

# LOS ENCLAVES CUARCÍTICOS DEL STOCK GABRODIORÍTICO DE PORCIA (ASTURIAS)

D. ARIAS Y O. SUAREZ

TRABAJOS DE G E O L O G I A Arias, D. y Suárez, O. (1984).—Los enclaves cuarcíticos del stock gabrodiorítico de Porcia (Asturias). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 14, 5-15.



En el stock gabrodiorítico de Porcia, perteneciente al grupo de granitoides calcoalcalinos posttectónicos, aparecen diversos tipos de enclaves de origen sedimentario e ígneo. Entre los primeros, los más abundantes son los de naturaleza cuarcítica, caracterizados por estructuras concéntricas en las que se pueden diferenciar varias zonas: Núcleo cuarcítico, Franja feldespática interna, Corona de minerales coloreados (anfíbol  $\pm$  piroxeno) y Franja feldespática externa (ocasional). Estos enclaves derivan de los materiales cuarcíticos del encajante metamórfico, que han sufrido un proceso de fusión parcial o total, englobados por la intrusión ígnea.

Some kinds of enclaves of sedimentary and igneous origin can be found in the gabrodioritic stock of Porcia, this belonging to the post-tectonic calc-alkaline granitoids. Among the former, the most frequent are those of quartzitic nature, characterized by concentric structures with different zones: Quartzitic core, Inner feldspathic band, Coloured mineral ring (amphibol  $\pm$  pyroxene) and Outer feldspathic band (not always present). These enclaves proceed from quartzitic materials from the metamorphic host rock, which have suffered a partial or total melting process in the igneous intrusion.

*D. Arias, E.X.M.I.N.E.S.A. Piedrafita del Cebrero. Lugo. O. Suárez, Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad de Oviedo. Manuscrito recibido el 7 de mayo de 1984.*

## INTRODUCCION

Entre la localidad de Tapia de Casariego (Asturias) y el Río Porcia, limitados al norte por el Mar Cantábrico, aparecen tres pequeños stocks muy próximos entre sí, alineados en dirección aproximadamente E-W. De naturaleza calcoalcalina muestran un carácter híbrido muy marcado, estando constituidos por rocas muy variadas textural y mineralógicamente, desde gabros y dioritas a granodioritas, más frecuentes estas últimas en el stock de Salave de mayor extensión (Suárez 1970).

Geológicamente se encuentran dentro de la Zona Asturoccidental-Leonesa, en el dominio del Navia y alto Sil (Marcos 1973). Están emplazados en materiales epimetamórficos de edad Cámbrica-Ordovícica (Serie de los Cabos y Formación Ageira), de naturaleza pelítica o grauváquica con frecuentes intercalaciones cuarcíticas, desarrollando una aureola de contacto con paragénesis típicas de la facies de las corneanas piroxénicas en las zonas próximas a los materiales ígneos. Tanto la aureola como el

conjunto de los tres stocks son discordantes con las estructuras hercinianas de la zona (la más importante es el cabalgamiento de Los Ocosos), a las que cortan casi perpendicularmente. Para la granodiorita de Salave se ha obtenido una edad de  $287 \pm 8$  M.A. ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial = 0,7092) según Suárez *et al.* (1978). Aunque con características muy particulares, entre las que destaca la frecuencia de ortopiroxenos tipo hiperstena, podrían ser comparables a las granodioritas tardías de Capdevila (1969) pertenecientes a la denominada Serie Calcoalcalina. Como es característico en el magmatismo plutónico calco-alcalino aparecen diversos tipos de enclaves aunque en general son poco abundantes.

El stock de Porcia, el más oriental de los tres, tiene una superficie inferior a 1 Km<sup>2</sup>. Limitado por la margen izquierda del río y en gran parte por la costa (Fig. 1) ofrece las mejores condiciones de afloramiento siendo a primera vista el que presenta enclaves más frecuentes y variados. De naturaleza fundamentalmente gabrodiorítica está constituido por leucogabros holoplagioclásicos, leucogabros biotítico-piroxéni-

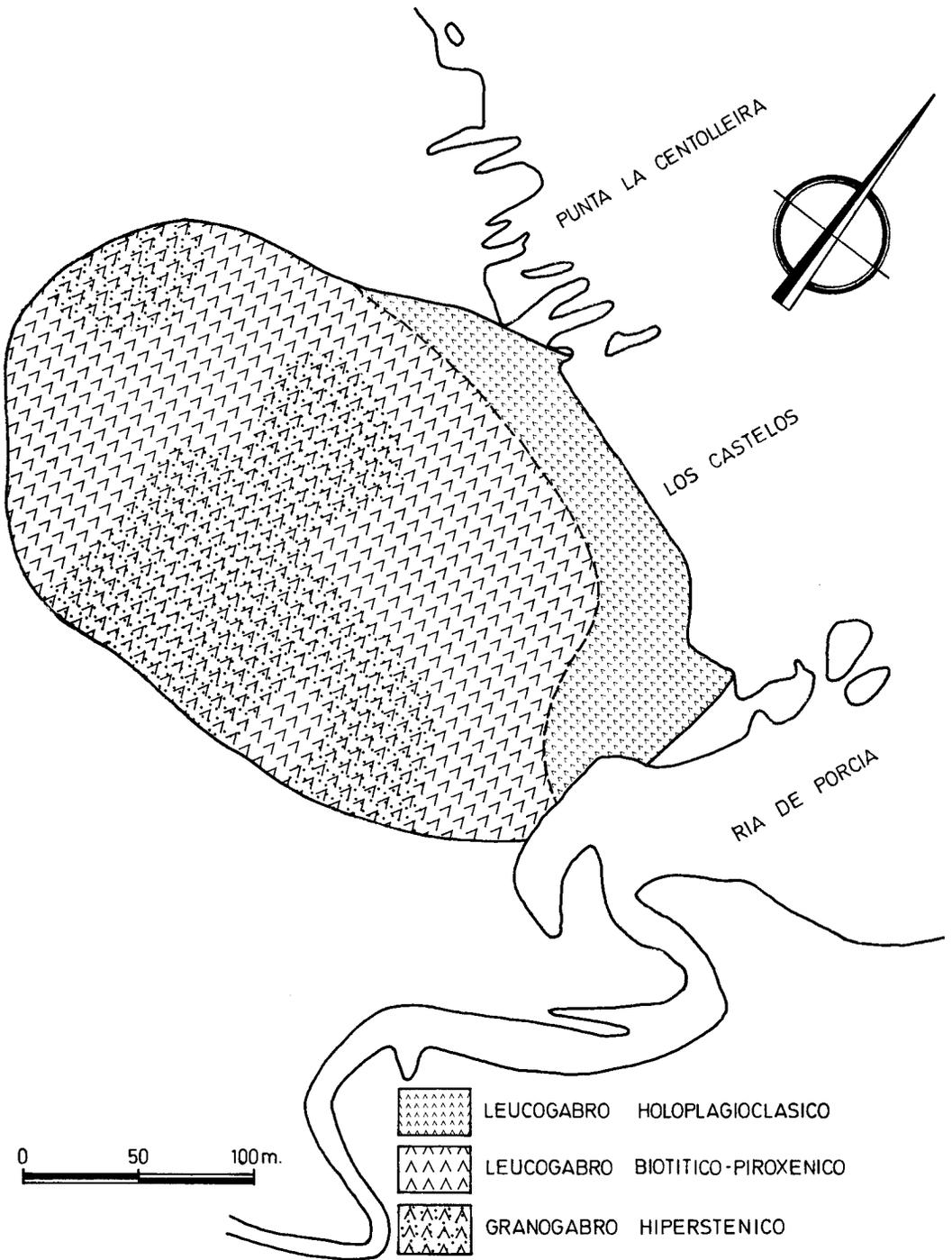


Fig. 1.—Esquema geológico del stock de Porcia.

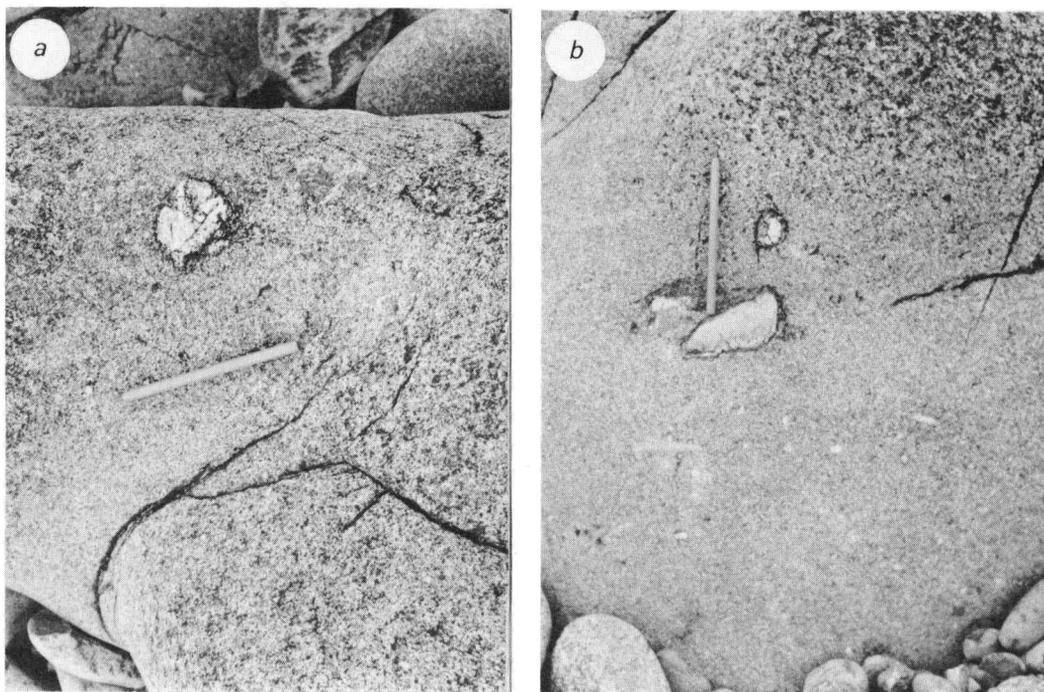


Fig. 2.—Aspecto de los enclaves cuarcíticos en el campo: a) enclave redondeado con corona de minerales oscuros; b) conjunto de enclaves, en el de mayor tamaño se diferencia la franja feldespática interna en la parte inferior.

cos y granogabros hipersténicos diferenciados en la Fig. 1. En general se trata de rocas muy ricas en plagioclasas, con anfíbol, biotita y cuarzo; frecuentemente también con piroxenos y a veces con algo de feldespato potásico. Aunque las proporciones de los diferentes componentes pueden variar mucho, los totales de las fases ferromagnesianas se mantienen bastante constantes (Gil Ibarra y Suárez 1981).

Los diferentes tipos de enclaves que aparecen en el stock de Porcía se concentran preferentemente en las zonas marginales. En su clasificación se han tenido en cuenta criterios predominantemente descritos de acuerdo con Didier (1973), corresponden a dos grupos diferentes: ígneos y sedimentarios. Los primeros se caracterizan por paragénesis típicamente ígneas y son muy parecidos a las rocas gabrodioríticas, mientras que los segundos representan fragmentos de metasedimentos o rocas sedimentarias englobadas por la masa ígnea, que han sufrido transformaciones más o menos intensas, pudiendo presentar un grado de asimilación tan grande que dificulta el reconocimiento del material original. Se han podido diferenciar dentro

de los enclaves sedimentarios tres tipos: cuarcíticos, ricos en espinela/corindón y de corneanas piroxénicas (Arias 1984).

En el presente trabajo se estudian petrográficamente los enclaves sedimentarios de naturaleza cuarcítica, haciendo especial hincapié en su morfología y estructura zonada en relación con la distribución espacial en el stock; finalmente se discuten los posibles procesos de formación de los mismos.

### CARACTERES GENERALES

En este grupo se han incluido todos aquellos enclaves que en el campo son de tonos muy claros, blanquecinos, que destacan claramente en la roca ígnea. Constituidos esencialmente por cuarzo presentan una corona oscura, más o menos desarrollada, en general fina en contacto con el gabro englobante (Figs. 2 y 3). Este tipo de enclaves es con gran diferencia el más numeroso dentro de los xenolitos de origen sedimentario, concentrándose preferentemente hacia las zonas de borde del stock, tanto en la facies holoplagioclásica como en la biotítico-piroxé-

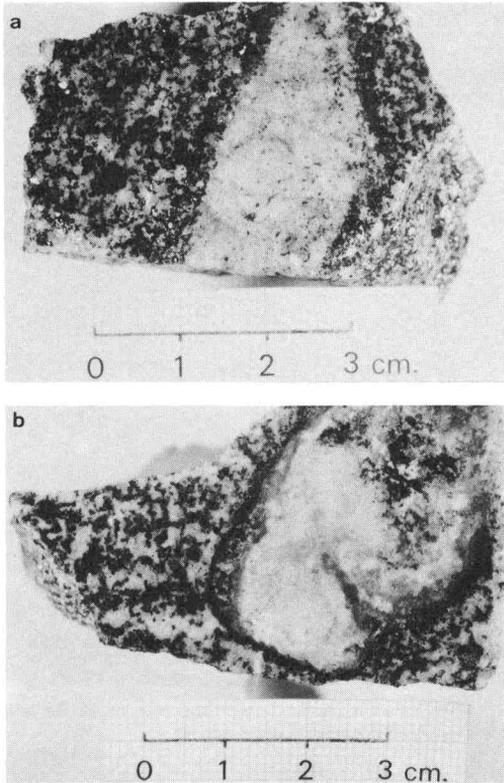


Fig. 3.—Aspecto macroscópico de los enclaves cuarcíticos: a) ejemplar anguloso; b) de tendencia redondeada muestra corona oscura externa más desarrollada y es rico en feldespatos K.

nica y sin diferencias apreciables entre ambas. En el granogabro hipersténico son menos frecuentes.

El tamaño de los enclaves cuarcíticos es muy variable, oscilando entre unos pocos milímetros y casi los 30 centímetros. En cuanto a la forma, se observa que presentan generalmente contornos angulosos, más o menos irregulares, en las zonas más marginales del stock próximas al contacto con el encajante, mientras que en áreas más internas tienden a suavizarse dando formas redondeadas (circulares, y mayoritariamente de tendencia elipsoidal) que recuerdan a las típicas de los enclaves ígneos microgranudos. Existe pues una evolución de la forma desde el borde hacia el interior del stock como se muestra en la fig. 4. En algunos casos aparecen agrupados (Fig. 2 b) muy próximos o bastante dispersos pudiendo apreciarse una orientación según el eje largo, paralela al contacto

gabro/encajante o al bandeado que caracteriza algunas zonas de la intrusión.

La corona externa formada por minerales coloreados (anfíboles  $\pm$  piroxenos) es fina y en ocasiones discontinua, en xenólitos próximos al contacto, con un mayor desarrollo (de 5 a 8 mm) en las zonas más alejadas.

En relación a su distribución dentro del stock, los enclaves cuarcíticos muestran una variación sistemática tanto en lo que se refiere a su forma como al desarrollo de la corona externa de minerales coloreados (Fig. 4). En general se observa un aumento del grado de redondeamiento y un mayor desarrollo de la corona externa acompañado de la aparición de cristales de feldespato potásico, visibles a simple vista, y a veces de color rosado que pueden llegar a constituir franjas más o menos continuas flanqueando la corona anfibólica; el citado aumento se produce a medida que nos alejamos del contacto con el encajante.

#### COMPOSICION MINERALOGICA Y TEXTURA

El carácter zonado de los enclaves, antes citado, es mucho más patente al microscopio, presentando estos una textura de tipo coronítico con un borde reaccional de naturaleza anfibólica o anfibólico-piroxénica y un núcleo esencialmente cuarcítico que ocupa la mayor parte del enclave (como mínimo el 50 %, hasta un 90 % del mismo). Una franja feldespática de escaso desarrollo y bastante irregular separa el núcleo de la corona externa. En ocasiones aparece una segunda franja compuesta por feldespato potásico en contacto directo con el gabro, menos importante y generalmente discontinua (Fig. 5).

La textura típica consta de las siguientes zonas:

- Núcleo cuarcítico.
- Franja feldespática interna.
- Corona de minerales coloreados.
- Franja feldespática externa.

existiendo notables diferencias en el desarrollo de las mismas que aparecen ligadas a la situación relativa del enclave dentro de la intrusión, como se ha citado anteriormente.

#### EL NÚCLEO CUARCÍTICO

Constituye la mayor parte del enclave. Formado esencialmente por cuarzo (72-88 %, Tabla

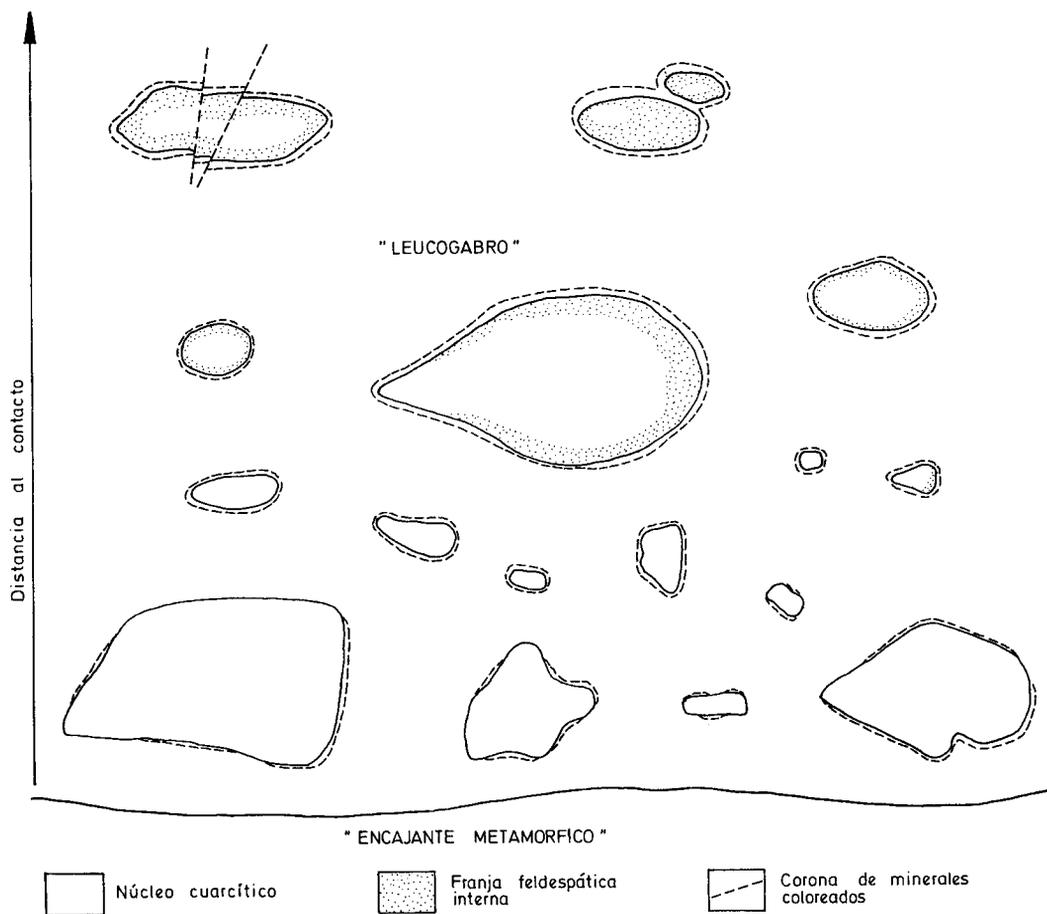


Fig. 4.-Relación entre la morfología y distribución espacial de los enclaves.

D), siempre policristalino, se caracteriza por texturas de tipo alotrimórfico, a veces con tendencia poiquilítica, o bien granoblásticas (Fig. 5). Es de destacar que en algunos de los ejemplares

estudiados, recogidos en áreas próximas al contacto gabro/encajante, la textura es predominantemente granoblástica, observándose zonas con contactos triples, típicos de rocas muy recrista-

TABLA I.-Composición Modal del núcleo cuarcítico.

	6141	6182	6189	6191	6194	Valor medio
Cuarzo	85,5	86,8	72,2	88,3	75,3	81,6
Feldes K	12,9	8,6	24,6	3,4	21,3	14,2
Anfibol	-	0,3	0,3	-	-	0,1
Carbonatos	-	4,0	-	2,1	1,0	1,4
Esfena	-	0,3	0,2	1,4	-	0,4
Apatito	-	-	-	3,2	-	0,6
Opacos	0,2	-	0,3	-	0,4	0,2
Biotita	-	-	0,1	-	-	-
Clorita	1,4	-	2,3	1,6	2,0	1,5

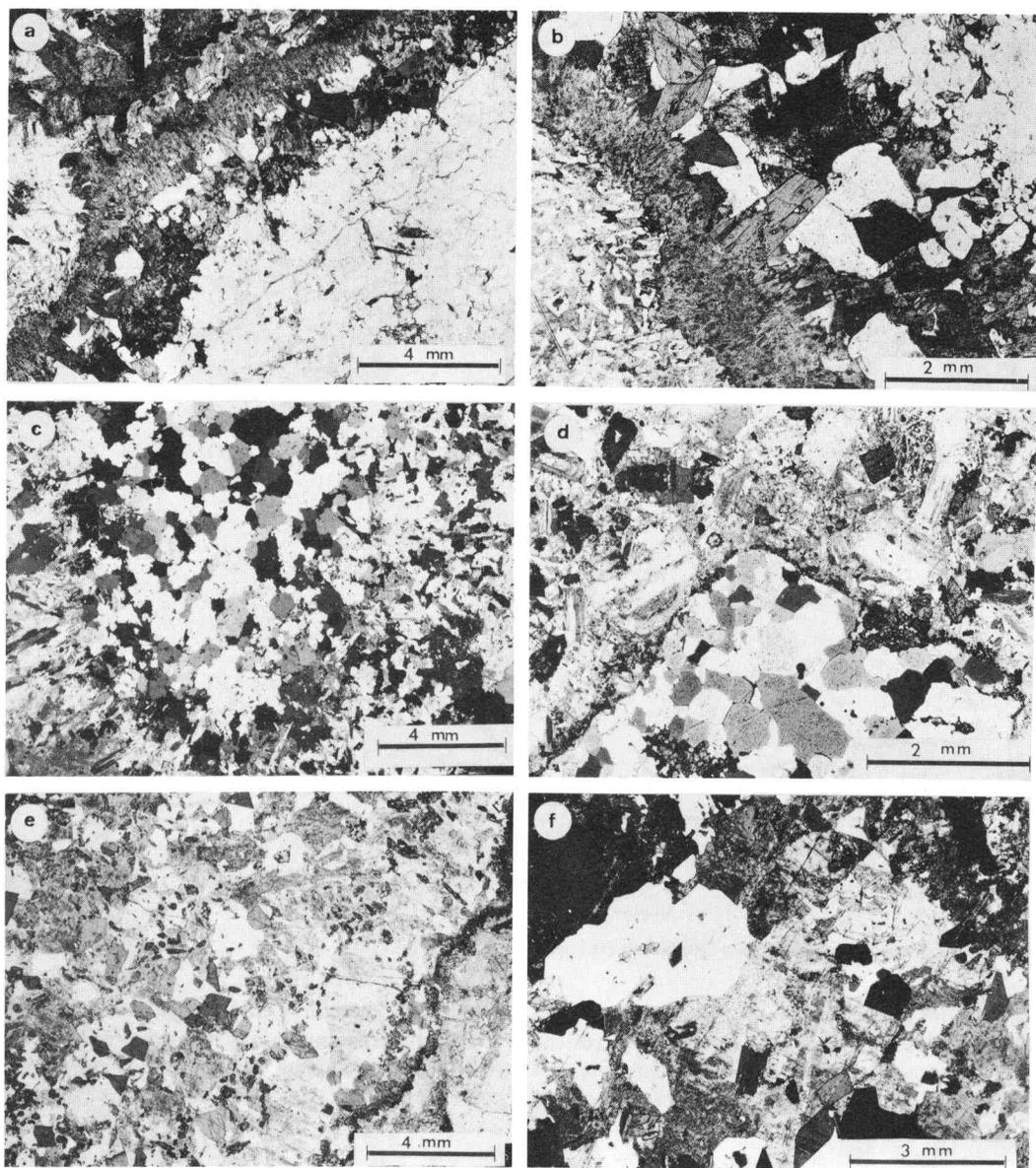


Fig. 5.—Aspectos texturales y mineralógicos característicos de los enclaves estudiados. a) De izquierda a derecha se distingue: gabro y franja feldespática externa (discontinua), corona anfibólica, franja feldespática externa y núcleo cuarcítico. b) Las mismas zonas, destacan anfíboles idiomórficos en disposición centrípeta y texturas de intercrecimiento de cuarzo y feldespato K. c) Corona de anfíbol fibroso con disposición radial en enclave pequeño. d) Corona piroxénica muy fina en enclave de granogabro hipersténico. e) y f) Enclave muy rico en feldespato K de zona interna del stock.

lizadas y en equilibrio, mientras que otras muestras cuarzos de tendencia redondeada o idiomórfica englobados por feldespato potásico. Texturas similares se han observado en cuarcitas del encajante muy próximas al contacto.

El *cuarzo* aparece en cristales subidiomorfos o alotrimorfos y generalmente con carácter heterogranular, oscilando su tamaño entre 50 y 1.000  $\mu\text{m}$ . No presenta extinción ondulante o ésta es muy débil y contiene frecuentes inclu-

siones de apatito acicular así como fluidas orientadas y como abundantes granulaciones.

El *feldespato potásico* aparece entre los cristales de cuarzo intersticial, origina verdaderas texturas poiquilíticas y en ocasiones presenta también corrosión del cuarzo mostrando un carácter poiquiloblástico más claro. Suele ser ligeramente pertítico (pertitas tipo «striglets», según Alling 1938) y contiene inclusiones aciculares finas de apatito. Alcanza mayor importancia en los enclaves más internos (Figs. 5 e y f).

Como accesorios, en proporciones muy bajas cabe destacar los siguientes: *anfíbol* verde tipo hornblenda, idiomorfo o subidiomorfo más frecuente en los núcleos más ricos en feldespato potásico, a veces en formas fibrosas de escaso desarrollo que rellena fisuras intergranulares o transgranulares que pueden atravesar todo el enclave. Los *carbonatos* aparecen muy esporádicamente en forma de cristales grandes de tendencia poiquiloblástica englobando al cuarzo. La *esfena* presente en la mayoría de los ejemplares estudiados suele ser intersticial. El *apatito* es relativamente abundante y aparece en cristales aciculares que llegan a alcanzar 200 µm de longitud por 5 de anchura, y generalmente incluidos en cuarzo y feldespato K. Además pueden encontrarse también *biotita*, parcial o totalmente cloritizada (sagenítica), *plagioclasa* a veces intersticial englobando al cuarzo y frecuentes *opacos*.

#### FRANJA FELDESPÁTICA INTERNA

Se sitúa entre el núcleo cuarcítico y la corona de minerales oscuros (Fig. 5 a y b), caracterizándose por una textura en la que predominan minerales idiomorfos o subidiomorfos de tamaño medio a grueso, a veces de tipo poiquilítico englobando el feldespato potásico a otros constituyentes, predominantemente al cuarzo.

Esta franja puede llegar a tener un gran desarrollo en xenolitos de las zonas internas, habiéndose encontrado algunos ejemplares donde no se llega a diferenciar nítidamente el núcleo cuarcítico, apareciendo feldespato potásico abundante en toda la masa central del enclave (Fig. 5 e). Por el contrario, en enclaves próximos al contacto, esta banda tiene escaso desarrollo y apenas alcanza 1 ó 2 mm de grosor.

Mineralógicamente se caracteriza por el predominio de feldespato potásico sobre cuarzo, que son junto al anfíbol los minerales más abundantes (Tabla II).

TABLA II.—Composición Modal de la franja feldespática interna.

	6182	6197
Feldes K	55,4	49,4
Cuarzo	20,0	30,7
Anfíbol	21,8	14,1
Clinopiroxeno	—	1,4
Clorita	0,6	2,7
Carbonatos	2,2	1,6
Apatito	—	0,1

El *feldespato potásico*, se presenta en grandes cristales de tendencia subidiomorfa y a veces poiquilíticos, englobando al cuarzo con el que puede llegar a formar intercrecimientos de tipo gráfico. Casi siempre es pertítico apareciendo formas de tipo «stringlets» y también «beads» en general bastante dispersas.

El *cuarzo* aparece en cristales idiomorfos o subidiomorfos que incluyen apatitos tanto aciculares como prismáticos de mayor desarrollo (estos últimos no aparecen en el núcleo cuarcítico) así como circón más raramente. Se encuentran también inclusiones fluidas en la mayor parte de los casos orientadas.

El *anfíbol* se caracteriza por formas diferentes: a) cristales idiomorfos o subidiomorfos de color verde, muy pleocroicos, que corresponden a una hornblenda verde, con frecuentes inclusiones de circón que suelen concentrarse en la periferia de los mismos; b) asociado a clinopiroxeno con carácter fibroso de color verde pálido a incoloro posiblemente corresponda a tremolita-actinolita y derive del clinopiroxeno.

Como accesorios se reconocen en esta zona: *clinopiroxeno* subidiomorfo y a veces de tendencia esquelética, frecuentemente uralitizado o englobado por anfíbol fibroso. La *biotita*, muy poco común, aparece en formas laminares de escaso tamaño y de tendencia subidiomorfa; muy pleocroica presenta inclusiones de opacos y con menor frecuencia de circón, en este caso con desarrollo de halos pleocroicos; en parte está cloritizada observándose típicas texturas sageníticas como en el núcleo. Los *carbonatos*, minerales muy tardíos, aparecen como cristales xenomorfos rellenando intersticios y a veces fisuras o creciendo sobre anfíboles. El apatito es común en todas las muestras estudiadas tanto acicular como prismático de mayor tamaño. Esporádicamente se observa *circón*, *opacos* así como *esfena*, esta última muy poco frecuente.

## LA CORONA DE MINERALES COLOREADOS

Constituye en muchas ocasiones la zona más externa del enclave en contacto directo con el gabro, si bien como se ha mencionado anteriormente, en los ejemplares más internos se interpone entre las dos franjas feldespáticas (Fig. 5). Macroscópicamente aparece como una orla de color verdoso muy oscuro que rodea totalmente al enclave (Figs. 2 y 3); en algunos ejemplares puede alcanzar casi un centímetro de grosor, si bien normalmente oscila entre 1 y 4 mm.

Esta corona presenta generalmente texturas caracterizadas por la disposición radial de sus minerales. El anfíbol verde  $\pm$  clinopiroxeno, constituyentes esenciales y prácticamente únicos, aparecen crecidos radialmente con relación al enclave (Figs. 5 a, b y c).

En parte de las coronas de composición anfibólica (las más frecuentes), pueden diferenciarse dos zonas (Figs. 5 a y b):

1.-Externa, que aparece formada por anfíboles de hábito fibroso con la típica disposición radial citada (Fig. 5 b).

2.-Interna, caracterizada por el desarrollo de grandes cristales idiomórficos de hábito prismático que contrastan notablemente con los fibrosos de la zona más externa, como se puede observar en la fig. 5 b, sobre los que aparecen crecidos orientando el extremo idiomórfico hacia el centro del enclave; esta terminación puede aparecer algo corroída o esquelética en contacto con los componentes de la franja feldespática interna, característica típica según Barriere (1977), que indicaría que el crecimiento de los anfíboles tuvo lugar de forma centrípeta y libre.

En algunos enclaves de tamaño más fino (diámetro inferior a 5 mm) del granogabro hipersténico, la corona es muy fina (Fig. 5 d) y está constituida únicamente por piroxeno de características similares a las que presenta en la roca englobante; solamente de forma ocasional presenta disposición radial y centrípeta.

En cuanto a las características minerales, el anfíbol es tipo hornblenda similar al de otras zonas, los cristales de mayor tamaño y tendencia idiomórfica incluyen xenotima y circón; ocasionalmente aparece sustituido por carbonatos y clorita. Asociado al piroxeno aparece la variedad fibrosa (tremolita-actinolita) citada en la franja feldespática. El *clinopiroxeno*, es tanto

xenomorfo como de tendencia idiomórfica, a veces algo esquelético y en parte uralitizado. Otros accesorios son: feldespato potásico, cuarzo, biotita, apatito, esfena, opacos, xenotima y circón.

## LA FRANJA FELDESPÁTICA EXTERNA

Aparece en los enclaves de zonas relativamente alejadas del contacto gabro/encajante; es muy estrecha (menos de 4 mm de anchura) y en general discontinua, con límites poco netos con la roca gabroica con la que aparece en contacto directo, donde se observan texturas típicas de movilizados.

Esencialmente aparece constituida por grandes cristales de feldespato potásico con frecuentes intercrecimientos, de tipo gráfico, con el cuarzo (Fig. 5 b). En parte estos corroen a las plagioclasas del gabro que aparecen muy sericitizadas en la zona próxima al enclave. Como accesorios se encuentra algo de biotita alterada frecuentemente a clorita, que suele contener grandes inclusiones de opacos, que en ocasiones ocupan la mayor parte del cristal.

El anfíbol, poco abundante, aparece en pequeños cristales; es tipo hornblenda verde y puede mostrar cierta sustitución marginal por clorita y/o biotita. Destaca el apatito en grandes cristales de hábito prismático largo (hasta 2,3 mm de longitud por 0,1 de diámetro), que se disponen paralelamente al contacto enclave/gabro y a veces aparecen fragmentados y desplazados por otros constituyentes minerales.

CONSIDERACIONES  
PETROGENÉTICAS

Los enclaves de naturaleza cuarcítica, denominados con el término de «ocelos» (preferentemente cuando son de tamaño muy fino) han sido descritos frecuentemente asociados a rocas básicas e intermedias, tanto plutónicas como volcánicas y filonianas, por numerosos autores desde muy antiguo. En el trabajo de Barriere (1977), aparece una exhaustiva recopilación de los mismos (por ej.: Angus 1962; Didier 1964, 1973; Hanus y Palivcova 1968, 1969 y 1971; Doe *et al.* 1969; Maury y Bizouard 1974; Sato 1975; Philpotts 1976, entre muchos otros).

Sobre su origen se han dado diversas interpretaciones, que sucintamente pueden resumirse (Barriere 1977) en las siguientes:

– Origen externo, a partir de materiales extraños a la intrusión, admitido en una gran mayoría de trabajos, donde estos enclaves se clasifican como: *xenolitos*, *xenocristales* o *enclaves enalógenos* (Lacroix 1893; Muir 1953; Bayley y McGallien 1956; Doe *et al.* 1969; Maury y Bizouard 1974; Sato 1975).

– Hibridación magmática ligada a intrusiones graníticas; la formación de enclaves y ocelos cuarcíticos tendría lugar en una roca básica ya cristalizada, en la que podrían existir cavidades (Thomas y Smith 1932) o no (Angus 1962).

– Separación de una fase silicatada ácida inmiscible en el magma básico (Philpotts 1976; Barriere 1977).

– Cristalización tardía de cuarzo a partir de un magma híbrido (Wells y Wooldridge 1931) o relleno de cavidades miarolíticas.

– Transformación hidrotermal (autometasomatismo) de fenocristales preexistentes de olivino (Hanus y Palivcova 1968, 1969, 1971) o amígdalas volcánicas.

– Finalmente también podrían representar antiguos fenocristales.

De todas estas posibilidades, en principio solamente las tres primeras podrían servir para los enclaves de Porcía, dadas sus características de tamaño y forma. Con respecto a las mismas, especial consideración merece el trabajo de Barriere (1977) sobre ocelos con estructuras zonadas (comparables a las descritas en Porcía), que aparecen en las diferentes rocas gabroicas del complejo de Ploumanac'h. Este autor llega a la conclusión de que los mismos podrían ser el resultado tanto de procesos de asimilación incompleta de cuarzo fundido, como de desmezcla de una fase silicatada ácida; el hecho de que los ocelos aparezcan distribuidos homogéneamente en los diferentes gabros, parece estar más acorde con la desmezcla si bien señala Barriere, una hibridación precoz del magma básico por materiales cuarzofeldespáticos, podría favorecer también la aparición de desmezcla.

En el caso de Porcía, existen una serie de argumentos, de campo y microscópicos, a favor del origen externo de los enclaves:

– Concentración preferente de los enclaves en las zonas marginales del stock, próximas al contacto gabro/encajante. Este hecho frecuente en numerosas intrusiones constituye un dato a favor del origen xenolítico (Adams y Barlow 1910, Nockolds 1934, Bateman 1965). Esta característica debe, sin embargo, tomarse con re-

servas sino existen otros argumentos a favor, ya que también enclaves del mismo origen que la roca ígnea pueden concentrarse en el borde del batolito (Didier 1964).

– Variación de la forma de los enclaves, angulosos cerca del contacto con el encajante que se van suavizando hacia el interior, observándose un aumento progresivo del redondeamiento. Para Woodard (1957), que observó un proceso semejante en el macizo granítico de Mt Agmen-ticus los enclaves redondeados derivarían de los angulosos como resultado de una serie de transformaciones (más intensas en el interior de la intrusión), que afectan a los materiales xenolíticos del magma, originando el desarrollo de zonas concéntricas con características mineralógicas y químicas propias.

– Texturas de tipo granoblástico, con algunas zonas de puntos triples o con tendencia poiquilítica (feldespato K englobando granos redondeados de cuarzo), que aunque no son generales, aparecen bien en ejemplares próximos al contacto metamórfico o en las partes más internas de enclaves de mayor tamaño y son semejantes a las observadas en rocas cuarcíticas del encajante.

El segundo problema planteado en relación con la génesis de estos enclaves, una vez admitido que derivan de materiales cuarcíticos sedimentarios, es el desarrollo de la estructura zonada que los caracteriza. A este respecto hay que destacar algunas características texturales diferentes de las consideradas en el párrafo anterior, más frecuentes, como son:

– Textura alotrimórfica en núcleos cuarcíticos (preferentemente de zonas internas del stock).

– Texturas de intercrecimiento entre cuarzo y feldespato K, en las franjas feldespáticas, o bien de tendencia hipidiomórfica en la franja feldespática interna y en el núcleo de enclaves más feldespáticos (del interior del stock).

– Anfíboles idiomórficos con disposición centripeta, a veces algo corroídos, que indican un crecimiento en un medio libre (fluido).

Estos caracteres indican que los xenolitos cuarcíticos han sufrido fusión, al menos en parte. De acuerdo con Winkler (1957) a 700°C y P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> de 2 Kbar tiene lugar la anatexia, y esta temperatura, relativamente baja, sin duda se alcanza en la intrusión de Porcía, dada su naturaleza básica a intermedia.

El fundido silíceo originado a partir del xenolito cuarcítico, es difícilmente miscible (efecto

de inmiscibilidad de la sílice), en un magma básico, según Irvine (1975) sobre todo para los constituyentes cálfmicos: Ca, Mg y Fe (Greig 1927, Bowen 1928, Roedder 1951). La miscibilidad sería importante para los componentes alcalinos y para la alúmina, de modo que Si, Al, Na y K se polimerizarían fácilmente formando fases minerales en el fundido (Hess 1971). De esta manera podría explicarse la existencia de feldespatos en los xenolitos, como el resultado de un proceso de cristalización en la periferia de la pelota o gota silíceas enriquecida predominantemente, en nuestro caso, en K y Al por difusión selectiva de estos componentes (Sato 1975). Cuanto mayor haya sido el proceso de fusión del xenolito y mayor gradiente de temperatura exista, mayor desarrollo tendrá la franja feldespática interna y más ricos serán los enclaves en feldespatos, hecho que precisamente ocurre en los de las zonas más internas de la intrusión.

La cristalización del anfíbol y/o piroxeno de

la corona externa tendría lugar cuando parte del xenolito está fundido, a partir de los elementos más inmiscibles con el mismo: Fe, Mg y Ca; la fase fundida de naturaleza fundamentalmente silíceas podría, por otra parte, quedar blindada por el desarrollo de la corona anfibólica o piroxénica (Barriere 1977).

De acuerdo con todo lo anteriormente expuesto se puede concluir, que los enclaves cuarcíticos de Porcía derivan de materiales sedimentarios del encajante que sufren fusión parcial englobados como xenolitos por el magma gabrodiorítico, dando lugar a fundidos silíceos poco miscibles con el mismo. La corona de minerales coloreados es el resultado de la interacción magma-fundido silíceo mientras que los feldespatos de las franjas adyacentes se forman posteriormente por cristalización de la parte periférica del xenolito enriquecida en alcalis y alúmina por difusión selectiva desde el fundido magmático.

#### BIBLIOGRAFIA

- Adams, F. D. y Barlow, A. E. (1910).—Geology of the Haliburton and Bancroft areas, Province of Ontario. *Geol. Surv. Can.*, Mem. 6, 62-87.
- Alling, H. L. (1938).—Plutonic perthites. *J. Geol.*, 46, 146-149.
- Angus, N. S. (1962).—Ocellar hybrids the Tyrone igneous series, Ireland. *Geol. Mag.*, 99, 9-26.
- Arias, D. (1984).—*Los enclaves del stock gabrodiorítico de Porcía (Asturias)*. Tesis Lic. Universidad de Oviedo, 91 pp.
- Barriere, M. (1977).—*Le complexe de Ploumanac'h (Massif Armoricaín). Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcaline tardiorogénique*. These d'Etat. Univ. Brest, 291 pp.
- Bateman, P. (1965).—Geology and tungsten mineralization of the Bishop District. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 470, 16-19.
- Bailey, E. B. y McGallien, W. J. (1956).—Composite minor intrusions and Slieve Gullion Complex, Ireland. *Liverp. Manch. Geol. J.*, 1 (6), 466-501.
- Bowen, N. L. (1922).—The behaviour of inclusions in igneous magmas. *J. Geol.*, 30 (6), 513-570.
- Capdevila, R. (1969).—*Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (NW de l'Espagne)*. Tesis Univ. Montpellier, 430 pp.
- Didier, J. (1964).—Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central Français. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, 23, 1-254.
- (1973).—*Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites*. Elsevier, Amsterdam, 393 pp.
- Doe, B. R., Lipman, P. W., Hedge, C. H. y Kurasawa, H. (1969).—Primitive and contaminated basalts from the Southern Rocky Mountains, U.S.A. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 21, 142-156.
- Gil Ibarguchi, J. I. y Suárez O. (1981).—Estudio comparativo de las rocas ígneas básicas de Finisterre (Galicia Occidental) y Tapia-Salave (Asturias). *Cuad. Lab. Geol. de Lage*, 2, 75-95.
- Greig, J. W. (1927).—Immiscibility in silicate melts. *Am. Jour. Sci.*, 13, 1-44.
- Hanus, V. y Palivcova, M. (1969).—Quartz gabros recrystallized from olivine-bearing volcanics. *Lithos*, 2, 147-166.
- (1968).—Formation of gabros from basalts stimulated by postvolcanic alteration. *23 Intern. Geol. Cong., Praga*, 1, 221-232.
- Hess, P. C. (1971).—Polymer model of silicate melts. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 35, 289-306.
- Irvine, T. H. (1975).—The silicate immiscibility effect in magmas. *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, 74, 484-492.
- Lacroix, A. (1893).—*Les enclaves des roches volcaniques*. Protat, Macon, 770 pp.
- Marcos, A. (1973).—Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 6, 1-113.
- Maury, R. C. y Bizouard, H. (1974).—Clinopyroxenes des contacts acides-basiques. *Bull. Soc. Franç. Mineral. Crist.*, 48, 275-286.
- Muir, I. D. (1953).—Quartzite xenoliths from the Ballachlisch granodiorite. *Geol. Mag.*, 40, 409-428.
- Nockolds, S. R. (1934).—The contaminated tonalite of Loch Awe. *Q. J. Geol. Soc. Lond.*, 90, 302-321.
- Philpotts, A. R. (1976).—Silicate liquid immiscibility: its probable extent and petrogenetic significance. *Am. Jour. Sci.*, 276, 1.147-1.177.
- Roedder, E. (1951).—Low temperature liquid immiscibility in the system  $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$ . *Am. Mineralogist*, 36, 282-286.
- Sato, H. (1975).—Diffusion coronas around quartz xenocryst in andesite and basalt from tertiary volcanic region in northeastern Shikoku, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, 49-64.

- Suárez, O. (1970).—*Estudio petrológico de los afloramientos plutónicos de la zona occidental Astur-Leonesa (NW de España)*. Tesis. Univ. de Salamanca, 284 pp.
- , Ruiz, F., Galán, J. y Vargas, I. (1978).—Edades Rb/Sr de granitoides del Occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 10, 437-442.
- Thomas, H. H. y Smith, W. C. (1932).—Xenoliths of igneous origin in the Tregastel-Ploumanac'h granite, Cote du Nord, France. *Quart. J. Geol. Soc.*, 88, 274-296.
- Wells, A. K. y Wooldridge, S. W. (1931).—The rock groups of Jersey with special reference to intrusive phenomena. *Proc. Geol. Assoc.*, 42, 178-215.
- Winkler, H. G. F. (1957).—Experimentelle Gesteinmetamorphose. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 13, 42-69.
- Woodar, H. H. (1957).—Diffusion of chemical elements in some naturally occurring silicate inclusions. *J. Geol.*, 65 (1), 61-84.

