

# MINERALOGIA Y PETROLOGIA DE LAS ROCAS PLUTONICAS DE INFUESTO (ZONA CANTABRICA, N DE ESPAÑA)

O. SUAREZ, A. CUESTA, G. GALLASTEGUI Y L. G. CORRETGE

TRABAJOS DE  
GEOLOGIA



Suárez, O.; Cuesta, A.; Gallastegui, G. y Corretgé, L. G. (1993).— Mineralogía y petrología de las rocas plutónicas de Infiesto (Zona Cantábrica, N. de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 19, 123-153, ISSN 0474-9588.

En el conjunto de rocas ígneas de Infiesto son frecuentes los apuntamientos de rocas plutónicas predominantemente gabroicas que varían según la secuencia: Gabros-Monzogabros-Q-Monzogabros/Q-Monzodioritas-Monzonitas-Granodioritas, definiendo una asociación calcoalcalina-monzonítica.

Texturalmente se diferencian facies microporfídicas (GMP) y con textura heteroadcumulada (GnMP) formados esencialmente por plagioclasa, piroxenos (ortopiroxenos y clinopiroxenos) y biotita, siendo el anfíbol accesorio y, en gran parte, secundario. Destaca la presencia de olivino relíctico con frecuentes coronas de ortopiroxeno. Los piroxenos, de morfologías muy variadas, se caracterizan por un amplio espectro composicional; en los clinopiroxenos existen términos muy aluminicos de afinidades alcalinas. El rango de variación de los ortopiroxenos es compatible con el de las series calcoalcalinas ricas en K, si bien muestran una mayor tendencia hacia composiciones ricas en Fe. La ausencia de magnetita y la escasa importancia del anfíbol como fase fraccionada podrían explicar este carácter.

Anfíboles y piroxenos han sido utilizados como geotermómetros y geobarómetros, obteniendo una T máxima de 1.130 °C y mínima de 700-800 °C. Las presiones calculadas oscilan entre 6,3 Kb. —en anfíboles pargasíticos— y 1,5 Kb. en magnesio-hornblendas.

*Palabras clave:* gabros, granodioritas, serie calcoalcalina-monzonítica, olivino, piroxeno, anfíbol, biotita, geotermometría, geobarometría, Zona Cantábrica.

Within the igneous rocks of the Infiesto Group there are several outcrops of plutonic rocks, predominantly of gabbroic type which vary according to the sequence: Gabbros-Mozogabbros-Q-Monzogabbros/Q-Monzodiorites-Monzonites-Granodiorites; defining altogether a calc-alkaline monzonitic association.

On the basis of their textures, two main types have been described: a microphyric type (GMP) and a heteradcumulate type (GnMP), both made up mainly of plagioclase, pyroxene (ortopyroxene and clinopyroxene) and biotite; the amphibole being an accessory phase and mostly of secondary origin. One remarkable characteristic of these rocks is the presence of relict olivine often with ortopyroxene rims. Pyroxenes have varied morphologies and show a wide compositional range. Among the clinopyroxene there exist some high-Al compositions of alkaline affinity. The compositional range of ortopyroxene is compatible with that of the K-rich calc-alkaline series but shows a stronger tendency towards Fe-rich compositions. The absence of magnetite and the paucity of amphibole as fractionated phases could explain this character.

Amphiboles and pyroxenes have been used for geothermobarometry. The maximum T obtained is of 1.130 °C and the minimum T is of 700-800 °C. The calculated P values range from 6,3 Kb. (using pargasitic amphiboles) to 1,5 Kb. (using Mg-hornblendes).

*Key words:* gabbros, granodiorites, calc-alkaline monzonitic association, olivine, pyroxene, amphibole, biotite, geothermometry, geobarometry, Cantabrian Zone.

O. Suárez, A. Cuesta, G. Gallastegui y L. G. Corretgé, Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. Manuscrito recibido el 29 de noviembre de 1990; revisado el 8 de mayo de 1991.

## INTRODUCCION

El denominado Complejo ígneo de Infiesto (García Iglesias *et al.*, 1981) o Grupo de Infiesto (Suárez y Corretgé, 1987) está constituido por alrededor de 20 afloramientos de escasas dimensiones localizados entre Infiesto y Sevares, parte centro-oriental de Asturias, en un área situada en las Hojas Geológicas E. 1:50.000 de Rioseco (nº 54) y Villaviciosa (nº 30), aunque una buena parte de ellos se concentran al sur de Infiesto, entre los ríos Espinaredo y Pipotón (Fig. 1).

Desde el punto de vista geológico están situados en el sector noroccidental de la Región

de Mantos (Julivert, 1967) o Unidad del Ponga (Pérez Estaun *et al.*, 1988), dentro de la Zona Cantábrica, concretamente en los mantos de Rioseco y Caso, emplazados en sedimentos del Carbonífero Superior en las proximidades de la cobertera Mesozoico-Terciaria y fosilizados en algunos casos por el Cretácico Inferior. Los materiales encajantes son principalmente lutitas y areniscas con intercalaciones de calizas de la Formación Beleño, calizas de la Formación Escalada y lutitas y areniscas con intercalaciones de calizas de la Formación Fito, cuyas edades comprenden desde el Namuriense B superior al Estefaniense (Cantabriense Inferior). Algún afloramiento (apuntamiento de Cayón y

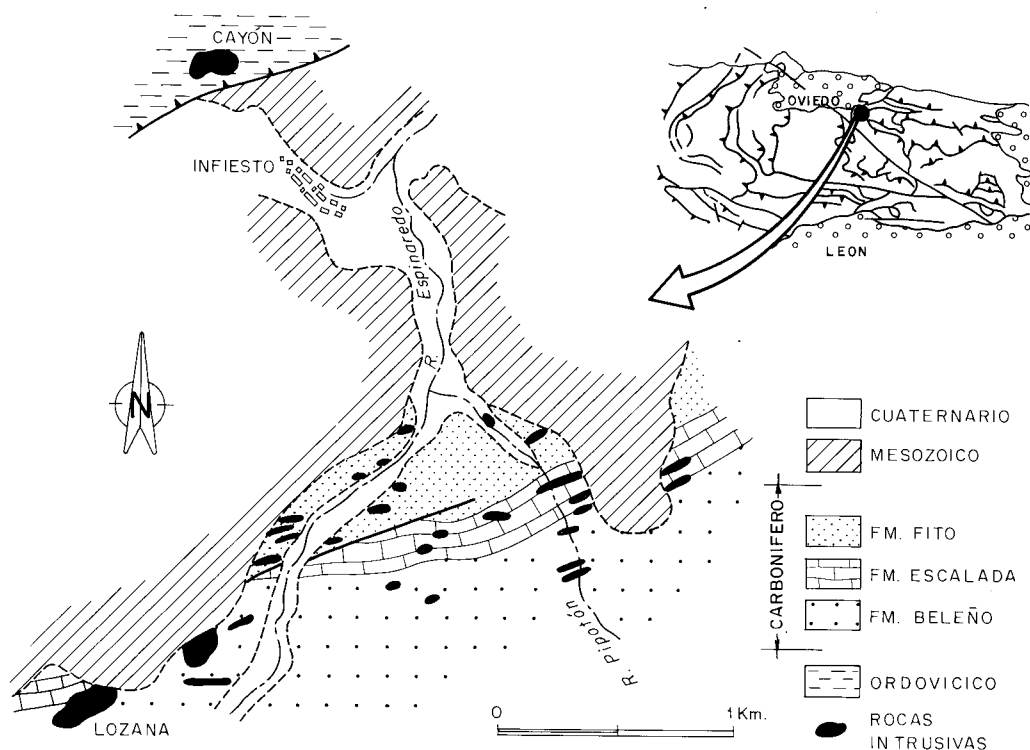


Fig. 1.- Esquema geológico modificado, de Suárez y Corretgé (1987), en el que aparecen representados los afloramientos situados en las proximidades de Infiesto.

otro al sur de Cuerrias) aparece emplazado, sin embargo, en materiales de edad ordovícica.

Según su forma de emplazamiento corresponden a: 1) Sills de escasa potencia pero, en ocasiones, de gran continuidad lateral, llegando a superar 10-15 Km. de longitud. Aunque están emplazados concordantemente cortan en algunos tramos a la estratificación. 2) Diques de escaso espesor y mucha menor continuidad lateral que los anteriores. 3) Apuntamientos que no suelen alcanzar el Km.<sup>2</sup> de superficie, siendo los más conocidos hasta ahora los localizados en Lozana –al SO de Infiesto– y los de la Sierra de Cayón –al O de Infiesto–.

Existen abundantes referencias, sobre todo de carácter petrográfico, de algunas de las rocas integrantes de este conjunto intrusivo que han conducido a una cierta diversidad en cuanto a su clasificación. Las referencias más antiguas se remontan a Schulz (1858), quien clasifica algunos de los afloramientos de Cayón como granito porfiroide y «diorito» y otro en Lozana como «diorito». Barrois (1878, 1880, 1882) realiza estudios petrográficos más detallados y, al igual que Mallada (1895), los clasifica como «kersantitas cuarcíferas granitoideas recientes». Esta misma denominación es la utilizada por Martínez Alvarez (1962) y Suárez y Marcos (1967), mientras que Mulas Sánchez (1963) considera las rocas de Lozana de tipo mangerítico.

En lo referente a los sills, Martínez Alvarez (1962) menciona la presencia de pórfidos cuarcíferos en el Carbonífero y Pello (1967) cartografía algunos pórfidos a techo y muro de la caliza de la Escalada. Suárez y Marcos (1967) clasifican un sill (Marca-Sevares), a techo de la misma formación, como pórfido cuarzdiorítico, aunque apuntan la posibilidad de que pueda tratarse de un pórfido granodiorítico; Gervilla *et al.* (1973) consideran algunos sills como riocacitas y riolitas alcalinas.

Más recientemente han surgido algunos trabajos (García Iglesias *et al.*, 1981; Suárez y Corretgé, 1987; Rodríguez Fernández *et al.*, 1989; Corretgé y Suárez, 1990) a partir de los

cuales se han podido establecer tres grupos según sus características petrográficas y clasificación geoquímica:

- 1) Rocas de naturaleza gabroica a gabrodiorítica y tendencia monzonítica. Se trata de rocas de grano fino y color negro o verde oscuro que aparecen tanto en diques como en pequeños apuntamientos. Petrográficamente pueden clasificarse como cuarzogabros, cuarzomonzogabros/cuarzomonzodioritas, existiendo además algunas variedades que corresponden a gabros y monzogabros microporfídicos.
- 2) Rocas de naturaleza granodiorítica. Son rocas de grano fino a medio y color blanco grisáceo que aparecen como pequeños apuntamientos concentrados sobre todo en las proximidades del río Espinaredo.
- 3) Pórfidos. Aparecen como sills y diques. Se caracterizan por ser rocas afáníticas de tonos amarillentos o rosados, en ocasiones algo rojizos, y aspecto porfídico en las que destacan fenocristales de feldespatos y cuarzos redondeados típicos de facies subvolcánicas. Su clasificación es problemática debido a la alteración que suelen mostrar, pero posiblemente su composición varía de cuarzdiorítica a monzonítica y granítica.

Asociado al conjunto de rocas ígneas existe un metamorfismo de contacto de una extensión considerable, en contraste con las reducidas dimensiones de los afloramientos; ello podría indicar que se trata de pequeñas apófisis de un complejo ígneo no aflorante de mayor volumen (García Iglesias *et al.*, 1981). Las lutitas encajantes presentan un aspecto masivo o corneánico, aunque con frecuencia conservan superficies de pizarrosidad; en algunas se observan pequeños blastos o nódulos de cordierita y más raramente de andalucita (quiasolita). En las calizas, que generalmente están muy recrystaliza-

das, se desarrollan paragénesis de rocas carbonatadas y calcosilicatadas correspondientes a las facies de las corneanas hornbléndicas y piroxénicas de Winkler (1965). Las temperaturas deducidas alcanzadas por el encajante serían de 580-610 °C y de unos 1.000 °C para el magma (García Iglesias *et al.*, 1981). En las proximidades de las rocas de tipo gabroide se desarrollan paragénesis de skarn con mineralizaciones asociadas, principalmente de Cu, así como Zn, Pb, Ag, algún indicio de Au nativo, Bi nativo y bismutinita (García Iglesias *et al.*, 1981), mientras que las rocas gabroides pueden mostrar procesos de endoskarn (Rodríguez Fernández *et al.*, 1989).

Desde el punto de vista geoquímico, las rocas de Infiesto constituyen una asociación calcoalcalina, principalmente mesocrática y cafémica (Suárez y Corretgé, 1987; Rodríguez Fernández *et al.*, 1989; Corretgé y Suárez, 1990) de afinidad vaugnerítica (Bea *et al.*, 1987). En su génesis habría una participación predominante de material básico profundo que, subsecuentemente, sufriría diferentes grados de hibridación o contaminación (Corretgé *et al.*, 1987). Asimismo, Suárez y Corretgé (1987) ponen de manifiesto el solapamiento –en lo que a quimismo se refiere– entre las rocas de Infiesto, otras presentes en la Zona Cantábrica (Salas-Belmonte y Unidad del Pisuerga-Carrión) y las de Porcía-Salave en la Zona Asturoccidental-Leonesa, de las que únicamente se individualizan por su naturaleza más monzonítica. (Corretgé *et al.*, 1990b). Además, precisan la neta separación existente entre las anteriores y el resto de los granitoides tardíos calcoalcalinos de la Zona Asturoccidental-Leonesa y Galicia, en los que la participación de corteza continental aluminica es probablemente muy marcada, siendo en un porcentaje muy elevado palingenéticos.

De todo el conjunto intrusivo de Infiesto, en este trabajo se considerarán principalmente las rocas de tipo gabroide y granodioríticas, dado que recientemente se ha puesto de manifiesto la existencia de un mayor número de apuntamientos, de ambas tipologías. Los nuevos aflora-

mientos han sido localizados al sur de Infiesto, entre los ríos Espinaredo y Pipotón, y a ellos corresponden buena parte de los datos que aquí se presentan.

## PETROGRAFIA

En las rocas plutónicas del grupo de Infiesto (de composición gabroica a granítica en sentido amplio) predominan netamente los tipos básicos-intermedios. Los análisis modales (Tabla I) se corresponden con los siguientes tipos en la clasificación de Streckeisen (1976), según normas de la IUGS (1973) (Fig. 2):

Cuarzogabros  
 Monzogabros  
 Cuarzomonzogabros/cuarzomonzodioritas  
 Cuarzomonzonitas  
 Granodioritas

*Rocas Gabroicas.*— Están constituidas por plagioclasa, piroxeno (clinopiroxeno y ortopiroxeno), biotita, feldespato K y cuarzo como minerales esenciales (Tabla I). Como minerales

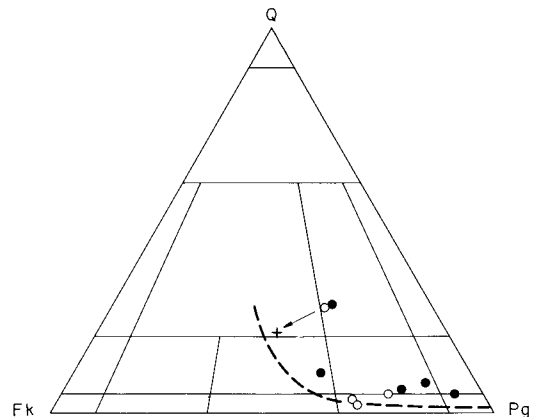


Fig. 2.— Representación de las composiciones modales en el triángulo Q-A-P de Streckeisen (1976) y tendencia evolutiva de las rocas de Infiesto según las establecidas por Lameyre y Bowden (1982). O: Datos correspondientes a la tabla I, +: Valor corregido para el potasio, ●: Datos de Suárez y Marcos (1967) y García Iglesias *et al.* (1981).

TABLA I: Composiciones modales de nuevos afloramientos considerados en este trabajo.

Muestra	GMP		GnMP	GD
	54	28	9754	9761
Plagioclasa	44.1	42.8	47.5	39.1
Ortopiroxeno	22.2	6.9	8.7	-
Clinopiroxeno		3.5	4.1	-
Biotita	8.3	16.2	11.0	15.0
Anfíbol	1.2	5.7	8.7	-
Olivino	0.8	0.2	0.7	-
Fto.K.	19.4	20.3	13.7	20.8
Cuarzo	2.1	3.4	4.1	23.9
Opacos	1.6	0.7	1.5	-
Apatito	0.9	0.3	0.5	-
Clorita	-	-	-	1
Otros	-	-	-	0.2

54, 28: Gabros microporfídicos.

9754: Gabros no microporfídicos.

9761: Granodioritas.

accesorios aparecen olivino, anfíbol, apatito, circón, rutilo, opacos (ilmenita como fase dominante además de pirrotina, calcopirita y titanita) y espinela (Figs. 3 y 4). La proporción de ortopiroxeno/clinopiroxeno varía de unas rocas a otras, siendo en muchos casos difícil de precisar (variedades microporfídicas), pero en el conjunto de rocas estudiadas en este trabajo parecen predominar los ortopiroxenos; en todo caso, considerando la proporción ortopiroxeno/clinopiroxeno, se trataría siempre de rocas gabronoríticas. El valor medio del índice de color es siempre < 40, por lo que se trataría de leucogabros. Texturalmente se diferencian dos tipos:

- a) Gabros microporfídicos (GMP).— Constituyen la mayoría de los afloramientos; están caracterizados por una población de fenocristales (40-60%) de

hasta 2 mm. de longitud en una mesostasis de tamaño de grano muy fino, constituida por microlitos de plagioclasa, granos de opacos, piroxeno y feldespato K y/o cuarzo intersticial; existe una gradación en el tamaño de grano entre fenocristales y microlitos generando una textura seriada. Son frecuentes las acumulaciones nodulares glomeroporfídicas formadas por las mismas fases que los fenocristales, con la excepción del olivino; ortopiroxeno o clinopiroxeno son las fases dominantes y plagioclasa e ilmenita aparecen subordinadas. Por sus características de textura y composición no pueden ser considerados como productos de desestabilización de anfíboles (Stewart, 1975), sino verdaderos acumulados de las fases que cristalizan como fenocristales (García y Jacobson, 1979).

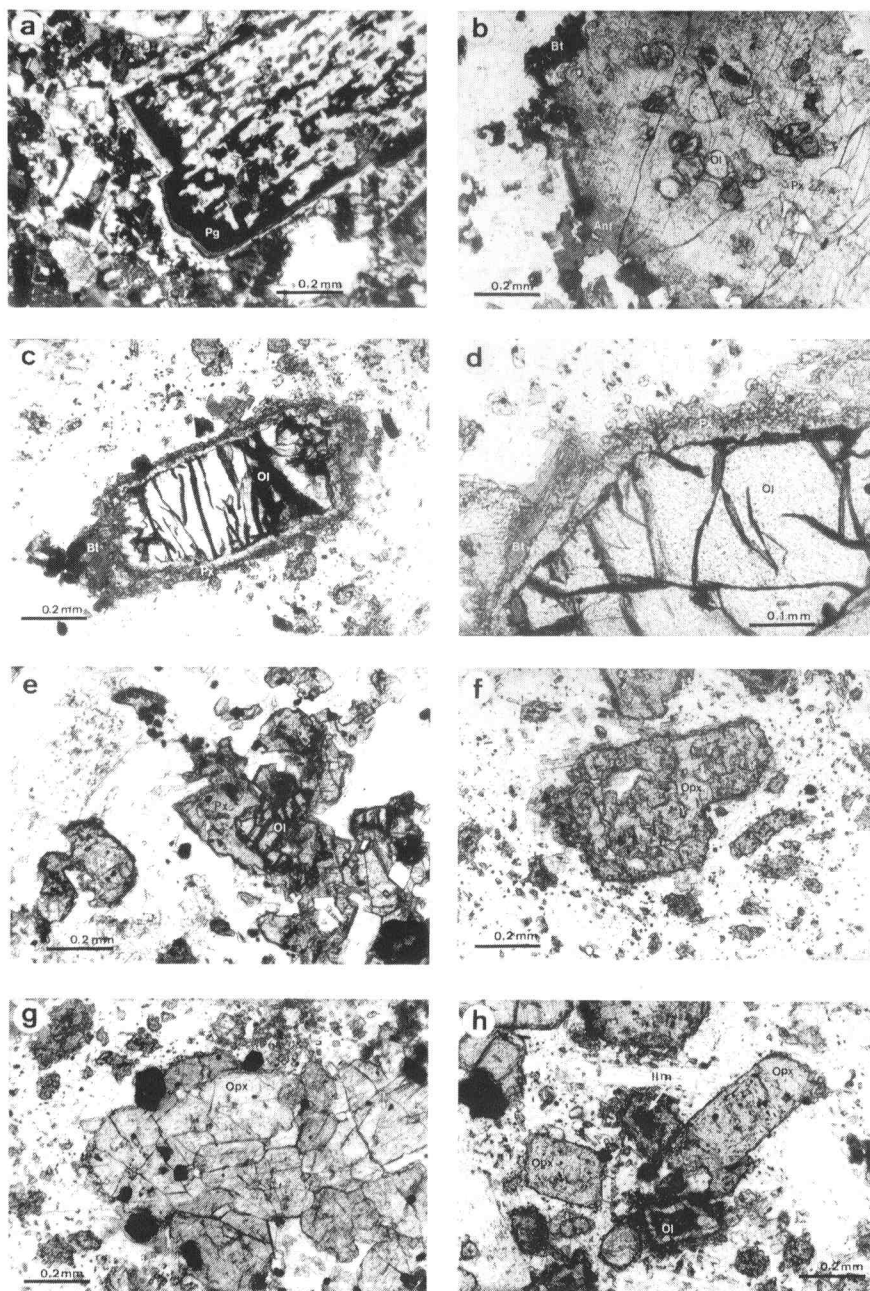


Fig. 3.— Fenocrystal de plagioclasa con zonado en parches en un gabro microporfídico (N.C.). b) Fenocrystal de clinopiroxeno con corona anfibólica e inclusiones poiquilíticas de olivino en un gabro microporfídico (L.N.). c) Fenocrystal de olivino en un gabro microporfídico con corona piroxénica y biotita en la zona más externa (L.N.). d) Detalle de la doble corona piroxénica y biotita en la zona más externa (L.N.). e) Piroxenos con núcleos o relictos de olivino en un gabro heteroadcumulado (L.N.). f) Fenocrystal de ortopiroxeno parcialmente reabsorbido en un gabro microporfídico (L.N.). g) Acumulados («clots») de ortopiroxeno con plagioclasa e ilmenita en un gabro microporfídico (L.N.). h) Ortopiroxenos idiomorfos y núcleos con ilmenita vermicular, reaccionales sobre olivino, en un gabro microporfídico (L.N.).

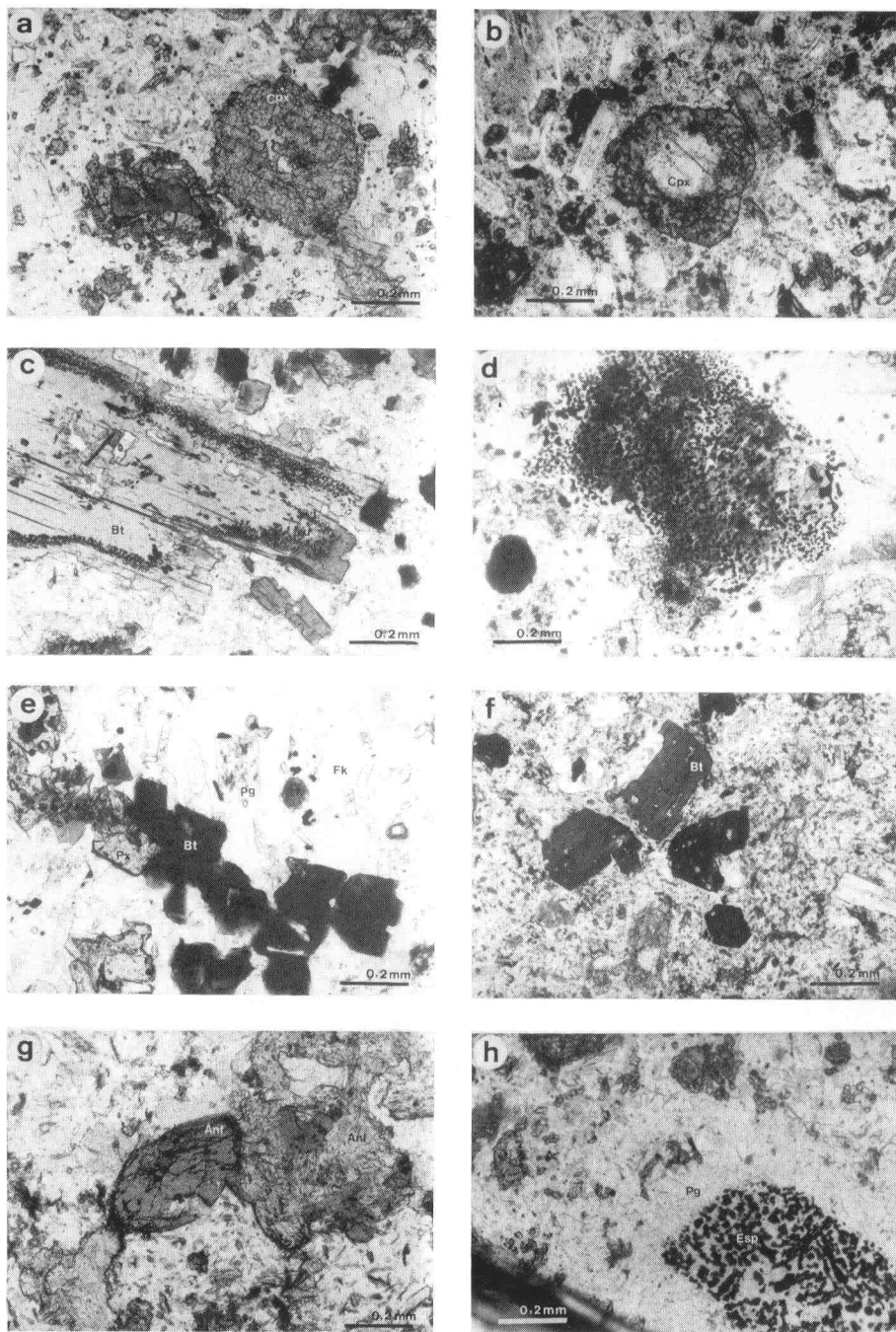


Fig. 4.- a y b) Clinopiroxenos en gabros microporfídicos: a) cristal subidiomorfo y b) con corona externa poiquilítica o dendriforme. c y d) Biotitas en gabros microporfídicos: c) gran lámina rica en inclusiones de opacos y microcristales de la mesostasis. d) asociación simplectítica de biotita, opacos y plagioclasa. e) Biotitas y feldespato potásico intercúmulos en gabros heteroadcumulados. f) Biotitas de tendencia idiomorfa en facies granodioríticas. g) Hornblendas pargasíticas y pseudomorfos anfibólicos. h) Agregado microgranular de espinela con corona plagioclásica en gabros microporfídicos. (L.N.).

Dentro de este grupo, la facies de los Espinadales (García Iglesias *et al.*, 1981) representa un tipo especial, ya que posee un carácter típicamente porfídico con diferenciación neta entre los fenocristales y una mesostasis bastante alterada; por ello se denomina pórfido gabroico (PG).

- b) Gabros no microporfídicos (GnMP).— Son menos frecuentes que los (GMP); se caracterizan por una textura de tipo heteroadcumulado con plagioclasa, olivino y piroxenos como minerales cúmulo y feldespato K, biotita y cuarzo como fases intercúmulo. Como minerales secundarios: anfíbol, clorita, serpentina y óxidos de Fe.

*Granodioritas.*— Este tipo de rocas, junto con cuarzomonzodioritas y monzonitas, han sido descritas petrográficamente por García Iglesias *et al.* (1981). Las granodioritas estudiadas mineralógicamente en este trabajo se caracterizan por una textura hipidiomórfica de grano medio, no contienen piroxenos, siendo la biotita la fase ferromagnésiana más representativa.

Los análisis modales de las rocas gabroicas y de las granodioritas representadas en el triángulo Q-A-P (Streckeisen, 1976) (Fig. 2) se disponen en conjunto según una evolución calcoalcalina-monzonítica (Lameyre y Bowden, 1982), presentando la secuencia característica de gabros-monzogabros y/o monzodioritas, cuarzomonzogabros/dioritas-monzonitas, si bien, en el caso de Infiesto, los términos más evolucionados son granodioritas y no granitos. Como la biotita es el único ferromagnésiano en las mismas, si consideramos el efecto de la biotita —para el K— según el cálculo de Bonin *et al.* (1982), se observa una mayor aproximación a la secuencia tipo (Fig. 2), como ha señalado Galán (1987) en otras series hercínicas.

## MÉTODOS ANALÍTICOS

Los análisis químicos de las diferentes fases minerales fueron realizados en la microsonda

electrónica CAMEBAX SX 50 de CAMECA de los Servicios Comunes de la Univ. de Oviedo. Todos los elementos han sido analizados a 15 Kv. y bajo una corriente de imagen de 15 nA. Asimismo, los análisis han sido corregidos mediante el protocolo PAP (Pouchou y Pichoir, 1984).

Los patrones utilizados (suministrados por el BRGM) han sido los siguientes:

Elemento	Patrón	Elemento	Patrón
Si	Albita	Fe	Andradita
Si	Wollastonita	Mn	MnTiO <sub>3</sub>
Ti	MnTiO <sub>3</sub>	Mg	MgO
Ni	NiO	Ca	Wollastonita
Al	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na	Albita
Cr	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K	Ortosa
Fe	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		

## CÁLCULO DE LAS FORMULAS ESTRUCTURALES

Para los piroxenos —tanto ortopiroxenos como clinopiroxenos— han sido calculadas en base a cuatro cationes y seis oxígenos siguiendo las normas establecidas por Morimoto *et al.* (1988). Para los cálculos termométricos se han recalculado los análisis según el procedimiento propuesto por Lindsley (1983).

En el caso de los anfíboles se han calculado considerando que la suma de cationes menos Ca, Na y K es igual a 13. La proporción de Fe<sup>3+</sup> se obtiene mediante la diferencia de cargas; la cantidad determinada representa la máxima cantidad de Fe<sup>3+</sup> compatible con la estequiometría.

En cuanto a los filosilicatos su fórmula estructural ha sido calculada para 22 oxígenos despreciando todos los análisis con suma total de óxidos < 94,5%. Con el objeto de situar, al menos de modo aproximado, las condiciones físicas en que se han formado y evolucionado, se ha calculado la proporción relativa de FeO y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. El método utilizado ha sido el propuesto por Bruijn *et al.* (1983), basado en correlacio-



nes establecidas entre análisis a partir de minerales separados y análisis químicos obtenidos por microsonda electrónica.

## MINERALOGIA

### PLAGIOCLASA

Es la fase mineral dominante en todo el conjunto de rocas (47,8 a 39,1%) con un rango de composición de andesina muy básica hasta anortita (Fig. 5).

En las facies microporfídicas (GMP) se observan dos generaciones muy diferentes: 1) Fenocristales milimétricos euhedrales o subhedrales generalmente maclados, aislados o en synneusis de 2-4 individuos. 2) Microlitos subhedrales de tamaño inferior a 0,08 mm. En los gabros con textura de hereroadacumulado (GnMP) aparecen, igualmente, dos tipos; los de menor tamaño son más escasos que los microlitos anteriormente descritos en (GMP) y apare-

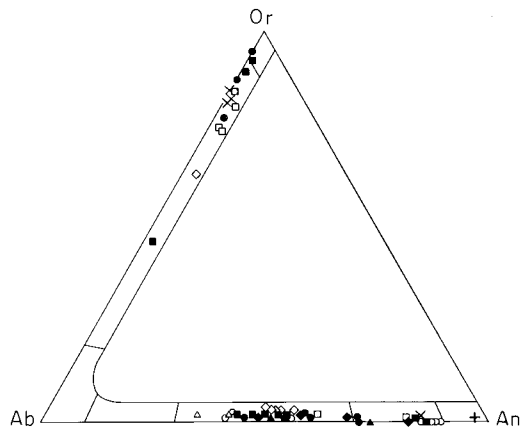


Fig. 5.- Proyección de plagioclasas en el diagrama de clasificación de feldespatos de (Phillips y Griffen, 1981). Gabros microporfídicos: ●-9753, ◆-9755, ○-9757, ×-8659, △-6001. Gabros microporfídicos: □-9754, ▲-I-O-4. Pórfido gabroico: ◇-9763. Granodiorita: ■-9761. Enclave: +.

cen siempre englobados en feldespato K o cuarzo.

Los fenocristales presentan en general zonación muy marcada, tanto en parches (Fig. 3a) (tipo «patchy zoning», de Vance, 1965) como concéntrica, si bien algunos cristales carecen por completo de zonación. El zonado a parches puede aparecer como pequeños núcleos o bien afectar a la mayor parte del cristal; en algunos casos este zonado es muy marcado, presentando las plagioclasas una morfología dendrítica o esqueletiforme comparable a la descrita por Hibbard (1981) como típica de cristalización en disequilibrio. El hecho de que algunas plagioclasas de los gabros GnMP presenten zonas formadas por feldespato K que se solapan con el zonado a parches, constituye un dato más a favor de la existencia de disequilibrio durante la cristalización. Contienen frecuentes inclusiones de tamaño de grano muy fino a fino principalmente de piroxeno, biotita, opacos y apatito; este último en formas aciculares preferentemente asociadas al zonado a parches, como también ha señalado Galán (1984) en tonalitas.

En las granodioritas las plagioclasas aparecen como cristales subhedrales de 1 a 2,2 mm., muestran zonado poco marcado de tipo oscilatorio y contienen escasas inclusiones de biotita; en parte presentan alteración importante de tipo sericítico o sausrítico.

En el conjunto de rocas estudiadas la composición de las plagioclasas varía entre  $An_{42}$  y  $An_{96}$  (Fig. 5), con un contenido en Or que nunca supera el 3,19% (Tabla II). Los fenocristales de las rocas gabroicas muestran un rango de composición muy amplio ( $An_{48-90}$ ), predominando valores de  $An_{60-86}$ . El zonado es frecuente según pautas muy diferentes:

- Zonado normal: la composición de las diversas zonas oscila dentro de los valores medios.
- Zonado inverso: la composición de la parte central es  $An_{74}$ , mientras que la corona externa se caracteriza por valores superiores ( $An_{84}$ ).

TABLA II. Análisis representativos de plagioclasas y fórmulas estructurales.

Muestra	9755			9757			9753	9754		8659	9761		6001	6001
	fb	fn	zp	zp	zp	ml	m	zp	n	m	n	b'	n	b
SiO <sub>2</sub>	47,38	49,47	54,34	54,89	57,04	54,15	50,88	53,89	46,83	1,66	56,35	55,93	6,36	7,21
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,08	0,03	0,05	0,05	0,10	0,04	0,12	0,00	0,11	0,00	0,02	0,34	0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,67	30,55	27,73	27,52	26,29	27,82	30,01	28,14	32,19	17,09	26,34	26,99	8,25	6,85
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02	0,00	0,03	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,03	0,04
FeOt	0,62	0,40	0,43	0,26	0,26	0,46	0,59	0,37	0,42	0,16	0,03	0,10	0,21	0,18
MnO	0,08	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,05	0,03	0,20	0,04	0,02	0,04
NiO	0,07	0,09	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0	0
MgO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	45,45	0,00	0,00	58,6	60,4
CaO	17,63	15,78	11,90	11,63	9,92	11,79	14,79	12,26	18,03	33,47	9,04	9,83	27	25,5
Na <sub>2</sub> O	1,85	3,00	4,67	5,40	6,34	5,10	3,34	4,94	1,49	0,03	6,53	5,98	0	0,01
K <sub>2</sub> O	0,06	0,06	0,32	0,18	0,19	0,21	0,16	0,25	0,07	0,00	0,34	0,31	0	0
TOTAL	99,35	99,43	99,5	100,0	100,1	99,63	99,88	99,98	99,14	98,04	98,84	99,27	101	101

## FORMULA ESTRUCTURAL (para 8 oxígenos)

Si	2,20	2,28	2,47	2,49	2,57	2,47	2,33	2,45	2,18	2,13	2,57	2,54	2,60	2,67
Al	1,74	1,66	1,49	1,47	1,39	1,49	1,62	1,51	1,77	1,85	1,41	1,44	1,41	1,33
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>++</sup>	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,88	0,78	0,58	0,56	0,48	0,58	0,73	0,60	0,90	0,86	0,44	0,48	0,39	0,33
Na	0,17	0,27	0,41	0,47	0,55	0,45	0,30	0,44	0,13	0,15	0,58	0,53	0,55	0,62
K	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
TOTAL	5,02	5,02	5,00	5,02	5,02	5,02	5,01	5,02	5,01	5,02	5,03	5,01	4,98	4,98
OR	0,35	0,36	1,82	0,99	1,05	1,15	0,90	1,40	0,39	0,65	1,93	1,74	2,01	1,76
AB	15,87	25,50	40,79	45,20	53,06	43,39	28,72	41,59	12,96	14,85	55,57	51,50	57,08	64,42
AN	83,78	74,14	57,39	53,81	45,89	55,46	70,38	57,01	86,65	84,50	42,50	46,76	40,92	33,82

f: Fenocristal.

ml: Microlito.

n: Núcleo.

m: Microcristal.

zp: Zonado a parches.

b: Borde.

– Zonado a parches: las diferencias en el contenido en anortita medidas en parches de un mismo cristal son de 12% (Tabla II).

La segunda generación, correspondiente a microlitos, se caracteriza por contenidos más bajos en anortita (An<sub>45-70</sub>). Las plagioclasas in-

cluidas en piroxeno, aunque dentro del mismo rango, presentan contenidos más bajos que los de fenocristales (An<sub>45-60</sub>), sin que existan diferencias significativas entre plagioclasas incluidas en clinopiroxeno y ortopiroxeno. Finalmente, las asociadas con espinela en forma de intercrecimientos o coronas son las de composición más básica (An<sub>89-96</sub>).

En las granodioritas la variación es menor, de  $An_{42}$  a  $An_{53}$ , observándose zonados normales dentro de este mismo rango de variación; la proporción de Or varía de 1,39 a 2,31%.

## OLIVINO

Su presencia está restringida a los monzogabros y en proporción muy baja (< 2,2%); aparece en cristales que raramente alcanzan tamaños milimétricos, euhedrales y en la mayoría de los casos con tamaños de grano muy finos (0,05-0,08 mm.) (Fig. 3c). Presenta morfología típica de fase mineral relictas (Fig. 3e) o bien contornos parcialmente corroídos. No suele contener inclusiones y muestra escasa alteración a productos claramente tardíos como serpentina, iddingsita u óxidos de Fe. Por el contrario, los procesos de reacción parecen haber tenido una mayor importancia; los ejemplares con formas corroídas aparecen rodeados por coronas de diferente desarrollo y naturaleza constituidas por ortopiroxeno, clinopiroxeno, flogopita muy escasa y, en la parte más externa, biotita asociada a los piroxenos (Figs. 3c y d).

El predominio de ortopiroxeno en las coronas en torno al olivino sugiere que estas estructuras son el resultado de procesos de reabsorción del olivino por el líquido residual según la reacción:

Olivino + Líquido ——— Ortopiroxeno.  
mientras que han tenido menor importancia reacciones de oxidación como:

Olivino + Líquido +  $O_2$  ——— Clinopiroxeno + Magnetita.

No se observa tampoco desarrollo de anfíbol en contacto con olivino, lo que puede indicar el dominio de condiciones predominantemente anhidras en las primeras fases de la cristalización. Por otra parte, la aparición de algo de flogopita sí sugiere la posibilidad de una reacción del tipo:

Forsterita + Líquido ——— Flogopita + Enstatita.

Muy esporádicamente, se observan cristales subhedrales de olivino de tamaño de grano fino incluidos en fenocristales poiquilíticos de clinopiroxeno (Fig. 3b); no presentan coronas de reacción, evidenciando probablemente unas condiciones precoces de equilibrio, diferentes de las dominantes durante la formación de los cristales corroídos y coronas de ortopiroxeno.

Su composición (Tabla III) es variable ( $Fo_{72-42}$ ). En fenocristales euhedrales se ha podido constatar la existencia de zonación marcada, con valores de  $Fo_{72}$  en el núcleo a  $Fo_{52}$  en el borde. Las formas relictas se caracterizan por valores más bajos, variando entre  $Fo_{55}$  y  $Fo_{42}$ , no observándose diferencias de composición entre olivinos relictos que coexisten con fenocristales euhedrales y aquéllos que aparecen como la única forma presente.

Con relación a otros elementos menores, estos olivinos se caracterizan por contenidos muy bajos en  $Cr_2O_3$  y en NiO, así como en  $Al_2O_3$  ( $0,19 < \%$ ). En cuanto al calcio ( $0,01$  a  $0,2\%$ ), se sitúa en valores propios de olivino de origen plutónico (<  $0,1\%$ ) en el límite con rocas hipobasales (>  $0,1\%$ ), según Simkin y Smith (1970). En el caso de los cristales zonados, el contenido en Ca disminuye hacia el borde (Tabla III) lo que, de acuerdo con Stormer (1973), indicaría una cristalización en condiciones estables de presión.

En general, los olivinos son menos ricos en magnesio que los descritos en enclaves y rocas ultramáficas asociadas a granitos hercínicos (Galán, 1987; Galán y Suárez, 1989) y en gabros olivínicos de la serie appinítica (Franco González y Sánchez García, 1987). Valores de Fo similares se citan como característicos, tanto de algunos tipos de basaltos y andesitas, como de intrusiones máficas estratiformes o complejos gabroicos (Brown, 1967; Simkin y Smith, 1970). De acuerdo con los datos de Ewart (1982), el rango observado en estas rocas es, por otra parte, comparable al que caracteriza a andesitas basálticas calcoalcalinas «high-K» del SW de Utah.

TABLA III. Análisis representativos de olivinos y fórmulas estructurales

Muestra	9755				9757				9754	6001	8659	
	cr	fb	fi	fi	fi	fn	fn	fi				fb
SiO <sub>2</sub>	34,17	35,36	36,46	37,11	37,83	38,20	38,03	37,70	37,86	34,16	35,33	33,73
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,02	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,02	0,02	0,09	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,14	0,12	0
FeOt	46,03	39,96	33,84	28,81	26,14	24,90	25,52	29,52	28,42	46,83	43,63	45,73
MnO	0,83	0,64	0,58	0,47	0,39	0,32	0,43	0,50	0,44	0,82	0,75	0,87
NiO	0,11	0,03	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,06	0,05	0,00	0
MgO	18,80	24,67	29,07	33,43	35,67	36,96	35,90	33,79	33,88	18,42	21,44	18,5
CaO	0,07	0,05	0,06	0,14	0,13	0,20	0,12	0,12	0,12	0,11	0,13	0,15
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0
K <sub>2</sub> O	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,03

TOTAL | 100,04 | 100,79 | 100,02 | 100,10 | 100,17 | 100,70 | 100,06 | 101,66 | 100,83 | 100,59 | 101,43 | 99,04

FORMULA ESTRUCTURAL (para 4 oxígenos)

Si	1,01	1,00	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,01	1,00	1,01	1,01
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>++</sup>	1,13	0,94	0,78	0,65	0,58	0,54	0,56	0,65	0,63	1,15	1,04	1,14
Mn	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Mg	0,83	1,04	1,19	1,34	1,41	1,44	1,41	1,33	1,34	0,81	0,91	0,82
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg*	0,42	0,52	0,60	0,67	0,71	0,73	0,71	0,67	0,68	0,41	0,47	0,42

f: Fenocristal

cr: Cristal relicto

n: Núcleo

i: Zona intermedia

b: Borde

## PIROXENO

Existe clino y ortopiroxeno en proporciones variables, constituyendo, en conjunto, la fase ferromagnesiana más representativa de la diversidad de rocas gabroicas ( $\approx 10-22\%$ ); después de las plagioclasas es el mineral cúmulo más importante; falta únicamente en algunos monzogabros biotíticos (García Iglesias *et al.*, 1981) y en las granodioritas. El estudio textural pone de manifiesto una gran diversidad morfológica que, sin duda, refleja una historia de cristalización larga y compleja.

Ambos, clinopiroxeno y ortopiroxeno, se presentan en fenocristales (Figs. 3f, h y 4a) con un tamaño máximo de 1-2 mm., siendo frecuentes también las acumulaciones de tipo glomeroporfídico (Fig. 3g). Dentro de la mesostasis aparecen como microcristales o formas granulares muy finas (20-60 $\mu$ ), siendo mucho más frecuentes los ortopiroxenos, lo mismo que en las coronas desarrolladas en torno a formas relictoicas de olivino. Los dos muestran relaciones de sustitución por anfíbol, algo más desarrolladas en el caso de los clinopiroxenos (Fig. 3b).

El *ortopiroxeno* (<10%) es bastante pleocroico en los fenocristales euhedrales y a veces muy rico en inclusiones de ilmenita. Puede presentar formas parcialmente reabsorbidas o corroídas, así como bordes finamente granulares o poiquilíticos, probablemente contemporáneos con la etapa de cristalización de la mesostasis (Figs. 3f y h). Por otra parte, el *ortopiroxeno* puede aparecer como inclusiones en fenocristales de *clinopiroxeno* adoptando morfologías variadas, desde hábitos subhedrales a formas relicticas. Además, como ha sido descrito anteriormente, puede desarrollar coronas de reacción en torno al olivino. En ellas, frecuentemente se distingue una parte interna de carácter masivo y una zona externa finamente granular (Figs. 3c y d).

En los GMP se observan asociaciones de *ortopiroxeno* y *titanomagnetita* vermicular con morfología típica de intercrecimientos simplectíticos. Estas texturas constituyen los núcleos de microcristales (Fig. 3h) y con menor frecuencia verdaderos pseudomorfos. Texturas similares en pseudomorfos y coronas sobre olivino han sido descritas en diversos tipos de gabros e interpretadas como el resultado de la reacción de olivino y el líquido residual (Ambler y Ashley, 1977; McSween y Nystrom, 1979; Ambler y Ashley, 1980; McSween, 1983; Olsen y McSween, 1983).

La composición química de los diferentes tipos de *ortopiroxeno* de Infiesto queda representada por los análisis recogidos en la Tabla IV. En cuanto a su clasificación, los *ortopiroxenos* se proyectan sobre el campo de las enstatitas en el límite con las ferrosilitas (Morimoto *et al.*, 1988) (Fig. 6), que comprende los campos de hiperstena y ferrohiperstena de Poldervaart y Hess (1951), con valores para los tres vértices comprendidos entre:  $En_{42-64}$ ,  $Fs_{33-56}$  y  $Wo_{1,1-4,7}$  (Tabla IV). El contenido más alto en En y los mayores valores de  $Mg^*$  se obtienen en los fenocristales euhedrales parcialmente reabsorbidos e incluidos en *clinopiroxeno*, así como en las zonas más internas de las coronas de reacción de *ortopiroxeno* alrededor de los olivinos;

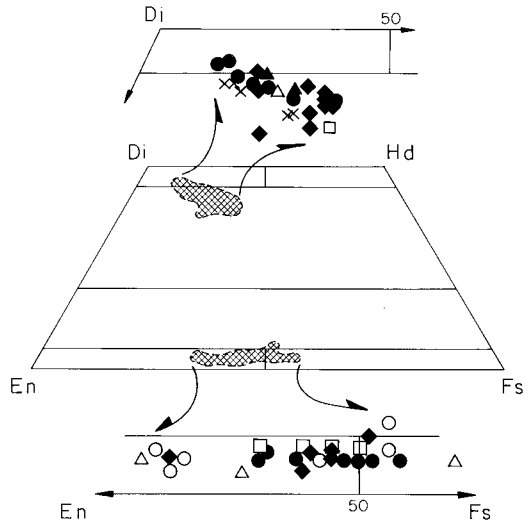


Fig. 6.- Clasificación de piroxenos. a) Morimoto *et al.* (1988). b) Poldervaart y Hess (1951). Leyenda igual que en la figura 5.

estos últimos son, además, los más pobres en Wo. Los contenidos más bajos en En corresponden a microlitos y microcristales con bordes corroídos y de hábito poiquilítico, así como a las zonas de borde de similares características que pueden presentar los fenocristales que, por otro lado, no muestran zonación importante. No se han observado diferencias significativas entre *ortopiroxenos* de las facies microporfídicas y no microporfídicas.

El *clinopiroxeno* (<10%; v.m.  $\approx$  6%) forma fenocristales generalmente subhedrales y maclados polisintéticamente, en ocasiones de tamaño superior a 2 mm., incluyendo poiquilíticamente granos de olivino —«oikocristales» de algunos autores— (Fig. 3b). Algunos fenocristales de mayor tamaño muestran un zonado muy marcado caracterizándose, a diferencia de los *ortopiroxenos*, por amplias coronas de aspecto ligeramente poiquilítico o dendriforme en torno a grandes núcleos muy lípidos, casi sin inclusiones, que son de muy pequeño tamaño cuando existen (Fig. 4b).

Composicionalmente (Tabla IV), los diferentes tipos de *clinopiroxeno* analizados son en su mayoría augitas en el sentido de Poldervaart

TABLA IV. Análisis representativos de piroxenos y fórmulas estructurales

Muestra	9755							9757	9753		
	f	c	fi	fn	fi	fb	fi	a	fn	fb	m
SiO <sub>2</sub>	52,78	51,84	48,86	48,83	49,49	51,21	51,41	51,22	51,96	51,56	51,99
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,36	0,93	1,11	0,85	0,61	0,79	0,32	0,21	0,29	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,13	0,79	6,54	7,09	5,83	1,68	1,87	0,74	1,21	0,60	0,56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,14	0,00	0,07	0,09	0,20	0,15	0,11	0,14	0,01	0,04	0,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	1,07	1,03	1,45	0,21	0,89	1,11	0,00	0,00	0,00
FeO	21,17	27,19	7,08	8,60	6,18	13,12	12,62	26,71	26,09	27,54	29,68
NiO	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,04	0,08	0,00	0,10	0,00	0,00
MnO	0,59	0,69	0,20	0,32	0,30	0,44	0,20	0,68	0,63	0,62	0,64
MgO	21,52	18,24	14,33	15,00	14,29	12,47	13,68	18,04	18,35	16,94	16,62
CaO	1,57	1,12	19,71	17,56	21,21	19,66	18,61	1,45	1,47	1,52	1,47
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,02	0,24	0,26	0,18	0,16	0,22	0,00	0,00	0,02	0,04
K <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,04	0,00	0,06	0,01
TOTAL	99,23	100,24	99,09	99,89	99,97	99,75	100,49	100,45	100,02	99,19	101,28
FeOt	21,17	27,19	8,04	9,52	7,48	13,31	13,42	27,72	26,09	27,54	29,68

## FORMULA ESTRUCTURAL (para 6 oxígenos y 4 cationes)

Si	1,98	1,98	1,82	1,81	1,83	1,95	1,93	1,96	1,98	2,00	1,99
Al IV	0,02	0,02	0,18	0,19	0,17	0,05	0,07	0,03	0,02	0,00	0,01
Al VI	0,03	0,01	0,11	0,12	0,09	0,02	0,01	0,00	0,04	0,03	0,01
Ti	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>+++</sup>	0,00	0,00	0,03	0,03	0,04	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>++</sup>	0,67	0,87	0,22	0,27	0,19	0,42	0,40	0,85	0,83	0,89	0,95
Mn	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	1,21	1,04	0,80	0,83	0,79	0,71	0,77	1,03	1,04	0,98	0,95
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,06	0,05	0,79	0,70	0,84	0,80	0,75	0,06	0,06	0,06	0,06
Na	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CA-WO	3,23	2,32	42,78	38,08	44,98	41,17	38,55	2,98	3,07	3,23	3,04
MG-EN	61,74	52,56	43,26	45,25	42,14	36,34	39,42	51,50	53,33	50,05	47,91
FE-FS	35,04	45,11	13,97	16,67	12,88	22,49	22,03	45,51	43,59	46,72	49,06
Mg <sup>*</sup>	0,64	0,54	0,76	0,73	0,77	0,62	0,64	0,53	0,55	0,52	0,49

y Hess (1951), coincidente en este caso con la denominación de Morimoto *et al.* (1988). En términos de porcentajes de Ca, Fe y Mg varían dentro de los intervalos: En<sub>35-51</sub>, Fs<sub>8-23</sub> y Wo<sub>31-46</sub>, situándose algunos análisis en los campos de salitas y diópsidos según las clasificaciones anteriores (Fig. 6). La zonación petrográfica que presentan frecuentemente algunos fenocristales, se refleja en una disminución en conteni-

dos de Mg y enriquecimiento en Fe acompañado de variaciones irregulares en el contenido en calcio.

Se trata de clinopiroxenos ricos en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> con valores de hasta 1,17% y medios de 0,74%, muy superiores a los que caracterizan a los ortopiroxenos (0,04%). También en comparación con los ortopiroxenos, son más pobres en SiO<sub>2</sub> y mucho más aluminicos (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, vm. ortopiro-

TABLA IV (continuación): Análisis representativos de piroxenos y fórmulas estructurales

Muestra	9753				9754		6001			8659	
	a	fn	fb	fi	f	n	f	m	c	m	f
SiO <sub>2</sub>	51,86	52,59	51,50	51,93	50,99	52,13	50,59	52,92	52,64	51,23	49,99
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,28	0,33	0,24	0,65	0,43	0,73	0,24	0,16	0,11	0,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,34	3,05	3,66	2,85	1,90	0,82	4,04	2,22	0,62	0,53	4,92
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,88	1,17	0,88	0,08	0,01	0,04	0,02	0,00	0,00	0,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	1,10	0,26	0,00	0,00	0,30	0,63	2,34
FeO	24,75	4,89	6,17	8,76	13,62	24,99	9,47	20,42	25,01	31,22	4,27
NiO	0,00	0,01	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,47	0,19	0,21	0,24	0,38	0,62	0,33	0,44	0,75	1,00	0,18
MgO	19,20	15,91	15,11	14,25	12,64	19,39	13,47	22,47	20,30	15,76	15,37
CaO	1,87	22,28	21,14	20,90	18,79	1,96	20,08	1,51	0,82	0,82	21,16
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,13	0,20	0,17	0,19	0,01	0,26	0,02	0,00	0,00	0,28
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04
TOTAL	100,01	100,20	99,53	100,36	100,37	100,63	99,01	100,26	100,63	101,29	99,30
FeOt	24,75	4,89	6,17	8,76	14,62	25,23	9,47	20,42	25,28	31,78	6,38
FORMULA ESTRUCTURAL (para 6 oxígenos y 4 cationes)											
Si	1,96	1,93	1,91	1,93	1,93	1,97	1,90	1,95	1,98	1,98	1,85
Al IV	0,04	0,07	0,09	0,07	0,07	0,03	0,10	0,05	0,02	0,02	0,15
Al VI	0,02	0,06	0,07	0,05	0,01	0,00	0,08	0,05	0,01	0,00	0,07
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02
Cr	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>+++</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,07
Fe <sup>++</sup>	0,78	0,15	0,19	0,27	0,43	0,79	0,30	0,63	0,79	1,01	0,13
Mn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01
Mg	1,08	0,87	0,83	0,79	0,71	1,09	0,76	1,24	1,14	0,91	0,85
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,08	0,87	0,84	0,83	0,76	0,08	0,81	0,06	0,03	0,03	0,84
Na	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CA-WO	3,87	46,07	44,84	43,77	39,07	3,99	43,21	3,08	1,66	1,69	44,40
MG-EN	55,33	45,74	44,59	41,51	36,58	54,92	40,32	63,72	57,18	45,35	44,85
FE-FS	40,80	8,19	10,58	14,72	24,35	41,09	16,47	33,20	41,16	52,96	10,75
Mg <sup>*</sup>	0,58	0,85	0,81	0,74	0,60	0,57	0,71	0,66	0,58	0,46	0,81

f: Fenocristal  
s: Seudomorfo

m: Microcristal.  
c: Corona

a: Acumulados  
n: Núcleo

i: Intermedio  
b: Borde

xeno=0,8%; vm. clinopiroxeno=3,2%), además de más ricos en TiO<sub>2</sub> (0,74 clinopiroxeno frente a 0,04 ortopiroxeno).

La proyección de los análisis realizados sobre algunos diagramas propuestos por LeBas (1962) (Figs. 7a y b), utilizados para el encu-

adre de los piroxenos dentro de las diferentes series, ocupa el campo de las series toleíticas y calcoalcalinas a excepción de algunos fenocristales zonados de clinopiroxeno, probablemente fases precoces, que se sitúan en el campo de las rocas alcalinas. Ello se debe a contenidos muy

altos en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , en particular en los núcleos. Tal fenómeno podría explicarse por variaciones en las condiciones físicas de cristalización, con respecto a las dominantes para los demás piroxenos, y/o composiciones específicas de los fundidos magmáticos iniciales. El contenido en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de los clinopiroxenos es el resultado de la sustitución Al-Si y está en relación con la composición del magma (variaciones en el contenido de  $\text{SiO}_2$ , así como con los factores físicos (PT durante la cristalización) (Kushiro, 1960; Brown, 1967; Gupta *et al.*, 1973; Carmichael *et al.*, 1974; Gasparik y Lindsley, 1982; Papike, 1982). El carácter anómalo de los clinopiroxenos de Infiesto podría estar relacionado con condiciones de cristalización a presiones más altas, ya que valores altos en la actividad de la sílice parecen poco probables dada la naturaleza de estas rocas. Considerando otras hipótesis, Johnston y Wyllie (1988) han demostrado experimentalmente que, los piroxenos originados en las zonas de interacción de magmas básicos y ácidos, muestran un enriquecimiento en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y un empobrecimiento en

$\text{SiO}_2$  en relación con los piroxenos cristalizados en el magma básico no contaminado.

A efectos de comparación con otras rocas máficas y ultramáficas del hercínico peninsular, el conjunto de ortopiroxeno y clinopiroxeno, muestra un rango composicional similar al que caracteriza a los piroxenos de los grupos de Salas-Belmonte y Tapia (Gil Iburguchi y Suárez, 1981; Corretgé *et al.*, 1989), si bien los ortopiroxenos de Infiesto se desplazan hacia composiciones algo más ricas en Fe. Este mismo hecho se observa también en relación con las asociaciones calcoalcalinas plutónicas de vivero y Burguillos del Cerro (Galán, 1984; Pons, 1982). Una posible explicación podría ser, en el caso de Infiesto, la ausencia de magnetita y la escasa importancia del anfíbol como fase fraccionada.

A escala más general, y en el marco de las series de rocas ígneas, la disposición de los piroxenos de Infiesto en el diagrama de clasificación (Fig. 6) se corresponde con la que caracteriza a los piroxenos de basaltos y andesitas calcoalcalinas, preferentemente con las series ricas

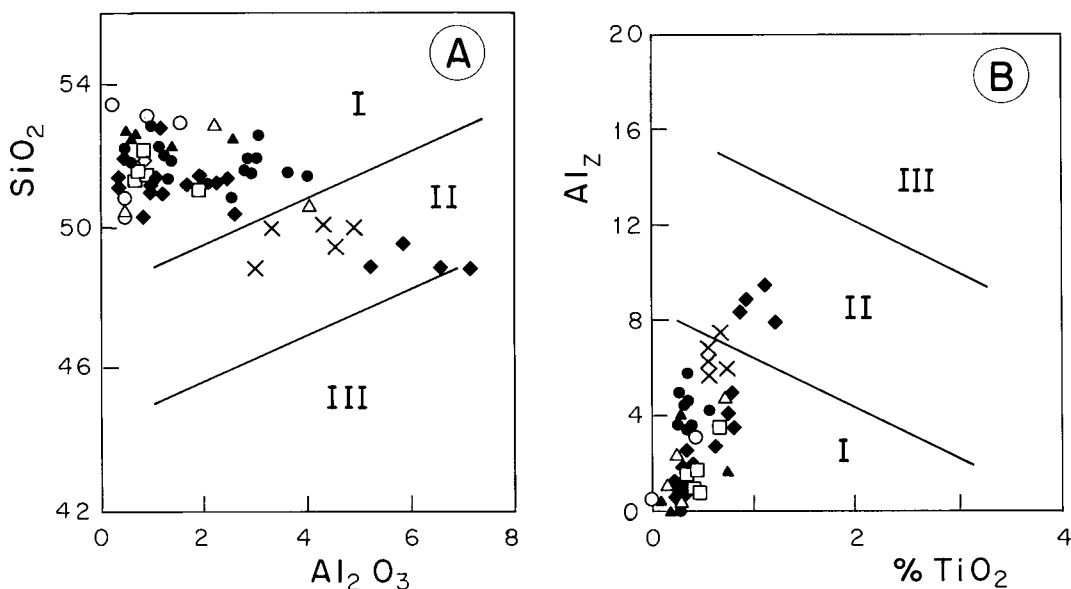


Fig. 7.— a) y b) Clasificación de piroxenos dentro de las series magmáticas según diagramas de LeBas (1962). I: Series toleíticas, calcoalcalinas y basaltos ricos en Al. II: Series alcalinas. III: Rocas peralcalinas. Leyenda igual que en la figura 5.



en K («high K») (Ewart, 1982). En este mismo sentido, la tendencia de los ortopiroxenos hacia composiciones más ricas en hierro, observada en Infiesto, caracteriza también las series ricas en potasio, en las que la variación de composición de los clinopiroxenos ocupa el campo de las augitas y se extiende parcialmente a los campos de diópsido y salita, tal y como señala Ewart (1982).

## ANFIBOL

En las rocas gabbroicas consideradas, GMP, GnMP y PG, los anfíboles son poco abundantes (Tabla I), aunque ocasionalmente se encuentran en mayor proporción en cuarzogabros y cuarzo-monzogabros, particularmente en las rocas más porfídicas (García Iglesias *et al.*, 1981). Básicamente se diferencian tres formas diferentes:

- a) Anfíbol de color castaño fuertemente pleocroico en forma de cristales euhedrales; es característico de pórfidos gabbroicos y coexiste con biotita y pseudomorfos de anfíbol fibroso descritos más adelante (Fig. 4g).
- b) Cristales de color verde intenso muy pleocroicos en formas subhedrales; aparecen desarrollados preferentemente sobre piroxeno como coronas de diferente desarrollo y continuidad; pueden ser considerados como una fase de transformación de las fases anhidras más precoces (Fig. 3b).
- c) Finalmente, la forma más frecuente corresponde a cristales fibrosos, de incoloros a verde pálido, agrupados en pseudomorfos (Fig. 4g). Es claramente una fase tardía que reemplaza a los piroxenos, originada en una etapa tardimagmática a postmagmática.

Todos los anfíboles analizados se consideran cálcicos y se mantienen dentro del rango de contenidos aceptado según criterios de Helz

(1982). La clasificación sigue las normas IMA (Leake, 1978). Los resultados analíticos (Tabla V) confirman netamente la división establecida al microscopio:

- a) Una población de anfíboles, pargasita y hornblenda hastingsítica magnesiana, correspondiente al primer grupo de los individualizados petrográficamente (Fig. 8a).
- b) Un segundo grupo representado por magnesio-hornblendas que representan los anfíboles muy pleocroicos asociados a piroxenos (Fig. 8a).
- c) Un grupo de composición actinolítica que agrupa a los anfíboles de color verde pálido con morfología de pseudomorfos (Fig. 8a).

Teniendo en cuenta otros aspectos, además de los estrictamente requeridos para su clasificación, los anfíboles de estas rocas se caracterizan por su variación composicional controlada por sustituciones en las que juega un papel dominante el  $Al^{IV}$ . De acuerdo con el diagrama  $(Na+K)_A-Al^{IV}$  (Fig. 8e) las sustituciones cardinales han sido la edenítica  $(NaAlSi_{-1})$  y A1-tschermaquítica  $(Al_2Mg_{-1}Si_{-1})$ , o una combinación de ambas expresada como sustitución pargasítica tal y como citan Robinson *et al.* (1971). La recta de correlación obtenida proporciona una relación «A»/ $Al^{IV}$  de aproximadamente 4:1, con una intersección sobre el eje de ordenadas en un valor aproximado de 0,4; según Spear (1981) esto implicaría la actuación de las sustituciones tschermaquíticas (Al, Fe, Ti-tschermaquita) y la no participación de la sustitución riebeckítica.

Por otro lado, la variación composicional en algunos parámetros que dependen en mayor o menor grado de variables intensivas como P, T, etc. y la neta separación entre los anfíboles pargasíticos y todos los demás, refleja las diferentes condiciones físicas de formación para unos y otros. El diagrama que relaciona las cantidades de Si y Ti (Fig. 8b) ha sido propuesto por Leake

TABLA V. Análisis representativos de anfíboles y fórmulas estructurales

Muestra	I-O-4			9763								8659		
	s	s	s	f	f	f	s	s	s	s	c	c	c	
SiO <sub>2</sub>	51,69	53,05	51,13	42,37	43,19	41,67	53,02	54,10	51,02	50,66	45,92	48,11	46,1	
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,15	0,06	4,11	3,45	4,41	0,13	0,14	0,59	0,49	1,03	0,95	1,1	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,66	2,28	3,92	11,79	11,56	11,91	1,78	2,09	3,31	3,33	6,25	5,59	6,4	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,81	0,00	0,23	0,07	0,00	0,23	0,37	0,00	0,00	0,0	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,40	8,59	12,97	3,01	1,76	2,77	9,41	3,18	5,39	5,45	5,49	7,42	7,7	
FeO	6,01	7,68	6,01	7,06	10,04	7,98	9,38	11,57	13,59	13,55	14,16	12,74	12,1	
MnO	0,63	0,58	0,51	0,22	0,20	0,28	0,36	0,12	0,30	0,26	0,25	0,37	0,2	
NiO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,07	0,15	0,16	0,00	0,05	0,07	0,00	0,00	0,0	
MgO	14,51	14,88	13,70	14,15	12,86	13,55	13,54	14,74	12,33	11,86	10,19	11,16	10,1	
CaO	10,71	11,39	10,34	11,64	11,54	11,59	11,06	12,18	12,03	11,62	11,01	11,21	10,1	
Na <sub>2</sub> O	0,19	0,24	0,67	1,81	1,89	1,86	0,13	0,08	0,36	0,34	1,00	0,84	1,0	
K <sub>2</sub> O	0,33	0,18	0,33	1,14	0,99	1,13	0,19	0,14	0,25	0,29	0,78	0,63	0,7	
TOTAL	97,36	99,02	99,64	98,13	97,55	97,52	99,23	98,33	99,44	98,29	96,09	99,00	98,1	
FeOt	15,37	15,41	17,68	9,77	11,63	10,47	17,85	14,44	18,44	18,46	19,10	19,42	19,1	

## FORMULA ESTRUCTURAL

Si	7,47	7,54	7,27	6,16	6,34	6,12	7,59	7,74	7,40	7,43	6,99	7,06	6,9
Al	0,45	0,38	0,66	2,02	2,00	2,06	0,30	0,35	0,57	0,58	1,12	0,97	1,1
Ti	0,02	0,02	0,01	0,45	0,38	0,49	0,01	0,02	0,06	0,05	0,12	0,10	0,1
Cr	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,03	0,01	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,0
Fe <sup>+++</sup>	1,13	0,92	1,39	0,33	0,19	0,31	1,01	0,34	0,59	0,60	0,63	0,82	0,8
Fe <sup>++</sup>	0,73	0,91	0,71	0,86	1,23	0,98	1,12	1,39	1,65	1,66	1,80	1,56	1,5
Mn	0,08	0,07	0,06	0,03	0,02	0,03	0,04	0,01	0,04	0,03	0,03	0,05	0,0
Mg	3,12	3,15	2,90	3,06	2,81	2,97	2,89	3,14	2,67	2,59	2,31	2,44	2,3
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,0
Ca	1,66	1,74	1,58	1,81	1,82	1,82	1,70	1,87	1,87	1,83	1,79	1,76	1,7
Na	0,05	0,07	0,18	0,51	0,54	0,53	0,04	0,02	0,10	0,10	0,30	0,24	0,3
K	0,06	0,03	0,06	0,21	0,19	0,21	0,04	0,03	0,05	0,05	0,15	0,12	0,1
Al IV	0,45	0,38	0,66	1,84	1,66	1,88	0,30	0,26	0,57	0,57	1,01	0,94	1,0
Al VI	0,00	0,00	0,00	0,18	0,34	0,18	0,00	0,10	0,00	0,01	0,11	0,03	0,0
Na <sub>B</sub> (M4)	0,05	0,07	0,18	0,19	0,18	0,18	0,04	0,02	0,10	0,10	0,21	0,24	0,2
Na <sub>A</sub>	0,00	0,00	0,00	0,32	0,35	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,0
(Na+K) <sub>A</sub>	0,06	0,03	0,06	0,53	0,54	0,56	0,04	0,03	0,05	0,05	0,24	0,12	0,1
(Ca+Na) <sub>B</sub>	1,71	1,80	1,76	2,00	2,00	2,00	1,73	1,89	1,97	1,92	2,00	2,00	2,0
Mg*	0,81	0,78	0,80	0,78	0,70	0,75	0,72	0,69	0,62	0,61	0,56	0,61	0,6

f: Fenocristal

s: Seudomorfo

c: Corona en px

(1965) para discriminar anfíboles de origen ígneo y metamórfico; en él se aprecia una correlación negativa entre ambos parámetros y el alejamiento entre los anfíboles pargasíticos del pórfito gabroico (PG) —mucho más ricos en titanio— y todos los demás. Además, parte de los anfíboles se localizan en el campo «metamórfico»,

que para el caso aquí tratado debe entenderse más bien como campo de reequilibrio en el «subsólido», en contraposición al campo ocupado por los anfíboles pargasíticos y magnesiohornblendas asociadas a piroxenos, entendido como campo de anfíboles de cristalización a partir de un fundido. Igualmente, las variaciones

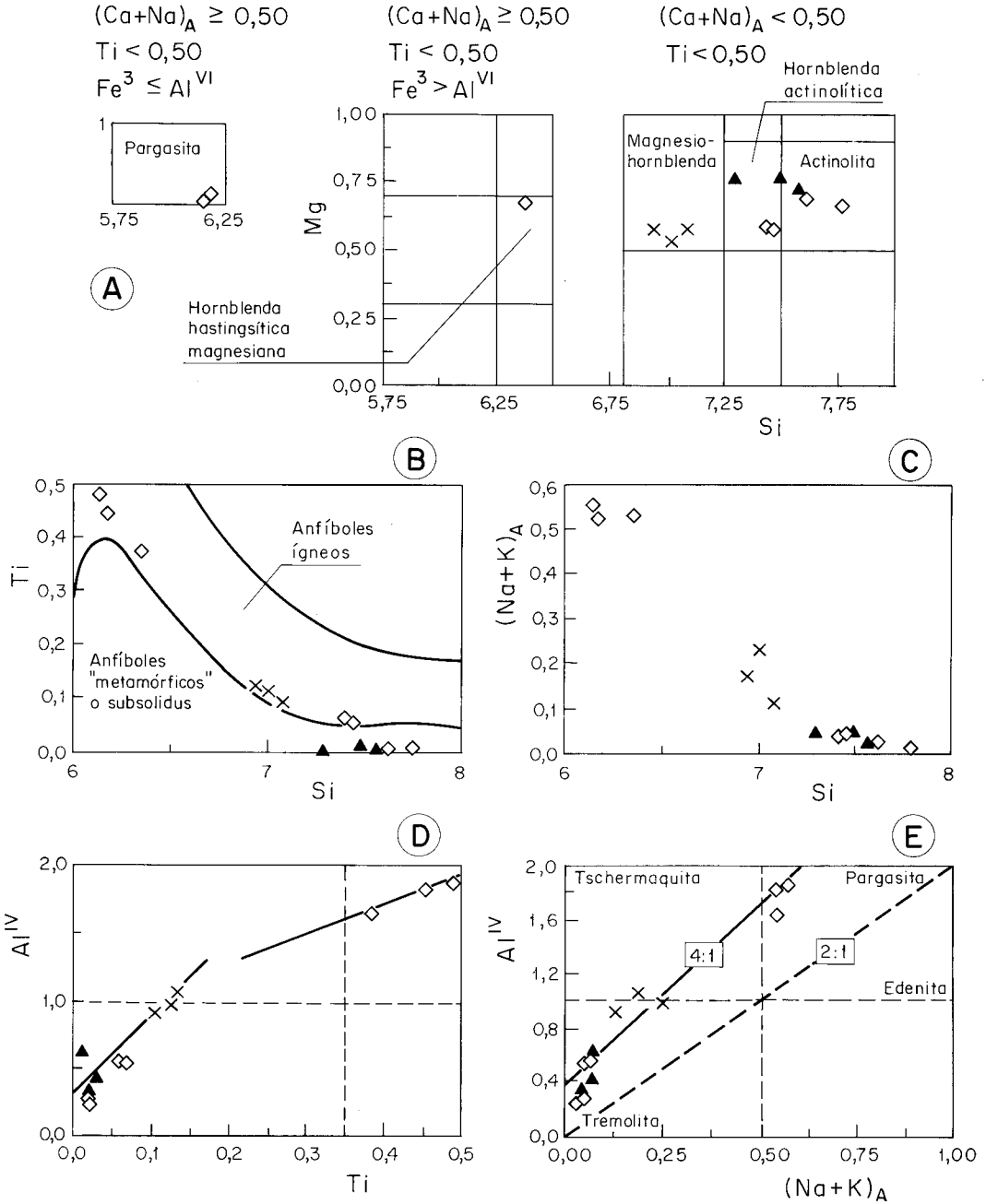


Fig. 8.- a) Clasificación de anfíboles en los diagramas de Leake (1978). b) Diagrama Si-Ti (Leake, 1965) para discriminar los anfíboles de origen ígneo y metamórfico. c) Diagrama (Na+K)<sub>A</sub>-Si, parámetros sensibles a la temperatura. d) Diagrama Al<sup>IV</sup>-Ti. e) Diagrama (Na+K)<sub>A</sub>-Al<sup>IV</sup> para ilustrar la eficacia de las sustituciones edenítica y tschermakítica. Leyenda igual que en la figura 5.

relativas en  $(\text{Na}+\text{K})_A$ , Ti y  $\text{Al}^{\text{IV}}$  ilustran el papel ejercido por las distintas variables físicas: los valores de la «posición A»  $(\text{Na}+\text{K})_A$  –sensible a la T (Helz, 1982)– disminuyen con el incremento de Si o, lo que es lo mismo, con la diferenciación (Fig. 8c). El diagrama Ti- $\text{Al}^{\text{IV}}$  (Fig. 8d) aporta una valoración relativa de la evolución de la T; para ambos parámetros los contenidos disminuyen al disminuir la T:

- En el caso del Ti, los análisis representativos del anfíbol castaño (de tipo a), [contenidos en  $\text{Ti} > 0,35$  y una relación  $\text{Ti}/\text{Al}^{\text{IV}}$  mucho mayor que la proporcionada por el resto de los análisis ( $1/2,5$  frente a  $1/10$ )], representarían una T de formación por encima de  $970^\circ\text{C}$  (Helz, 1973 y 1982).
- Por su parte, la variación de contenidos en  $\text{Al}^{\text{IV}}$  indica, asimismo, una disminución de la T (Stephenson, 1977; Helz, 1982) y, para los análisis con  $\text{Al}^{\text{IV}} > 1$  (de tipo c), condiciones de formación en el «subsólido» (Helz, 1982).

## MICAS

Las micas analizadas en las litologías aquí tratadas son de naturaleza biotítica, a excepción de la escasa flogopita asociada al olivino. Aparece en proporciones variables (8,3 a 18%) y morfológicamente se diferencian:

- a) Pequeños cristales poiquilíticos preferentemente desarrollados sobre ilmenita a la que engloba por completo y sobre fenocristales reabsorbidos de piroxeno –clinopiroxeno y ortopiroxeno– en forma de coronas finas generalmente discontinuas. Esta biotita es característica de la mayor parte de los gabros microporfídicos (Fig. 4e).
- b) Láminas de diferente desarrollo –tamaños de fenocristal a microcristal– que destacan tanto por su aspecto cavernoso como por la abundancia de finas inclu-

siones de opacos. Estos constituyen verdaderos intercrecimientos simplectíticos en núcleos o zonas concéntricas dentro de las láminas de biotita (Fig. 4c). Presentan en muchos casos una zonación bastante patente, y se observan bordes corroídos y/o de crecimiento con piroxeno granular asociado.

- c) Láminas euhedrales y poiquilíticas (Fig. 4f) englobando piroxenos y plagioclasas; constituyen una fase postcúmulo característica de los gabros no microporfídicos (GnMP). Otra biotita de morfología comparable, aunque de carácter menos poiquilítico, aparece en las granodioritas y cuarzomonzonitas pero englobando únicamente plagioclasas y accesorios (principalmente circón).
- d) Láminas finas en agregados granoblásticos, formados por opacos  $\pm$  biotita  $\pm$  piroxeno  $\pm$  plagioclasa (Fig. 4d), que aparecen dispersos en la mesostasis de gabros. Agregados de mayor tamaño de grano, constituidos por biotita  $\pm$  cuarzo  $\pm$  plagioclasa  $\pm$  opacos, son característicos de las granodioritas.

Composicionalmente (Tabla VI), debe establecerse, en primer lugar, la diferencia entre las micas flogopíticas, asociadas a los olivinos, y el resto de las micas analizadas. Todas ellas han sido proyectadas en el diagrama de Deer *et al.* (1962) (Fig. 9a). Las biotitas ss. presentan, en conjunto, una composición bastante homogénea con una proporción  $\text{Fe}^*$  relativamente baja; no obstante, puede apreciarse una cierta disposición ordenada entre las biotitas de las rocas menos diferenciadas (GMP) y las contenidas en la granodiorita (Fig. 9a). Dentro de su escasa dispersión deben destacarse dos aspectos: 1) En conjunto señalan una ligera evolución hacia el polo siderofilítico con progresivo enriquecimiento en  $\text{Al}^{\text{IV}}$ . 2) Las diferentes biotitas reflejan una cierta uniformidad composicional, a excepción de las analizadas en los gabros GMP, ricos en biotita de tipo b (Fig. 9a).

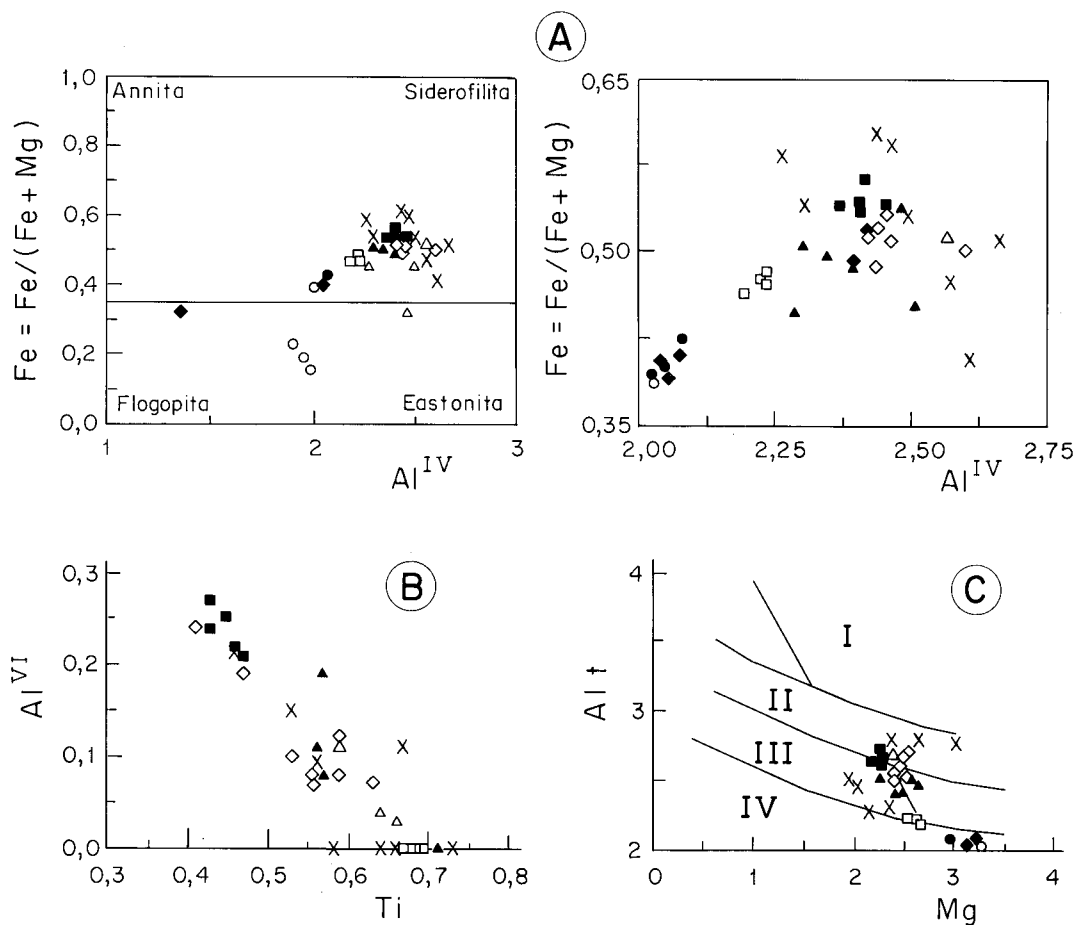


Fig. 9.- a) Clasificación de micas en el diagrama de Deer *et al.* (1962). b) Diagrama  $Al^{VI}$ -Ti, evolución de las biotitas con enriquecimiento en  $Al^{VI}$  y pérdida de Ti hacia los términos más diferenciados GD. c) Diagrama de Nachit *et al.* (1985) de tipificación geoquímica; I: Series Alumino-potásicas, II: Series Calcoalcalinas, III: Series Subalcalinas, IV: Series Alcalinas. Leyenda igual que en la figura 5.

La tipificación de conjunto y las diferencias ya señaladas quedan igualmente de manifiesto si se considera el comportamiento y evolución de otros parámetros. En general, todas las micas presentan una tasa alta de ocupación de la posición octaédrica ( $> 5,6$ ), dominada por la presencia de  $Fe^{++}$  y Mg, con cantidades mucho menores de  $Fe^{+++}$ ,  $Al^{VI}$  y Ti; las proporciones relativas de estos componentes sitúan a las micas analizadas en el campo definido por Foster (1960) para las biotitas (Fig. 10a), con una evolución desde las biotitas de rocas menos evolucionadas hasta las de la granodiorita, más pró-

ximas al polo del  $Fe^{++}$ . Por otra parte, el diagrama que relaciona Ti y  $Al^{VI}$  (ambos parámetros son sensibles a la temperatura: el  $Al^{VI}$  aumenta al disminuir la T y progresar la diferenciación, mientras que el contenido en titanio disminuye con la T) (Fig. 9b), refleja una correlación negativa según el grado de diferenciación. Excluidas las flogopitas y las micas asimilables a ellas con  $Al^{VI}=0$ , las biotitas de las rocas gabroicas se sitúan en el polo rico en Ti y pobre en  $Al^{VI}$ , mientras que las biotitas de las granodioritas ocupan el opuesto. La mayor dispersión se localiza en los GMP con biotitas de

TABLA VI. Análisis representativos de micas y fórmulas estructurales

Muestra	9755		9757	9753	9754	9761	I-0-4	8659		
	24	74	18	50	56	6	26	179	.4	10
SiO <sub>2</sub>	45,32	38,62	41,40	38,73	37,52	36,32	37,53	36,07	35,10	36,52
TiO <sub>2</sub>	1,47	3,38	0,44	4,56	6,12	3,97	4,87	4,69	6,25	5,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,95	11,58	11,91	11,68	12,53	14,54	13,48	15,65	13,51	12,55
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	0,00	0,06	0,05	0,01	0,08	0,00	0,06	0,07	0,03
*Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,07	3,08	2,79	2,19	1,37	2,45	1,71	1,12	1,73	2,07
FeO	9,71	14,89	5,11	15,49	17,45	19,65	18,01	15,49	21,23	21,32
MnO	0,28	0,11	0,00	0,10	0,18	0,33	0,23	0,09	0,12	0,14
NiO	0,07	0,01	0,10	0,12	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	17,40	14,23	22,76	13,26	11,59	9,55	10,72	13,58	8,77	9,46
CaO	0,88	0,09	0,00	0,04	0,01	0,13	0,01	0,02	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,42	0,04	0,20	0,09	0,14	0,10	0,14	0,26	0,09	0,01
K <sub>2</sub> O	6,75	8,99	10,02	9,43	9,37	8,84	9,47	9,28	9,18	9,49
TOTAL	96,43	95,03	94,79	95,73	96,40	95,97	96,17	96,31	96,07	97,33
FeOt	15,17	17,66	7,62	17,46	18,68	21,86	19,55	16,50	22,80	23,18

## FORMULA ESTRUCTURAL (para 22 oxígenos)

Si	6,48	5,82	5,97	5,81	5,65	5,55	5,67	5,37	5,42	5,57
Al	1,34	2,06	2,02	2,07	2,22	2,62	2,40	2,75	2,46	2,25
Ti	0,16	0,38	0,05	0,52	0,69	0,46	0,55	0,53	0,73	0,66
Cr	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Fe <sup>+++</sup>	0,65	0,35	0,30	0,25	0,15	0,28	0,19	0,13	0,20	0,24
Fe <sup>++</sup>	1,81	2,23	0,92	2,19	2,35	2,79	2,47	2,06	2,95	2,95
Mn	0,03	0,01	0,00	0,01	0,02	0,04	0,03	0,01	0,02	0,02
Mg	3,71	3,20	4,89	2,97	2,60	2,17	2,41	3,02	2,02	2,15
Ni	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,13	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,12	0,01	0,05	0,03	0,04	0,03	0,04	0,08	0,03	0,00
K	1,23	1,73	1,84	1,81	1,80	1,72	1,83	1,76	1,81	1,84
TOTAL	15,69	15,81	16,07	15,67	15,55	15,70	15,60	15,70	15,64	15,69
Al <sup>IV</sup>	1,34	2,06	2,02	2,07	2,22	2,45	2,33	2,63	2,46	2,25
Al <sup>VI</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,07	0,12	0,00	0,00
Z	7,82	7,88	7,99	7,88	7,87	8,00	8,00	8,00	7,88	7,82
Y	6,39	6,17	6,18	5,95	5,84	5,92	5,74	5,86	5,92	6,02
A	1,48	1,75	1,90	1,84	1,84	1,77	1,87	1,84	1,84	1,85
Mg*	0,67	0,59	0,84	0,58	0,53	0,44	0,49	0,59	0,41	0,42
Fe*	0,33	0,41	0,16	0,42	0,47	0,56	0,51	0,41	0,59	0,58

24: Agregado granoblástico

74: Cristal poiquilítico fino

18: Flogopita, corona en olivino

50: Asociada con opacos

\* Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> calculado según el método de Bruijn y Schoch (1983)

56: Biotita idiomorfa poiquilítica

6: Biotita idiomorfa

179: Rica en inclusiones de opacos

4 y 10: Microcristales

tipo b y en el pórfido de naturaleza gabroide en el que se han observado procesos de alteración hidrotermal.

Según el diagrama propuesto por Nachit *et al.* (1985) (Fig. 9c) la mayoría de las biotitas corresponden a rocas calcoalcalinas a subalcalinas. Deben considerarse, además, dos aspectos adicionales: de un lado, la variación composicional existente en biotitas de los GMP, ya señalada anteriormente. De otro, la posición ocupada por biotitas de otras muestras también integradas en este grupo –excluidas las flogopitas– situadas sobre el eje de abscisas en el campo de las rocas alcalinas. Conviene hacer notar que estas biotitas se proyectan en el campo alcalino al igual que algunos clinopiroxenos analizados en la misma muestra (Fig. 9c y 7a, b). Un comportamiento similar ha sido señalado para biotitas de rocas gabrodioríticas de Tapia que se sitúan en los campos subalcalino y alcalino. Este hecho tiene gran importancia en cuanto a una posible participación de magmas subalcalinos (ferropotásicos) en la génesis de granitoides calcoalcalinos como han propuesto Corretgé *et al.* (1990a).

**FELDESPATO K**

Forman siempre láminas subhedrales de naturaleza poiquilítica en los términos gabroicos o se distribuyen intersticialmente en la mesotaxis. Raramente aparecen maclados según Carlsbad y son poco pertíticos (de micropertíticos a criptopertíticos).

Composicionalmente (Tabla II) se caracterizan por unos contenidos en Or que varían entre  $Or_{64-94}$  y  $Ab_{5-22}$ ; los contenidos en An no superan el 3%.

**OPACOS**

En estas rocas, los minerales opacos pueden aparecer como cristales dispersos, asociados preferentemente a agregados glomeroporfídicos, e incluidos en piroxenos, plagioclasas y biotita. En su mayor parte son ilmenitas (Tabla

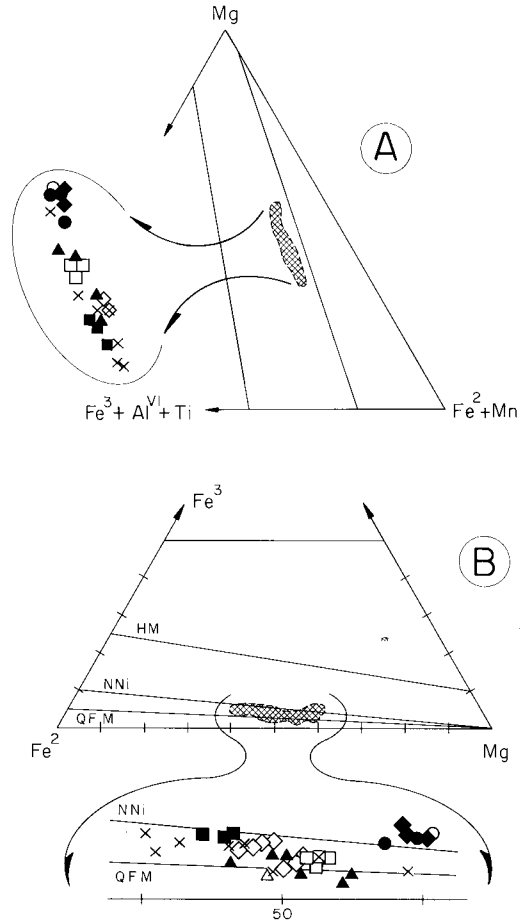


Fig. 10.– a) Situación y evolución de micas en el campo de las biotitas definido por Foster (1960). b) Las micas analizadas se sitúan en su mayoría entre los tampones NNI y QFM sobre el diagrama Fe<sup>3+</sup>-Fe<sup>2+</sup>-Mg de Wones y Eugster (1965). Leyenda igual que en la figura 5.

VIII) asociadas con algo de titanita en cristales euhedrales y rutilo acicular. En menor proporción que la ilmenita se observan sulfuros, principalmente pirrotina y algo de calcopirita. Las ilmenitas (Tabla VIII) son de composición muy homogénea, con variaciones de TiO<sub>2</sub> ente 51,13 y 54,85; MnO y MgO muestran las variaciones más importantes, observándose que los contenidos más elevados en MnO corresponden a los gabros GnMP y a las facies más evolucionadas.

TABLA VII. Análisis representativos de feldespatos potásicos y fórmulas estructurales

Muestra	9757			9753			9754			9761		9763
	cm	cm	cm	i	i	i	ca	ca			cm	
SiO <sub>2</sub>	64,83	64,81	65,17	64,59	65,14	64,97	64,16	63,40			56,92	
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,03	0,12	0,16	0,11	0,01	0,00	0,00			0,05	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,90	17,71	18,02	18,20	18,60	17,88	17,85	17,94			28,53	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,06			0,00	
FeOt	0,55	0,32	0,33	0,13	0,19	0,08	0,00	0,09			0,64	
MnO	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,10	0,09			0,04	
NiO	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,06			0,00	
MgO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02			0,15	
CaO	0,12	0,10	0,05	0,53	0,50	0,23	0,11	0,13			0,56	
Na <sub>2</sub> O	1,53	0,59	1,33	1,72	2,44	1,54	0,97	0,71			3,25	
K <sub>2</sub> O	14,24	15,57	14,47	13,69	12,79	14,01	15,10	15,59			9,65	
TOTAL	99,32	99,20	99,50	99,06	99,76	98,79	98,34	98,08			99,78	
FORMULA ESTRUCTURAL												
Si	3,00	3,02	3,01	2,99	2,99	3,02	3,01	2,99			2,60	
Al	0,98	0,97	0,98	0,99	1,01	0,98	0,99	1,00			1,54	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00			0,00	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			0,00	
Fe <sup>++</sup>	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00			0,02	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			0,00	
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			0,01	
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			0,00	
Ca	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01			0,03	
Na	0,14	0,05	0,12	0,15	0,22	0,14	0,09	0,06			0,29	
K	0,84	0,92	0,85	0,81	0,75	0,83	0,90	0,94			0,56	
TOTAL	4,99	4,99	4,98	4,99	4,99	4,98	5,00	5,01			5,05	
OR	85,46	94,10	87,53	81,74	75,63	84,70	90,58	92,96			64,11	
AB	13,93	5,40	12,22	15,60	21,90	14,15	8,85	6,41			32,78	
AN	0,61	0,50	0,25	2,66	2,46	1,15	0,57	0,63			3,11	

cm: Cristal de la mesostasis

ca: Cristal anhedral

i: Fase intercúmulo



## ESPINELA

La espinela aparece en cristales anhedrales o euhedrales, en muchos casos aciculares, formando agregados –frecuentemente con corindón– ricos en plagioclasa anortítica (Fig. 4h) o moscovita de tipo sericítico. Se trata de espinelas de color verde muy ricas en Fe y en componente hercinita (Tabla VIII), siendo comparables a las espinelas que caracterizan los xenolitos ricos en aluminio de las rocas gabrodioríticas de Tapia (Suárez *et al.*, 1990).

**CONDICIONES FISICAS  
DE FORMACION DE LAS FASES  
MINERALES: GEOTERMOMETRIA  
Y GEOBAROMETRIA**

A partir de las paragénesis minerales, datos texturales y evaluaciones geotermobarométricas, se han podido deducir las condiciones de cristalización de las rocas de Infiesto. La variedad y complejidad de las fases ferromagnesianas existentes en las rocas gabraicas ofrecen, en este sentido, grandes posibilidades.

El olivino, clinopiroxeno y plagioclasa son las primeras fases en cristalizar. La aparición de la plagioclasa es muy temprana, como lo demuestra el hecho de su inclusión en piroxeno, y su período de cristalización muy amplio, incluyendo a su vez piroxeno, biotita e ilmenita. El fuerte zonado que caracteriza los fenocristales de olivino podría estar relacionado con cristalización precoz de piroxeno rico en Mg; además, las relaciones de inclusión de clinopiroxeno y ortopiroxeno apuntan en el mismo sentido de formación temprana de ortopiroxeno, si bien, en gran parte –coronas sobre olivinos y microcristales– el ortopiroxeno es posterior al clinopiroxeno. Según Johnston y Wyllie (1988) la aparición de ortopiroxeno en lugar de clinopiroxeno está ligada con altas relaciones MgO/CaO. En cuanto a las fases hidratadas, las condiciones de cristalización favorecen la aparición de la biotita en detrimento del anfíbol, lo que está de acuerdo con el carácter potásico de estas rocas.

## GEOBAROMETRIA

Hammarstrom y Zen (1986) han elaborado un geobarómetro correlacionando el contenido

TABLA VIII. Análisis representativos de ilmenitas y espinelas

Muestra	9755			9757			9753			9754	6001	I-0-4		6166
	il	il	il	il	il	il	il	il	il	il	il	il	esp	
SiO <sub>2</sub>	0,03	0,06	0,05	0,09	0,00	0,05	0,04	0,05	0,00	0,09	0,09	0,04		
TiO <sub>2</sub>	52,24	53,86	53,21	51,76	51,54	51,65	54,81	51,13	52,79	52,33	0,17			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,08	0,00	0,01	0,04	0,01	0,02	0,00	0,05	59,45			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	0,08	0,05	0,41	0,16	0,11	0,08	0,06	0,00	0,00	0,00			
FeO <sub>t</sub>	48,85	45,01	46,61	48,09	49,67	46,72	45,69	46,91	42,80	44,33	32,79			
MnO	0,46	0,59	0,71	0,63	0,56	0,59	1,84	1,18	3,39	2,94	0,24			
NiO	0,00	0,05	0,00	0,14	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
MgO	0,27	2,26	1,05	0,07	0,42	0,81	0,08	0,16	0,38	0,13	7,47			
CaO	0,23	0,00	0,00	0,04	0,04	0,17	0,08	0,06	0,26	0,06	0,02			
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00			
K <sub>2</sub> O	0,00	0,03	0,00	0,15	0,00	0,01	0,01	0,06	0,02	0,00	0,07			
TOTAL	102,49	101,97	101,75	101,45	102,41	100,30	102,65	99,63	99,64	100,09	100,25			

il: Ilmenita

esp: Espinela

en Alt de los anfíboles con la P. A partir de la ecuación por ellos propuesta se han obtenido unos valores de P para las pargasitas de 6,3 Kb. y de 1,5 Kb. para las magnesio-hornblendas. A partir de estos datos puede considerarse que los anfíboles pargasíticos deben haberse formado a profundidades de alrededor de 20 Km., mientras que las magnesio-hornblendas pleocroicas han debido formarse a no más de 5 Km. Los anfíboles actinolíticos presentan un contenido en Alt por debajo del rango mínimo establecido por Hammarstrom y Zen (1986) (Alt = 0,79), lo que estaría de acuerdo con su filiación de anfíboles «subsolidus» tardíos.

**GEOTERMOMETRIA**

Para evaluar las condiciones de temperatura en que se han formado y evolucionado estas rocas, se han aplicado varios geotermómetros en las principales fases ferromagnesianas. Sobre piroxenos se han empleado dos geotermómetros propuestos, respectivamente, por Kretz (1982), que permite establecer la T del clinopiroxeno y la del par ortopiroxeno/clinopiroxeno, y Lindsley (1983) (Fig. 11). El rango de temperaturas obtenidas oscila entre 700-1.000 °C para los ortopiroxenos y 700-1.100 °C para los clinopiroxenos. En general, existe una buena concordancia entre las temperaturas obtenidas por ambos métodos, de tal modo que las diferencias para un mismo análisis rara vez superan los 50 °C. En un caso se ha utilizado el geotermómetro de Kretz (1982) sobre el par ortopiroxeno/clinopiroxeno, obteniéndose una T de 1.210 °C. Según los dos métodos las mayores T se han obtenido sistemáticamente en los núcleos de los fenocristales de clinopiroxeno [1.000-1.100 °C, según Lindsley (1983) (Fig. 11), y 1.017-1.130 °C, según Kretz (1982)], mientras que las temperaturas más bajas corresponden a los ortopiroxenos en corona alrededor de los olivinos [700-800 °C, según el método de Lindsley (1983)]. Sin entrar en otro tipo de conjeturas, estos últimos

valores –aparentemente bajos– podrían justificarse si se tiene en cuenta que estos ortopiroxenos son los de menor contenido en Ca, y el geotermómetro de Lindsley (1983) es muy sensible al contenido en molécula de Tschermak.

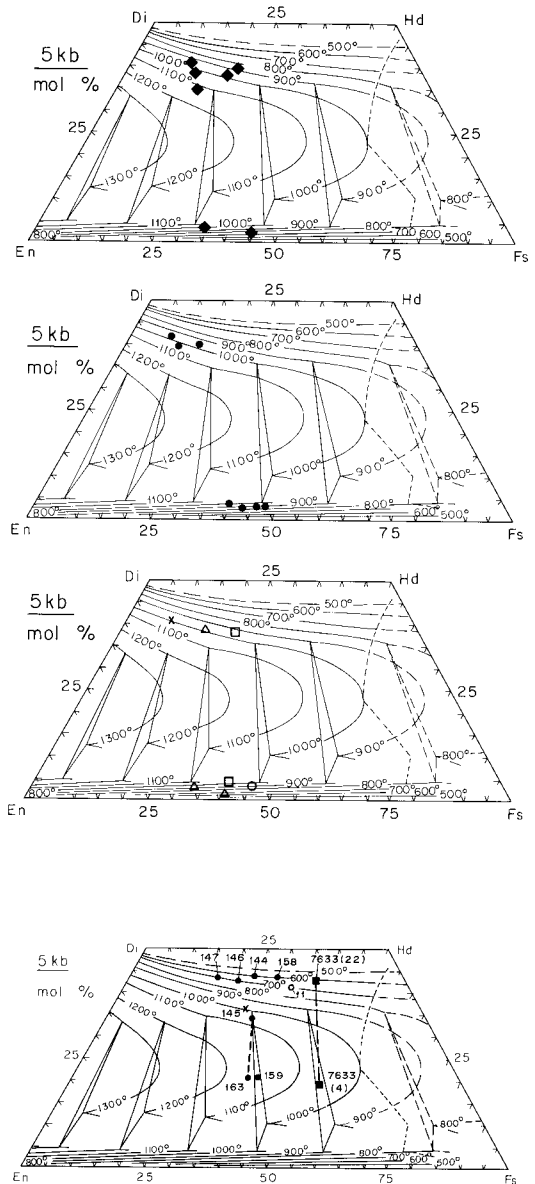


Fig. 11.- Proyección de los piroxenos analizados en el diagrama geotermométrico de Lindsley (1983). Leyenda igual que en la figura 5.

En cuanto a los anfíboles, Helz (1973) ha demostrado experimentalmente que el contenido en Ti de los mismos aumenta al aumentar la T, y ello es independiente de la composición total de la roca siempre que haya ilmenita como fase presente. En base a los postulados de Helz (1973), Otten (1984) ha propuesto un geotermómetro para los anfíboles, estableciendo una correlación a partir de los datos experimentales de Helz (1973) y determinando dos ecuaciones (para  $T > 970$  °C y para  $T < 970$  °C), teniendo en cuenta la diferente evolución del contenido en Ti por debajo y por encima del valor límite  $Ti = 0,35$  (Helz, 1973 y 1982). Los resultados obtenidos en los anfíboles de Infiesto separan claramente los tres tipos de anfíboles discriminados previamente. Las mayores temperaturas se han obtenido en los anfíboles de naturaleza pargasítica incluidos en el pórfido gabroico ( $T$  media = 977 °C). Las magnesio-hornblendas verdes y pleocroicas que aparecen como coronas alrededor de piroxenos proporcionan valores medios de 665 °C, mientras que a partir de los anfíboles actinolíticos fibrosos con morfología de pseudomorfos se obtienen los menores valores de temperatura ( $T$  media  $<$  de 600 °C).

En general, las temperaturas obtenidas son concordantes con las valoraciones relativas descritas en el apartado correspondiente al quimismo de los anfíboles. Además de a la T, el Ti es sensible a las condiciones de  $fO_2$  en el magma, de tal forma que su contenido disminuye al aumentar las condiciones de oxidación. En el caso presente, y como se verá al tratar de las condiciones de formación de las biotitas, las condiciones de oxidación en las rocas de Infiesto parecen estar situadas entre los tampones Ni-NiO y QFM y, según Otten (1984), deberían haber condicionado en muy pequeña medida el contenido en Ti de los anfíboles. Por tanto, las temperaturas obtenidas en las pargasitas deberían considerarse válidas si se tiene en cuenta, además, que aparece ilmenita como inclusiones en los anfíboles. Las T obtenidas a partir del resto de los anfíboles deben considerarse con precau-

ción; las magnesio-hornblendas probablemente se forman a partir de una reacción entre los piroxenos y el líquido magmático y es posible que su tasa de Ti sea ligeramente baja. En cuanto a los anfíboles actinolíticos, las temperaturas obtenidas concuerdan con fenómenos de sustitución en el «subsolidus».

Finalmente, las biotitas, cuyo período de cristalización se solapa en buena parte con el de piroxenos y anfíboles, permiten ratificar las temperaturas calculadas previamente. Con el fin de establecer las condiciones de formación y evolución de las biotitas se ha calculado la proporción hipotética de FeO y  $Fe_2O_3$  de las mismas. Puesto que no se dispone de análisis químicos que proporcionen valores reales, las cantidades obtenidas se utilizarán más como un parámetro cualitativo que para obtener temperaturas de formación reales. Siguiendo el método propuesto por Wones y Eugster (1965) se han proyectado los valores de  $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$  y Mg en un diagrama triangular (Fig. 10b). La práctica totalidad de las biotitas analizadas se proyectan entre los tampones QFM y Ni-NiO; ello pondría de manifiesto que las biotitas habrían cristalizado en condiciones tamponadas y, de otro lado, ocupan el lugar correspondiente a las rocas «de ilmenita» (Ishihara, 1977, y Czamanske *et al.*, 1981). Teniendo en cuenta que las condiciones de formación de las biotitas se han mantenido tamponadas y en base a los valores de la relación  $Fe^* = Fe/(Fe+Mg)$  obtenidos en las biotitas de Infiesto ( $Fe^*$  comprendido entre 0,38 y 0,56), podrían establecerse unas temperaturas máxima y mínima y determinar las condiciones de oxidación. Proyectados los valores de  $Fe^*$  sobre el diagrama T-Lg  $fO_2$  de Wones y Eugster (1965) (Fig. 12) se obtendrían unas temperaturas máxima y mínima de menos de 925 °C y algo más de 775 °C, respectivamente; estos datos, T y  $fO_2$ , parecen coherentes con las relaciones texturales observadas y confirman el rango de temperatura previamente obtenido a partir de piroxenos y anfíboles. Por su parte, las condiciones de oxidación variarían entre Lg  $fO_2 -10$  y  $-15$ .

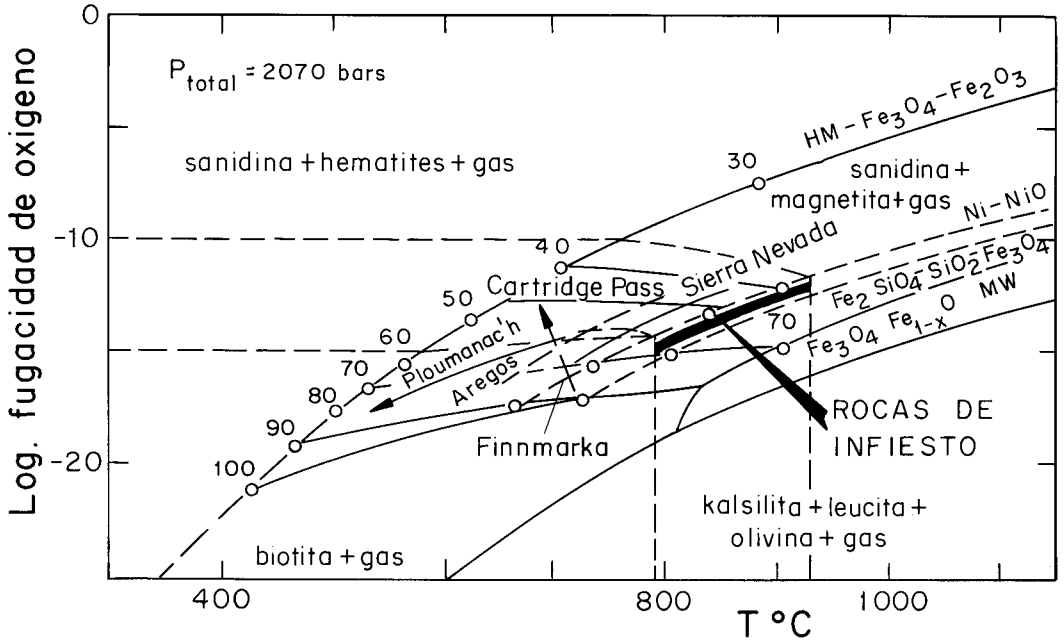


Fig. 12.- Comportamiento evolutivo de las micas de las rocas de Infiesto durante el enfriamiento; se han representado, además, algunos complejos plutónicos según datos extraídos de Speer (1984). Leyenda igual que en la figura 5.

## CONCLUSIONES

- 1) A partir de datos petrográficos y de geoquímica mineral en las rocas ígneas tardihercínicas de Infiesto se define una secuencia calcoalcalina monzonítica formada por los siguientes tipos de rocas: Gabros - Monzogabros - Q - Monzogabros/Q - Monzodioritas - Monzonitas - Granodioritas.
- 2) En los términos básicos e intermedios: GMP y GnMP, los minerales más representativos son frecuentemente zonados, especialmente olivino, plagioclasa y piroxenos.
- 3) Los rangos de composición que caracterizan a olivinos ( $Fe_{72-42}$ ), ortopiroxenos ( $En_{42-64}$ ,  $Fs_{33-56}$  y  $Wo_{1,1-4,7}$ ) y clinopiroxenos ( $En_{35-51}$ ,  $Fs_{8-23}$  y  $Wo_{31-46}$ ) son compatibles con los de series calcoalcalinas ricas en potasio, si bien se observa una cierta dispersión hacia los términos ricos en Fe.
- 4) Los datos de geobarometría y geotermometría y las notables variaciones composicionales en piroxenos y anfíboles parecen testimoniar una larga y compleja evolución del sistema magmático:
  - El rango de temperaturas de cristalización de clinopiroxenos y ortopiroxenos en condiciones magmáticas está comprendido entre 1.130 °C y 700-800 °C.
  - El rango de presiones obtenido a partir de los anfíboles cristalizados en fase magmática está comprendido entre 6 Kb. y 1,5 Kb.
- 5) Estos valores de presión y temperatura sugieren una cristalización del sistema magmático con un ascenso de alto gradiente de presión (desde más de 20 Km. a ambientes subvolcánicos) y un descenso de 400 °C en las condiciones de cristalización magmática.

## BIBLIOGRAFIA

- Ambler, E. P. y Ashley, P. M. (1977).— Vermicular orthopyroxene-magnetite symplectites from the Wateranga layered mafic intrusion, Queensland, Australia. *Lithos*, **10**, 163-172.
- Ambler, E. P. y Ashley, P. M. (1980).— Mineralogy and petrology of the Dutchmans Creek gabbroic intrusion, South Carolina: discussion. *Amer. Mineral.*, **65**, 1.302-1.303.
- Barrois, Ch. (1878).— Memoire sur le Terrain Cretace du bassin d'Oviedo. *Anal. Soc. Geol. Nord. Paris*. T. IV, 379 pp.
- Barrois, Ch. (1880).— Sobre las kersantitas recientes en Asturias. *Crónica Científica*, Barcelona. T. 3, p. 401.
- Barrois, Ch. (1882).— Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Geol. Nord. Lille*. T. 2, n° 1, 630 pp.
- Bea, F.; Sánchez González de Herrero, J. G. y Serrano Pinto, M. (1987).— Una compilación geoquímica (elementos mayores) de los granitoides del Macizo Hespérico. En: F. Bea et al. (Eds.), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Ed. Rueda. Madrid, 87-194.
- Bonin, B.; Lameyre, J. y Giret, A. (1982).— Coupures dans les suites magmatiques: classifications modales et effect biotite. *9° RAST*, Paris.
- Brown, G. M. (1967).— Mineralogy of basaltic rocks. En: H. H. Hess y A. Poldervaart (Eds.), *Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*. Interscience Publ. John Wiley y Sons. New York, Vol. 1, 103-162.
- Bruyn, N.; Westhuizen, W. A. van der y Schoch, A. E. (1983).— The estimation of FeO, F and H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> by regression in microprobe analyses of natural biotite. *J. Trace and Microprobe Techniques*, **1**, 399-413.
- Carmichael, I. S. E.; Turner, F. J. y Verhoogen, J. (1974).— *Igneous Petrology*. McGraw-Hill. 739 pp.
- Corretgé, L. G. y Suárez, O. (1990).— Igneous rocks of the Cantabrian/Palentine Zone. En: R. D. Dallmeyer y E. Martínez García (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, 72-79.
- Corretgé, L. G.; Cienfuegos, I.; Cuesta, A.; Galán, G.; González-Montero, M. P.; Rodríguez Pevida, L. S.; Suárez, O. y Villa, L. (1987).— Granitoides de la Región Palentina (Cordillera Cantábrica, España). *Actas e Comunicações, IX Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular (Porto, 1985)*. Memórias N° 1, Univ. Do Porto, 469-498.
- Corretgé, L. G.; Fernández-Suárez, J.; Suárez, O. y Gallastegui, G. (1990a).— Tipología de circón en granitoides de la Cordillera Cantábrica. Implicaciones petrogenéticas. *Geogaceta*, **7**, 43-46.
- Corretgé, L. G.; Suárez, O. y Galán, G. (1990b).— Igneous Rocks of the West Asturian Leonese Zone. En: R. D. Dallmeyer y E. Martínez García (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, 115-128.
- Corretgé, L. G.; Suárez, O.; Cuesta, A.; Gallastegui, G.; Fernández, J.; González-Montero, M. P.; Villa, L. y Gutiérrez, J. L. (1989).— Geoquímica de las rocas ígneas de Avilés: Nuevos análisis de roca total y fases minerales. Información complementaria del Mapa Geológico de España E. 1:200.000 n° 2 (Avilés). Primera Edición, ITGE, Madrid. Fondo documental del ITGE.
- Czamanske, G. K.; Ishihara, S. y Atkin, S. A. (1981).— Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous - Paleocene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis. *J. Geophys. Res.*, **86**, B11, 10.431-10.469.
- Deer, W. A.; Howie, R. A. y Zussman, J. (1962).— *Rock forming minerals*. Vol. 3. Sheet silicates. Longman, London. 270 pp.
- Ewart, A. (1982).— The mineralogy and petrology of tertiary. Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. En: R. S. Thorpe (Ed.), *Andesites: Orogenic Andesites and related rocks*, Wiley, Chichester, England, 25-95.
- Foster, M. D. (1960).— Interpretation of the compositions of trioctahedral micas. *U. S. Geol. Surv. Proff. Paper*, **354-B**, 11-48.
- Franco González, P. y Sánchez García, T. (1987).— Características petrológicas en el área de El Mirón (N del Valle del Corneja, prov. de Avila). En: F. Bea et al. (Eds.), *Geología de los granitoides y Rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Rueda, Madrid, 293-314.
- Galán, G. (1984).— Las rocas graníticas del macizo de Vivero en el sector norte (Lugo, NO de España). En: *Corpus Geologicum Gallaegae*. Ser. III (1987).— 376 pp.
- Galán, G. (1987).— *Le massif Hercynien de vivero (NO de l'Espagne): Une association the roches ultramafiques et de granites. Comparaison avec d'autres exemples des orogenes hercynien et caledonien*. Thèse Doct. Univ. Paris VI. 406 pp.
- Galán, G. y Suárez, O. (1989).— Cortlanditic enclaves associated with calc-alkaline granites from Tapia-Asturias (Hercynian Belt, northwestern Spain). *Lithos*, **23**, 233-245.
- García Iglesias, J.; Gutiérrez Claverol, M.; Orueta, J. y Suárez, O. (1981).— Mineralizaciones asociadas al metamorfismo de contacto del complejo ígneo de Infiesto (Zona oriental de Asturias, España). *Publ. Mus. Lab. Miner. Geol. Fac. Cien. Oporto*, **CXI**, 155-181.
- García, M. O. y Jacobson, S. S. (1979).— Amphibole Fractionation and the Evolution of Calc-Alkaline Magmas. *Contr. Miner. Petrol.*, **69**, 319-327.
- Gasparik, T. y Lindsley, D. (1982).— Phase Equilibria at high Pressure of Pyroxenes containing Monovalent and Trivalent ions. En: C. T. Prewitt (Ed.), *Pyroxenes*. Reviews in Mineralogy, **7**, Min. Soc. Am., 309-340.
- Gervilla, M.; Beroiz, P. y Pignatelli, R. (1973).— Memoria y Hoja Geológica del Mapa Geológico de España E.

- 1:50.000 n° 30 (Villaviciosa). *Segunda serie MAGNA-Primera edición*. IGME, Madrid, 54 pp.
- 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. Xeol. Laxe*, **2**, 75-95.
- Gupta, A. K.; Onuma, K.; Yagi, K. y Lidiak, E. G. (1973).— Effect of silica concentration on the diopside pyroxenes in the system Diopside—CaTiAl<sub>2</sub>O<sub>6</sub>—SiO<sub>2</sub>. *Contr. Miner. Petrol.*, **41**, 333-343.
- Hammarstrom, J. M. y Zen, E. (1986).— Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *Amer. Mineral.*, **71**, 1.297-1.313.
- Helz, R. T. (1973).— Phase relations of basalts in their melting range at PH<sub>2</sub>O-5Kb. as a function of oxygen fugacity. Part I. Mafic phases. *J. Petrol.*, **14**, 249-302.
- Helz, R. T. (1982).— Phase relations and compositions of amphiboles produced in studies of the melting behavior of rocks (RHT). En: D. R. Veblen y P. H. Ribbe (Eds.), *Amphiboles: Petrology and experimental phase relations*, Reviews in Mineralogy, **9B**, Min. Soc. Am., 279-353.
- Hibbard, M. J. (1981).— The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contr. Miner. Petrol.*, **76**, 158-170.
- IUGS Subcommission on systematics of igneous rocks (1973).— Plutonic rocks: Classification and nomenclature recommended by IUGS. Subcommission on the systematic of Igneous Rocks. *Geotimes*, 26-30.
- Ishihara, S. (1977).— The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, **27**, 293-305.
- Johnston, A. D. y Wyllie, P. J. (1988).— Interaction of granitic and basic magmas: experimental observations on contamination processes at 10 Kbar with H<sub>2</sub>O. *Contr. Miner. Petrol.*, **98**, 352-362.
- Julivert, M. (1967).— La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del Manto del Ponga. *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, **1**, 1-26.
- Kretz, R. (1982).— Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 411-421.
- Kushiro, I. (1960).— Si-Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks. *Am. J. Sci.*, **258**, 548-554.
- Lameyre, J. y Bowden, P. (1982).— Plutonic rocks types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, **14**, 169-186.
- Leake, B. E. (1965).— The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism. En: W. S. Pitcher y G. W. Flynn (Eds.), *Controls of Metamorphism*. London, 299-318.
- Leake, B. E. (1978).— Nomenclature of amphiboles. *Min. Mag.*, **42**, 533-563.
- LeBas, M. J. (1962).— The role of aluminium in Igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Am. J. Sci.*, **260**, 267-288.
- Lindsley, D. H. (1983).— Pyroxene thermometry. *Amer. Mineral.*, **68**, 477-493.
- Mallada, L. (1895).— Explicación del Mapa Geológico de España. *Men. Com. del Mapa Geol. Esp.*, T. 1: Rocas Hipogénicas y Sistema Estrato-cristalino, 558 pp. Madrid.
- Martínez Alvarez, J. A. (1962).— Estudio geológico del reborde oriental de la cuenca carbonífera central de Asturias. *Inst. Est. Asturianos*, **1**, 232 pp.
- McSween, H. Y. (1980).— Mineralogy and Petrology of the Dutchmans Creek gabbroic intrusion, south Carolina: reply. *Amer. Mineral.*, **65**, 1.304-1.306.
- McSween, H. Y. and Nystrom, P. G. (1979).— Mineralogy and petrology of the Dutchmans Creek gabbroic intrusion, south Carolina. *Amer. Mineral.*, **64**, 531-545.
- Morimoto, N.; Fabries, J.; Ferguson, A. K.; Ginzburg, I. V.; Ross, M.; Seifert, F. A.; Zussman, J.; Aoki, K. y Gottardi, G. (1988).— Nomenclature of pyroxenes. *Mineral. Petrol.*, **39**, 55-76.
- Mulas Sánchez, J. (1963).— La apófisis mangerítica de Lozana (Asturias). *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, **69**, 79-130.
- Nachit, H.; Razafimahefa, N.; Stussi, J. M. y Carron, J. P. (1985).— Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **301**, 11: 813-818.
- Olsen, B. A. y McSween, H. Y. (1983).— Petrogenesis of the Concord gabbro-syenite complex, North Carolina. *Amer. Mineral.*, **68**, 315-333.
- Otten, M. T. (1984).— The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contr. Miner. Petrol.*, **86**, 189-199.
- Papike, J. J. (1982).— Pyroxene Mineralogy of the Moon and Meteorites. En: C. T. Prewitt (Ed.), *Pyroxenes*, Reviews in Mineralogy, **7**, Min. Soc. Am., 495-529.
- Pello, J. (1967).— Estudio geológico de la prolongación del borde oriental de la cuenca minera central de Asturias (NO de España). *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, **1**, 27-38.
- Pérez Estaun, A.; Bastida, F.; Alonso, J. L.; Marquínez, J.; Ayer, J.; Alvarez Marrón, J.; Marcos, A. y Pulgar, J. (1988).— A thin skinned tectonic model for an arcuate fold an thrust belt (The Cantabrian Zone). *Tectonics*, **7**, 517-537.
- Phillips, W. R. y Griffen, D. T. (1981).— *Optical Mineralogy*. W. H. Freeman y Co., 665 pp.
- Poldervaart, A. y Hess, H. H. (1951).— Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *J. Geol.*, **39**, 472-489.
- Pons, J. (1982).— *Un modele d'Evolution de complexes plutoniques: Gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena Occidentale (Espagne)*. Thèse Sc. Univ. Paul Sabatier de Toulouse. 451 pp.
- Pouchou, J. L. y Pichoir, J. (1984).— A new model for quantitative x-ray microanalysis. *Recher. Aerospat*, **3**, 167-192.
- Robinson, P.; Ross, M. y Jaffe, H. W. (1971).— Composition of the anthophyllite-gedrite solvus. *Amer. Mineral.*, **56**, 1.005-1.041.
- Rodríguez Fernández, L. R.; Heredia, N.; Barba, P.; Gallastegui, G.; Villa, E. y Leyva, F. (1989).— Memoria

- del mapa Geológico de España E. 1:50.000 n° 54 (Rioseco). *Segunda serie MAGNA-Primera edición*. ITGE, Madrid, 108 pp.
- Schulz, G. (1858).— Descripción geológica de la provincia de Oviedo. Tomo homenaje a G. Schulz (1930), 4ª ed. *Gráficas Reunidas*, S. A. Madrid. 131 pp.
- Simkin, T. y Smith, J. V. (1970).— Minor-element distribution in olivine. *J. Geol.*, **78**, 304-325.
- Spear, F. S. (1981).— An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibole. *Am. J. Sci.*, **281**, 697-734.
- Speer, J. A. (1984).— Micas in igneous rocks. En: S. W. Bailey (Ed.), *Micas*, Reviews in Mineralogy, **13**, Min. Soc. Am., 299-356.
- Stephenson, N. C. N. (1977).— Coexisting hornblendes and biotites from precambrian gneisses of western Australia. *Lithos*, **10**, 9-27.
- Stewart, D. C. (1975).— Crystal Clots in Calc-Alkaline Andesites as Breakdown Products of High-Al Amphiboles. *Contr. Miner. Petrol.*, **53**, 1.195-1.204.
- Stormer, J. C. (1973).— Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, 1.815-1.821.
- Streckeisen, A. (1976).— To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**, 1-33.
- Suárez, O. y Corretgé, L. G. (1987).— Plutonismo y metamorfismo en las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa. En: F. Bea et al. (Eds.), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Ed. Rueda. Madrid, 13-25.
- Suárez, O. y Marcos, A. (1967).— Sobre las rocas ígneas de la región de Infiesto (Zona oriental de Asturias, Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, **1**, 27-38.
- Suárez, O.; Arias, D.; Corregé, L. G. y Cuesta, A. (1990).— Los enclaves con espinela ± corindón de los granitoides calcoalcalinos posttectónicos de Tapia (Asturias). *Resúmenes de comunicaciones X Reunión de la SEM*, *Bol. Soc. Esp. Miner.*, 13-1, 137.
- Vance, J. A. (1965).— Zoning in igneous plagioclase: Patchy zoning. *J. Geol.*, **73**, 636-651.
- Winkler, H. (1965).— *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, Berlín. 320 pp.
- Wones, D. R. y Eugster, H. P. (1965).— Stability of biotite: Experiment, theory, and application. *Amer. Mineral.*, **50**, 1.228-1.272.

