

Análisis y significado de diferentes tipos de estructuras en el magmatismo del Cretácico superior de la cuenca Vasco-Cantábrica (1.^a parte)

J. CUEVAS*
A. GARROTE* y
J. M. TUBIA**

1. ANTECEDENTES SOBRE EL MAGMATISMO

Las primeras citas acerca del magmatismo de la Cuenca Vasco-Cantábrica se encuentran en los trabajos de Adán de Yarza (1879, 1884 y 1892) sobre las provincias de Guipúzcoa y Vizcaya. En ellos, los diversos materiales ígneos son catalogados como ofitas y se adjunta una primera cartografía geológica, a escala 1:400.000.

Lamare (1936) precisó, con acierto, la naturaleza y medio de formación de la mayor parte del magmatismo, definiendo a las rocas aflorantes como «basaltos espilíticos submarinos», que aparecían asociados a tobas y brechas volcánicas y bordeados al N. y al S. por filones de episienitas. Señaló que estos materiales estaban plegados de igual modo que los encajantes y eran anteriores a los movimientos pirenaicos. Sin embargo para San Miguel de la Cámara (1952), algunas rocas efusivas serían Terciarias y posteriores al plegamiento. Este autor, en un afloramiento cercano a Bilbao (Axpe), encuentra asociaciones mineralógicas con sanidina-oligoclasa.

Rat (1959) aborda el problema de la edad del magmatismo. Para él, las erupciones comenzaron en el Cenomanense y se extinguieron durante el Coniacense y, probablemente,

antes del Turonense. Los afloramientos, corresponden a filones interestratificados y a masas basáltico-andesíticas con tobas y escorias, esencialmente entre los ríos Urola y Deva (Guipúzcoa). Muchas de las coladas que poseen estructura en almohadilla fueron tomadas como un caso de disgregación en «bolos» por meteorización. En la cartografía presentada, escala 1:200.000, están señalados los principales afloramientos volcánicos, aunque sin precisar su geometría, diferencias petrográficas y estructurales.

Ciry et al. (1967) citan, en un corte detallado al E. de Itziar (carretera Bilbao-San Sebastián), dos intercalaciones de 13 y 15 cm. de «**tufs albitophyriques**» de edad Cenomanense Superior-Coniacense, y realizan una descripción sumaria de las series volcánicas neocretácicas del sinclinal de Vizcaya. Las manifestaciones se habrían iniciado al fin del Albense y terminado al inicio del Coniacense. La estructura de los afloramientos corresponde a: 1) «episienitas» y teschenitas, en filones y 2) lavas «basálticas», acompañadas de tobas y brechas, con carácter espilítico muy neto (augita, albita, clorita, minerales opacos, calcita). Igualmente, describen, por primera vez, las estructuras en lavas almohadilladas, que confirman el carácter submarino de una parte del magmatismo. Algunas ideas sobre la paleogeografía de la cuenca Vasco-Cantábrica y la influencia de las erupciones en la

* Lab. Petrología. Dpto. Geología. Fac. Ciencias de Bilbao. Apto. 644. Bilbao.

** Dpto. de Geotectónica. Fac. Ciencias de Bilbao. Apto. 644. Bilbao.

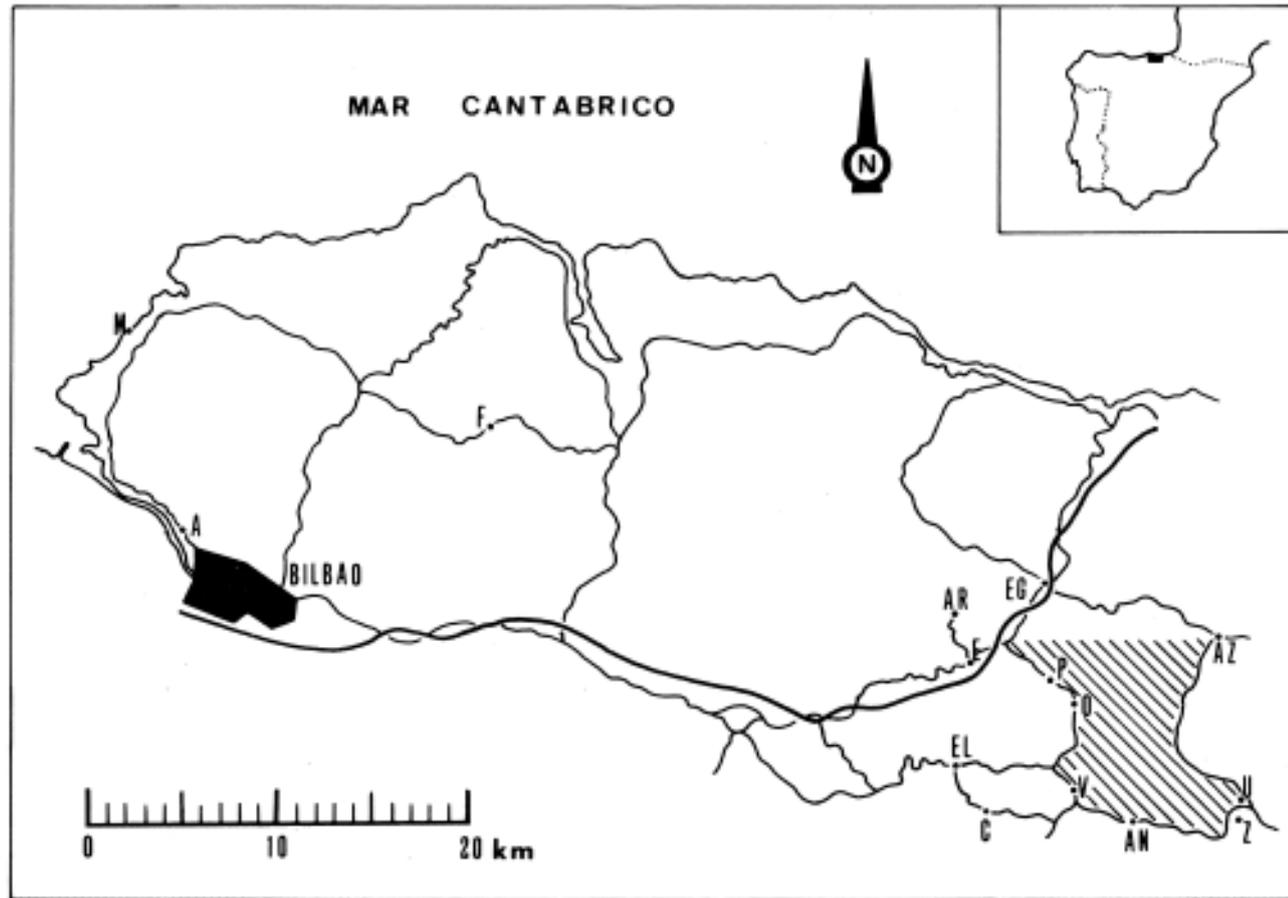


Fig. 1. Localización geográfica de los afloramientos citados en el texto. Rayado: área Deva-Urola. A Arriagas, AN: Anzuola, AR: Arrate, AZ: Azcoitia, C: Campázar, E: Eibar, EG: Elgóibar, EL: Elgueta. F: Frúñiz, M: Meñacoz, O: Osintxu, P: Placencia, U: Urretxu, V: Vergara, Z: Zumárraga.

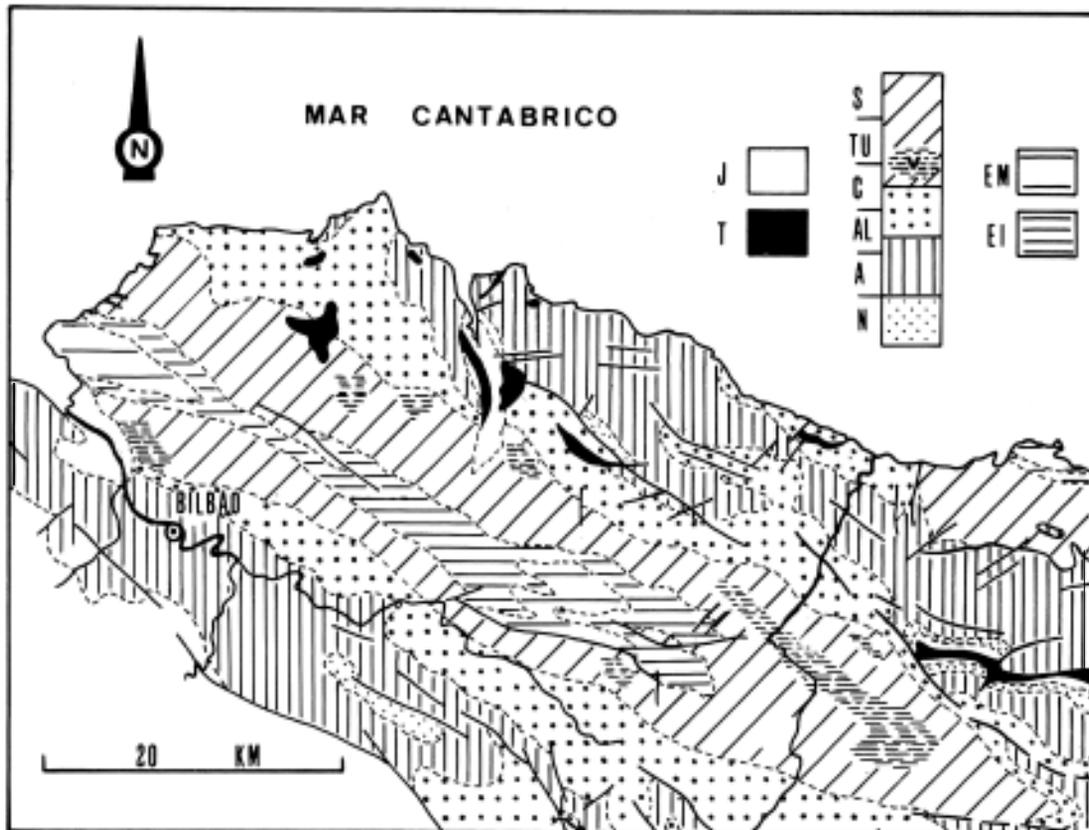


Fig. 2. Principales afloramientos de rocas ígneas según CIRY et al. (1967). T: Trías. J: Jurásico, N: Neocomiense, A: Aptiense, AL: Albiense, C: Cenomanense, TU: Turonense, S: Senonense, EI: Eoceno Inferior, EM: Eoceno Medio.

sedimentación, están incluidas en la tesis doctoral de Feuillée (1967).

La presencia de lavas almohadilladas es señalada por Jerez (1968) en afloramientos de Arrate y entre Eibar y Placencia. Para este autor «**las erupciones comenzaron en el Cenomanense, sobrepasaron el Senonense y se extinguieron probablemente durante los albores del Maestrichtiense**».

En el mismo sentido, Rossy (1969), analiza la zonación de algunas «**pillow-lavas**» cerca de Placencia; distingue cuatro zonas caracterizadas por diferencias texturales y/o mineralógicas y concluye que la formación de las «pillow» se realizó alrededor de fragmentos de sedimentos carbonatados no consolidados. Rossy (1970), describe, en un pequeño corte realizado en las proximidades de Frúniz, un total de cuatro coladas con es-

tructura columnar, alternantes con niveles sedimentarios o vulcanosedimentarios (brechas, depósitos tobáceos y tobas), y aporta datos mineralógicos y químicos. Considera que los materiales vulcanoclásticos son productos de proyección; tras el análisis mineralógico y químico concluye en la naturaleza espilitica de las coladas.

Jerez et al. (1971) realizan un estudio petrográfico somero de las rocas ígneas y confeccionan un mapa geológico de Guipúzcoa a escala 1:50.000, que ha servido como base a la cartografía más moderna del cierre del sinclinatorio de Vizcaya, hoja n.º 88, Vergara (IGME, 1974), a escala 1:50.000. En la memoria de esta hoja existe una breve reseña sobre petrografía y mineralogía de las rocas ígneas.

Rosy (1974 a) considera el vulcanismo esencialmente submarino con «pillow-lavas», brechas y tobas, y la espitilización como un fenómeno sobreimpuesto tardíamente. En la base sitúa una asociación granuda de picritas-teschenitas. Señala la presencia de pumellita y prehnita, tanto en lavas y tobas como en teschenitas, e indica el hallazgo de fracturas con cuarzo + epidota ± albita, albita y carbonatos.

Rosy (1974b) estudia la petrografía y aporta análisis químicos de traquitas albiticas en Guipúzcoa. Los afloramientos reconocidos se sitúan entre el Santuario de Arrate y la carretera Bilbao-San Sebastián, en la carretera Eibar - Vergara, cerca de Máltzaga y en las cercanías de Elgóibar. Asocia las rocas albiticas, traquitas alcalinas o hiperalcalinas albitizadas, a un magma basáltico-alcalino.

Azambre y Rosy (1976) insisten en la línea apuntada por Rosy (1974 a y b); el magmatismo alcalino de edad Cretácica de los Pirineos occidentales y el Arco Vasco ha originado: 1) rocas volcánicas, con lavas y productos piroclásticos, de naturaleza espilitica y traquítica y 2) rocas intrusivas, con picritas, teschenitas y, localmente, sienitas nefelínicas. Relacionan el magmatismo con una importante fracturación borbónica, de dirección E-W., próxima a la orientación de la falla nordpirenaica. Esta fracturación puede marcar un «rifting» antecenomanense, que precedió al depósito de «flyschs» en el Cretácico Superior.

2. DELIMITACION DEL AREA RECONOCIDA

Por la abundancia y calidad de los afloramientos se ha realizado un estudio detallado del área comprendida entre el meridiano de Zumárraga al E., el río Deva al W., la línea que une Máltzaga y Azcoitia al N. y la que pasa por Vergara, Anzuola y Zumárraga al S. (fig. 1).

Así mismo, se ha efectuado el reconocimiento de afloramientos puntuales en Arrate, Campázar, Frúniz, Elgueta, Meñacoz, Arriagas, etc., para establecer variaciones areales o analizar algún tipo de estructura poco común en el área Deva-Urola.

3. ENCUADRE GEOLOGICO REGIONAL

Los materiales que se estudian en el presente, trabajo corresponden a las manifestaciones, esencialmente volcánicas y de edad Cretácica, que afloran en el Sinclinatorio de Vizcaya.

La abundancia de rocas ígneas es distinta en los dos flancos del Sinclinatorio (fig. 2); mientras en el flanco NE. los afloramientos son numerosos, aunque de desarrollo variable, en el flanco SW. son escasos; los más extensos se localizan en el cierre del Sinclinatorio, entre Máltzaga-Azcoitia y Vergara-Zumárraga.

Las manifestaciones ígneas corresponden tanto a rocas intrusivas (sills, lacolitos, etc.) como efusivas, con diversos tipos de coladas, y a rocas vulcanoclásticas, de diferentes orígenes y granulometrías.⁽¹⁾

4. ESTRUCTURAS

Dentro de este apartado incluiremos observaciones que se pueden realizar a la escala de afloramiento, resaltando las estructuras que tienen continuidad cartográfica.

4.1. Coladas

Tanto en cartografía como en volumen, el Complejo Volcánico está formado mayoritariamente por coladas. La potencia de éstas varía de 20 cms. a más de 100 m. y su continuidad lateral, que depende de la potencia, oscila de unos metros a varios kilómetros.

La superficie inferior de las coladas suele ser irregular y se adapta a la superficie preexistente sobre la que se sitúan.

Según las condiciones de emisión del magma se encuentran diversas estructuras. Se han reconocido coladas masivas, coladas de lavas almohadilladas («pillow-lavas»), coladas de lavas cordadas («pahoe-hoe») y coladas con disyunción columnar.

(1) Al conjunto de materiales ígneos, intrusivos, lávicos o vulcanoclásticos, se denominará, en lo sucesivo, Complejo Volcánico.

4.1.1. Coladas masivas

Afloran concordantemente con las rocas sedimentarias, piroclásticas u otro tipo de coladas. Dentro de las mismas, se pueden reconocer diversas texturas y estructuras, algunas utilizables como criterio de polaridad:

— Estructuras de tipo laminar, limitadas a la base de ciertas coladas.

— Distribución zonada de vacuolas, más abundantes y de mayor tamaño hacia el techo. Con frecuencia dentro de una colada se observan sucesivos frentes de vacuolas asimétricas que indican el sentido de migración.

— Diferencias de cristalinidad, con el techo y muro vítreos o microcristalinos y zona central de mayor tamaño de grano, frecuentemente porfídica, con fenocristales de piroxeno o plagioclasa que pueden alcanzar 2 cms. Las rocas sedimentarias en contacto con el muro presentan claros efectos térmicos, que no suelen extenderse más de algunos centímetros.

La mayoría de estas coladas están afectadas por un diaclasado, con diversas orientaciones respecto al techo y el muro, localmente relleno de cuarzo y/o epidota y/o calcedonia.

Coladas de este tipo se encuentran en Máltzaga, Elosua y Aizpurucho.

4.1.2. Coladas de lavas almohadilladas («Pillow-lavas»)

Los mayores afloramientos aparecen en los alrededores de Placencia y en zonas equivalentes del río Urola; los acúmulos alcanzan potencias superiores a los 100 m. para una misma colada. Así mismo, entre Eibar y Elgóibar la potencia de coladas de este tipo es importante y también afloran en Arrate y Meñacoz.

El muro en contacto con rocas sedimentarias o piroclásticas finas es neto y plano, mientras que el techo suele ser irregular (foto 1).

Las almohadillas tienen tamaños variables, los más frecuentes entre 40-80 cms., aunque algunas superan los 2 m. de diámetro: entre éstas se encuentra material piroclástico, localmente material carbonatado, y clorita y/o calcita y/o epidota y/o cuarzo en diversas proporciones.

En el interior de algunas almohadillas hay bloques carbonatados, análogos a los existentes en los espacios entre almohadillas, lo que indica la existencia de una sedimentación carbonatada contemporánea del vulcanismo. Los fragmentos carbonatados presentan laminaciones replegadas y han sufrido recristalización, aunque no se ha observado por el momento la presencia de neoformación de minerales.

En diversos afloramientos las almohadillas presentan una estructura interna zonada y diaclasas radiales y concéntricas (fig. 3). Del núcleo al borde se pueden diferenciar (foto 2-3-4):

— Zona central con concentración de vacuolas o rellena de cristales de carbonato de hasta 3 cms. o fragmentos de rocas carbonatadas. En contados casos se puede observar una zona hueca como núcleo.

— Zona intermedia bandeada con varios niveles de vacuolas rellenas de calcita o vacías.

— Zona de borde, vítrea y de diferente color, con evidencias de intercambio metasomático entre la almohadilla y el medio acuoso.

En las almohadillas de menor tamaño las vacuolas quedan limitadas al núcleo debido al enfriamiento rápido, que impide la individualización y migración de frentes de vacuolas.

En la adaptación de unas almohadillas a otras, los niveles de vacuolas reflejan la forma elipsoidal deformada (foto 5).

Las coladas masivas y las de lavas almohadilladas pueden encontrarse próximas o superpuestas. El desarrollo de uno u otro tipo de colada debe ser función de la relación volumen/velocidad de emisión del material volcánico. En la figura 4 se muestra cómo en un corte de 50 m. se suceden hasta un total de 7 episodios volcánicos, lávicos y piroclásticos, con intercalaciones sedimentarias.

Sobre una colada de lavas almohadilladas se sitúa un fino nivel de hialoclastitas (20 cms.), una colada masiva (4 m.), niveles de piroclásticas finas (2 m.) y un nivel de calizas (2 m.). Sobre estas calizas se sitúa una nueva colada masiva (4 m.), seguida de un paquete de brechas (5 m.), piroclásticas finas (1 m.) y de nuevo calizas (4 m.). Sobre

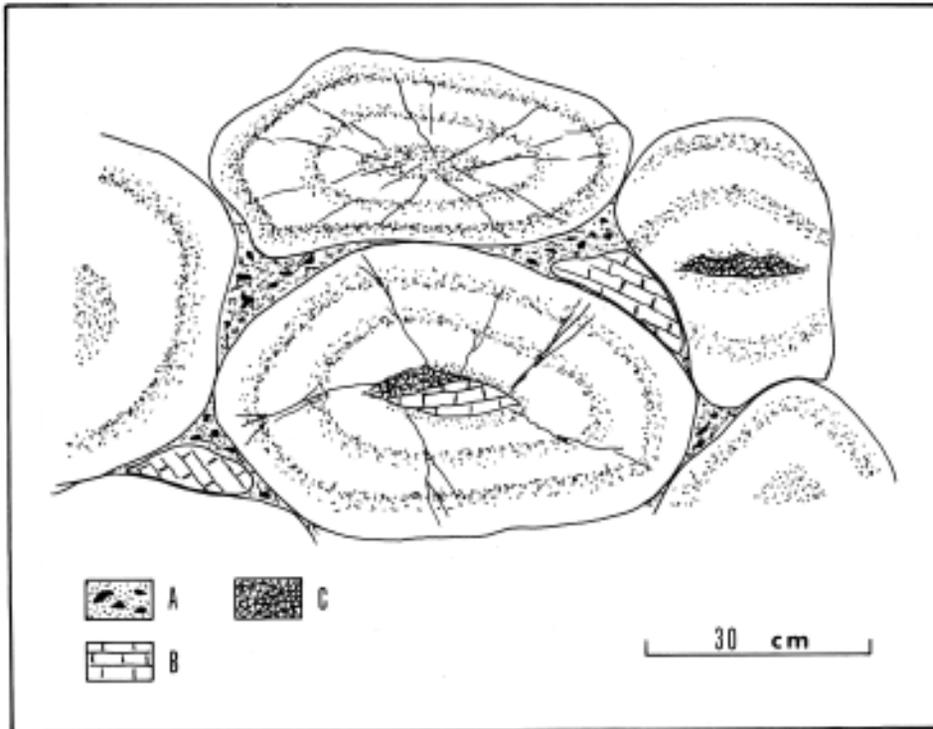


Fig. 3. Diaclasado y zonación de almohadillas. Colada del S. de Placencia. A: Material vulcanoclástico. B: Fragmentos de rocas carbonatadas. C: Calcita.

este segundo nivel carbonatado se sitúa otra colada de lavas almohadilladas (15 m.), una colada masiva (4 m.) y de nuevo una colada de lavas almohadilladas, muy potente. Por último en este corte aflora un dique que corta a las últimas coladas.

4.1.3. Coladas con disyunción columnar

El mejor ejemplo de este tipo de estructura se encuentra a unos 1.500 m. al W. de Frúniz, en la carretera Munguía-Frúniz (Vizcaya). En este punto afloran varias coladas con disyunción columnar dos de ellas superpuestas.

Los prismas son de base pentagonal, hexagonal o heptagonal, con una longitud de 30-60 cms. de lado. La altura de las columnas es de 2 a 35 m. A techo y muro de las coladas hay margas, areniscas, margocalizas con ammonites o piroclásticas.

En el corte de la figura 5 se puede observar cómo en 145 m. se suceden varios episodios volcánicos con coladas masivas, brechas volcánicas, piroclásticas y las coladas con disyunción columnar. La sucesión de epi-

sodios sedimentarios, volcánicos y piroclásticos es de muro a techo: 1) Zona muy cubierta donde alternan coladas y piroclásticas, 2) margas y piroclásticas (5 m.), 3) colada masiva (4 m.), 4) piroclásticas (2 m.), 5) colada con disyunción imperfecta (28 m.), 6) piroclásticas finas (0,75 m.), 7) margas laminadas (20 cms.), 8) piroclásticas, localmente con gradaciones (0,5 m.), 9) colada masiva (7 m.), 10) brechas volcánicas (3,5 m.), 11) margocalizas y piroclásticas (1,10 m.), 12) colada masiva (1,5 m.), 13) alternancia de margocalizas y piroclásticas (3,30 m.), 14) margocalizas con intercalaciones de areniscas y piroclásticas (2 m.), 15) alternancia de piroclásticas y margas (2,60 m.), 16) dos coladas con disyunción columnar (35 y 20 m.), 17) margocalizas con ammonites (1 m.), 18) coladas con disyunción imperfecta (10 m.), 19) alternancia de piroclásticas y margas (6,65 m.), 20) colada masiva (1,40 m.), 21) brecha volcánica (3,80 m.), 22) margas y piroclásticas (3 m.) y margas con ammonites en el techo.

Rosy (1970) describe parte de este corte pero sitúa el techo en el lugar del muro.

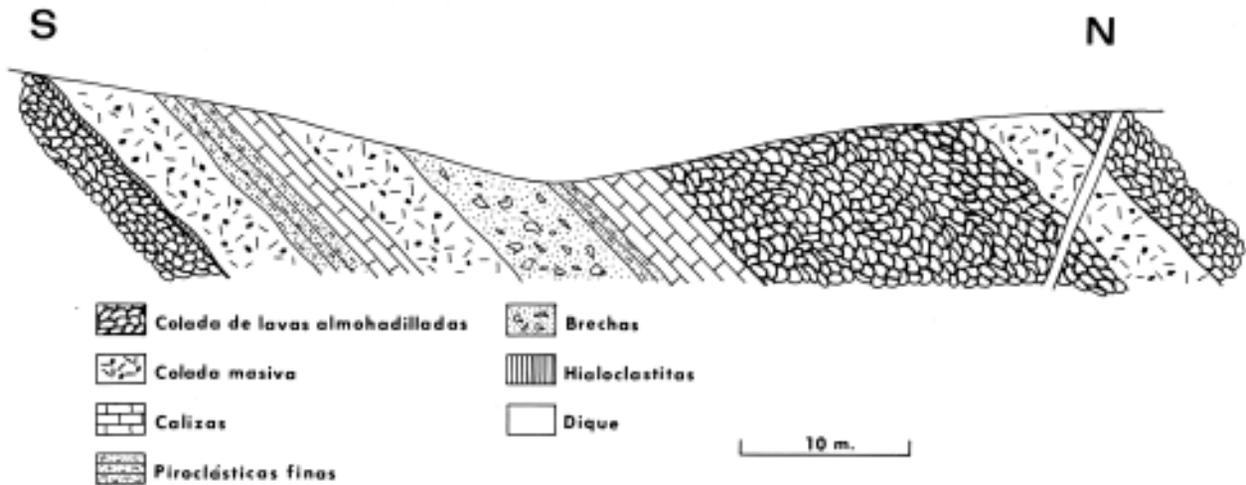


Fig. 4. Corte en el Km. 5 de la carretera Zumárraga-Azcoitia.

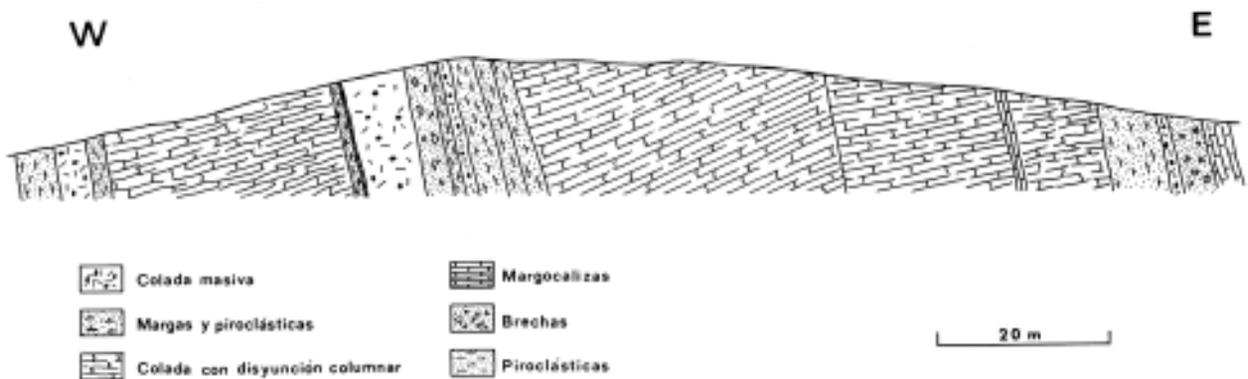


Fig. 5. Corte en el Km. 5 de la carretera Munguía-Guernica.

4.1.4. Coladas de lavas cordadas («Pahoe-hoe»)

Solamente se ha reconocido un afloramiento, al S. de Placencia, con este tipo de estructura. La sucesión volcánica comprende de techo a muro, una colada de lavas almohadilladas, seguida de una colada masiva que en el techo presenta el replegamiento propio de las lavas cordadas. Por encima afloran brechas volcánicas con fragmentos de varios cm. a varios dm.

4.2. Rocas vulcanoclásticas

Vulcanoclástico es un término muy amplio; según Pettijohn (1975), se aplica a rocas formadas por fragmentos volcánicos de origen variado, sedimentados en tierra, bajo el mar o el hielo, y que pueden estar mezclados con fragmentos no volcánicos: la proporción de fragmentos volcánicos en estas rocas puede ser mayoritaria o no. Se aplica tanto a rocas que se han formado por material volcánico producto de explosiones, como a las forma-

das por material volcánico retrabajado.

El sentido en que se aplican algunos términos en el texto es el siguiente:

— Roca piroclástica, según Green y Short (1971), es una roca formada casi exclusivamente por material volcánico, retrabajado o no.

— Roca tobácea⁽²⁾, en el concepto de Rittmann (1963), se compone de materiales volcánicos, mezclados con sedimentos, generalmente depositados en medios submarinos y consolidados secundariamente. Green y Short (1971) lo usan para rocas porosas, tanto piroclásticas como carbonatadas; sólo usaremos este término para rocas piroclásticas en el sentido de Rittmann.

— Toba palagonítica, de acuerdo con Green y Short (1971), es una roca de color marrón y parecida a una arenisca, con numerosos granos angulosos y fragmentos de una sustancia amarilla o marrón, palagonita, procedente de la desvitrificación de un vidrio de composición basáltica.

— Hialoclastita, según Green y Short (1971), es una roca tobácea hidratada, formada por granulación de fragmentos de lava en el agua. Está compuesta generalmente por fragmentos angulosos de 1-2 mm. a varios cms., que forman un barro marrón-amarillento, masivo y sin signos internos de clasificación o selección.

Las rocas vulcanoclásticas forman parte de manera constante aunque con importancia variable, de los afloramientos del Complejo Volcánico. Hasta el momento han sido citadas aisladamente, pero no se ha realizado ningún estudio de sus estructuras, texturas, petrografía... etc. Conviene adelantar que, según los datos disponibles, están bastante extendidas, aunque los tipos de granulometría menor han sido confundidos con rocas sedimentarias carentes de aportes volcánicos.

A continuación se describen los tipos más comunes de materiales vulcanoclásticos, con referencia a su estructuración interna y a su relación con otras rocas volcánicas o sedimentarias.

4.2.1. Brechas de almohadillas rotas

Bajo esta denominación incluimos acúmu-

(2) Tobácea es una traducción del término inglés generalizado tuffaceous.

los de fragmentos de almohadillas con diferentes tamaños y una cantidad variable de matriz, equivalentes a las «**broken-pillow breccia**» de Carlisle (1963) y «**pillow-block breccia**» de Furnes y Fridleifson (1979).

Las brechas de almohadillas rotas consisten en fragmentos angulosos de almohadillas y otros de la misma composición, pero sin evidencia de estructura almohadillada, en una matriz de naturaleza piroclástica, vítrea y con fragmentos sedimentarios.

Según la proporción de matriz y la estructura interna se han distinguido en el área Deva-Urola tres tipos de acúmulos de brechas de almohadillas rotas. Cada tipo indica un estadio evolutivo del proceso de fracturación de una primitiva colada almohadillada.

Tipo A. Acúmulos de fragmentos angulosos de almohadillas, que pueden alcanzar con frecuencia de 20 a 30 cms.; sin ordenamiento interno ni clasificación y matriz muy escasa. Se reconoce la estructura de las almohadillas por niveles vacuolares con disposición concéntrica y diferencia de color entre la zona central y el borde.

Además de los fragmentos volcánicos existen algunos calcáreos. La matriz es prácticamente inexistente y el escaso cemento es de calcita y/o chert, más raro.

Este tipo corresponde a un estadio temprano de fracturación de una colada almohadillada y en sus proximidades se suelen encontrar coladas con esta estructura.

A este tipo pertenecen p. e. los afloramientos de Aizpurucho.

Tipo B. Acúmulos de fragmentos, parcialmente redondeados, de almohadillas, con matriz que puede superar el 10% (foto 6). En este caso tampoco se observa clasificación por tamaños. En los fragmentos de almohadillas se reconocen ordenamientos concéntricos de vacuolas y existen algunos clastos de calizas.

La matriz está compuesta por fragmentos piroclásticos de color verde y tamaño arena gruesa a fina. El cemento es carbonatado.

Se han observado brechas de este tipo p. e. al N. de Osintxu.

Tipo C. Acúmulos de fragmentos, muy heterométricos y parcialmente redondeados de almohadillas y grandes bloques (hasta va-

rios m.) de coladas masivas y de estratos calizos.

La matriz es abundante (foto 7); puede superar el 30% del total de la roca. Está formada por clorita, epidota, calcedonia y material vítreo en diversas etapas de desvitrificación. Todos estos componentes derivan de material volcánico piroclástico, retrabajado o no.

El cemento es escaso y en todos los casos calcáreo.

En este tipo se observa una orientación preferente de los ejes mayores de los fragmentos, coincidente con la estratificación. La matriz muestra igualmente una orientación con apariencia esquistosa que envuelve a los fragmentos; sólo localmente hay una gradación por tamaños: en el resto de los casos los acúmulos son caóticos.

Acúmulos de este tipo se han visto p. e. en Placencia.

Las brechas de almohadillas rotas se han atribuido a explosiones o al resultado de deslizamientos gravitatorios en el medio sedimentario.

En el caso presente se les atribuye un origen olistostrómico. Los acúmulos de tipo A representarían el inicio de la fracturación de una colada almohadillada donde los fragmentos serían muy angulosos y escasa la posibilidad de incorporar fragmentos sedimentarios o de otras rocas volcánicas. Este tipo se encontraría, en consecuencia, cerca de la colada almohadillada original.

En el tipo B el espacio recorrido por la avalancha de material volcánico es mayor, el redondeamiento, aunque parcial, es manifiesto y la matriz abundante. Esta matriz deriva del primitivo material entre almohadillas, de la erosión de los fragmentos de almohadillas o puede ser incorporado de niveles piroclásticos infrayacentes. Este tipo se situaría más alejado de la colada original aunque, con frecuencia, por debajo o por encima se encuentran coladas almohadilladas.

Por último, el tipo C representa un olistostroma de características análogas a los descritos en rocas sedimentarias, pero nutrido esencialmente de material volcánico. En este caso, en una pulpa volcánica originada por aporte directo y/o erosión y/o remoción, se encuentran fragmentos inmersos, incluidos

olistolitos volcánicos y sedimentarios. Durante el deslizamiento los fragmentos se ordenan de manera preferente y la matriz, rica en agua, se ordena y los envuelve. La presencia en los acúmulos mayores de fragmentos atribuibles a varias coladas almohadilladas o masivas, indica que durante el proceso olistostrómico han sido involucradas varias coladas superpuestas.

4.2.2. Brechas volcánicas

Bajo esta denominación se incluyen acúmulos de material volcánico clástico, constituidos por fragmentos heterométricos, angulosos, de una o varias litologías y tamaño superior a los 3,2 cms., con una cantidad variable de matriz tobácea (foto 8). Se puede observar el paso gradual de brechas con escasa matriz a tobas con bloques aislados.

Los bloques, muy angulosos e irregulares, muestran texturas porfídicas, fluidales, vítreas o una combinación de ellas. En los bloques porfídicos los fenocristales son de plagioclasas y en los bloques vítreos se observan diversas etapas de desvitrificación (foto 9).

Además de los bloques volcánicos se encuentran escasos fragmentos de rocas carbonatadas y de chert.

Los afloramientos de estas brechas aparecen en relación directa con boladas masivas o coladas de lavas almohadilladas o brechas de almohadillas rotas o tobas.

4.2.3. Tobas

Son rocas formadas por fragmentos volcánicos, compactados en grados diversos, cuyo tamaño de grano es menor de 32 mm.

Se han reconocido en multitud de lugares del Complejo Volcánico, si bien la potencia y continuidad lateral de los afloramientos es escasa. En la zona de Arriagas la potencia de un afloramiento continuo es de varias decenas de metros.

Las tobas forman capas que varían de unos pocos cms. a 1 m. La compactación y la potencia están relacionadas con el tamaño de grano; a mayor tamaño de grano, mayor potencia y menor compactación (foto 10).

Los episodios tobáceos se suelen iniciar sobre una superficie erosiva, con niveles gradados y de mayor tamaño de grano, para con-

cluir en niveles de grano muy fino con disminución del aporte volcánico y paso gradual a rocas carbonatadas, normalmente (foto 11 y 12).

Los estratos presentan evidencias claras de depósito en un medio acuoso: se han reconocido marcas de corriente, laminaciones paralelas y cruzadas y marcas de carga.

La trama de estas rocas está formada esencialmente por cantos de rocas volcánicas porfídicas, fluidales o vítreas (foto 13). También se han encontrado algunos fragmentos calizos y, en contados afloramientos, una asociación de foraminíferos y placas de equinodermos (foto 14). La matriz es escasa y de naturaleza análoga. El cemento es casi siempre carbonatado (foto 15), aunque algunas veces hay óxidos, clorita y cuarzo.

Algunos de los afloramientos de rocas tobáceas se localizan en los cortes de los ríos Urola y Deva, en la Carretera Elgueta-Campázar, en la carretera Eibar-Arrate, al W. de Frúniz, en la playa de Meñacoz y en Arriagas; estas últimas corresponden a tobas palagoníticas, de colores amarillos y pardos, muy deleznales (foto 15).

Aunque algunos niveles de tobas se encuentran intercalados en rocas sedimentarias, es normal encontrarlas en relación con otras rocas volcánicas. Un ciclo completo de actividad suele estar compuesto por una secuencia, que de muro a techo comprende coladas masivas y/o coladas de lavas almohadilladas, brechas de almohadillas rotas, brechas volcánicas y tobas (fig. 6).

4.3. Diques

Se han reconocido diques que cortan a la estructuración de las rocas sedimentarias o volcánicas y sills.

Los diques son de potencia decimétrica y de varias etapas. Los más antiguos están en estrecha relación con el Complejo Volcánico y los más recientes representan una etapa tardía.

La mineralogía y textura varía de unos diques a otros, con rocas porfídicas y microcristalinas.

Los sills, junto con pequeños lacolitos y stocks, se encuentran en la base del Complejo Volcánico. Su potencia oscila entre los

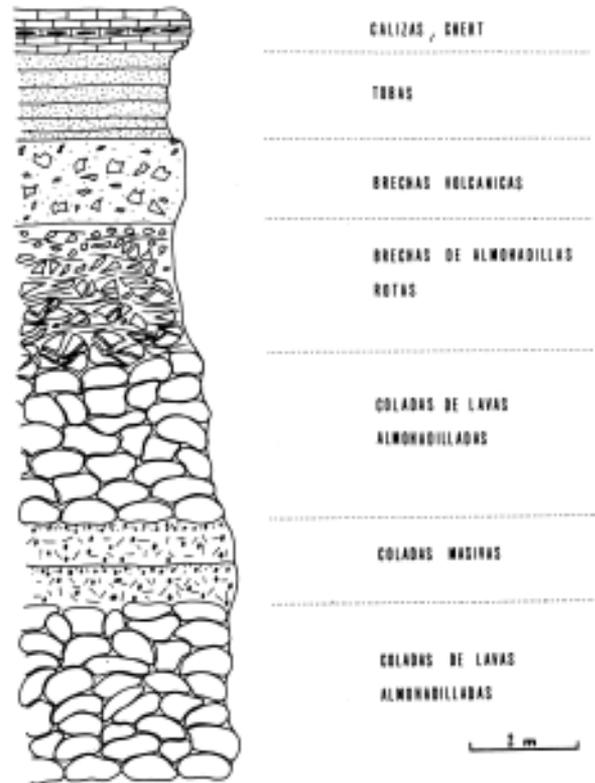


Fig. 6. Secuencia sintética de un período de actividad volcánica con diversas estructuras.

4 y 50 m. Intruyen en calizas y margocalizas, de las que se observan enclaves, así como de rocas volcánicas vítreas. La textura es granuda, de grano fino a grueso con zonaciones locales del tamaño de grano.

4.4. Lacolitos y pequeños «stocks»

Estructuras de este tipo se observan únicamente en la parte basal del Complejo Volcánico. Los contactos de los lacolitos con las rocas sedimentarias son concordantes. En las margocalizas más próximas se ha desarrollado metamorfismo de contacto con grosularia e idocrasa, atribuible a la facies de corneanas hornbléndicas. Al igual que en los sills, la roca es granuda con zonaciones locales del tamaño de grano y, más rara vez, bandeado formado por alternancia de niveles con diferentes proporciones de piroxeno y

plagioclasa.

Los pequeños «stocks» son formas cuyos contactos cortan la estratificación de las rocas encajantes. Su petrografía es semejante a la de los lacolitos y sills, y sus dimensiones reducidas.

5. TEXTURA, MINERALOGIA Y COMPOSICION QUIMICA

En este apartado se describen las texturas de las diferentes rocas, así como la mineralogía y los datos geoquímicos disponibles, empezando por las rocas holocristalinas para terminar con aquellas en las que el vidrio es un componente esencial.

5.1. Sills, lacolitos y pequeños «stocks»

Las rocas de estas estructuras presentan texturas granudas, en algunos casos marcadamente heterométricas, incluso porfídicas de matriz microcristalina, en los bordes de algunos afloramientos. Las plagioclasas, de una o dos generaciones, y los piroxenos son los principales componentes, dispuestos en un entramado subofítico. El tamaño de grano oscila entre 2-3 mm. y 2 cms., aunque en algunos casos se alcanzan los 4 cms. (foto 17 Y 18).

La composición mineralógica es cualitativamente semejante, aunque la proporción de plagioclasas y piroxeno es variable, con presencia de términos leucocráticos con escaso piroxeno y muestras donde los melanocratos son dominantes. Por otra parte, el distinto grado de alteración hace que la cantidad de los minerales secundarios varíe notablemente; las muestras estudiadas corresponden a rocas gábricas con diferenciados leuco y melagábricos.

La mineralogía comprende:

Piroxeno monoclinico.—En cristales idiomorfos, zonados, maclados y a veces corroídos. Débilmente coloreados y con pleocroísmo marrón claro-rosado. Corresponde a augita. En las rocas porfídicas hay dos generaciones de piroxeno.

Con frecuencia el piroxeno incluye una generación temprana de plagioclasa, además de apatito.

Se observan diversas etapas de alteración de augita a hornblenda, clorita y menas en diversas proporciones.

Plagioclasas.—Se encuentran en cristales idiomorfos, maclados según varias leyes de macla y con zonación. Al menos hay dos generaciones, la primera en cristales pequeños incluidos en piroxeno y la segunda con cristales de mayor tamaño.

Las medidas del contenido en anortita son muy variables y oscilan entre labradorita y oligoclasa. Algunas plagioclasas o núcleos de cristales zonados, muy alterados, pueden corresponder a términos más cálcicos.

Anfíbol.—Forma cristales aislados o procede de la transformación del piroxeno en presencia de menas. Tiene color marrón-rojizo, pleocroísmo del amarillo al marrón oscuro y ángulo de extinción bajo. Corresponde a un término de hornblenda titanífera. Se altera a biotita y clorita.

Menas.—Las de carácter primario superan el 3% en todos los casos y pueden suponer más del 10% de la roca. Otras menas son de origen secundario y están relacionadas con la alteración de melanocratos, junto con la clorita.

Apatito.—Es frecuente y en las rocas de grano más grueso llega a sobrepasar el 8,5% del total de la roca.

Los minerales secundarios proceden de la alteración y, más rara vez, de relleno hidrotermal. Pueden llegar a constituir la mayor parte de algunas muestras.

La clorita pseudomorfiza a cristales de melanocratos o es intersticial. La serpentina pseudomorfiza totalmente a cristales atribuibles a olivino. La sericita procede de la alteración de plagioclasas y se desarrolla preferentemente sobre los términos más cálcicos. La calcita se forma a partir de piroxeno y plagioclasa, aunque también rellena fracturas o es intersticial. La epidota se encuentra como producto de alteración de plagioclasas y en fracturas. La prehnita tiene carácter intersticial o rellena fracturas. La plagioclasa sódica, en cristales de grano fino, rellena fracturas.

En la figura 7 se recoge la mineralogía de estas rocas y un esquema del orden de cristalización de los diversos minerales.

MINERALES	PRIMARIOS	SECUNDARIOS	
			EN FRACTURAS
ANFIBOL	-----		
HORNBLENDA	-----		
OLIVINO	-----		
LABRADORITA	-----		

PLAGIOCLASA	-----		

ALBITA			-----
MINERAS PRIMARIAS	-----		
MINERAS SECUNDARIAS		-----	-----
APATITO	-----		
BIOTITA	-----		
CARBONATO		-----	-----
EPIDOTA		-----	-----
CLORITA		-----	-----
SERPENTINA		-----	-----
SERICITA		-----	-----
PREDOMINIA		-----	-----

Fig. 7. Esquema del orden de formación de los minerales en las rocas granudas.

5.2. Coladas

La textura y/o mineralogía de los distintos tipos de coladas es variable. Las coladas masivas son mayoritariamente espiliticas, con fenocristales de piroxeno y plagioclasa, con escasas vacuolas; también aparecen coladas traquíticas y otras espiliticas vacuolares, pero sin piroxeno.

Las espilitas más frecuentes tienen textura porfídica-vacuolar con fenocristales de plagioclasa y piroxeno. En la matriz hay microcristales de plagioclasa y piroxeno y/o productos de alteración-desvitrificación. La mineralogía reconocida es la siguiente:

Piroxeno monoclinico.—Forma fenocristales idiomorfos de hasta 2 cms., aislados o en pequeños agregados. De color marrón claro, zonados, maclados, ligeramente alterados y con opacos y apatito incluidos. Por sus características ópticas corresponde a augita.

En algunas muestras hay pequeños cristales, de otro piroxeno atribuible a pigeonita.

Plagioclasa.—Hay dos generaciones, la primera de cristales idiomorfos, que pueden ser de varios milímetros y la segunda de microcristales en la matriz, con orientación preferente o en un entramado intersecional.

El grado de alteración es importante, con neoformación de calcita y epidota. Las de-

terminaciones ópticas, en cristales descalcificados corresponden a oligoclasa, aunque es de suponer que en origen fueran términos más cálcicos y que en la descalcificación se haya generado albita.

Anfíbol.—Se encuentra en la matriz, como pequeños cristales de hornblenda titanífera con pleocroísmo marrón-rojizo.

Como minerales accesorios hay opacos, apatito y rutilo.

Los minerales secundarios pueden llegar a ser abundantes. La calcita rellena vacuolas y procede de la alteración del piroxeno y/o plagioclasa. La epidota es escasa y rellena vacuolas. La clorita rellena vacuolas, en crecimientos fibroso-radiales; también se forma por alteración de anfíbol. La biotita, de color marrón, se relaciona con la transformación del piroxeno.

Las rocas espiliticas sin piroxeno tienen textura porfídica-vacuolar con fenocristales idiomorfos de plagioclasa y matriz con microcristales de plagioclasa, opacos y minerales secundarios. Las plagioclasas, muy alteradas a calcita, están macladas y zonadas.

Entre los minerales secundarios, además de la calcita, como relleno de vacuolas y sobre plagioclasas, hay clorita y cuarzo.

Las rocas traquíticas son, en el conjunto de las coladas, minoritarias. Sus principales afloramientos reconocidos así como los caracteres texturales y mineralógicos coinciden con los expuestos por Rossy (1974 b).

Conviene resaltar la presencia frecuente de bloques de traquitas en rocas vulcanoclásticas de diferente granulometría.

En las coladas de lavas almohadilladas las zonas internas de las almohadillas tienen una mineralogía semejante a la de las coladas masivas y la textura es porfídica-vacuolar. Las vacuolas están en general rellenas de calcita y/o clorita y/o calcedonia. Los bordes de las almohadillas, y una parte del material que hay entre ellas, corresponde a vidrio parcialmente desvitrificado.

Tanto las coladas con estructura columnar como las posibles lavas cordadas presentan texturas y mineralogías análogas a las de las coladas masivas.

5.3. Las rocas vulcanoclásticas

Las texturas y la mineralogía de los clas-

tos corresponden a las de las rocas de las cuales derivan. No se han reconocido fragmentos ni de las rocas gábricas de los lacolitos, sills y pequeños stocks ni de los diques.

5.4. Datos químicos

Los únicos datos publicados sobre la composición de las rocas del Complejo Volcánico corresponden a las traquitas (Rossy, 1974 b) y a las coladas de Frúniz (Rossy, 1970).

En la tabla 1 se recogen una serie de análisis preliminares realizados sobre las distintas rocas del Complejo Volcánico. Las muestras Ju-3, Ju-51,1 y Ju-51,6 corresponden a lacolitos y sills de la base del Complejo Volcánico, situadas en la carretera Zumárraga-Azcoitia, Kms. 0,5 y 3: la muestra Ju-66,2 a un dique, situado en la carretera Vergara-Elosua, Km. 0,15: la Ju-17 a un pequeño stock en el afloramiento de Arriagas; la Ju-67 a un pequeño stock en la carretera Vergara-Elosua, Km. 2,5: la Ju-16 a una colada masiva, en la carretera Zumárraga-Azcoitia, Km. 4,5: la Ju-63 a una colada masiva, en la carretera Málzaga-Vergara, Km. 1,5: la Ju-58 a una colada masiva traquítica, en la carretera Málzaga-Vergara, Km. 0,3 y la Ju-72 al borde de una almohadilla, en la carretera Málzaga-Vergara, Km. 4,5.

El número de análisis de las diferentes litologías que componen el Complejo Volcánico es insuficiente para extraer conclusiones definitivas. En un próximo trabajo, con un amplio número de análisis, se abordará este punto: sin embargo, los datos disponibles permiten ratificar (fig. 8) la naturaleza

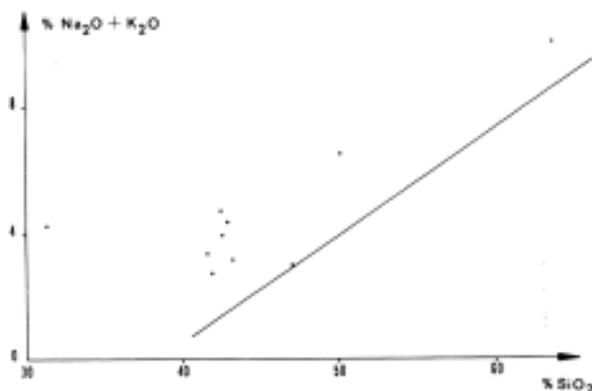


Fig. 8. Diagrama SiO₂/Na₂O K₂O. La recta separa los campos composicionales de basaltos toleíticos y alcalinos.

basáltico-alcalina del magma original, de todas las rocas, ya apuntada por Rossy (1974 b).

7. EDAD DEL MAGMATISMO

En este apartado se recoge una revisión crítica de los datos publicados, con algunas precisiones deducidas de los trabajos en curso.

En cuanto a la edad de comienzo de la actividad magmática parece que no hay discrepancias con la sugerida por Rat (1959): Cenomanense. El final del magmatismo se sitúa para Jerez (1968 y 1971) en el Maestrichtiense, ya que en muestras de margocalizas «**situadas inmediatamente por encima de la última colada submarina, al N. de Arrate**» y «**situadas por encima de las brechas**», en el barrio de Osintxu, encuentra microfauna de esa edad.

Sin embargo, es preciso señalar que si bien al comienzo del Maestrichtiense cesó la actividad lávica, no por ello se extinguió la actividad magmática. Así, hay diques que cortan a coladas de varios tipos y, por otra parte, los sills, lacolitos, y pequeños stocks han intruido con posterioridad a coladas y piroclásticas y con neto distanciamiento temporal.

En todo caso, con la duda de algunos diques, las rocas ígneas están plegadas juntamente con las rocas sedimentarias.

Para concluir este apartado conviene destacar el hallazgo, por primera vez en la cuenca Vasco-Cantábrica, de microfauna en rocas piroclásticas. Su estudio debe contribuir a una datación más precisa de los sedimentos vulcanoclásticos y del Complejo Volcánico.

8. CONTEXTO REGIONAL DEL MAGMATISMO

Los episodios magmáticos de la cuenca Vasco-Cantábrica muestran una posición areal y temporal bastante concreta. La actividad lávica y piroclástica parece fijada entre el Cenomanense y el Senonense; las rocas granudas son ligeramente posteriores ya que intruyen a los materiales volcánicos y su cris-

talinidad sería difícilmente explicable con un emplazamiento simultáneo al de rocas parcialmente vítreas.

Con anterioridad al inicio del vulcanismo y con posterioridad a las rocas granudas no existen manifestaciones ígneas destacables. En consecuencia, el Complejo Volcánico marca un episodio localizado en el tiempo.

Para el ascenso del material ígneo son necesarias condiciones de distensión, compatibles con el funcionamiento de fallas transformantes (Marsh, 1973). En tales situaciones se pueden esperar cambios estratigráficos y sedimentológicos, que reflejen la inestabilidad en la cuenca; tal es el caso de las brechas de almohadillas rotas o las brechas olistostromáticas, resultado de una inestabilidad que, al menos en cuanto al desarrollo de olistostromas, continúa hasta el Eoceno.

Geográficamente, la mayor parte de los afloramientos del Complejo Volcánico se localizan en una alineación WNW-ESE., que se extiende desde la playa de Meñacoz, en la costa cantábrica, al monte Irumugarri, entre Azcoitia y Zumárraga (Guipúzcoa). Además de esta alineación sita en el flanco NE. del Sinclinorio de Vizcaya, existen afloramientos reducidos en el flanco SW. del Sinclinorio.

La asimetría observada podría explicarse entre otras formas por la existencia de varias zonas de fractura con diferente intensidad del magmatismo, o como consecuencia del plegamiento, en el Sinclinorio de Vizcaya, de un conjunto volcánico asociado a una única zona de fractura, próxima a la alineación Meñacoz-Irumugarri, con la consiguiente diferencia de potencia entre las zonas próximas y alejadas del área de emisión.

Con los datos disponibles la alineación Meñacoz-Irumugarri podría representar el límite entre una zona más elevada al NE. y otra más subsidente, al SW. En este mismo sentido apuntan las direcciones deducidas para los olistostromas.

La continuación oriental de la alineación Meñacoz-Irumugarri, aunque todavía carente de una unión cartográfica de detalle, corresponde a la falla de Leiza y a la banda de metamorfismo que afecta a los materiales mesozoicos (Manto de los Mármoles, Lamare, 1936).

La estructuración de la zona de Leiza

(Llanos, 1980) presenta un neto paralelismo con la asociada a la alineación Meñacoz-Irumugarri. Paleogeográficamente, la falla de Leiza individualiza al S. un dominio de subsidencia prolongada, mientras que al N. la subsidencia fue menor, incluso con períodos sin sedimentación. Por otra parte, la falla de Leiza conlleva la reactivación de zócalo profundo (granulitas, granitoides, migmatitas, gneises, etc.) y el emplazamiento de rocas ultrabásicas. Así mismo, la distribución del metamorfismo del Manto de los Mármoles se podría explicar por una anomalía térmica asociada a la fracturación y emplazamiento de rocas ultrabásicas.

Si admitimos que la alineación Meñacoz-Irumugarri y la falla de Leiza son dos manifestaciones de un mismo accidente, la evolución temporal del mismo podríamos esquematizarla como sigue:

1. En el Albense-Cenomanense, individualización de una fractura que afecta a la totalidad de la corteza y que condiciona diferencias estratigráficas.

2. Casi simultáneamente tendría lugar el emplazamiento de las primeras rocas del Complejo Volcánico y de las rocas ultrabásicas asociadas a la falla de Leiza.

3. La situación distensiva se prolongaría al menos hasta el Maestrichtiense con emisión de la mayor parte de las rocas del Complejo Volcánico e inicio del metamorfismo de Leiza con blastesis estáticas pre-tectónicas. En este período se producirían los olistostromas y otros tipos de brechas volcánicas gravitatorias.

4. La intrusión de las rocas granudas tendría lugar cuando las rocas lávicas y piroclásticas hubieran sido parcialmente enterradas.

5. La situación de inestabilidad sedimentaria se prolongaría durante todo el Cretácico Superior y el Eoceno. Simultáneamente, la anomalía térmica asociada a la falla de Leiza se mantendría, para reactivarse posteriormente y generar las blastesis sin y post cinemáticas.

9. CONCLUSIONES

De forma sucinta, las principales aportaciones del presente trabajo son:

- a) Diferenciación dentro del Complejo Volcánico de fenómenos lávicos, piroclásticos e intrusivos.
- b) Presencia de varias estructuraciones en las coladas con levantamiento de cortes donde se observa la sucesión de coladas de varios tipos intercalados en materiales sedimentarios y piroclásticos.
- c) Descripción por primera vez de brechas de almohadillas rotas («Broken-pillow breccias»).
- d) Interpretación de algunos acúmulos de material volcánico muy heterométricos como olistostromas nutridos esencialmente de material ígneo.
- e) Reconocimiento de abundantes tramos de tobas de variadas granulometrías y composición. Entre otras, tobas palagoníticas e hialoclastitas.
- f) Hallazgo de microfauna en las rocas piroclásticas.
- g) Corroborar el carácter basáltico-alcálico del magmatismo.
- h) Destacar el reflejo en la sedimentación de la actividad ígnea.
- i) Relacionar el magmatismo con el metamorfismo mesozoico del borde S. del macizo de Cinco Villas.

	<u>Ju-3</u>	<u>Ju-16</u>	<u>Ju-17</u>	<u>Ju-51,5</u>	<u>Ju-51,6</u>	<u>Ju-58</u>	<u>Ju-63</u>	<u>Ju-66,2</u>	<u>Ju-67</u>	<u>Ju-72</u>
SiO ₂	46,97	42,91	42,46	50,09	41,94	63,68	41,71	42,51	43,17	31,39
Al ₂ O ₃	15,46	15,24	14,94	16,92	13,38	18,41	14,03	14,88	14,89	13,17
Fe ₂ O ₃ *	9,10	8,07	11,04	10,03	16,69	4,29	9,70	8,42	13,17	11,28
MgO	8,45	3,66	3,32	4,85	6,67	0,65	9,34	6,00	8,00	5,55
CaO	12,67	10,43	8,77	4,73	12,11	0,44	13,65	12,88	11,13	17,34
Na ₂ O	2,67	4,15	3,65	4,59	1,83	8,14	1,45	2,92	1,66	3,00
K ₂ O	0,10	0,26	1,11	2,44	0,92	1,93	1,99	1,08	1,58	1,35
TiO ₂	2,07	2,94	3,67	2,64	4,16	0,42	3,11	2,24	3,33	3,10
P ₂ O ₅	0,44	1,35	1,37	0,98	0,65	0,12	0,63	0,53	0,67	0,80
MnO	0,14	0,11	0,20	0,14	0,18	0,16	0,17	0,16	0,20	0,17
Loss	<u>2,41</u>	<u>10,22</u>	<u>9,99</u>	<u>3,00</u>	<u>1,86</u>	<u>1,03</u>	<u>4,50</u>	<u>9,00</u>	<u>1,97</u>	<u>12,47</u>
TOTAL	100,47	99,35	100,51	100,40	100,38	99,28	100,28	100,63	99,76	99,63
Rb	23**	27	44	57	33	31	40	37	44	38
Zr	105	178	195	208	110	543	176	194	130	150
Ba	54	255	1225	778	321	251	650	739	653	249
Sr	819	222	1765	1560	685	223	621	828	571	454
Cu	19	14	38	7	6	19	38	17	21	21
Co	27	13	19	16	43	12	33	26	31	32
Ni	88	28	21	15	26	19	124	80	66	78
La	-	-	-	-	-	-	-	83	-	-

* Fe₂O₃ Fe Total

** p. p. m,

Tabla 1. Análisis químicos por fluorescencia de rayos X.

LABURPENA

Kretazikoko harri igneen afloramientoetan Arro Euskal-Kantauriarrean urkuldu egin da bai litologien modu ezberdinak bai bere egiturak. Kolada masibak ikusi dira, pillow-laben koladak eta disyunzio kolumnarrekin koladak. Harri garaudunak lakolito, sill eta stock txiketian agertzen dira. Harri bulkanoklastikoek azkera nagusia harrapatzen dute. Lan honetan bere egiturak urkultzen da eta bretxen modu batzuk (pillow-laba puskatuen bretxak eta bretxa olistostromikak) erabat elestzen da. Bretxak material bulkanikoz eginak dira, Tobak lehen leku askotan hareharriekin nahastuak daude; garauen neurri ezberdinak hialoklastita eta toba palagonitikekin eroki dituzte.

Orobat textura eta harri ezberdinen mineralogiari buruz azaltzen da. Gure lantxoak ere azterketa kimiko lehenengo batzuk badakar, hasierako magmaren izadi basaltiko-alkalinoa erakusteko.

Lurraldeko giroan Arro Euskal-Kantauriarren bulkanismoak denbora oso garrantzitsua Arroaren atzalpenean erakusten du. Olistostroma asko badaude, serietan faziek sortalderantz, Bost Hiritako Mazizoaren hegoaldean aldatzen dira, eta harri ultrabasiakoak eta metamorfismo Mesozoikoa ipiniz zokalo sakona gorantz bultzatzen da.

RESUMEN

En los afloramientos de rocas ígneas del Cretácico de la Cuenca Vasco-Cantábrica se han analizado los diversos tipos petrográficos y su estructuración. Se han reconocido coladas masivas, de lavas almohadilladas y con disyunción columnar. Las rocas granudas aparecen en lacolitos, sills y pequeños stocks. Los materiales vulcanoclásticos alcanzan un desarrollo importante. En este trabajo se analizan sus estructuras y se describen por primera vez algunos tipos de brechas (brechas de almohadillas rotas y brechas olistostrómicas formadas esencialmente de material volcánico). Las tobas, confundidas en muchos puntos anteriormente con areniscas, son de varias granulometrías, con hialoclastitas y tobas palagoníticas localmente.

Así mismo, se aportan datos sobre las texturas y mineralogía de las distintas rocas. Nuestro trabajo también lleva unos primeros análisis químicos que permiten indicar la naturaleza basáltico-alcálica del magma original.

En el contexto regional, este vulcanismo refleja un período de particular importancia en la evolución de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Se producen abundantes olistostromas, cambios de facies en las series, y hacia el E. al S. del macizo de Cinco Villas, reactivación del zócalo profundo, con emplazamiento de rocas ultrabásicas y metamorfismo Mesozoico.

ABSTRACT

The different petrographic and structural types of Cretaceous igneous rocks of the Basque-Cantabrian basin have been analyzed. Massive flows, columnar-jointed flows and pillow-lavas have been recognized. Granulite rocks appear as laccoliths, sills and small stocks. The vulcanoclastic rocks are much more developed than was previously realized, and some types of these are here described for the first time (broken pillow breccias, and olisthostromes of volcanic materials). Tuffs, frequently mistaken for sandstones so far, are of several granulometries, locally including hyaloclastites and palagonitic tuffs.

Data about textures and mineralogies of the different rocks are given. Besides, chemical analysis lead to the establishment of the basaltic-alkaline nature of the parent magma.

In the regional context, this vulcanism reveals an epoch particularly important in the evolution of the Basque-Cantabrian basin. Abundant olisthostromes were produced, changes of facies of the series are numerous and, towards the east, southwards of Cinco Villas Macize, a reactivation of the deep socle took place, with ultrabasic rocks emplacement and mesozoic metamorphism.

BIBLIOGRAFIA

- ADAN DE YARZA, R. (1879).—Las rocas eruptivas de Vizcaya. Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, VI, 269-286.

- ADAN DE YARZA, R. (1884).—Descripción física y geológica de la provincia de Guipúzcoa. Memoria de la Comisión del Mapa Geológico de España, 175 p.
- ADAN DE YARZA, R. (1892).—Descripción física y geológica de la provincia de Vizcaya. Memoria de la Comisión del Mapa Geológico de España, 193 p.
- AZAMBRE, B. et ROSSY, M. (1976).—Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'Arc basque; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique. *Bull. Soc. Géol. France*, XVIII, 1.725-1.728.
- CARLISLE, D. (1963).—Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. *Jour. Geol.*, 71, 48-71.
- CIRY, R., RAT, P., MANGUIN, J., FEUILLEE, P., AMIOT, M., COLCHEN, M. et DELANCE, J. (1967).—Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France, des Pyrénées aux Asturies. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 9, 389-444.
- FEUILLEE, P. (1967).—Le Cénomaniens des Pyrénées basques aux Asturies. *These. Mém. Soc. Géol. Fr.*, XLVI, 320 p.
- FURNES, H. and FRIDLEIFSON, I. B. (1979).—Pillow block breccia-ocurrences and mode of formation. *New. Jb. Paläont. Mh.*, 3, 147-154.
- GREEN, J. and SHORT, N. M. (1971).—Volcanic landforms and surface features. A photographic atlas and glossary. Springer-Verlag. 519 p.
- I. G. M. E. (1974).—Mapa geológico nacional (serie magna), escala 1:50.000, n.º 88, Vergara.
- JEREZ, L. (1968).—Estructuras de lavas almohadilladas en los basaltos de la provincia de Guipúzcoa. Precisiones acerca de la edad de las erupciones. *Bol. Geol. Min.*, LXXIX, 135-137.
- JEREZ, L., ESNAOLA, J. M. y RUBIO, V. (1971).—Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa. *Inst. Geol. Min. Esp.*, 79, 130 p.
- LAMARE, P. (1936).—Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne. *Thèse. Mem. Soc. Géol. Fr.*, XII, 464 p.
- LLANOS, H. (1980).—Estudio geológico del borde sur del Macizo de Cinco Villas. Transversal Huici-Leiza (Navarra). Tesis de licenciatura. Univ. del País Vasco, 99 p.
- MARSH, J. S. (1973).—Relationships between transform directions and alkaline igneous rock lineaments in Africa and South America. *Earth and Planetary science letters*, 18, 317-323.
- PETTIJOHN, F. J. (1975).—Sedimentary rocks (3.ª edición). New York. Harper & Row Ltd. 628 p.
- RAT, P. (1959).—Les Pays Crétacées basco-cantabriques. *Thèse. Publ. Univ. Dijon*, XVIII, 525 p.
- RITTMANN, A. (1963).—Les volcans et leur activité. Paris. Masson et Cie., 461 p.
- ROSSY, M. (1969).—Sur la nature de quelques pillow-lavas du Crétacé Supérieur du Pays Basque Espagnol. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 269, 542-543.
- ROSSY, M. (1970).—Les spilites prismés de la région de Fruniz (province de Biscaye, Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 270, 255-257.
- ROSSY, M. (1974 a).—Une serie alcaline spilitique: l'exemple du volcanisme crétacé des provinces Basques d'Espagne. 2.ª reunión anual de las Ciencias de la Tierra, Nancy, p. 334.
- ROSSY, M. (1974 b).—Origine des trachytes albitiques du volcanisme Crétacé du Guipuzcoa (Pays Basque Espagnol). *Bull. Soc. Géol. de France*, XVI, 43-49.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1952).—Las erupciones y las rocas volcánicas de las Vascongadas. *Munibe*, 2-3, 115-130.



Foto 1. Muro de colada almohadillada en contacto con rocas piroclásticas.

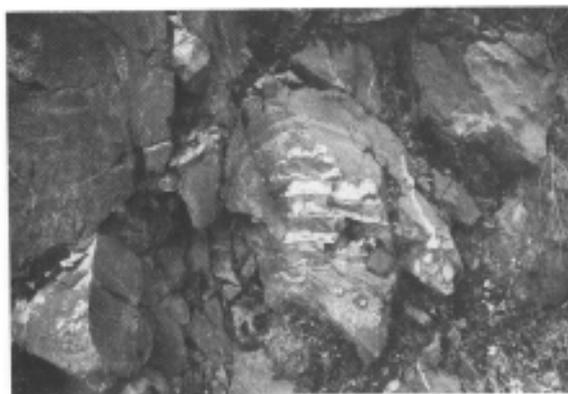
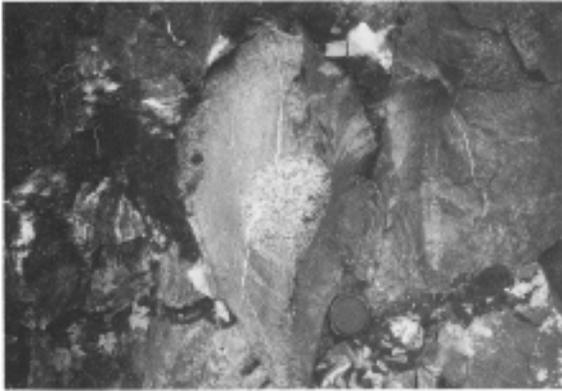


Foto 2. Almohadilla con cristales de calcita en el núcleo.



Fotos 3 y 4. Almohadillas zonadas con concentración de vacuolas en el centro.



Foto 6. Brecha de almohadillas rotas (Tipo B). Afueras de Osintxu.

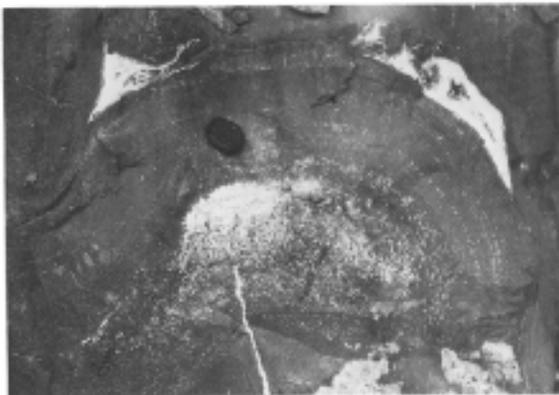


Foto 5. Almohadilla zonada y deformada por aplastamiento.



Foto 8. Brecha volcánica de matriz tobácea. Cercanías de Aizpurucho.



Foto 7. Brecha olistostromica. Afueras de Placencia.



Foto 10. Contacto entre nivel de piroclasticas deleznales y compactadas. Elosua.



Foto 11. Sucesion de bancos vulcanosedimentarios, entre Aizpurucho y Azcoitia.

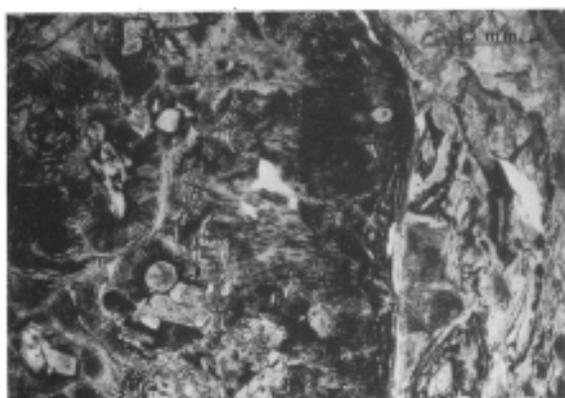


Foto 9. Texturas de desvitrificacion en un fragmento esencialmente vitreo de una brecha volcanica.



Foto 12. Detalle del afloramiento de la foto n.º 11.



Foto 13. Hialoclastita, S. de Aizpurucho.



Foto 16. Muestra de toba palagónica. Afloramiento de Arriagas.

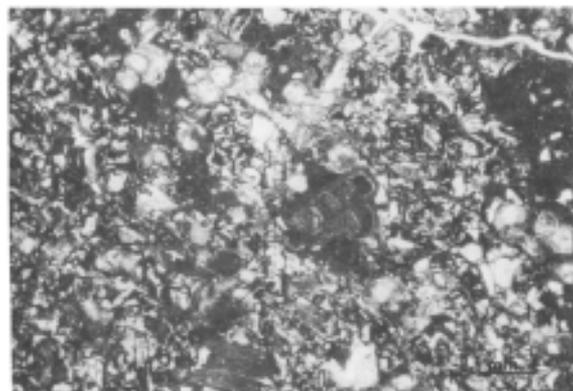


Foto 14. Toba con foraminíferos.



Foto 17. Muestra de grano fino de un sill, en las afueras de Zumárraga.



Foto 15. Cemento carbonatado en hialoclastita. S. de Aizpurucho, Km. 6 de la carretera Zumárraga-Azcoitia.

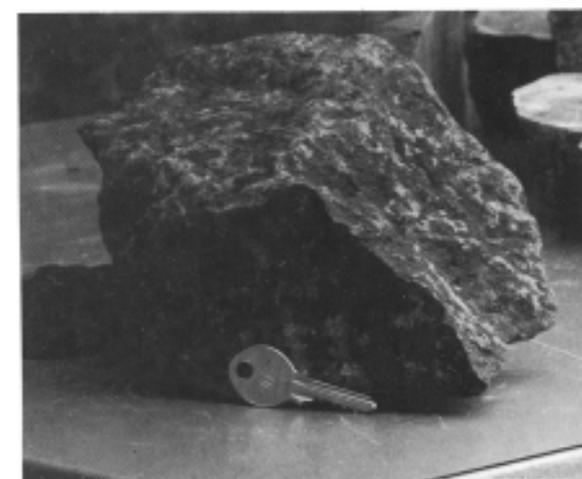


Foto 18. Muestra de grano grueso de un lacolito, en el Km. 3,5 de la carretera Zumárraga-Azcoitia.