similar en su organización al de las coladas pahoe-hoe subaéreas (Jones, 1968; McPhie et al., 1993): una colada tabular-colada maestra conduce la lava desde el centro emisor hasta zonas distales (figs. 9 y 8b), allí la colada maestra se ramifica en un sistema de tubos sistema de tubos distributarios— (hasta 4 m de diámetro, aun-que normalmente en torno a 2-3 m; figs. 9 y 8a), ya con estructura típicamente almohadillada (sección circular, diaclasas radiales y concéntricas...), a partir de los cuales surgen nuevas unidades de flujo almohadilladas, con secciones transversales de alrededor de 1 m de diámetro, que se adelgazan y diversifican progresivamente hacia las posiciones más distales -frente de la colada- (figs. 9 y 7f). La longitud del subsistema almohadillado, es decir, tubos distributarios-tubos del frente de la colada, alcanza en algunos casos los 200 m de longitud.

Él drenaje de la lava que alimenta a los tubos almohadillados desde el interior de la colada tabular provoca en ocasiones la formación de cavidades o túneles en la misma. El hundimiento del techo de los túneles origina unas brechas de talud o gravitatorias, monomícticas, muy heterométricas, clastosoportadas y soldadas. Si la colada tabular desarrolla en las partes más externas una disyunción columnar, las brechas están nutridas por fragmentos de lava con formas prismáticas (fig. 8c, d). Los clastos tienen un tamaño variable entre bloques de varios metros cúbicos, constituidos por columnas de escala métrica paralelas entre sí (hasta 6-7 m de longitud; fig. 8c), y fragmentos centimétricos a decimétricos que preservan también en muchos casos rasgos columnares (fig. 8d).

A veces, intercalados normalmente en depósitos volcanoclásticos, afloran pequeñas bolsas o sacos de lava con estructura almohadillada completamente desarraigados, que se forman por el desprendimiento de lava en el frente de avance de los tubos. La extensión lateral de las coladas varía entre decamétrica y kilométrica, condicionada por la configuración de los centros emisores, siendo menor si la erupción se relaciona con pequeños diques de alimentación, y mayor si se desarrolla a favor de fracturas importantes, con emisión de magma a lo largo de toda la fisura o concentrada en varios puntos.

Discusión: origen de las formas y estructuras

Forma y características superficiales

Las investigaciones realizadas en los fondos oceánicos actuales indican que las lavas emitidas en ambientes subacuosos desarrollan diversas morfologías: pillow lavas, coladas tabulares ---con características superficiales variables entre las que presentan las pahoe-hoe y las aa— y lagos de lava (lavas en piliers) (e.g. Juteau, 1993; Embley y Chadwich, 1994). Como se deduce de los datos de campo y de simulaciones experimentales, la formación de coladas tabulares o almohadilladas, depende de la interacción de factores tan distintos como la pendiente topográfica, la viscosidad de la lava (variable en función de la composición, temperatura de emisión, tasa de cristalización, vesiculación, ...), el caudal de emisión o descarga del fundido y la velocidad de enfriamiento (Fink y Griffiths, 1990; Juteau, 1993; Greeg y Fink, 1995; Kennish y Lutz, 1998). En un determinado medio, en ausencia de diferencias notables en cuanto a composición de los fundidos, velocidad de enfriamiento y pendiente topográfica, las coladas almohadilladas se forman a partir de volúmenes de lava menores que los de las coladas tabulares y los lagos de lava (Fink y Griffiths, 1990; Juteau, 1993; Greeg y Fink, 1995; Kennish y Lutz, 1998).

La superficie lisa que presentan los tubos es frecuente en las pillow lavas formadas por magmas poco viscosos y/o de crecimiento muy rápido (Walker, 1992; Chandwick y Embley, 1994). Las lavas fluidas se expanden fundamentalmente por avance del fundido en la parte frontal, estirando y rompiendo una corteza fina y plástica. Este rápido mecanismo de avance impide además el desarrollo de fracturas de expansión netas en el frente y en la superficie de la colada (figs. 6a y 7a, b).

La ausencia de estructuras como los anillos múltiples —formados por la implosión y rotura de la «piel» de las pillows en ambientes de baja presión de agua (Kawachi y Pringle, 1988)— y las cortezas múltiples —resultado de la propagación de la lava a través de sucesivas fracturas de expansión transversales asimétricas en el frente de los tubos (Yamagishi, 1985)— señalan también la escasa viscosidad de estos fundidos y su rápida propagación. Ambos factores impiden posiblemente la formación de una corteza rígida y por tanto el desarrollo de estructuras de este tipo (fig. 6a).

Las escasas lavas rugosas existentes se relacionan con lavas algo más viscosas y/o de crecimiento algo más lento. Estas lavas desarrollan una corteza relativamente gruesa y frágil, que se rompe en su frente, o en otros puntos de su superficie, a lo largo de fracturas de expansión (longitudinales o transversales), liberando el fundido a través de ellas con objeto de que la lava pueda propagarse. La nueva corteza de la lava emitida es estriada en sentido longitudinal al rozar con los bordes rígidos de las fracturas, a medida que el fundido se expande (fig. 6a). Las fracturas de expansión transversales, tanto simétricas como asimétricas, están relacionadas con los mecanismos de propagación y crecimiento de los tubos almohadillados, mientras que las fracturas de expansión longitudinales se relacionan con los procesos que conducen a su ramificación (Moore, 1965; Yamagishi, 1985; Chadwick y Embley, 1994). Variaciones en la viscosidad y/o en la velocidad de propagación de las lavas a lo largo de su recorrido explican la presencia de lavas lisas y rugosas en el mismo tubo (Chandwick y Embley, 1994).

Estructura interna

La estructura interna de los tubos está relacionada con el rápido enfriamiento de las lavas en contacto con el agua del mar. El desarrollo de un borde vítreo y un núcleo progresivamente más cristalino en algunas lavas es consecuencia de un descenso en la velocidad de enfriamiento del fundido hacia las zonas internas. Cuando las lavas se superponen de forma muy rápida y a elevada temperatura el borde frío no existe (Rossy, 1988).

Los frentes de vesículas, producto de la exsolución de volátiles en el fundido, están relacionados también con el proceso de enfriamiento. Algunos autores señalan que se forman como consecuencia de la progresión de la cristalización desde el exterior hacia el interior de la lava, fosilizando entonces posiblemente superficies isotermas (Rossy, 1988). Otros sugieren que estos frentes son atribuibles a una brusca caída en la presión de gas dentro de la lava a medida que la corteza superficial se rompe durante el proceso de propagación (Fridleifsson *et al.*, 1982).

Las cavidades o túneles presentes en algunos tubos se forman a consecuencia del drenaje de la lava desde su interior. Los tabiques o pisos de lava existentes en ocasiones dentro de los túneles atestiguan la salida del fundido a varios niveles (Juteau, 1993). El hundimiento gravitatorio del techo de algunas de estas cavidades conduce localmente a la formación de brechas de talud o gravitatorias y pequeños canales de lava (1-3 m de longtiud). Estructuras de hundimiento similares han sido encontradas en fondos oceánicos actuales (Chadwick y Embley, 1994; Kennish y Lutz, 1998). A veces hay también pequeñas oquedades, normalmente esféricas y de escala centimétrica, que pueden ser el resultado de la acumulación de gases.

La contracción térmica de las rocas durante su enfriamiento es responsable de la aparición de diferentes tipos de diaclasas: grietas de contracción, radiales, concéntricas y columnares radiales (Yamagishi, 1985; McPhie *et al.*, 1993).

Organización de las coladas almohadilladas

El tipo de empaquetamiento de los tubos depende del volumen de lava emitido. Cuando la erupción es sostenida, rápida, con caudal elevado y la temperatura se mantiene lo suficientemente alta, las coladas almohadilladas se comportan como unidades de enfriamiento simples y forman megapillows soldadas. Cuando el caudal es menor cada unidad de flujo constituye una unidad de enfriamiento y los tubos están bien individualizados: a medida que disminuye el caudal las coladas presentan empaquetamientos más abiertos.

Los diferentes tipos de empaquetamiento se encuentran en ocasiones dentro de una misma colada. La disminución del caudal durante un mismo episodio eruptivo origina formaciones con pillowsmegapillows soldadas en la base y un techo constituido por tubos bien individualizados, normalmente de menor tamaño. La misma variación de facies se observa también en sentido longitudinal. La formación de megapillows soldadas requiere caudales y temperaturas elevados y estas dos condiciones están restringidas a situaciones muy cercanas al centro emisor ---dique o colada tabular----. A medida que aumenta la distancia al foco, tanto el caudal como la temperatura de los fundidos desciende progresivamente tendiendo las unidades de flujo a individualizarse y adoptar empaquetamientos cada vez más abiertos.

Conclusiones

Las pillow lavas que afloran intercaladas en las secuencias turbidíticas y pelágicas cretácicas de la Cordillera Vasco-Cantábrica, son fundamentalmente basaltos alcalinos, muy vesiculares, afectados de modo desigual por un metamorfismo hidrotermal submarino. La elevada vesiculación de las lavas y su coexistencia con depósitos piroclásticos indica que han sido emitidas en un medio submarino de escasa profundidad, probablemente menor de 700-800 m. Sus características morfológicas y estructurales son en gran medida similares a las que presentan las lavas emitidas en los fondos oceánicos actuales, indicando un elevado grado de preservación.

Las coladas almohadilladas son lavas compuestas constituidas por el emplazamiento y apilamiento de pequeñas unidades de flujo, de morfología groseramente cilíndrica, denominadas tubos. Cada uno de estos tubos constituye normalmente una unidad de enfriamiento simple.

Los tubos tienen generalmente una superficie lisa, característica de lavas poco viscosas y/o que se han propagado de forma rápida. La propagación se produce fundamentalmente por estiramiento de una fina y dúctil «piel» en el frente de la colada, sin fracturación importante. No obstante, en algunos casos presentan superficies estriadas por acanaladuras longitudinales, relacionadas con la propagación de la lava a través de fracturas de expansión abiertas en una corteza algo más gruesa y frágil, indicando una mayor viscosidad y/o lentitud en la propagación de las lavas.

En secciones transversales los tubos presentan habitualmente una estructura interna concéntrica, marcada por todos o algunos de los siguientes elementos estructurales: i) zonación mineralógicatextural, con borde vítreo y núcleo más cristalino, ii) fracturas de enfriamiento, iii) acumulaciones centrales y/o frentes de vacuolas y iv) cavidades centrales de drenaje. En ocasiones también se manifiesta una estructura radial definida por diaclasas (diaclasas radiales o disyunciones columnares radiales) y/o por la orientación preferente de las vacuolas de tipo pipe. La intersección de las diaclasas radiales y concéntricas da lugar a la formación de hialoclastitas in situ, fácilmente removilizables en un ambiente volcánico y submarino inestable. Los clastos originados pueden nutrir los importantes acúmulos de pillow-brechas que coexisten con las lavas.

Las pillow-lavas se enraizan directamente en diques de alimentación o entroncan en coladas tabulares. En este último caso, lavas de diversa morfología configuran un sistema continuo compuesto por: i) colada tabular principal enraizada en un foco volcánico, ii) megapillows ($\emptyset > 2$ m) ramificadas a partir de la colada maestra y iii) pillow lavas normales ($\emptyset < 2$ m) emitidas desde las megapillows. Algunos tubos almohadillados podrían tener su origen en estancamientos o lagos de lava. La morfología de las lavas, tabular o almohadillada, depende del caudal de emisión. La disminución en el aporte de magma favorece la formación de pillow lavas.

Ocasionalmente, en posiciones próximas al foco de emisión, los tubos de mayor tamaño, superpuestos de forma muy rápida y a elevada temperatura, pueden soldarse y comportarse como una unidad de enfriamiento simple, ofreciendo el aspecto de una colada de aspecto tabular y masivo; la presencia de diaclasados radiales y/o concéntricos más o menos marcados en su interior, indica sin embargo que se trata de lavas almohadilladas.

Tanto las coladas tabulares maestras como las pillow lavas de mayor tamaño están asociadas en ocasiones con brechas formadas a consecuencia del desplome gravitatorio del techo de túneles de drenaje. Las brechas asociadas a coladas maestras están normalmente soldadas sugiriendo elevadas temperaturas en los túneles en el momento de su formación. Si la colada presenta algún tipo de disyunción las brechas están nutridas por fragmentos de las propias columnas generadas por enfriamiento.

AGRADECIMIENTOS

La realización de este trabajo ha sido auspiciada por los Proyectos de Investigación UPV-130.310-EB 207/96 y PB97-0612, financiados por la Universidad del País Vasco y Ministerio de Educación y Cultura, respectivamente. Las sugerencias del Dr. Gil Ibarguchi y de un revisor anónimo han mejorado sustancialmente el texto.

Referencias

- Adán de Yarza, R. (1884). *Descripción física y geológica de Guipúzcoa*. Memoria de la Comisión del Mapa Geológico Nacional de España, 175 págs.
- (1892). Descripción física y geológica de Vizcaya. Memoria de la Comisión del Mapa Geológico Nacional de España, 193 págs.
- Araña, V. y López Ruiz, J. (1974). Volcanismo: dinámica y petrología de sus productos. Ediciones Istmo, Madrid, 481 págs.
- Azambre, B. y Rossy, M. (1976). Le magmatism alcalin d'age cretace dans les Pyrénées occidentals et l'Arc basque: ses relations avec le metamorphisme et la tectonique. *Bull. Soc. Geol. France*, 18: 1725-1728.
- Azambre, B., Rossy, M. y Albarède, F. (1992). Petrology of the alkaline magmatism from the Cretaceous North Pyrenean Rift Zone (France and Spain). *European J. Miner.*, 4: 813-834.
- Ballard, R. D. y Van Andel, T. J. H. (1977). Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat 36°50'N on the Mid Atlantic Ridge. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88: 507-530.
- Ballard, R. D., Van Andel, T. J. H. y Holcomb, R. T. (1982). The Galapagos Rift at 86°W: variations in vol-

canism, structure and hydrothermal activity along a 30 km segment of the rift valley. *J. Geophys. Res.*, 87: 1149-1161.

- Boess, J. y Hoppe, A. (1986). Mesozoischer Vulkanismus in Nordspanien: Rifting im keuper und Kreide-Vulkanismus anf Transform-Storungen. *Geol. Rundschau*, 75: 353-369.
- Boillot, G. (1984). Some remarks on the continental margins in the Aquitanie and French Pyrenees. *Geol. Mag.*, 121: 407-412.
- Cabanis, J. A. y Le Fur Balouet, S. (1990). Le magmatisme Crétacé des Pyrénées-Apport de la géochimie des éléments en traces-conséquences chronologiques et géodynamiques. *Bull. centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 14: 155-184.
- Cann, J. R. (1970). New model for the structure of the ocean crust. *Nature*, 226: 928-930.
- Carlisle, D. (1963). Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. J. Geol., 71: 48-71.
- Castañares, L. M., Gimeno, D. y Robles, S. (1998). Fenómenos de interacción magma-sedimento (peperitización) en el sistema volcánico submarino de la formación Errigoiti (Albiense-Santoniense de Vizcaya). *Bol. Soc. Esp. Miner.*, 21-A: 60-61.
 Castañares, L. M., Robles, S. y Vicente Bravo, J. M.
- Castañares, L. M., Robles, S. y Vicente Bravo, J. M. (1997). Distribución estratigráfica de los episodios volcánicos submarinos del Albense-Santoniense en la Cuenca Vasca (sector Gernika-Plentzia, Bizkaia). *Geogaceta*, 22: 43-46.
 Chadwick, W. W. y Embley, R. W. (1994). Lava flows
- Chadwick, W. W. y Embley, R. W. (1994). Lava flows from a mid-1980s submarine eruptions on the Cleft segment, Juan de Fuca Ridge. J. Geophys. Res., 99, B3: 4761-4776.
- Ciry, R., Rat, P., Manguin, J., Feuillée, P., Amiot, M., Colchen, M. y Delance, J. (1967). Reunion extraordinaire de la Société Géologique de France, des Pyrénées aux Asturies. C.R. Somm. Soc. Geol. France, 9: 389-444.
- Cuevas, J., Garrote, A. y Tubía, J. M. (1981). Análisis y significado de diferentes tipos de estructuras en el magmatismo del Cretácico Superior de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *Munibe*, 1, 2: 1-20.
- Dimroth, E., Cousineau, P., Leduc, M. y Sanschagrin, Y. (1978). Structure and organisation of Archean basalts flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 15: 902-918.
 Embley, R. W. y Chadwick, W. W. (1994). Volcanic and
- Embley, R. W. y Chadwick, W. W. (1994). Volcanic and hydrotermal processes associated with a recente phase of seafloor spreading at the norhtern Cleft segement: Juan de Fuca Ridge. J. Geophys. Res., 99, B3: 4741-4760.
- Ente Vasco de la Energía (EVE) (1995). *Memoria explicativa del Mapa Geológico del País Vasco, E:* 1/100.000. Ente Vasco de Energía, Bilbao, 345 págs.
- Feuillée, P. y Rat, P. (1971). Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques. In: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Ed. Technip, París, 2, V-1: 1-48.
 Fink, J. H. y Griffiths, R. W. (1990). Radial spreading of
- Fink, J. H. y Griffiths, R. W. (1990). Radial spreading of viscous-gravity currents with solidifying crust. J. Fluid Mech., 223: 485-509.
- Fridleifsson, I. B., Furnes, H. y Atkins, F. B. (1982). Subglacial volcanics - on the control of magma chemistry on pillow dimensions. J. Volcanol. Geoth. Res., 13: 84-117.

- Gale, G. H. y Pearce, J. A. (1982). Geochemical patterns in Norwegian greenstones. *Can. J. Earth Sci.*, 19: 385-397.
- Greg, T. K. P. y Fink, J. H. (1995). Quantification of submarine lava-flow morphology trough analog experiments. *Geology*, 23: 73-76.
- Irvine, T. N. y Baragar, R. A. (1971). A Guide to Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- Johnston, W. G. Q. (1969). Pillow lava and pahoe-hoe: a discussion. J. Geol., 77: 730-732.
- Jones, J. G. (1968). Pillow lava and Pahoehoe. J. Geol., 76: 485-488.
- (1969). Pillow lavas as depth indicators. *Amer. J. Sci.*, 267: 181-195.
- Juteau, T. (1993). Le volcanisme des dorsales océaniques. Mém. Soc. Geol. France, 163, 81-98, APBG, 1993, n.º spéc.: 81-98.Kawachi, Y. y Pringle, I. J. (1988). Multiple-rind structu-
- Kawachi, Y. y Pringle, I. J. (1988). Multiple-rind structure in pillow lava as indicator of shallow water. *Bull. Volcanol.*, 50: 161-168.
- Kennish, M. J. y Lutz, R. A. (1998). Morphology and distribution of lava flows on mid-ocean ridges: a review. Sci. Reviews, 43: 63-90.
- Lamolda, M. A., Mathey, B., Rossy, M. y Sigal, J. (1983). La edad del vulcanismo de Vizcaya y Guipúzcoa. *Estudios Geol.*, 39: 151-155.
- Le Maitre, R. W. (edit.) (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms (IUGS). Blackwell Scientific Publications, Oxford, 219 págs.
- McPhie, J., Doyle, M., y Allen, R. (1993). Volcanic Textures. CODEX Key Centre, University of Tasmania, 198 págs.
- Meschede, M. (1985). The geochemical character of volcanic rocks of the Basco-Cantabrian Basin, Northestern Spain. N. Jb. Geol. Paläont. N., 2: 115-128.
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M. y Thuizat, R. (1986). K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees: age and lengh of rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 129: 257-273.
- Moore, J. G. (1965). Petrology of deep-sea basalt near Hawai. Amer. J. Sci., 263: 40-52.
- (1975). Mechanism of formation of pillow lavas. *Amer. J. Sci.*, 63: 269-277.
- Rat, P. (1959). *Les Pays Crétacées basco cantabriques.* Tesis Doctoral, Universidad de Dijon, 525 págs.
- (1988). The Basque Cantabrian basin between the Iberian and European plates: some facts but still many problems. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 327-348.
- Robson, D. y Caan, J. R. (1982). A geochemical model of mid-ocen ridge magma chambers. *Earth Planet. Sci. Letters*, 60: 93-104.
- Rossy, M. (1969). Sur la nature de quelques pillow lavas du Crétacé supérieur du Pays Basque espagnol. C. R. Acad. Sci Paris, 269: 542-544.
- (1988). Contribution a l'étude du magmatisme Mesozoique du domaine Pyrenéen. Tesis Doctoral, Universidad de Franche-Comte, 368 págs.
- Rossy, M., Azambre, B. y Albarède, F. (1992). REE and Sr-Nd isotope geochemist of the alkaline magmatism from the Cretaceous North Pyrenean Rift Zone (France, Spain). *Chem. Geol.*, 97: 33-46.
- Sangüesa, F. J. (1998). La diagénesis en el bloque alavés de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Distribución, modeli-

zación y aplicaciones. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco, 160 págs.

- Staudigel, H. y Schmincke, H. U. (1984). The Pliocene seamount series of La Palma, Canary Islands. J. Geophys. Res., 89: 11195-11215.
- Uchupi, E. (1988). The Mesozoic-Cenozoic geologic evolution of Iberian. A tectonic link between Africa and Europe. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 257-294.
- Walker, G. P. L. (1992). Morphometric study of pillow size spectrum among pillow-lavas. *Bull. Volcanol.*, 54: 459-474.
- Wells, G., Bryan, W. B. y Pearce, T. H. (1979). Comparative morphology of ancient and modern pillow-lavas. *J. Geol.*, 87: 427-440.
- Winchester, J. A. y Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using inmobile elements. *Chem. Geol.*, 20: 325-343.
- Wood, D. A., Joron, J. L. y Treuil, M. (1979). A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Letters*, 45: 326-336.
- Yamagishi, H. (1985). Growth of pillow lobes evidence from pillow lavas of Hokkaido, Japan, and North Island, New Zealand. *Geology*, 13: 499-502.

Recibido el 17 de septiembre de 1999. Aceptado el 20 de diciembre de 1999.