

Estudio comparativo de las rocas ígneas básicas de Finisterre (Galicia occidental) y Tapia-Salave (Asturias)

GIL IBARGUCHI, J. I.(*) ; SUAREZ, O.(**)



RESUMEN

Se han hallado diferencias notables en cuanto a la evolución petrográfica, composición química de los minerales y de la roca total entre las rocas ígneas básicas de las dos áreas estudiadas. Tales diferencias sugieren que, aunque ambas se han emplazado en un nivel bastante superficial, la temperatura de consolidación fue más elevada en el caso de las rocas básicas de la región de Finisterre. Este hecho puede ser debido a la existencia de un encajante a temperatura más elevada junto con un ascenso más lento de los materiales en dicho sector, o bien a la formación de dichas rocas a partir de una magma más profundo. Ambas posibilidades son consideradas y examinadas teniendo en cuenta los datos disponibles.

ABSTRACT

Petrogenetic evolution as well as mineral and bulk composition of basic igneous rocks from the two studied areas have been found to be rather different. Thus, while both of them intruded at rather shallow levels, those from Finisterre consolidated at higher temperature. The reason for this could be, either a higher temperature of the host rocks along with a relatively more slow rising up of materials, either an origin from a deeper magma. Both hypothesis have been considered and analyzed taking account of the available data.

I. INTRODUCCION

En el NW del Macizo Hespérico existe un número considerable de rocas ígneas básicas, asociadas frecuentemente a granitoides originados durante la Orogénesis Hercínica (granitoides de una serie de tendencia calcoalcalina) o bien independientes de éstos y formando cuerpos intrusivos de tamaño variable. La edad de estas rocas ígneas básicas no está aún bien determinada; no obstante, en algunos casos (e. g. gabro de Monte Castelo y enclaves gabroicos y gabrodioríticos de las tonalitas y granodioritas sin-tectónicas) parecen claramente anteriores o simultáneas a una fase de deformación compresiva importante de edad hercínica. En otros muchos casos, (e. g. stocks de la Zona Astur Occidental Leonesa y Cantábrica y enclaves gabroicos y gabrodioríticos de las granodioritas y monzogranitos post-tectónicos) se puede afirmar que estas rocas no han sufrido ninguna deformación compresiva importante durante la Orogénesis Hercínica.

La relación genética de estas rocas con los granitoides hercínicos no siempre es evidente. Algunos autores las interpretaron como parte de la «suite» de rocas ígneas de la serie de tendencia calcoalcalina (Capdevila et al., 1973, etc.), sin embargo, creemos que esta interpretación no está suficientemente documentada y es en parte debida a la relación casual de ambos materiales en algunas áreas.

En el presente trabajo se estudian los procesos de cristalización de las rocas básicas post-

(*) Dpto. de Petrología, Universitat Autònoma de Barcelona, BELLATERRA, Barcelona.

(**) Dpto. de Petrología, Universidad de Oviedo, OVIEDO

tectónicas procedentes de dos regiones con características bien contrastadas como son la de Tapia de Casariego (Asturias) en la Zona Astur Occidental Leonesa, con metamorfismo regional en facies de los esquistos verdes y la de Finisterre (Galicia Occidental) en la Zona Centro Ibérica con metamorfismo regional en facies de las anfibolitas de alto grado transicional a las granulitas de baja presión. En ambas áreas existen rocas intrusivas básicas, adscritas clásicamente a los granitoides de la serie calcoalcalina, cuyo emplazamiento es posterior al climax del metamorfismo regional. Suponiendo un origen común para los respectivos magmas básicos, las diferencias observadas en cuanto a la evolución mineralógica de los mismos podrían estar relacionadas con el diferente nivel (o las diferentes condiciones P-T para un nivel comparable) a que tiene lugar el emplazamiento. No obstante, también es posible que se trate de diferentes tipos de magmas, en cuyo caso, las diferencias señaladas no tendrían el mismo significado.

A continuación se exponen los datos y resultados obtenidos del estudio de estos materiales.

II. LAS ROCAS BASICAS POST-TECTONICAS DE LA REGION DE FINISTERRE (GALICIA OCCIDENTAL)

Se trata de rocas de composición gabraica a gabrodiorítica que constituyen pequeños afloramientos al S. de la Ermita de S. Pedro Mártir. Se encuentran en el seno de los gneises glandulares migmáticos, muy próximos del contacto con un gran filón zonado de microgranito. No presentan ningún signo, ni macroscópica ni microscópicamente, de deformación penetrativa por lo que se puede suponer que son posteriores a las fases principales de la Orogénesis Hercínica, estando relacionadas probablemente con el emplazamiento del filón anular de microgranito con el cual presentan afinidades químico-mineralógicas (Gil Ibarguchi, 1980). El climax del metamorfismo regional en esta zona es contemporáneo o ligeramente posterior a la segunda fase de deformación hercínica (Gil Ibarguchi, 1979) por lo que el emplazamiento de estas rocas debe tener lugar ya durante el enfriamiento de la masa de gneises migmáticos. No se han observado aureolas de metamorfismo de contacto, lo cual, puede ser debido simplemente a la existencia de una paragénesis metamórfica de alto grado (Bi-Gt-Sill-Kfsp) en el encajante.

II.1. PETROGRAFIA Y GEOQUIMICA

Se trata de rocas melanocráticas con textura hipidiomórfica equigranular, de grano medio a fino y a veces con tendencia microporfídica. Al microscopio se reconocen en una mesostasis más o menos abundante formada por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa (Foto, 1), los minerales siguientes:

Piroxenos:

a. Un clinopiroxeno, CPX₁, casi incoloro, a veces maclado, generalmente relicto en el interior de anfíbol (Foto, 2) o bien de un segundo piroxeno y más raramente de biotita. La composición química de este piroxeno (TABLA I) es la de una ferro-augita, con un contenido apreciable en Na₂O.

b. Un clinopiroxeno, CPX₂, fibroso, casi incoloro, sistemáticamente en el interior de anfíbol y a menudo asociado a un material filitoso y a carbonatos (Foto, 3). A veces suele contener a su vez pequeños cristales del primer piroxeno. Su composición química (TABLA I) es muy diferente de la del anterior piroxeno, ya que se trata de una salita. Es mucho más rico en CaO y más pobre en FeO₁, Na₂O, TiO₂ y Al₂O₃ que el primer piroxeno.

El cálculo del contenido en Fe³⁺ siguiendo el método de Ryburn et al. (1976) no revela contenidos apreciables de este elemento en ninguno de los dos tipos de piroxeno.

Texturalmente el CPX₂ parece posterior al CPX₁. Este hecho parece ser confirmado por los datos sobre composición química de ambos minerales. En efecto, los contenidos en Al₂O₃, TiO₂ y Na₂O, todos ellos elementos cuyo contenido aumenta en ese tipo de piroxenos con la presión y probablemente también con la temperatura (Brow, 1967), son sistemáticamente más elevados en los CPX₁ que en los CPX₂.

Anfíbol:

Se trata de un anfíbol de color verde pardo que se presenta, ya sea en cristales idiomorfos individuales, ya sea alrededor de los piroxenos (Foto 2). Su composición química (TABLA I) corresponde a un anfíbol de tipo ferro-edenita (cf. Leake, 1978) rico en TiO₂ y Na₂O (*). Dicha composición se sitúa claramente en el campo de los anfíboles ígneos del diagrama de Leake (1965) (Fig. 1). Frecuentemente los anfíboles de estas rocas suelen estar algo cloritizados.

Biotita:

Cristaliza a menudo alrededor de los opacos. Los cristales, hipidiomórficos, suelen estar algo corroídos por los minerales de la mesostasis y un poco cloritizados. En raras ocasiones suele estar en el interior de los anfíboles y alguna vez suele contener a estos últimos. Por su composición química (TABLA I) se trata de biotita s. str., intermedia entre los polos eastonita y siderofilita. Al igual que en el caso de los anfíboles y, tal como se observa en las Figs. 2 y 3, la biotita de estas rocas presenta una composición típica de biotita de rocas ígneas, bien diferente de las biotitas metamórficas. Según los diagramas de aquellas figuras, las biotitas estudiadas pudieron cristalizar en coexistencia con un anfíbol o con un piroxeno, lo cual concuerda con los datos texturales y la evolución petrogenética propuesta para estas rocas (cf. más adelante cristalización del anfíbol y del CPX₂).

Plagioclasas:

Se presentan en cristales tabulares subidiomorfos con zonación oscilatoria generalmente; poseen maclas complejas y asociaciones en «synneusis» (Foto, 1). Los núcleos (hasta An₈₀) muestran en numerosas ocasiones signos de resorción. Los bordes (oligoclasa) suelen ser en general alotriomorfos, mientras que los núcleos, si no existe resorción, son idiomorfos, lo cual traduce un cierto desarrollo de este mineral en el transcurso de la cristalización de la mesostasis. La cristalización de los bordes es posterior a la formación de los anfíboles y las biotitas, los cuales suelen estar incluidos en las plagioclasas, mientras que los núcleos, más cálcicos, son probablemente contemporáneos de la formación de los primeros piroxenos.

A diferencia de las anteriores, las plagioclasas que constituyen la mesostasis forman pequeños cristales ligeramente zonados (andesina-oligoclasa). Estos cristales, junto con el cuarzo y el feldespato potásico de la mesostasis, suelen corroer a menudo a los cristales más precoces.

Cuarzo:

Aparece en cantidad variable en forma intersticial, lo mismo que el **feldespato potásico**, no obstante, este último suele formar en ocasiones cristales alotriomórficos no maclados.

(*) Considerando todo el Fe de los anfíboles como Fe²⁺ y calculando la fórmula estructural sobre la base de 23 oxígenos, estos anfíboles presentan una composición claramente ferro-edenítica. No obstante, si se determina el Fe³⁺ indirectamente calculando la fórmula estructural sobre la base de Z + Y = 13 cationes, esto hace disminuir las cantidades de Ca + Na + K en la misma, con lo que el valor de (Na + K)_A es = 0,48, i.e. algo más bajo que el que señala Leake (1978) como límite (0,50) para denominar a estos anfíboles como ferro-edenitas.

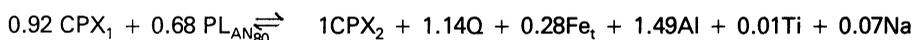
Los minerales accesorios son la ilmenita y el apatito; el zircón es bastante raro. Los minerales secundarios más frecuentes son: clorita, calcita, esfena, epidota y sericita.

Los dos análisis químicos de roca total de que disponemos (TABLA IV) se pueden comparar perfectamente con los publicados por Parga Pondal (1966, análisis 68D29, 68D11, 68D16) de enclaves básicos en las granodioritas sintectónicas de la serie de tendencia calcoalcalina de esta misma región y reflejan claramente el carácter más básico de estas rocas con relación a los granitoides de la serie mencionada. En efecto, estas rocas presentan contenidos netamente más elevados en FeO y MgO, así como en CaO y más débiles en Na₂O, K₂O y SiO₂ que los mencionados granitoides.

II.2. EVOLUCION PETROGENETICA

Estas rocas parecen haberse formado a partir de un magma básico en el que las primeras fases que cristalizan son los accesorios, zircón, apatito y óxidos de Fe y Ti; a continuación cristalizarían el piroxeno primario (ferro-augita) y la plagioclasa más básica. A partir de este momento tiene lugar una evolución, aún en el estado magmático que trae consigo la anfibolitización del piroxeno y la cristalización generalizada del anfíbol, probablemente al mismo tiempo que la biotita. A la vista de las relaciones texturales mutuas que presentan estas dos fases, es posible suponer que en el transcurso de la cristalización de las mismas se hayan producido variaciones de PH₂O, P_f y T; estas variaciones podrían ser asimismo eventualmente la causa de las zonaciones oscilatorias de las plagioclasas. Posteriormente, debe tener lugar una fase hidrotermal en el transcurso de la cual el anfíbol y la biotita se cloritizan y la plagioclasa se transforma en epidota y sericita.

La formación del segundo tipo de piroxeno, salita, parece anterior a la del anfíbol ya que aquel mineral aparece incluido en este último y en ocasiones conteniendo aún restos del primer piroxeno. Esto sugiere una reacción entre el piroxeno inicial y la plagioclasa básica para dar el segundo tipo de piroxeno, más rico en Ca y Si que el primero. Teniendo en cuenta las composiciones de los minerales analizados, ésta podría ser:



No obstante, como se puede observar, esto implicaría una importante liberación de Al y Fe_t y, dado que la plagioclasa debe hacerse un poco más ácida (Na liberado) y que no se observa la formación de ningún otro mineral capaz de aceptar esos elementos (no existe espinela) que no sea el anfíbol, es de suponer que parte de la Fe-edenita presente en la roca debe originarse en este momento. Esta transformación representaría desde un punto de vista metamórfico que el equilibrio entre cristales y magma pasa desde condiciones de facies granulíticas a facies anfibolíticas (Miyashiro, 1973).

La proximidad de estas rocas con los diques de microgranito de S. Pedro Mártir, así como las afinidades químico mineralógicas existentes entre estos dos grupos de rocas (cf. Gil Ibarra, 1980) y las características texturales de los gabros estudiados sugieren que estas rocas se intruyeron bastante cerca de la superficie. Estas condiciones de baja P_f favorecerían la formación del piroxeno (cf. Yoder & Tilley, 1962, sobre cristalización de magmas basálticos saturados en H₂O) a temperaturas relativamente altas (por encima del «líquidus»), mientras que a temperaturas más bajas y en las mismas condiciones de P_f, el anfíbol sería la fase estable siendo el piroxeno progresivamente reemplazado por un anfíbol relativamente pobre en Al y el CPX₂. Un proceso de cristalización similar a éste ha sido descrito por Haslam (1968) para el complejo subvolcánico de Ben Nevis (Escocia), sin embargo, en aquel caso no se detectó la formación de un segundo clinopiroxeno.

Todos estos hechos sugieren una evolución durante el emplazamiento de estos materiales, probablemente desde una región muy profunda hasta niveles relativamente superficiales, con un enfriamiento lo suficientemente lento como para permitir un reajuste mineralógico continuo en diferentes condiciones de T. Dicha evolución iría acompañada de una disminución de la P_f pero sobre todo de la T y quizás de una hidratación parcial al atravesar el encajan-

te (magma granítico o migmatitas). Esta hidratación, o más probablemente un aumento de $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ del magma debido a la cristalización de otras fases sería responsable de la formación de la biotita y del anfíbol y de una disminución de la temperatura de fusión, lo que explicaría los fenómenos de resorción observados en las plagioclasas. La contaminación química con el material encajante no debió ser muy importante ya que se puede observar que las biotitas de estas rocas muestran composiciones bastante diferentes, especialmente en cuanto al contenido en Al, de las de los metasedimentos y gneises migmatíticos o de las de las rocas graníticas.

Es importante señalar que la composición mineralógica de estas rocas difiere notablemente de la de los enclaves máficos de los granitoides tardíos de tendencia calcoalcalina o de la de estos mismos granitoides ya que éstos poseen plagioclasas más ácidas y nunca presentan anfíbol ni piroxeno en el área estudiada. Este hecho sugiere que los enclaves máficos podrían ser originados por acumulaciones de fases ferromagnesianas procedentes del magma granodiorítico o monzonítico, mientras que las rocas gabroicas estudiadas debieron formarse a partir de un magma básico más profundo, de características diferentes al que dió lugar a los granitoides de tendencia calcoalcalina (cuyo origen podría ser la fusión «seca» de material infracrustal, Gil Ibarra, 1979; cf. Capdevila et al., 1973, etc.), el cual debió ascender hasta el nivel actual de emplazamiento acompañando probablemente a las intrusiones granodioríticas y monzoníticas de la serie de tendencia calcoalcalina.

III. LOS STOCKS POST-TECTONICOS DE LA ZONA DE TAPIA-SALAVE

Estos materiales forman parte de la banda de granitoides postectónicos que aflora en la Zona Astur Occidental Leonesa con una disposición aproximada N-S. Se trata de tres pequeños stocks próximos entre sí y alineados aproximadamente en dirección E-W, en los que abundan las rocas de tipo gabro-diorítico con gran variación textural y mineralógica; en menor proporción aparecen granodioritas y cuarzo-dioritas para las que se han obtenido edades de 287 ± 8 M. A. ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial 0.7092, Suárez et al., 1978). Alrededor de estas rocas se desarrolla una aureola de metamorfismo de contacto que alcanza condiciones de la facies de las cornubianitas piroxénicas en las proximidades de los stocks. Tanto éstos como la aureola metamórfica son completamente discordantes con las estructuras de la zona a las que cortan casi perpendicularmente (Suárez & Suárez, 1970).

III.1. PETROGRAFIA Y GEOQUIMICA

En el estudio petrográfico realizado sobre estas rocas (Suárez & Suárez, 1970) han sido diferenciadas, además de granodioritas y cuarzo-dioritas, varios tipos de gabros teniendo en cuenta el índice de color, textura y abundancia (%) de cuarzo y feldespato potásico; entre éstos predominan los leucogabros y granogabros en porfiríticos, siendo a estos últimos a los que nos referiremos en el presente trabajo (Foto, 4). La composición mineralógica de las rocas estudiadas (TABLAS II y III) puede variar bastante para los diferentes componentes, sin embargo, presenta pocas variaciones en lo que se refiere a los totales de fases ferromagnesianas (piroxeno + biotita + anfíbol) y de feldespatos (feldespato potásico + plagioclasa). Las características más importantes de las fases principales son las siguientes:

Piroxenos:

Existen siempre fenocristales idiomórficos y microcristales de ortopiroxeno. En cuanto al clinopiroxeno, o no existe o es muy raro en las rocas estudiadas, mientras que suele ser muy abundante en los gabros de textura hipidiomórfica de tipo «acumulado». Los ortopiroxenos son del tipo hiperstena (TABLA III) presentando diferencias considerables en el contenido en Fe-Mg entre micro y fenocristales (relación $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}$ de 51.85 y 45.7% respectivamente). Los fenocristales pueden aparecer rodeados por biotita o anfíbol en algunos casos (Foto 5),

no obstante, la composición no varía apenas con respecto a los fenocristales no reaccionales ($Mg/Mg + Fe = 45.05$ y 46.22% respectivamente). En ningún caso se ha detectado una zonación composicional apreciable. El cálculo del Fe^{3+} siguiendo el método de Ryburn et al. (1976) no revela cantidades apreciables de este elemento.

Anfibol:

Los anfíboles parecen provenir de la recristalización de las fases ferromagnesianas anteriores. El anfíbol rodea al ortopiroxeno como remplazándolo al modo de una reacción sólido-sólido, siendo netos los contactos entre los dos minerales. Por otra parte, estos anfíboles presentan una composición bastante homogénea (TABLA III) de hornblendas edeníticas e incluso edenitas (cf., Leake, 1978) (*) que se sitúa claramente dentro del campo de las composiciones de los anfíboles ígneos (según Leake, 1965) (Fig. 1). Las variaciones de su quimismo son mínimas (no se han detectado zonaciones ni dominios de composición variable), lo cual podría significar que la transformación ortopiroxeno \longrightarrow anfíbol se efectúa cuando las posibilidades de evolución de su composición son mínimas, es decir, muy cerca del «solidus».

La formación de los anfíboles a partir de los piroxeno podría haberse efectuado según dos tipos de reacción: a) reacción cristalización, $opx + liq \longrightarrow anf$; b) reacción de hidratación, $opx + plag + Kfsp + H_2O \longrightarrow anf + Q$. La primera se produce por encima del «solidus» y la segunda por debajo; no obstante, teniendo en cuenta que el cuarzo y el feldespato potásico no aparecen hasta los últimos estadios de la cristalización, posteriormente a la hornblenda, es de suponer que estas hornblendas se formen antes del solidus, siendo la reacción de cristalización la más importante en estas rocas; esta reacción sería probablemente del tipo $opx + plag + opacos + liq_1 \longrightarrow anf + liq_2$.

Biotitas:

Las biotitas se forman en su mayor parte entre la aparición de la hornblenda y el «solidus». Constituyen un mineral siempre reaccional, formándose a expensas de los piroxenos (en proporción muy inferior se forma también a partir de los anfíboles que rodean a los piroxenos), de los opacos o de los minerales de la mesostasis (Fotos 6 y 7) (TABLA III, análisis Bi-III, Bi-II y Bi-I respectivamente). Se trata de biotitas s. str., intermedias entre los polos eastonita y siderofilita (más próxima a este último). Las diferencias de composición observadas entre los tres tipos de biotitas (asociadas a piroxenos, a opacos y no relacionadas con estos minerales) son mínimas. Existe una ligera variación del contenido en titanio, que aumenta desde biotitas no asociadas a un piroxeno a las biotitas formadas a partir de los minerales de la mesostasis, lo que significaría que la secuencia de cristalización de este mineral podría haber empezado por las biotitas no asociadas a ortopiroxenos ni opacos, en condiciones de temperatura más elevadas (Engel & Engel, 1960; Lindth, 1973). Las diferencias en el valor de $Mg/Mg + Fe$ no permiten confirmar estas hipótesis ya que se sitúan por debajo del error analítico. El hecho de que estas biotitas se sitúen en los diagramas de las Figs. 2 y 3 en o próximas al área de las biotitas que cristalizan en asociación con moscovita sugiere que su formación tuvo lugar a temperaturas más bajas que las biotitas de las rocas básicas de Finisterre (cristalización en asociación con anfíbol).

(*) En realidad, la cantidad de $(Na + K)_A$ es inferior a la que señala Leake (1978) como límite para clasificar estos anfíboles como hornblendas edeníticas o edenitas. Se han denominado así debido a que la cantidad de Fe^{3+} determinada al recalcular la fórmula estructural sobre la base de 13 cationes entre las posiciones Z + Y, es superior a la del Al^{VI} . En el supuesto de que esto fuese incorrecto, i.e. todo el Fe esté como Fe^{2+} , o bien Fe^{3+} sea menor que Al^{VI} , implicaría que los anfíboles considerados serían ferro-hornblendas a magnesio-hornblendas.

Plagioclasas:

Se trata de la fase predominante; constituye fenocristales idiomórficos a subidiomórficos de composición An_{58-75} , que muestran maclado complejo y frecuentes asociaciones en «synchronis», así como un zonado muy marcado de tipo oscilatorio o bien «patchy zoning» (Foto 4) y microlitos de composición An_{46-48} . Algunos fenocristales presentan a veces abundantes inclusiones de piroxenos y/o opacos finos desarrollando formas similares a las «teoblásticas» (Augusthitis, 1973).

El cuarzo y la ortosa forman junto con los microlitos de plagioclasa un agregado granular, de fino a extraordinariamente fino, que en algunos casos constituye verdaderos intercrecimientos micropegmatíticos.

El análisis químico de la roca total (TABLA IV) correspondiente a la facies gabroica con Opx-Bi-Anf sugiere, en el supuesto de que ambos magmas tengan un origen común, la existencia de un magma básico algo menos diferenciado que el correspondiente a las rocas gabroicas de la región de Finisterre (índice de diferenciación de 61.5 y 69.73 respectivamente, para valores comparables de SiO_2). La composición química de estas rocas será considerada de nuevo más adelante (véase discusión y conclusiones).

III.2. EVOLUCION PETROGENETICA

La presencia de rocas de composición granodiorítica (TABLA IV, análisis GRTP) asociadas espacialmente a las rocas gabroicas estudiadas podría estar relacionada con una acentuación del proceso de diferenciación mencionado más arriba, o bien como se ha sugerido en algunos casos para la existencia de la asociación de rocas básicas con rocas intermedias o ácidas, con algún fenómeno de hibridación de magmas básicos profundos con otros más ácidos y de origen meso o infracrustal (Capdevila et al., 1973). En cuanto a las rocas gabroicas objeto de este trabajo, parece evidente que éstas se han formado a partir de un magma básico en el que las primeras fases en cristalizar son los accesorios, circón, apatito y los óxidos de Fe y Ti. A continuación cristalizarían los piroxenos, aunque en dos estadios diferentes, lo que se traduce en diferencias notables en su composición química: Algunas de estas diferencias son correlacionables con los parámetros intensivos que controlan la cristalización del magma; e. g. la disminución del contenido en Al de los fenocristales a los microlitos representaría una disminución de la presión, mientras que la de Mg (y aumento de Fe) correspondería a una disminución de temperatura (Brown, 1967). Hay que señalar, no obstante, que los contenidos en Fe-Mg son más difíciles de correlacionar debido a la doble influencia de la temperatura y de la fugacidad del oxígeno. En efecto, en estas rocas la aparición de los opacos se produce durante la primera parte de la cristalización, lo que aumentaría la relación $MgO/MgO + FeO$ en el líquido residual debido a la utilización selectiva del Fe por aquellos minerales. No obstante, una gran parte de los opacos cristaliza al mismo tiempo que la pasta a partir del líquido residual, por lo que la evolución del contenido en Fe-Mg de los ortopiroxenos estaría controlada por la proporción relativa de piroxenos y opacos que cristalizan en un momento dado, así como por la velocidad de precipitación relativa de estas dos fases. Por otra parte, los ortopiroxenos presentan, junto con el enriquecimiento en Fe, una disminución del contenido en Ca. Este hecho puede explicarse, bien por una cristalización rápida (Kuno, 1955) o bien por un empobrecimiento del líquido en Ca como resultado de la cristalización de la plagioclasa básica. En el primer caso lo que sucede es que el Fe^{3+} puede substituir al Si en las posiciones tetraédicas y las distorsiones resultantes en la red pueden favorecer la de Fe-Mg por Ca; sin embargo esta afirmación de Kuno se basa en que la suma $Al + Si + Ti$ no ocupa plenamente las posiciones tetraédicas, debiendo entrar algo de Fe^{3+} en esa posición. No obstante, en los piroxenos estudiados, la suma $Al + Si$ siempre es mayor que dos, por lo que la disminución de Ca debe estar relacionada probablemente con la existencia de un líquido empobrecido en dicho elemento. Dicho empobrecimiento puede ser local si la difusión en el líquido es baja comparada con la velocidad de crecimiento de los piroxenos o puede ser general en el caso de una cristalización fraccionada con equilibrio de la distribución de Fe, Mg y Ca entre material cristalizado y mag-

ma. En estas rocas las condiciones de empobrecimiento local no pueden ser totalmente descartadas, pero por el momento no es posible probar en que medida influyen en la disminución del Ca en los piroxenos, mientras que parece evidente que la formación de las plagioclasas es fundamental en la disminución de Ca en el magma residual, ya que esta fase cristaliza en gran medida entre la formación de los fenocristales y la de los microlitos de ortopiroxeno.

La cristalización del anfíbol tiene lugar posteriormente a la de los fenocristales de ortopiroxeno según una reacción del tipo indicado más arriba. Una característica importante de las hornblendas así formadas puede derivarse de este tipo de formación, se trata del contenido en Al^{VI} . En efecto, la correlación de este contenido con los parámetros P y T parece bastante discutible por el momento (Leake, 1971; Holloway & Burham, 1972, Chaumereuil, 1975; etc.), mientras que como muestran Wenk et al. (1974) el carácter aluminico de las rocas parece ser fundamental en cuanto al contenido en Al^{VI} de los anfíboles. En nuestro caso, el contenido elevado en Al^{VI} podría indicar una riqueza del medio en aluminio durante la cristalización magmática (aún hay formación de fases ricas en Al como feldespato potásico y plagioclasa después de los anfíboles) que al no poder ser absorbido totalmente por la sustitución Si-Al en la posición Z da lugar a la entrada de Al en la posición octaédrica.

Por último cristalizarían las biotitas, ya muy cerca del «solidus» tal como se ha indicado anteriormente y la pasta cuarzo-feldespática, a veces de tipo granofídico.

IV. DISCUSION Y CONCLUSIONES

La comparación de las rocas gabroicas procedentes de la zona de Finisterre con las de Tapia-Salave revela una serie de diferencias petrológicas y geoquímicas importantes.

Así por ejemplo, aun cuando los dos tipos de rocas parecen haberse emplazado en condiciones más bien superficiales y presentan un orden de cristalización similar (típico para magmas básicos saturados en H_2O cristalizando en estas condiciones, cf. Yoder & Tilley, 1962), que dá lugar a la formación de piroxeno en primer lugar y de anfíbol a continuación, existe una diferencia notable en el hecho de que las de la región de Finisterre parecen haber sufrido un episodio intermedio de cristalización en condiciones de alta temperatura (formación de piroxeno tipo salita) con anterioridad a la formación generalizada de anfíbol. La ausencia de este episodio en el sector de Tapia indicaría probablemente un ascenso más rápido del magma básico el cual no tendría tiempo de reajustarse para las condiciones de P,T de la parte media de la Corteza.

Ambos tipos de rocas han evolucionado hacia la formación de asociaciones estables en facies de las anfíbolitas con biotita-anfíbol; sin embargo, las composiciones de los minerales respectivos muestran que este proceso debió tener lugar a T más elevada en la zona de Finisterre que en la de Tapia. En efecto, los anfíboles de las rocas gabroicas de Galicia son sistemáticamente más ricos en Na + K y en Ti para valores comparables de Na_2O , K_2O y TiO_2 de roca total, proyectándose en el diagrama de Zakrutkin (1968) en el campo de las facies granulíticas, mientras que en los de la zona de Tapia se proyectan en el campo de la facies de las anfíbolitas (Fig. 4). El contenido en Al (Al^{IV} y Al^{VI}) es menos revelador en este caso, ya que existen diferencias considerables en cuanto al contenido en Al_2O_3 en roca total (15.5% ox. Finisterre y 17.04% ox. Tapia). Debido a la falta de datos sobre la fO_2 en ambas rocas durante la formación de los anfíboles, no se ha podido verificar esta hipótesis por medio de los diagramas experimentales de Spear (1976) sobre la composición de los anfíboles cálcicos como función de T, P_{H_2O} y fO_2 . No obstante, es posible utilizar otros datos que permiten confirmar esta suposición. Así por ejemplo las biotitas de Finisterre son más ricas en Ti que las de Tapia para valores comparables de TiO_2 en roca total e incluso en $Mg/Mg + Fe$ aún cuando el valor de $MgO/MgO + FeO$ en roca total es más bajo en el caso de Finisterre (hay que señalar que según Kwak, 1968, en realidad es el contenido en $Al^{VI} + Ti$ el que aumenta con la temperatura; este valor es más alto en el caso de las biotitas de Tapia, no obstante, en este caso el alto contenido en Al tanto de este mineral como del anfíbol podría estar relacionado con un enriquecimiento del magma en alúmina tal como ya se indicó anteriormente para el caso de los anfíboles).

Otro dato que puede sernos útil es el valor del coeficiente de distribución del Mn entre biotita y anfíbol (calculado como $X^{A/Mn}/X^{Bi/Mn}$, siendo $X_{Mn} = Mn / Mn + Mg + Fe$, cf. Gorbatshev, 1969) el cual aumenta con la temperatura (Saxena, 1968 c; Gorbatshev, 1969; Stephenson, 1977). En el caso de las rocas de Finisterre los datos petrográficos sugieren una cristalización prácticamente simultánea y por lo tanto en equilibrio de biotita y anfíbol. En el caso de las de Tapia, esto no debe ser del todo cierto como lo prueba la variación de la composición de las micas; no obstante, dado que la diferencia en el tiempo no debe ser muy importante se puede suponer que sus composiciones no reflejan condiciones muy alejadas del equilibrio. Se han calculado pues los K_D considerando, a) que el Fe, de los anfíboles es Fe^{2+} (K^{A-Bi}) y b) tras determinar Fe^{3+} recalculando la fórmula estructural sobre la base $Z + Y = 13$ cationes (K'^{A-Bi}). Los resultados son los siguientes:

— Finisterre

$$K_D = 1.213$$

$$K'_D = 1.271$$

— Tapia,

$$K_D(A-Bi I) = 0.907$$

$$K'_D(A-Bi I) = 0.980$$

$$K_D(A-Bi II) = 1.030$$

$$K'_D(S-Bi II) = 0.982$$

$$K_D(A-Bi III) = 1.061$$

$$K'_D(A-Bi III) = 1.115$$

Como puede observarse, los valores son sistemáticamente más bajos en el caso de las rocas de Tapia lo que concuerda con la hipótesis de su cristalización a T más baja que las de Finisterre.

Suponiendo un origen similar para ambos tipos de rocas, la formación de asociaciones de más alta temperatura durante este estadio de la cristalización del magma en la zona de Finisterre podría traducir la existencia de un encajante a T más elevada que en la zona de Tapia, ya que al existir una menor cesión de calor a partir del magma básico se formarían minerales estables a temperatura más alta.

Este hecho no presupone condiciones más superficiales de emplazamiento para los materiales de la región de Tapia dado que al haber existido un metamorfismo regional de mucha más intensidad en la región de Finisterre, el período de descenso de temperatura debió durar mucho más allí que en el sector de Tapia. De hecho, el tipo de yacimiento observado (asociadas a filones de microgranitos las de Finisterre y con frecuentes texturas subvolcánicas las de Tapia) no permite distinguir claramente el nivel de emplazamiento de ambos magmas.

Una hipótesis alternativa aunque no incompatible con relación a lo mencionado más arriba (ascenso más lento y encajante a T más elevada en el caso de Finisterre) se derivaría de la suposición de que los magmas considerados no son del mismo tipo. A este respecto cabe señalar que, para contenidos similares en SiO_2 , las rocas de Tapia presentan un contenido más alto en Al_2O_3 , CaO , FeO y MgO y más bajos en Fe_2O_3 y K_2O . Por otra parte considerando el conjunto de datos disponibles sobre composición química de roca total (TABLA IV), se puede observar que, aunque todas las rocas estudiadas se sitúan dentro del campo de las series subalcalinas (según Irvine & Baragar, 1971; Fig. 5), las de Finisterre (los gabros aquí estudiados y las rocas del centro del filón anular relacionado con éstos; Gil Ibarguchi, 1980) se sitúan en el campo de las series de basaltos alcalinos en el diagrama $SiO_2/K_2O + Na_2O$ de Kuno (1966) (una muestra se sitúa en el límite con los basaltos ricos en alúmina), mientras que las de Tapia (facies gabroica con $Opx-Bi-Anf$ y facies granodiorítica asociada) lo hacen en el de los basaltos ricos en alúmina (Fig. 5). Esta separación estaría de acuerdo con las diferencias existentes en cuanto a los contenidos en álcalis de los piroxenos y anfíboles de ambas rocas, los cuales son sistemáticamente más elevados en el caso de las de Finisterre ($(Na + K)_{Cpx1} = 0.128$, $(Na + K)_{Anf} = 0.775$; Tapia, $(Na + K)_{Opx} = 0.023$, $(Na + K)_{Anf} = 0.425$).

Si esta distinción fuese cierta, significaría, en primer lugar que los magmas básicos de la región de Finisterre tienen un origen más profundo que los de la zona de Tapia, por lo que la formación de minerales de temperatura más elevada no estaría necesariamente relacionada con la existencia de un encajante a temperatura más alta que en la zona de Tapia; en segundo lugar, si estos magmas tienen su origen durante la Orogénesis Hercínica, que la composición de los magmas ha ido variando, dando más superficiales hacia el E y más profundos hacia el W.

Los datos de que disponemos sobre la composición mineralógica no permiten confirmar de un modo preciso la distinción mencionada, ya que mientras que en las rocas de Tapia son muy abundantes las facies con ortopiroxeno o con orto y clinopiroxeno en algunos casos (Suárez & Suárez, 1970), en las de Finisterre solamente se observa clinopiroxeno que pasa de Fe-augita a salita. Los magmas basálticos de afinidades alcalinas se caracterizan precisamente por presentar un solo tipo de piroxeno (clinopiroxeno), sin embargo, en los calcoalcalinos, pueden existir inicialmente dos piroxenos (orto y clinopiroxeno) quedando al final un clinopiroxeno del tipo Fe-augita que se transforma por último en hedembergita. Es decir, el magma básico de la región de Finisterre podría corresponder a un magma basáltico de afinidad alcalina o bien a un magma basáltico calcoalcalino similar al de Tapia aunque más diferenciado (cf. más arriba índices de diferenciación). Evidentemente, son necesarios más datos para establecer una conclusión definitiva sobre la existencia de estos dos tipos de magmas, por lo que las anteriores hipótesis han de ser consideradas con la máxima precaución.

AGRADECIMIENTOS:

Este trabajo fue efectuado, en parte, durante la realización de la Tesis Doctoral de uno de los autores. Agradecemos al Prof. J. Lameyre de la Universidad de París VI la colaboración prestada para la realización de dicha Tesis y de los análisis presentados correspondientes a la zona de Finisterre (así como los de los minerales de la zona de Tapia, todos ellos analizados con la microsonda CAMECA MS46 de aquella Universidad) y al Dr. F. Bea de la Universidad de Salamanca por la realización de los análisis de las rocas de Tapia. También deseamos agradecer al Dr. F. J. Martínez de la Universidad Autónoma de Barcelona la lectura crítica del primer manuscrito de este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- AUGUSTITHIS, S. S., (1973). Atlas of the textural patterns of granites, gneisses and associated rock types. Elsevier Pub. Co. 378 pp.
- BROWN, G. M., (1967). Mineralogy of basaltic rocks. In «Basalts». Interscience Publishers., 103-162.
- CAPDEVILA, R., CORRETGE, L. G., FLOOR, P. (1973). Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique. Bull. Soc. Géol. Fr., Série 7, XV, 209-228.
- CHAUMEREUIL, C., (1975). Le massif subvolcanique tardihercynien de Villaviciosa de Cordoba (Espagne du Sud). Thèse 3^{ème} cycle. Univ. de Paris VI, 174 pp.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J., (1963). Rock forming minerals. J. Willey. 5 vol.
- ENGEL, A. E. G., ENGEL, C. G., (1960). Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss northwest Adirondack Mountains, New York. II. Bull. Geol. Soc. Am., 71, 1-58.
- GAGNY, C., (1968). Petrogenèse du granite des Crêtes (Vosges méridionales). Thèse, Univ. de Nantes.
- GIL IBARGUCHI, J. I., (1979). Metamorfismo y plutonismo en la región de Muxía-Finisterre (NW España). Tesis, Univ. Autónoma de Barcelona, 220 pp.
- GIL IBARGUCHI, J. I., (1980). Petrología y geoquímica de las rocas filonianas de la región Muxía-Finisterre (Galicia, NW España). Acta Geol. Hisp., XV, 1-7.
- GORBATSCHEV, R. (1969). Element distribution between biotite and Ca-amphibole in some igneous or pseudo-igneous plutonic rocks. N. Jb. Miner. Abh., 111, 3, 314-342.
- HASLAM, H. W., (1968). The crystallization of intermediate and acid magmas at Ben Nevis, Scotland. Jour. of Petrol., 9, 1, 84-104.
- HOLLOWAY, J. R., BURHAN, C. W., (1972). Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. Jour. of Petrol., 13, 1-29.
- IRVINE, T. R., BARAGAR, W. R. A., (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci., 8, 513.
- KRETZ, R., (1959). Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of S. W. Quebec with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals. J. Geol., U. S. A., 67, 371-402.
- KUNO, H., (1955). Ion substitution in the diopside-ferropigeonite series of clinopyroxenes. Am Miner., 40, 70-93.
- KUNO, H., (1966). Lateral variation of basaltic magma type across continental margins and island arcs. Bull. Volcanol., XXIX, 195-222.
- KWAK, T. A. P., (1968). Titanium in biotite and muscovite as an indication of metamorphic grade in almandine amphibolite facies from Sudbury, Ontario. Geochim. and Cosmoch. Acta, 32, 1222-1229.
- LEAKE, B. E., (1965). The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism. In «Controls of metamorphism». Oliver & Boyd Ed., 299-318.
- LEAKE, B. E., (1971). On aluminous and edenitic hornblendes. Miner. Magaz, 38, 296, 389-407.
- LEAKE, B. E., (1978). Nomenclature of amphiboles. Miner. Magaz., 42, 533-563.
- LINDTH, A. (1973). Relations between iron-titanium oxide mineral and silicate minerals in a dolerite intrusion. N. Jb. Miner. Abh., 120, 31-50.
- MIYASHIRO, A., (1973). Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin Ltd. Ed., 492 pp.
- NOCKOLDS, S. R., (1947). The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. Amer. J. of Sc., 245-401.
- PARGA PONDAL, I., (1966). Datos geológico-petrográficos de la provincia de La Coruña. Trab. Lab. Geol. de Lage, 46 pp.
- RYBURN, R. J., RAHEIM, A., GREEN, D. H., (1976). Determination of the P,T paths of natural eclogites during metamorphism-record of subduction. Lithos, 9, 161-164.
- SAXENA, S., (1968 c). Nature of mixing in ferromagnesian silicates and the significance of the distribution coefficient. N. Jb. Miner. Mh., 8, 275-286.
- SPEAR, F. S., (1976). Ca-amphibole composition as a function of temperature, fluid pressure and oxygen fugacity in a basaltic system. Carnegie Inst. Washington Yearbook, 75, 775-779.
- STEPHENSON, N. C. N., (1977). Coexisting hornblendes and biotites from Precambrian gneisses of the south coast of Western Australia. Lithos, 10, 9-27.
- SUAREZ, O., SUAREZ, V., (1970). Sobre las rocas plutónicas de la zona de Tapia (Asturias, España). Bol. Geol. y Min., LXXXI, 157-163.
- SUAREZ, O., RUIZ, S., GALAN, J., VARGAS, I., (1978). Edades Rb/Sr de granitoides del Occidente de Asturias (NW España). Trab. de Geol. Univ. de Oviedo., 10, 437-442.

- WENK, E., SCHWANDRE, H., STERN, W., (1974). On calcic amphiboles and amphibolites from the Lepontine Alps. Schw. Petr. Mitt., 54, 1, 97-149.
- YODER, H. S., TILLEY, C. E., (1962). Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. Jour. of Petrol., 3, 342-532.
- ZAKRUTKIN, V. V., (1968). The evolution of amphiboles during metamorphism. Zap. Uses. Mineral. Obsch., 96, 1, 13-23.

TABLA I

ANÁLISIS QUÍMICOS DE LOS MINERALES DE LAS ROCAS IGNEAS BÁSICAS DE FINISTERRE

	B71	P171	PI171	AM71
Na ₂ O	0.31	1.35	0.37	2.02
MgO	8.87	9.01	8.40	7.61
Al ₂ O ₃	13.88	3.52	0.68	6.78
SiO ₂	36.56	50.26	52.83	44.51
K ₂ O	9.38	0.53	0.09	0.82
CaO	0.29	11.17	23.74	10.39
TiO ₂	3.71	0.71	0.18	1.30
MnO	0.51	0.80	0.49	0.59
FeO _t	22.31	22.63	12.31	3.32 - Fe ₂ O ₃ 19.50 - FeO
TOTAL	95.81	99.99	99.09	96.84

Fórmula estructural, biotita O = 22, piroxenos O = 6, anfíbol Z + Y =
= 13 cationes

Si	5.659	1.952	2.029	6.880
Al ^{IV}	2.341	0.048		1.120
Mg	2.046	0.522	0.481	1.755
Al ^{VI}	0.191	0.113	0.030	0.115
Ca	0.048	0.465	0.976	1.718
Ti	0.432	0.021	0.005	0.148
Mn	0.067	0.026	0.016	0.074
Fe _t	2.888	0.735	0.395	---
Na	0.093	0.102	0.027	0.604
K	1.852	0.026	0.004	0.158
				0.390 - Fe ³⁺
				2.516 - Fe ²⁺

B71: biotitas.

P171: CPX₁

PII71: CPX₂

AM71: anfíboles.

TABLA II

ANALISIS MODALES DE LAS ROCAS IGNEAS BASICAS DE TAPIA

	T-97	T-02	T-03	T-32	T-38	T-95	9-T
Plagioclasa	52,7	49,9	39,3	44,9	48,8	59,7	53,1
Cuarzo	13,3	17,3	16,2	15,6	17,5	15,1	9,7
Feldes K	9,8	10,5	15,4	12,4	8,7	4,6	10,7
Biotita	8,9	6,9	4,1	9,4	6,2	13,7	14,2
Ortopirox.	11,6	10,8	20,3	6,4	12,5	4,3	7,3
Anfibol	0,5	--	0,3	9,1	2,-	3,5	3,8
Clorita	--	--	--	0,4	0,6	0,8	0,6
Opacos	2,4	2,1	4,-	1,6	3,2	0,8	0,5
Apatito	0,3	0,4	0,4	0,2	0,4	0,3	0,1

TABLA III

ANÁLISIS QUÍMICOS DE LOS MINERALES DE LAS ROCAS IGNEAS BÁSICAS DE TAPIA

	Bi-I	Bi-II	Bi-III	Opx-I	Opx-II	Opx-III	Anf.
Na ₂ O	--	--	--	0.26	0.23	0.22	0.63
MgO	4.28	4.46	4.73	17.12	17.68	15.28	9.65
Al ₂ O ₃	20.88	20.71	20.43	1.31	1.16	0.82	8.36
SiO ₂	36.72	37.92	37.92	51.96	52.65	50.87	44.75
K ₂ O	9.97	9.70	9.57	0.12	0.12	0.11	1.10
CaO	--	--	--	1.45	1.56	1.15	11.54
TiO ₂	3.15	3.00	2.96	--	--	--	1.72
Cr ₂ O ₃	1.40	1.52	1.36	1.30	1.32	1.66	--
MnO	0.44	0.40	0.40	0.55	0.47	1.27	0.51
FeO _t	19.57	18.83	18.71	26.04	24.75	28.80	4.54-Fe ₂ O ₃ 14.45-FeO
TOTAL	96.42	95.93	96.09	100.37	99.93	100.22	97.25
Fórmula estructural (O=22) ; (O = 6) ; (z+y=13)							
Si	5.26	5.605	5.678	1.988	1.994	1.974	6.749
Al ^{IV}	2.474	2.395	2.329	0.012	0.006	0.026	1.251
Al ^{VI}	1.222	1.265	1.265	0.038	0.045	0.012	0.235
Fe	2.453	2.356	2.332	0.823	0.781	0.934	--
Mg	0.965	1.005	1.060	0.976	1.004	0.886	2.165
Mn	0.055	0.050	0.048	0.017	0.015	0.042	0.063
Ti	0.356	0.424	0.330	--	--	--	0.199
Cr	0.165	0.178	0.150	0.038	0.039	0.052	--
Ca	--	--	--	0.058	0.062	0.048	1.866
Na	--	--	--	0.017	0.016	0.016	0.181
K	1.914	1.859	1.826	0.005	0.005	0.006	0.208
							0.516-Fe ³⁺ 1.821-Fe ²⁺

Bi-I : biotitas de la matriz, no asociadas a ortopiroxenos ni a opacos;

Bi-II: biotita asociada a ortopiroxenos y Bi-III : con opacos.

Opx-I y Opx-II: Fenocristales de ortopiroxeno no reaccionales (I) y reaccionales(II)

Opx-III: Microcristales de ortopiroxeno.

Anf: anfíboles

TABLA IV

ANÁLISIS QUÍMICOS DE LAS ROCAS ÍGNEAS BÁSICAS DE FINISTERRE Y TAPIA

	71 C	71 B	71 A	L A M	TP-GB	TP-GR
SiO ₂	54,49	61,89	69,07	67,45	60,64	67,85
TiO ₂	1,11	0,97	0,33	0,30	1,23	0,58
Al ₂ O ₃	16,12	15,15	15,11	13,93	17,04	15,52
Fe ₂ O ₃	2,47	2,79	2,20	2,94	0,61	1,23
FeO	3,94	3,70	1,48	1,31	5,13	2,38
MnO	0,10	0,10	0,08	0,07	0,12	0,05
MgO	4,49	1,87	0,25	0,49	2,80	1,46
CaO	6,97	3,28	1,09	1,38	4,34	2,31
Na ₂ O	3,05	3,64	3,68	3,61	3,63	3,61
K ₂ O	2,17	3,93	5,74	5,04	3,01	3,85
P ₂ O ₅	0,20	0,40	0,03	0,21	0,40	0,26
H ₂ O ⁺	2,84	0,84	0,67	1,49	0,91	0,71
H ₂ O ⁻	0,35	0,33	0,16	0,58		
TOTAL	98.30	98.89	99.39	98.80	99.36	99.81

Normas CIPW

Or	12.82	23.23	33.92	29.79	17.96	23.09
Ab	25.81	30.80	31.14	30.55	31.03	31.01
An	23.89	13.39	5.21	5.49	19.13	9.93
Q	7.79	15.70	22.84	24.06	12.51	24.95
Hy	11.13	7.72	1.13	1.22	14.25	6.22
Di	7.52	0.03	-	-	-	-
Ap	0.46	1.02	0.07	0.49	0.95	0.62
Ilm	2.11	1.84	0.63	0.57	2.36	1.12
Cor	-	-	0.93	0.53	0.88	1.21
Mt	3.58	4.05	3.19	3.48	0.89	1.81
Hem	-	-	-	0.47	-	-

71C,71B: rocas gabroicas de Finisterre.

71A,LAM: parte central del filón anular de microgranito asociado a las rocas gabroicas de Finisterre.

TP-GB: roca gabroica de Tapia.

TP-GR: facies granodiorítica asociada a las rocas gabroicas de Tapia.

FOTO 1: Aspecto microscópico de las rocas básicas de Finisterre.

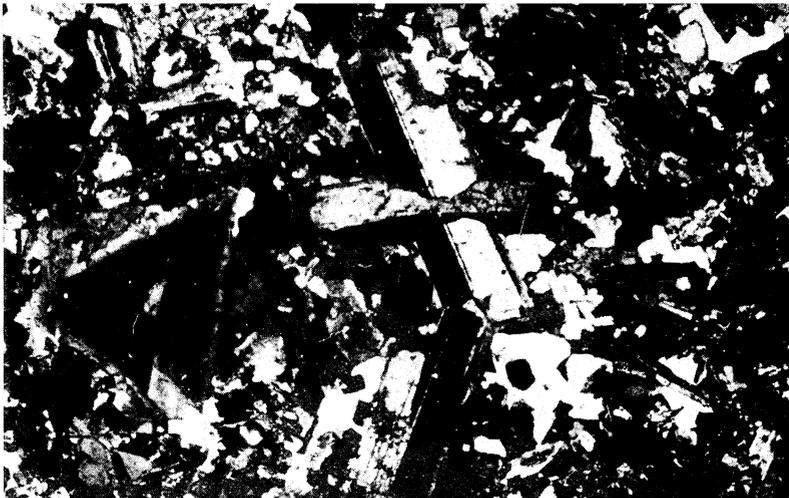


FOTO 2: Desarrollo de anfíbol alrededor de CPX₁. Gabros, Finisterre.

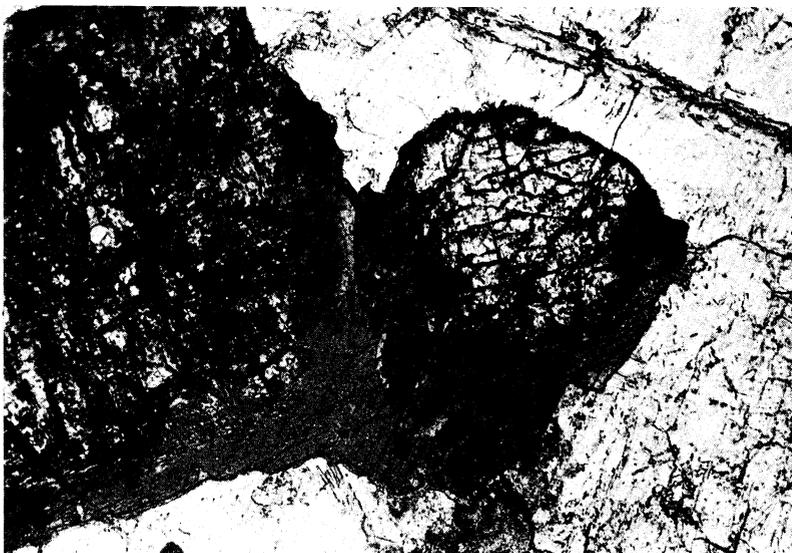
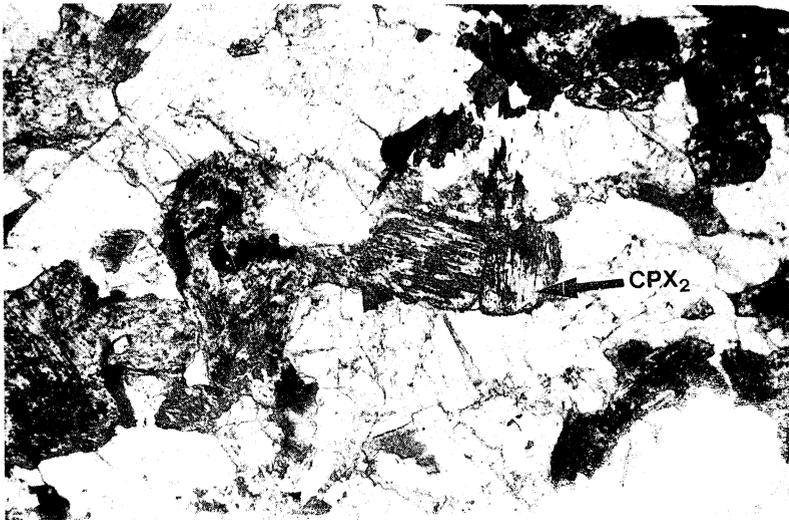


FOTO 3: Aspecto fibroso del CPX₂. Gabros, Finisterre.



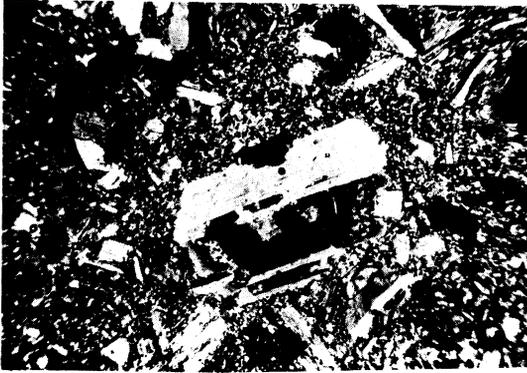


FOTO 4: Fenocristal de plagioclasa zonado y aspecto de la microestructura. L. P. \times 35. Rocas básicas de Tapia.

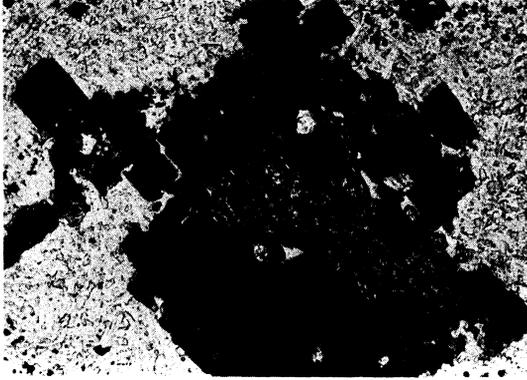


FOTO 5: Hiperstena reaccional englobada por biotita. L. N. \times 104. rocas básicas de Tapia.

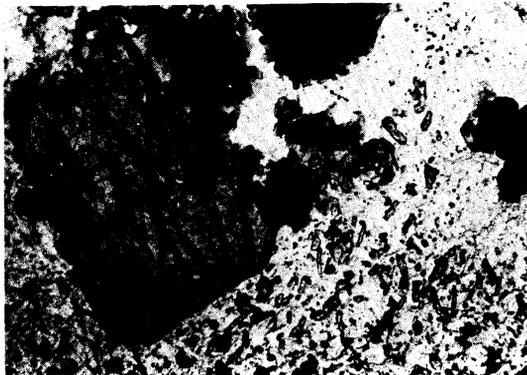


FOTO 6: Biotitas asociadas a opacos y a fenocristal de hiperstena. L. N. \times 104. Rocas básicas de Tapia.



FOTO 7: Aspecto que presenta la biotita de la pasta en algunas de las rocas estudiadas, mostrando una aureola en la que faltan opacos y microlitos de ortopiroxeno. L. N. \times 104.

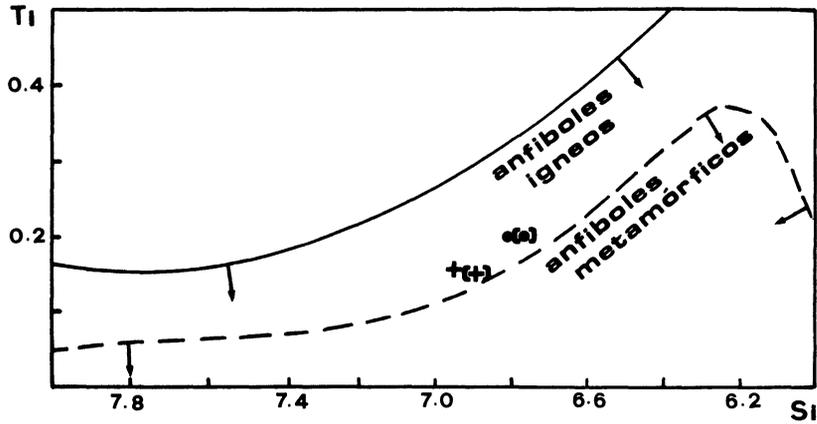


Fig. 1: Variación del contenido en Si y Ti de los anfíboles (según Leake, 1965). Símbolos: +, anfíboles de Finisterre; (+), anfíboles de Finisterre, recalculando la fórmula estructural para el Fe^{3+} (véase texto); •, anfíboles de Tapia; (•), anfíboles de Tapia, recalculando la fórmula estructural para el Fe^{3+}

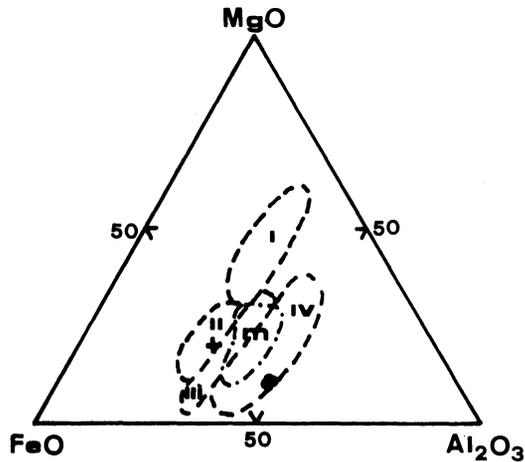


Fig. 2: Diagrama esquemático mostrando las relaciones entre la composición de las biotitas y sus asociaciones paragenéticas en las rocas ígneas (Nockolds, 1947) y metamórficas (Deer et al., 1963; Kretz, 1964; Engel & Engel, 1960). I - biotitas asociadas a piroxeno o a olivino; II - biotitas asociadas a anfíbol; III - biotitas solas; IV - biotitas asociadas a moscovita; M - biotitas de rocas metamórficas. + biotitas de Finisterre; • biotitas de Tapia.

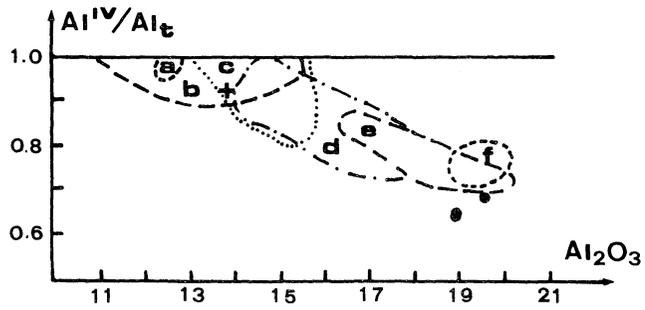


Fig. 3: Variaciones del contenido en Al_2O_3 con la relación Al^{IV}/Al_T en la fórmula estructural de las biotitas, relación con sus paragénesis (según Gagny, 1968). A biotita-olivino, B biotita-piroxeno, C biotita-hornblenda, D biotita sola, F biotita-moscovita, E biotitas de las rocas metamórficas. + biotitas de Finisterre; • biotitas de Tapia.

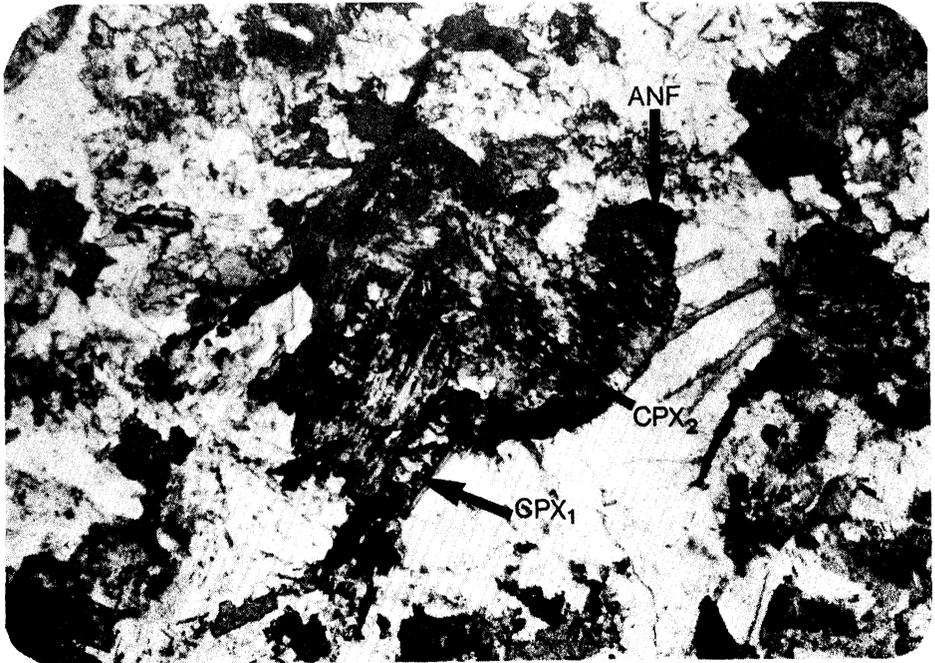


Figura 3': CPX₁ relicto en el CPX₂ con desarrollo de anfíbol alrededor de este último (cf. texto).

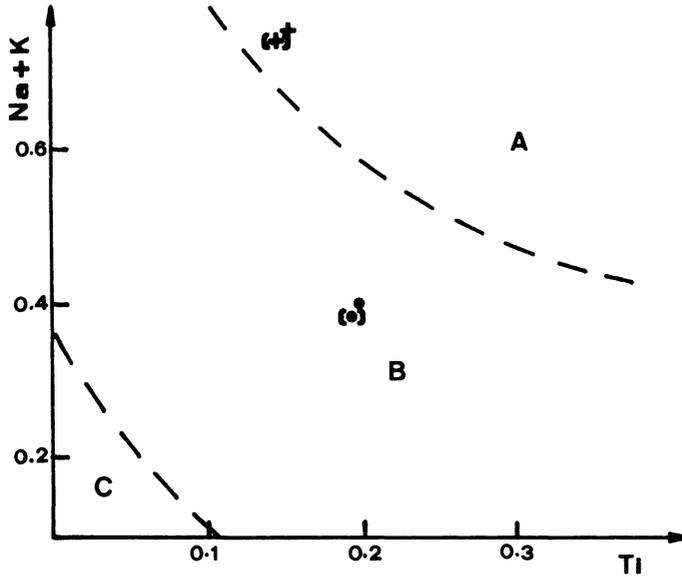


Fig. 4: Evolución de las composiciones de los anfíboles en el diagrama $\text{Na} + \text{K}/\text{Ti}$ de Zakrutkin (1968). Los mismos símbolos que en la Fig. 1. A facies de las granulitas; B facies de las anfíbolitas; C facies de los esquistos verdes.

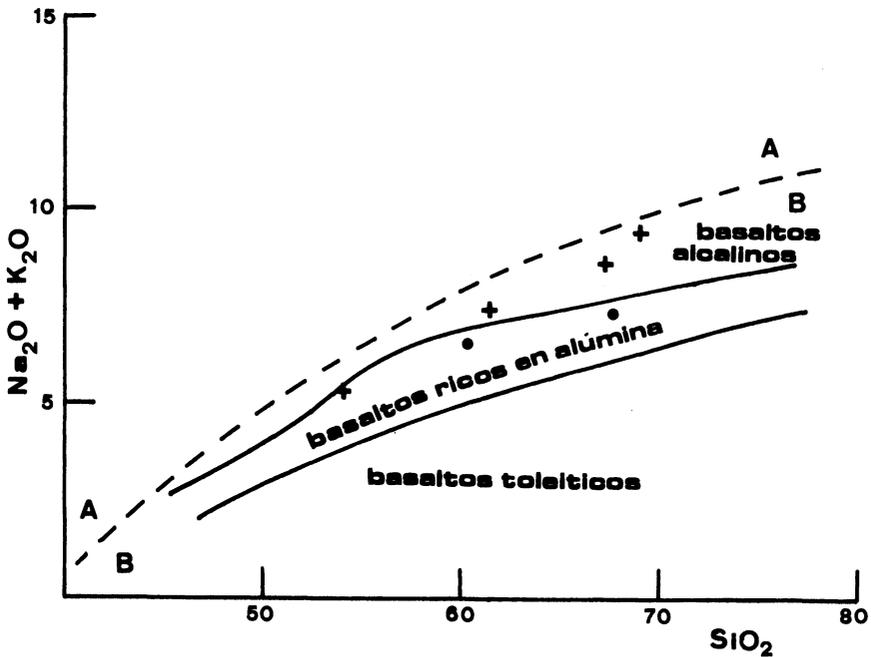


Fig. 5: Composición de las rocas de Finisterre (+) y Tapia (•) en el diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$. Delimitación de los tres tipos de basaltos según Kuno (1966). La línea de puntos separa las series alcalinas (A) de las subalcalinas (B) según Irvine & Baragar (1971).