

PETROGRAFIA, ESTRUCTURA Y GEOQUIMICA DE LOS DIFERENTES TIPOS DE GRANITOIDES DEL NW DE SALAMANCA (CORDILLERA HERCINIANA, ESPAÑA)

Por
FRANCISCO J. MARTINEZ (*)

CONTENIDO

	Págs.		Págs.
ABSTRACT	61	Introducción	94
INTRODUCCION	62	Fabric de las rocas del grupo Ia	96
TIPOS DE GRANITOIDES: COMPOSI- CION MODAL, CLASIFICACION Y PETROGRAFIA	64	Fabric de las rocas del grupo Ib	97
Ia) Cuarzodioritas, tonalitas y grano- dioritas	64	Fabric de los leucogranitos y aplitas con granate y turmalina	99
Ib) Granitos monzoníticos y grano- dioritas de megacrístales	69	Fabric de las rocas del grupo II	99
Ic) Monzonitas y monzodioritas	73	Fabric y relaciones con el encajante de los granitos del grupo III	103
IIa) Diatexitas y granitos de origen diatexítico	75	Relaciones de los granitos del grupo IV con su encajante	104
IIb) Granito microporfídico y pro- ductos palingenéticos intrusivos en niveles diferentes de su ori- gen	77	GEOQUIMICA DE LOS GRANITOIDES	104
IIc) Leucogranitos de dos micas alócto- tonos o intrusivos en diques	84	Geoquímica de los granitos del grupo I.	104
III) Granitos monzoníticos (\pm mos- covita)	85	Evolución y tendencias de los granitos del grupo II	105
IV) Pórfido granítico intrusivo en diques dentro del granito de dos micas	88	Los granitos monzoníticos del grupo III: su evolución	110
NIVEL METAMORFICO DE EMPLA- ZAMIENTO DE LOS GRANITOS	90	Estudio comparativo de los distintos grupos de granitoides	111
ESTRUCTURA DE LOS MACIZOS GRANITICOS	94	Criterios para la diferenciación entre los granitos de la serie alcalina (grupo II) y de la serie calcoalcalina (grupo I)	113
		SIGNIFICADO PETROGENETICO DE LOS DIFERENTES TIPOS DE GRA- NITOIDES	114
		DATOS GEOCRONOLOGICOS DE LOS GRANITOIDES	115
		BIBLIOGRAFIA	116

ABSTRACT

The granitoids in the Central-Western part of the Iberian peninsula can be divided into four different groups.

I.—Calcoalcaline granitoids, forming a series ranging from quartzdiorites to granites s. str. This group can be subdivided into three subgroups. Ia) Granodiorites, tonalites, quartzdiorites. Ib) Monzonitic granites and megacrystal bearing granodiorites. Ic) Monzonites and monzodiorites.

II.—Two micas granites with alkaline tendency, in relation with the regional metamorphism and in gradual passage from diatexites. They can be divided into three main groups. IIa) Diatexites and inhomogeneous granites of anatectic origin. IIb) Subautoctonous microporphidic granites

(*) Dpto. de Geotectónica. Universidad de Oviedo.

and paligenetic products intruded in higher levels than those of their origin. IIc) Two micas leucogranites in alloctonous massifs or as intrusive dykes in granitoids of the above mentioned sub-groups.

III.—Monzonitic biotite (\pm muscovite) granites intruded in the granites of group II.

IV—Granitic porphyry dykes.

The tonalitic and quartzdioritic rocks belonging to the group Ia are always found in the sillimanita-K feldspar zone. The monzonitic granites and granodiorites of the group Ib induce a contact metamorphism overlapping and modifying the regional metamorphism. The monzonites and monzodiorites of group Ic occur mainly as xenoliths within granitoids of group Ib.

The granites of group II show different relations with reference to the metamorphism. They range from granites, in the sillimanite-K feldspar zone, with gradual passages to diatexitic rocks until unrooted plutons inducing contact metamorphism in the host rocks.

The relations of the granites belonging to groups III and IV with the regional metamorphism is unknown, because of its occurrence as intrusive bodies within rocks of the group II.

In describing the structures of the granitoids the criteria of Pitcher & Berger (1972) and Flinn (1965) have been used.

The structure and internal fabric of the granitic massifs belonging to groups I and II are due to the regional deformation phases. Granitoids of group Ia exhibit a banded structure defined by the different mineralogical composition of the bands; in general the whole of group I calcalkaline granites show $L = S$ or $L < S$ fabrics and in some cases a protoclastic texture. Two micas granites of group II with alkaline tendency are intruded into granitoids of the calcalkaline series and exhibit well developed planar fabrics $S > L$; those granites have several different facies and in some cases they have contradictory structural relations, although frequently the fine grained facies granites are younger and cut through the coarse grained facies granites. Group III monzonitic granites are intrusive in an agmatitic manner into the two micas granites, and in one locality, a stock showing a concentric planar structure independent of the host rock has been found (fig. 9).

The geochemical study have been carried out employing several representations as those of Burri & Niggli (1945), Opletal (1971), etc. A Burri & Niggli diagram (fig. 15) shows a coincidence between the granites of alkaline tendency (group II) and the most evolved terms (quartz rich and CaO poor granitoids) of the calcalkaline series. A potassic tendency is observed in the most evolved terms of group I granites, while a sodic tendency is found in group II granites.

Differences between granitoids of groups I and II can be established using geochemical and structural criteria. For the most evolved terms the differences are mainly of a structural and mineralogical character.

Finally geochronological data and petrogenetical considerations of the granitoides are given.

AGRADECIMIENTO

Agradezco al Profesor L. C. García de Figuerola el estímulo recibido para la elaboración de este trabajo durante mi estancia en la Universidad de Salamanca. Las discusiones mantenidas con los Dres. R. Capdevila (Universidad de Rennes) y L. Guillermo Corretgé (Universidad de Salamanca) han sido de gran utilidad para la elaboración del mismo. Igualmente agradezco a F. Bea la realización de los análisis químicos.

INTRODUCCION

El área granítica objeto de estudio se encuentra situada en el NW de la provincia de Salamanca y SW de Zamora; también incluye parte de los granitoides pertenecientes al extremo oriental de Tras-Os-Montes (Portugal).

Desde el punto de vista geológico la región estudiada se encuentra situada dentro de la zona Centro-Ibérica (fig. 1). Existen en esta zona unos materiales sedimentarios cuyos términos más modernos se encuentran al SW de la misma y están constituidos por areniscas y cuarcitas de edad Arenig. Por debajo de estos materiales hay una serie pizarrosa con niveles de cuarcitas, areniscas y en algunos casos rocas calcosilicatadas que serían equivalentes al complejo esquistograuváquico (CARRINGTON DA COSTA 1950), cuya edad es probablemente precámbrica. Por último, situados por debajo de estos terrenos se encuentra una serie de gneises glandulares y bandeados de origen sedimentario en su mayor parte, los cuales son parcialmente similares a la formación Olla de Sapo.

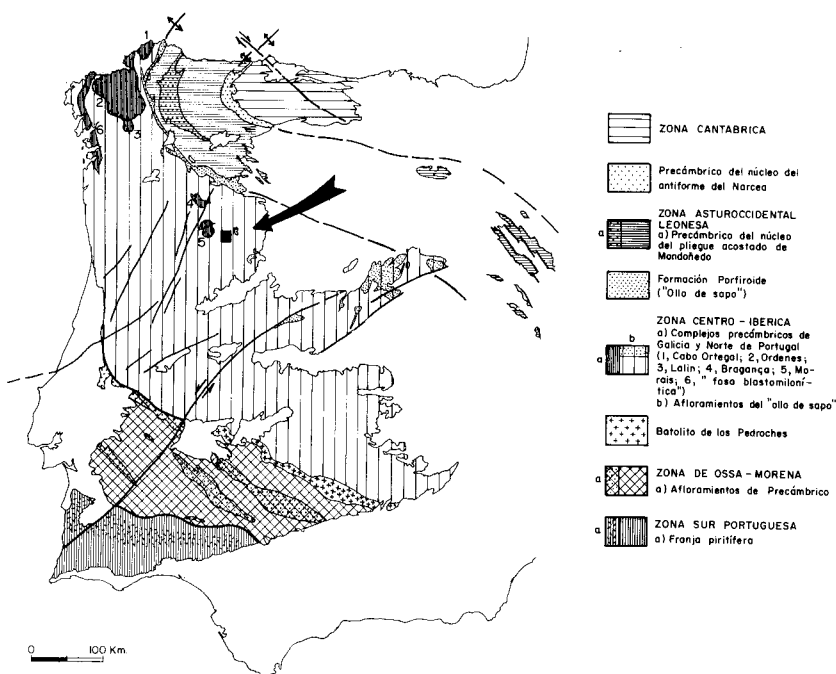


Fig. 1.—Situación del área estudiada en relación con las zonas en que se ha dividido el hercínico de la Península Ibérica, según JULIVERT, FONTBOTE, RIBEIRO & CONDE (1972), basada en la división de LOTZE (1945).

Todos estos terrenos han sido deformados durante la orogénesis hercínica y han sufrido un metamorfismo de baja presión tipo Abukuma en el que se han distinguido las zonas de biotita, andalucita-cordierita y sillimanita-feldespatos potásico (MARTÍNEZ 1974). En esta última zona hay abundancia de movilizados anatécicos de tipo metatexítico y diatexítico con los cuales están genéticamente relacionados parte de los granitoides que serán objeto de estudio a continuación.

TIPOS DE GRANITOIDES: COMPOSICION MODAL, CLASIFICACION Y PETROGRAFIA

Para su descripción los granitoides se dividen en cuatro grupos principales, cada uno de los cuales se divide en diferentes subgrupos. Esta clasificación está basada en sus diferencias petrográficas y químicas así como en sus relaciones estructurales.

—I— Granitoides de la serie calcoalcalina: Cuarzodioritas, tonalitas, monzonitas, granodioritas y granitos que forman parte de una misma serie y que están intruidos por los granitos de tendencia alcalina de dos micas:

- Ia) Granodioritas, tonalitas y cuarzodioritas.
- Ib) Granitos monzoníticos y granodioritas de megacristales.
- Ic) Monzonitas y monzodioritas.

—II— Granitos s. str. de tendencia alcalina, generalmente de dos micas y en relación con las diatexitas y con el metamorfismo regional:

- IIa) Diatexitas y granitos más o menos homogéneos de origen diatexitico.
- IIb) Granito microporfídico subautóctono y productos palingenéticos intrusivos en niveles generalmente algo diferentes del de su origen.
- IIc) Leucogranitos de dos micas en macizos autóctonos o intrusivos en diques dentro de los granitos anteriores.

—III— Granitos monzoníticos, fundamentalmente biotíticos (\pm moscovita) e intrusivos en los del grupo II.

—IV— Pórfido granítico calcoalcalino, intrusivo en diques dentro del granito de dos micas.

Ia) CUARZODIORITAS, TONALITAS Y GRANODIORITAS.

Ocupan el área comprendida entre Villarino, Bemposta, Urros y Fermoselle (fig. 2). Se encuentran, todos estos tipos de rocas, asociados en cuerpos alargados con una estructura en bandas (Lám. I, a) que ha sido plegada por la 3.^a fase de deformación. Muestran una fabric plano-linear muy marcada.

El bandeado está definido por la abundancia de fémicos: anfíboles y biotita y por el tamaño del grano. Otras veces está definido por la presencia de megacristales de feldespatos potásico. El color de las diferentes bandas oscila entre gris azulado y gris oscuro. Su índice de color (I. C.) medido según la fórmula:

I. C. = $100 - (Q + FK + \text{mosc})$ (JUNG & BROUSSE 1959) tiene los valores:

Cuarzodiorita I. C. = 34,72 (leucócrata con tendencia mesócrata)

Tonalita I. C. = 26,39 (leucócrata)

Granodiorita I. C. = 18,59 (leucócrata)

La composición va desde cuarzodioritas, tonalitas a granodioritas (*) (Tabla I) (fig. 3).

(*) De acuerdo con la clasificación I. U. G. S. M. (1973) de rocas ígneas (N. Jb. Min. H. 4, pp. 149-164, 1973).

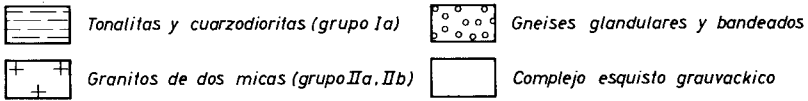
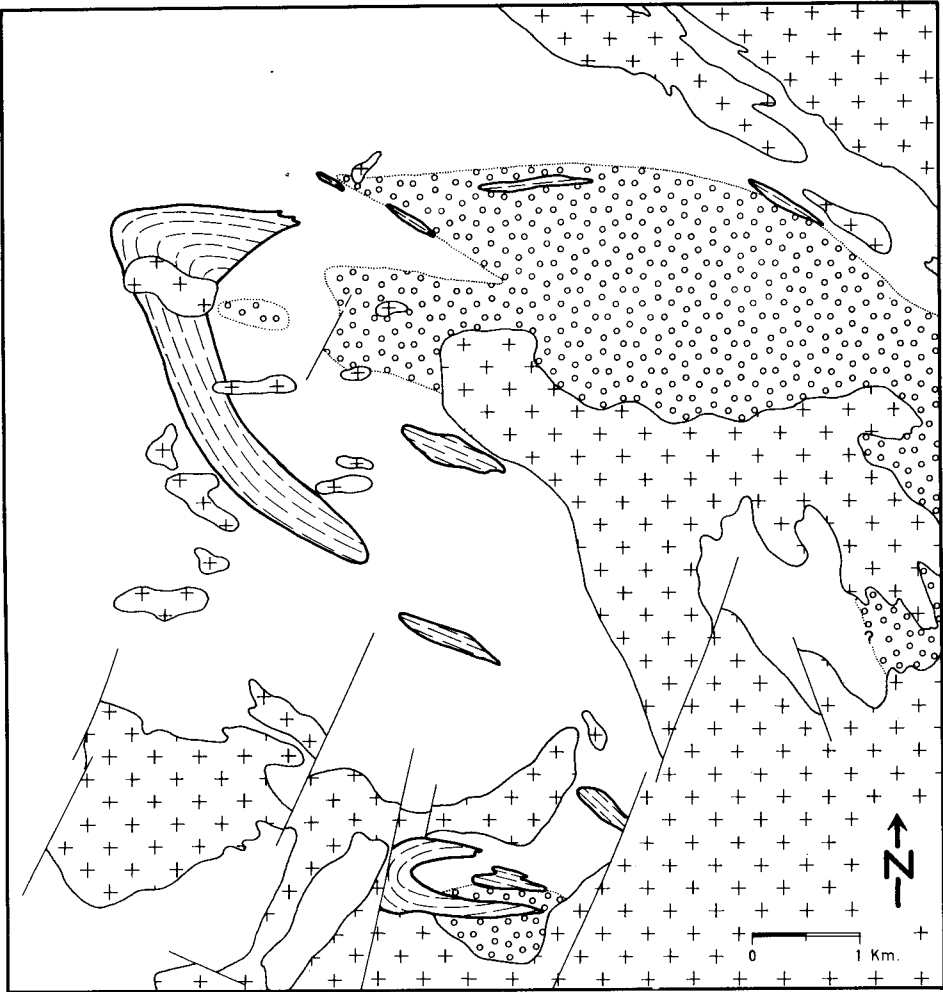


Fig. 2.—Situación de los granitoides del grupo Ia en la parte NW de la región estudiada.

El tamaño del grano es variable, pero puede llegar a muy fino, a veces difícilmente distinguible de los niveles cuarzofeldespáticos ricos en biotita de origen sedimentario.

La textura varía desde hipidiomórfica subequigranular con tendencia alotriomórfica en algunas tonalitas y cuarzodioritas, hasta alotriomórfica inequigranular en las granodioritas y presenta una orientación muy marcada determinada por el paralelismo de la biotita y de los ejes mayores de los cristales de cuarzo. Esta textura aparece en algunos casos deformada, variando desde protoclastica con incipiente poligo-

nitización del cuarzo hasta protomilonítica, mostrando planos de cizalla y una fuerte deformación postcristalina principalmente del cuarzo.

Estos aspectos texturales de la deformación se tratan en el apartado relativo a la estructura de los macizos graníticos.

TABLA I

	Granodiorita (Tormes) B. 219	Tonalita (Tormes) B. 56	Cuarzodiorita (Tormes) B. 57
Cuarzo	26.43	22.31	9.32
Feldespato	13.45	2.57	3.81
Plagioclasas	40.11	46.68	52.17
Biotita	17.70	24.34	26.53
Hornblenda	—	0.33	5.98
Moscovita	1.43	0.06	—
Esfena	—	0.61	0.54
Otros accesorios	0.86	1.08	1.63
TOTAL	99.99	99.99	99.99
I.C.	18.59	26.39	34.72

Mineralogía.—Los constituyentes esenciales de estas rocas son: cuarzo, plagioclasas, biotita, feldespato potásico y en algunos casos hornblenda.

Cuarzo.—Se presenta en granos monocristalinos a veces con extinción ondulante, o bien policristalinos como consecuencia de la recrystalización de un cristal deformado en varios cristales sin deformación (SPRY 1969, pp. 65-66). También aparecen pequeños cristales constituyendo una textura mortar incipiente. Estos casos dependen de la intensidad de la deformación que haya sufrido la roca. El cuarzo es el mineral que manifiesta más claramente los efectos de la deformación. Casi siempre es un mineral subordinado y de menor tamaño que las plagioclasas.

Plagioclasas.—Son subidiomorfos o idiomorfos con zonación oscilante, superpuestas y en algunos casos con zonación irregular (patchy zoning). Normalmente presentan la macla de la Albita y menos frecuentemente la combinada Albita-Carlsbad. Varían entre An_{30-36} y en el núcleo alcanzan valores de An_{42} . Presentan muy localmente estructuras en sinneisis (VOGT 1921) que según VANCE y GILREATH (1967) son agrupamientos de determinados cristales en un medio líquido y son indicativos por tanto de cristalización a partir de un magma. Presentan diferencias de tamaño y algunas veces tienen cierta tendencia porfídica muy aislada. Sólo en una ocasión se ha observado una textura antipertítica. En el contacto con el feldespato potásico hay frecuentemente desarrollo de mirmequitas, que aparece favorecido en bandas donde la tectonización es más importante.

Feldespato potásico.—Es relativamente poco abundante, si se tienen en cuenta las cantidades de los otros constituyentes leucocráticos de la roca. Se trata de feldespato potásico alotriomórfico, a veces maclado Carlsbad y con $2V_x = 65^\circ$. Da-

do su 2V demasiado bajo para tratarse de microclina debe de ser una ortosa con un contenido en albita alrededor del 40 % (KAZAROW 1956 in DEER, HOWIE & ZUSSMAN 1963), pero en algunas muestras aparece con el maclado de la microclina en determinadas zonas de los cristales, preferentemente en los de hábito alotriomorfo que parecen haber sufrido deformación. También presentan micropertitas tipo «flame» (ALLING 1938 in SPRY op. cit.).

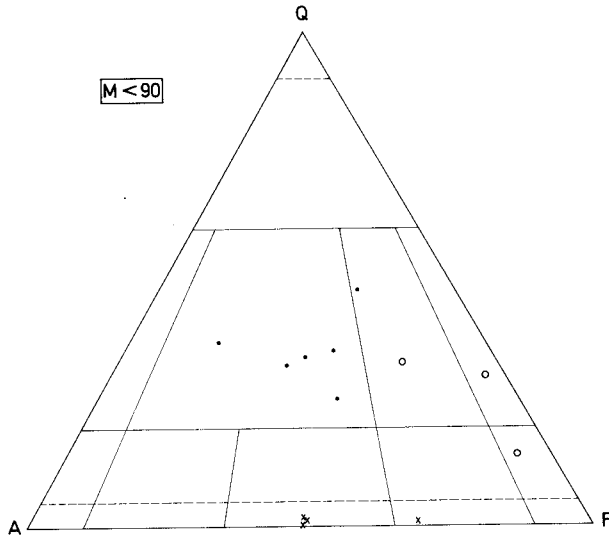


Fig. 3.—Composición modal de los granitoides pertenecientes a la serie calcoalcalina (grupo I). Los puntos representan granitoides del grupo Ia; las cruces del grupo Ib; los círculos del grupo Ib.

Biotita.—Es uno de los minerales esenciales, constituyendo en algunos casos más del 25 % de la roca. De hábito tabular y con una disposición paralela de las caras (001), contribuyendo a definir la estructura en bandas de la roca. Se encuentra frecuentemente agrupada en sinneusis. El pleocroísmo es muy acusado con: X = marrón-amarillo pálido; Y — Z = marrón-rojizo muy oscuro. Su $2V_x = 4^\circ$. En algunos casos tiene moscovita asociada, aunque este último mineral se presenta muy subordinado y está totalmente ausente en las tonalitas y cuarzodioritas. La moscovita siempre tiene óxidos de hierro o ilmenita en relaciones de contacto y parece, por su relación espacial con la biotita, ser un producto de baueritización de esta última.

Anfíboles.—Estos minerales son particularmente abundantes en las tonalitas y cuarzodioritas donde constituyen a veces cerca del 6 % de la roca. Es una hornblenda con un $2V_x = 70-72^\circ$, $Z\Lambda_c = 18-19^\circ$. Su pleocroísmo es : X = pardo-amarillo pálido; Y = verde ligeramente pardo; Z = verde manzana. A veces muestran en un mismo cristal zonas en que varía el pleocroísmo. Estas características la sitúan muy posiblemente como hornblenda común, a falta de criterios químicos que lo confirmen (DEER, HOWIE & ZUSSMAN 1963).

Clinopiroxeno.—Algunas facies de tipo cuarzodiorítico además de la hornblenda tienen clinopiroxenos que se presentan como minerales subordinados. Sus características ópticas son $2V_z = 60-62^\circ$, $Z\wedge c = 42-46^\circ$. A veces presentan partición de diálgaga. Tienen alto índice de refracción y birrefringencia baja. Incoloro. No pleocroico. Se presentan en cristales alotriomorfos y muy frecuentemente están uralitizados y transformados en hornblenda de forma irregular, lo que permite atribuir a la hornblenda un origen secundario en parte por reemplazamiento de un piroxeno original.

Apatito.—Suele presentarse en dos formas:

a) En cristales aciculares con una relación longitud \gg anchura. Frecuentemente presenta inclusiones de minerales aciculares paralelamente al eje «c», estos minerales podrían ser apatitos anteriores. En otros casos tienen incluido zircón. Los apatitos se encuentran preferentemente como incluidos en las plagioclasas y sus características son propias de cristalización a partir de un fundido como demostraron experimentalmente WILLYE et. alt. (1962). b) Apatito en prismas subidiomorfos alargados y muy frecuentemente asociados con biotita, aunque también se encuentran incluidos en plagioclasas. Según los datos experimentales serían originados por cristalización con una fase acuosa presente. Menos frecuentemente hay cristales alotriomorfos; esto significa que, excepto en un primer momento de la cristalización de las tonalitas, el resto se hace en presencia de fase acuosa en mayor o menor proporción y siempre, a partir de un fundido (WILLYE et alt. op. cit.).

Zircón.—Se presenta en cristales anhedrales, normalmente incluido en biotita con halos pleocroicos. Es más abundante en las granodioritas.

Esfena.—Constituye el más frecuente de los minerales accesorios. Se presenta en formas normalmente esqueléticas y sólo en algunos casos es subidiomorfa en cristales de hábito rómbico.

Allanita.—Muy frecuentemente incluida en biotita con bordes metamórficos y con una zonación muy definida.

Otros minerales accesorios son los óxidos de Fe, asociados con la biotita u hornblenda. Parecen tratarse en su mayor parte de magnetita.

De la observación de las composiciones modales se deduce que las rocas con mayor contenido en minerales accesorios tales como allanita, esfena, magnetita y apatito son por orden creciente granodiorita < tonalita < cuarzodiorita. Es decir que hay un aumento en el contenido de accesorios con el aumento de la basicidad de la roca. D. E. LEE et alt. (1964) y K. G. SNETSINGER (1967) han demostrado que en algunas rocas graníticas de California y Nevada (U. S. A.) hay una relación directa entre el contenido en CaO de la roca y la abundancia de minerales accesorios de forma que la aparición de minerales como apatito, allanita, esfena, epidota y magnetita está restringida a rocas con un contenido en CaO $> 1,8 \%$. En el caso de las rocas del presente trabajo, aunque no se ha establecido ninguna relación cuantitativa entre la cantidad de minerales accesorios presentes y el contenido en CaO de la roca, se observa cómo la presencia de allanita y esfena está restringida a rocas que presentan un CaO $> 2,03 \%$. Es decir estos minerales se encuentran en las tonalitas y cuarzodioritas así como en las monzonitas y monzodioritas del grupo Ic.

Ib) GRANITOS MONZONÍTCOS Y GRANODIORITAS DE MEGACRISTALES.

Están ligados con los anteriormente descritos. Poseen tendencia calcoalcalina y forman una serie de intrusiones cartografiadas en el NW (Bemposta), W (Aldeadávila, Cabeza del Caballo) y SW (Mieza).

Los granitos de este grupo están cortados intrusivamente por los de dos micas, pertenecientes al grupo II, en varios lugares.

En Bemposta estos granitos contienen enclaves de las granodioritas y tonalitas de grano fino del grupo anterior (Ia). En realidad en el NW de la zona estudiada (Bemposta y Feroselle) existe una gradación total entre los dos tipos de roca como lo demuestra el hecho de que las facies de megacrístales a las que se ha hecho referencia en el apartado anterior y que tienen composición granodiorítica (Lám. I, b) pueden ser localmente discordantes cortando la disposición bandeada de las tonalitas (Lám. I, c). Por otra parte las tonalitas y cuarzdioritas únicamente se encuentran como enclaves dentro de las granodioritas y granitos monzoníticos de megacrístales en Bemposta. Esto significa que la intrusión de granodioritas y granitos monzoníticos no coincide espacialmente con la de las tonalitas, y estas rocas se encuentran en enclaves disgregados en la masa de granodioritas posteriores allí donde el emplazamiento de ambos tipos de rocas ha sido continuo en el tiempo.

En la parte SW de la región los granitos monzoníticos de megacrístales son posteriores y engloban stocks de monzonitas. Estas últimas también se presentan como enclaves de muy variable dimensión.

Diversos tipos de enclaves en los granitos del grupo Ib.—Además de los enclaves de monzonitas los granitoides del grupo Ib tienen, especialmente en los bordes, otros enclaves que son de origen más dudoso. Estos últimos son de tamaño variable aunque generalmente no exceden los 50 cm y se presentan en determinadas zonas en mayor proporción que en otras.

Se pueden distinguir dos tipos de enclaves:

1) Enclaves esquistosos o microgranudos claros. Interpretados como rocas metamórficas más o menos asimiladas. Estos enclaves son de color gris claro y de grano fino con algunos megacrístales de feldespato K en los bordes. En conjunto presentan una estructura zonada con un núcleo en el que a veces se ven restos de esquistos moteados y donde se conserva la textura metamórfica aunque bastante recrystalizada. Incluso se observa en algunos casos una crenulación cuyos planos axiales coinciden con la orientación de las micas en el granito. Hacia los bordes la textura metamórfica se hace menos manifiesta por existir una fuerte recrystalización con aumento del tamaño de grano y con megacrístales de feldespato K maclados y perfiticos con bordes poiquilíticos muy difusos.

El cuarzo se encuentra en agregados globosos policristalinos más abundantes en los enclaves o bordes de estos que están muy transformados en contacto con el granito. Igualmente aparece apatito en agregados alotriomorfos.

2) Enclaves microgranudos oscuros porfídicos. En estos se encuentran megacrístales de microclina maclada Carlsbad, a veces con textura rapakivi o bien de plagioclasas sudidiomorfos con zonación oscilatoria y con bordes poiquilíticos. Me-

nos frecuentemente presentan agregados globosos policristalinos de cuarzo (Lám. I, d) que en lámina delgada dan una sección elipsoidal.

La matriz de gran fino está compuesta por un intercrecimiento de cuarzo, microclina y plagioclasas, donde hay unas láminas de mayor tamaño de biotita bastante abundante y de moscovita alotriomórfica subordinada. Estos énclaves presentan una fábrica anisótropa en la que se observa una deformación posteristalina.

En otras ocasiones se trata de megacrystalos goticulares redondeados, policristalinos, de cuarzo o bien de plagioclasa poiquilitica rodeados por una matriz microcristalina de cuarzo y biotita con una fábrica orientada. En este caso las biotitas están adaptándose a los bordes de los agregados de cuarzo. Como minerales accesorios se encuentra allanita, apatito y zircón; en la matriz en ambos casos hay apatito acicular que está frecuentemente incluido en cuarzo y se interpreta como de enfriamiento rápido. Menos frecuentemente existen cristales exagonales prismáticos de apatito con zonación. Estos énclaves por sus características parecen ser de microgranodioritas o microgranitos y se consideran como márgenes enfriados de la intrusión del granito monzonítico, que han sido dislocados e incorporados a la masa de este granito en los momentos posteriores de la intrusión.

Ambos tipos de énclaves A y B serían comparables a los énclaves claros y oscuros descritos por DIDIER (1973) en las granodioritas de Aigoual y Guiral-Liron en el Macizo Central Francés.

Composición modal y mineralogía.—Son rocas de composición modal inhomogénea que oscila entre granodioritas s. str. y granitos monzoníticos fundamentalmente (fig. 3 (Tabla II). También hay facies dentro de un mismo plutón con composiciones graníticas muy ricas en feldespato potásico.

TABLA II

	Grt. E. 85	Grt. E. 20	Grd. A. 134	Grt. D. 99	Grt. P. 41	Grt. D. 98
Cuarzo	30.12	22.08	42.22	27.98	31.21	31.73
Feldespato K	29.47	27.08	15.08	31.84	38.90	24.59
Plagioclasa	28.95	36.08	31.05	25.81	13.12	32.67
Biotita	6.54	10.79	4.85	6.22	6.10	5.70
Moscovita	4.89	3.54	5.80	7.50	10.02	5.14
Accesorio	—	0.41	1.00	0.65	0.63	0.14
TOTAL	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99
I.C.	6.54	11.20	5.85	6.86	6.71	5.84

Grt.: granitos s. lat.
Grd.: granodioritas.

La característica estructural de estas rocas a escala de afloramiento es su inhomogeneidad con schlieren melanocráticos difusos de composición biotítica y bandas con abundancia de megacrystalos de feldespato potásico, estos últimos definiendo una fabric linear o plano-linear.

El índice de color varía desde 6-7 como valores más frecuentes, hasta 12.

Se ha expresado la composición modal sin dar valores medios, con el fin de mostrar sus variaciones reales, ya que un valor medio puede no ser representativo e inducir a mayores errores de no hacer un análisis cuantitativo de las variaciones modales (DAWSON & WHITTEN 1962). Son rocas de textura generalmente alotriomorfa inequigranular con tendencia porfídica muy manifiesta. Presentan megacristales de feldespato potásico destacando claramente en una masa de grano medio. En algunos casos tienen tendencia hipidiomorfa especialmente donde son abundantes las plagioclasas y la roca no está muy deformada.

Estas rocas muestran una completa gradación desde texturas sin ninguna deformación hasta texturas protoclasticas o más frecuentemente protomiloníticas (SPRY 1969), dependiendo de la situación de la sección delgada dentro del plutón y del nivel estructural en el que éste se encuentra.

Feldespato potásico.—Comúnmente se trata de megacristales de microclina pertítica, a menudo maclada Carlsbad, con un $2V_x = 81-84^\circ$. Tiene dos generaciones de pertitas, una primera constituida por pertita «string» o «stringlet» y una segunda por pertitas tipo «braid» o «flame» (SPRY op. cit.). En las bandas en que la cataclasis ha sido más intensa hay feldespato potásico intersticial entre los fragmentos triturados de cuarzo y plagioclasas (vease «estructura de los macizos graníticos»). El feldespato, presenta gran cantidad de inclusiones de cuarzo, plagioclasas y biotita dispuestas paralelamente a los bordes. También paralelamente a los bordes existe una zonación con bandas más ricas en albita que otras (Lám. II, a). La disposición de las inclusiones en capas concéntricas paralelamente a los bordes y con el eje c de las plagioclasas incluidas, paralelo a los mismos, ha sido interpretada como originada por cristalización magmática (FRALS 1954). Las plagioclasas incluidas en la microclina tienen tendencia idiomorfa, con bordes albíticos muy netos y los cuarzos incluidos presentan localmente tendencia idiomorfa lo que demuestra su cristalización primaria siendo a continuación englobados por el feldespato potásico que continúa su crecimiento en equilibrio con un líquido en el que hay plagioclasas idiomorfas y biotita que, a medida que va creciendo el megacrystal, se van adheriendo a sus caras ocasionando las inclusiones zonadas. Los bordes del feldespato de hábito irregular que incluyen gran cantidad de granos de cuarzo, se interpretan como originados por un crecimiento blástico tardío. Esta textura de los megacristales de feldespato potásico e igualmente el idiomorfismo de las plagioclasas incluidas en ellos es un criterio importante para diferenciar este tipo de rocas de los granitos de dos micas del grupo II.

Plagioclasas.—Se presentan en cristales subidiomorfos o idiomorfos a veces incluidos en microclina. Localmente presentan estructuras en sinneusis. Tienen una zonación oscilatoria muy manifiesta con núcleos que alcanzan An_{38} (fig. 4). También tienen un zonado irregular secundario superpuesto (patchy zoning). Los valores más frecuentemente encontrados son An_{11-17} , con periferias de An_{8-9} . Los núcleos oscilan entre An_{20-27} con valores más frecuentes de An_{20-22} . Los bordes descalcificados en contacto con el feldespato potásico son albita con un contenido en anortita menor que An_{10} . A partir de plagioclasas en contacto o incluidas en feldespato potásico se de-

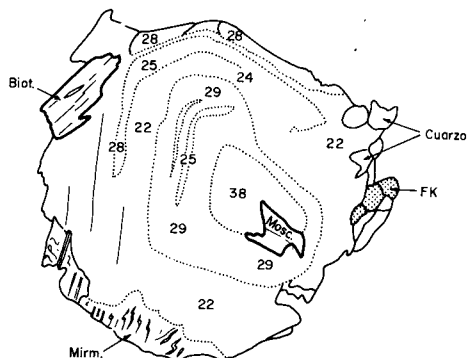
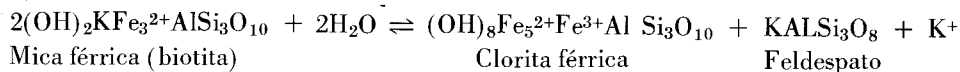


Fig. 4.—Plagioclasa perteneciente a las granodioritas de megacrístales (grupo Ib) con zonado oscilatorio (río Tormes, NW de Salamanca).

sarrollan reacciones mirmequíticas que causan la corrosión de la microclina. En estos bordes reaccionales el contenido en An llega hasta An₂₀. Igualmente en las zonas de cataclisis hay una blastesis posterior de albíta que se realiza a partir de la unión de pequeños fragmentos primitivos. En algunas plagioclasas de composición albítica hay manchas de feldespato potásico en su interior, que algunos autores interpretan como corrosión de aquellos por el feldespato potásico tardío (FLOOR 1966), pero cuyas relaciones creemos que son más complejas y deben ser consideradas dentro de un proceso de deformación y blastesis postcristalina.

Moscovita.—Se presenta en grandes blastos o en pequeñas placas, desarrollada preferentemente en pajuelas en los planos de cizalla. También está presente en el núcleo y sobre las superficies de exfoliación y macla de las plagioclasas. Su contenido en la moda es muy variable aunque el valor más frecuente es alrededor del 6 %. Estas características petrográficas permiten que se la considere como un mineral secundario. Entre los factores que controlan la mayor o menor abundancia de moscovita, es posible que se encuentre la intensidad de deformación y la abundancia por tanto de los planos de cataclisis existentes en la roca. También debe estar relacionada con la proximidad espacial de los granitos de tendencia alcalina de dos micas del grupo II.

Biotita.—Se encuentra en cristales orientados y dispuestos con su mayor dimensión paralela a los planos de esquistosidad, allí donde existen. Su pleocroísmo es: X = crema claro a amarillo pálido; Y - Z = marrón rojizo. Su 2V_x = 8°- 8.5°. Localmente está clorotizada debido a efectos hidrotermales con producción de feldespato potásico secundario que se dispone en los planos de exfoliación de la clorita. Este feldespato está originado según la reacción de CHAYES (1955):



En otras ocasiones se observa esfena de origen secundario dispuesta sobre la cloritas de forma paralela a los planos de exfoliación.

Apatito.—Es el principal mineral accesorio. Se presenta en prismas cortos de sección exagonal o bien en agregados alotriomorfos.

Zircón.—En inclusiones pleocróicas dentro de biotita.

Turmalina.—Se pregunta en cristales con zonación. Aparece esporádicamente en algunas muestras.

Sillimanita.—Solamente se la ha encontrado en una muestra incluida en moscovita secundaria y con plagioclasas anormalmente ácidas.

Ic) MONZONITAS Y MONZODIORITAS.

Son rocas generalmente homogéneas de color oscuro y grano fino a medio de gran consistencia. Con cristales de anfíbol destacando como motas en la superficie. A veces tienen bandas más leucocráticas con anfíboles de mayor tamaño y nódulos compuestos por cuarzo y feldespato potásico, en los que hay grandes cristales de anfíbol y esfena.

Se encuentran estas rocas dentro de los granitos monzoníticos anteriormente descritos los cuales son claramente posteriores a ellas. Su tamaño y forma varía desde stocks alargados de 2,5 a 3 Km en su dimensión mayor, hasta énclaves de menos de 0,5 m². Los stocks están incluidos en el granito monzonítico del grupo anterior quien en el borde les disgrega y entonces incluye gran cantidad de énclaves. Existe, por tanto, una estrecha relación espacial entre los stocks y las zonas del granito con abundancia de énclaves.

Como se observa en el mapa adjunto los afloramientos de estas rocas forman una banda de dirección aproximada E-W, la mayor parte de ellos dentro del granito monzonítico del grupo Ib.

TABLA III

	Monzodioritas E. 76	Monzonita E. 84	Monzonita D. 60	Monzonita E. 3
Cuarzo	0.30	0.17	0.62	0.97
Feldespato K	10.47	22.88	32.81	36.42
Plagioclasas	23.77	21.94	31.48	34.92
Biotita	28.28	26.47	17.26	15.15
Hornblenda	26.98	16.14	14.37	8.50
Clinopiroxeno	5.12	—	—	—
Accesorios	5.04	12.38	3.43	3.80
TOTAL	99.96	99.98	99.97	99.96
I.C.	65.42	54.99	35.06	27.45

T e x t u r a.—En lámina delgada presentan una textura hipidiomorfa a alotriomorfa granular. Localmente presentan acumulaciones de feldespato potásico y anfíboles. El índice de color (I. C.) llega a alcanzar valores mayores de 60 por lo que en determinados casos deben ser designados más exactamente melano-monzonitas y melano-monzodioritas (fig. 3). Su composición modal se muestra en la tabla III.

M i n e r a l o g í a.—Feldespato potásico.—Se trata de una ortosa 2V_x = 51-65°, y cuyo contenido en albita debe oscilar entre el 20-40 %. A menudo pre-

senta cuarzo vermicular en intercrecimiento con ortosa, que algunos autores (AUGUSTIUS 1973) consideran como una textura granofídica (Lám. II, b). Este intercrecimiento solamente se observa en el feldespato potásico y posiblemente se deba a una desmezcla en el eutéctico (BARKER 1970; HUGHES 1972). La ortosa muestra entre los granos caras rectas con unión en triples puntos, lo que indica que se ha alcanzado el equilibrio cristalino. Localmente la ortosa tiene «string» o «plume pertites».

En los bordes de los écnaves monzoníticos de pequeño tamaño, hay unos megacrystalos subidiomorfos de microclina que tienen aproximadamente 1,5-2 cm. de largo por 0,5 cm de ancho. De la simple observación se deduce que se trata de los mismos megacrystalos de microclina que se encuentran en el granito monzonítico que les rodea. Estos megacrystalos no existen en el centro de los écnaves de gran tamaño. A falta de pruebas de su origen magmático, se les puede considerar como productos de la migración metasomática de feldespato potásico a cortas distancias en un medio viscoso.

Plagioclasas.—Su idiomorfismo es variable, pero generalmente son subautomorfos. El núcleo tiene una zonación muy neta respecto a los bordes y alcanza una basicidad de An_{41-42} , mientras que los bordes oscilan entre An_{28-35} . El núcleo se presenta damouritizado con formación de un agregado secundario de sericita y de pistacita. Cuando las plagioclasas se encuentran en contacto con feldespato potásico presentan bordes mirmequíticos de reacción.

Clinopiroxeno.—Se encuentra en una proporción muy variable. Es un mineral incoloro de alto relieve y se presenta en granos de pequeño tamaño casi siempre uralitizados y transformados en hornblenda. En algunos casos se distingue un antiguo cristal idiomorfo de clinopiroxeno casi completamente reemplazado por una masa de hornblenda y menos frecuentemente de biotita. Sus características ópticas son $2V_x = 70^\circ$; $Z \wedge c = 45^\circ$. Colores de interferencia bajos de primer orden en secciones perpendiculares a (001).

Hornblenda.—Es un mineral muy abundante. Llega a constituir más del 25 % de la roca; se presenta en grandes cristales que destacan a veces en la textura. Tiene un pleocroísmo acusado con: X = verde pardo o verde botella; Y = verde a verde oliva; Z = marrón verdoso pálido; $2V_x = 66^\circ$; $Z \wedge c = 18^\circ-19^\circ$. En gran parte parece proceder de los clinopiroxenos, siendo por tanto de origen secundario. Se trata del mismo caso que en las tonalitas y cuarzdioritas del grupo Ia, con las cuales estas rocas parecen estar relacionadas genéticamente. Esta uralitización sería debida a actividades magmáticas tardías, en las que hay un enriquecimiento en fase acuosa, ya que no es posible que todo el anfíbol sea el resultado de la actividad hidrotermal tardía. Esto último estaría de acuerdo con la formación de texturas granofídicas en el feldespato potásico, que se formaría en el eutéctico de un sistema con H_2O presente.

Biotita.—Es un mineral esencial junto con los anteriores. Se presenta en cristales tabulares con un pleocroísmo: X = crema o amarillo pálido. Y - Z = marrón verdoso oscuro; $2V_x = 3,5 - 4^\circ$. En algunas láminas se presenta cloritizada; también aparece en las fracturas de algún piroxeno como producto de alteración de éste.

Apatito.—Se presenta ya sea en cristales aciculares de gran longitud con el centro hueco e incluidos en las plagioclasas y en el feldespato potásico, o en prismas cortos a menudo zonados y con inclusiones de biotita en el centro.

Zircón.—Está incluido en biotita. A su vez incluye prismas de apatito por lo que es considerado más tardío que éste.

Esfena.—Se presenta a veces sobre biotita. También de forma irregular en agregados alargados.

Pistacita.—Es un mineral de origen secundario. Crece en el núcleo de las plagioclasas o bien en contacto con hornblenda. Se presenta en granos o agregados xenomorfos. Llega a ser el mineral accesorio más abundante en algunas muestras, lo cual demuestra la existencia de una actividad postmagmática importante.

Allanita.—Es un mineral zonado, cuando está en contacto con la biotita tiene bordes metamórficos y en muchas ocasiones se presenta incluida en la pistacita.

IIa) DIATEXITAS Y GRANITOS MAS O MENOS HOMOGÉNEOS DE ORIGEN DIATEXÍTICO.

En este grupo se consideran solamente los granitos que son claramente autóctonos o subautóctonos y hacia los que se ve un paso gradual desde las rocas gneísicas o metatexíticas, de manera que se observa un aumento del leucosome y una reabsorción del paleosome, quedando solamente acumulados de fémicos o bien niveles cuarcíticos y lechos calcosilicatados resistentes a la movilización.

A continuación se describe la petrografía de pequeñas bandas graníticas que se encuentran en afloramientos con las características anteriormente citadas. Pero es evidente que dentro de la masa granítica más importante que ocupa toda el área al E-NE de la zona estudiada hay facies de similares características que son atravesadas y englobadas en un proceso continuo por productos anatécicos más profundos y relativamente alóctonos respecto a estas facies diatexíticas originadas «in situ».

Existe un paso gradual desde las zonas migmatíticas a estas rocas diatexíticas, basándose la distinción entre unas y otras únicamente en un aumento de los acumulados de fémicos y en una mayor abundancia de «ghost structures» constituidas por lechos cuarcíticos y calcosilicatados. Esto significa que la fusión diatexítica se ha llevado a cabo en niveles determinados de composición favorable mientras que otros niveles han sido respetados, han fundido parcialmente originándose metatectos o bien están atravesados por una red de filones graníticos de origen extraño presentando entonces una estructura arterítica.

La composición modal de estas rocas diatexíticas las clasifica como granitos o leucogranitos s. str. Su composición se encuentra en el mismo campo que la de los granitos microporfídicos del grupo IIb, con los cuales forman una serie continua, ya que el granito microporfídico es este mismo granito diatexítico que ha ascendido desde su lugar de origen.

La composición modal del granito diatexítico en Sardón de los Frailes es la siguiente:

Cuarzo	28.01	Biotita	3.59
Feldespato K	41.81	Moscovita	5.45
Plagioclasas	20.18	Cordierita	0.93
		TOTAL	99.97
		I.C.	4.52

Mineralogía.—Feldespato potásico.—Es generalmente microclina con un $2V_x = 81^\circ$. Localmente presenta el maclado típico de este mineral. Tiene pertitas tipo «vein». Generalmente es alotriomorfo y en algunos cristales se presenta maclado Carlsbad.

Plagioclasas.—A veces se presentan como fenocristales subidiomorfos o débilmente zonados. Cuando se encuentran incluidas en feldespato potásico presentan bordes muy netos de albitización y muestran una textura parecida a la que tienen en el granito microporfídico descrito a continuación. Llegan hasta An_{25} aunque generalmente son menos básicas y presentan zonas reaccionales mirmequíticas que corroen blásticamente al feldespato potásico.

Las plagioclasas y el feldespato potásico presentan una disposición zonada de inclusiones de sillimanita. Este mineral generalmente forma una halo en la parte externa de los cristales, pero en algunos casos hay varias zonas paralelas de inclusiones. Esta disposición es interpretada como el resultado de la cristalización de plagioclasas a partir de un fundido anatético en el que se encuentran flotando cristales de sillimanita (WINKLER 1970) que se adaptan a los bordes de las plagioclasas en crecimiento (Lám. II, c). En este proceso de cristalización el feldespato potásico comenzaría a cristalizar algo más tarde que las plagioclasas, ya que éstas se encuentran incluidas dentro del feldespato potásico y tienen bordes albiticos en su contacto con él. Por otra parte el feldespato potásico muestra un hábito más irregular que las plagioclasas y en algunas ocasiones parece que penetra entre los contactos cuarzo-plagioclasa. En otros casos el feldespato potásico se encuentra en forma de manchas paralelas a los planos de macla de las plagioclasas, lo que podría ser interpretado como un reemplazamiento de éstas por aquél. En consecuencia se considera el crecimiento del feldespato potásico como parcialmente blástico y simultáneo o más tardío que el de las plagioclasas.

Cuarzo.—Tanto las plagioclasas como el feldespato potásico tienen incluidos granos de cuarzo con los bordes lobulosos o bien redondeados («drop like quartz»). Algunos autores interpretan este cuarzo como de corrosión postmagmática (SCHERMERHORN 1956). Sin embargo MEHNERT (1968) interpreta formas similares en el leucosome de migmatitas como cuarzoes relictos parcialmente corroídos provenientes del paleosome. No obstante en el caso objeto de estudio el cuarzo debe originarse por corrosión postmagmática ya que formas similares ameboidales y redondeadas son observables en el cuarzo que rodea a los feldespatos en los granitos parautóctonos.

Biotita.—Se presenta en láminas tabulares con inclusiones de minerales radioactivos, principalmente zircón, que causan aureolas pleocróicas. Se encuentran en agrupaciones con una orientación paralela a los planos de exfoliación. Sus características

son: X = amarillo pálido; Y - Z = rojizo. Tiene gran cantidad de sillimanita prismática asociada.

Moscovita.—Es un mineral totalmente secundario con bordes muy irregulares y en láminas que se orientan en diversas direcciones en la fabric de la roca. Engloban algunos cristales de cuarzo y sillimanita y forman intercrecimientos simplectíticos con el cuarzo.

Como minerales accesorios se encuentra apatito en granos alotriomorfos y sillimanita, que se presenta en prismas cortos de sección romboidal, e incluida en las plagioclasas y el feldespato potásico. También se encuentra sobre la biotita e incluida en moscovita tardía simplectítica con cuarzo. Esta sillimanita presenta las mismas características que la que se encuentra en los paleosomes y neosomes de las migmatitas y por tanto se la considera como relictas del metamorfismo. En estos granitos diatexiticos es el mineral accesorio más abundante.

En menor cantidad se encuentra clorita de origen secundario originada por alteración de la biotita y rutilo en disposición saogenítica sobre la clorita. También existen minerales opacos que en su mayor parte deben ser óxidos de hierro.

IIb) GRANITO MICROPORFÍDICO SUBAUTÓCTONO Y PRODUCTOS PALINGENETICOS INTRUSIVOS EN NIVELES ALGO DIFERENTES DEL DE SU ORIGEN.

Entre este grupo de granitos y el anterior existe una relación evidente tanto desde el punto de vista genético como petrográfico. Pertenecen a este grupo la mayor parte de los granitos de la mitad N del área estudiada. A escala de afloramiento se trata de granitos de grano grueso a medio, localmente con megacristales subidiomorfos de feldespato potásico, que tienen como mineral fémico más importante la biotita. La moscovita, de origen secundario, está presente en cantidades muy variables.

Estos granitos presentan una textura anisótropa más o menos bien desarrollada definida por la orientación de la biotita y en algunos casos por unas superficies de discontinuidad en las que frecuentemente hay moscovita secundaria que engloba cantidades variables de sillimanita. La roca presenta una completa recristalización posttectónica y sólo en algunos casos se observa una incipiente textura protoclastica. En algunas ocasiones estos granitos presentan énclaves micáceos de biotita, muy ricos en sillimanita, que son «restitas» de la palingénesis; también, al igual que el granito IIa, los granitos de este grupo contienen nódulos de cuarzo y feldespato potásico rodeados por la textura planar de la roca. En otros casos se observan énclaves de metatexitas (Lám. III, a y b). La textura es similar a la del grupo IIa anteriormente descrito del cual se diferencian únicamente en que son granitos más homogeneizados y que se emplazan en un nivel algo superior al de su origen.

Dentro de este grupo de granitos se pueden diferenciar varias facies basándose en las relativas secuencias de intrusión. En general las facies de grano fino engloban a las de grano grueso con o sin megacristales, y en consecuencia son más tardías que éstas últimas.

Existen otras facies petrográficamente diferenciables que se encuentran en pequeños stocks emplazados en la zona de la sillimanita y constituidas por granitos de grano

medio o fino, muy inhomogéneos y ricos en biotita (\pm moscovita); estos granitos tienen frecuentemente megacristales de feldespato potásico subidiomórfos maclados Carlsbad que destacan en la masa y caracterizan a esta facies granítica que se denomina granito microporfídico.

También existen variaciones de grano más grueso inequigranulares con moscovita subordinada pero sin que presenten megacristales de feldespato potásico destacando netamente en la textura.

La masa fundamentalmente del granito en la parte E del área estudiada está constituida por facies de grano medio con una textura a veces planar, a veces isótropa y siempre con moscovita abundante. Estas facies son englobadas o se mezclan de forma irregular con otras de grano fino inhomogéneas, con schlieren biotíticos y con aspecto nebulítico. Estas facies inhomogéneas se sitúan preferentemente en el borde del macizo granítico, en contacto con la serie esquistosa y migmatítica; algunas de estas facies en el contacto presentan megacristales de feldespato potásico. Sus características corresponden a las del granito anteriormente designado como microporfídico, cuyas relaciones de contacto en diferentes lugares con el granito de grano medio más homogéneo, son contradictorias.

Hay además otras facies de tendencia aplítica, constituidas por microclina, albita, cuarzo y moscovita que pasan gradualmente por aumento de la cantidad de biotita a las de grano fino, y que parecen ser las más tardías, ya que en ocasiones cortan a las de grano grueso. En el sector NW, en los alrededores del pueblo de Peaña, hay un tránsito gradual entre estas facies de grano fino y el granito microporfídico.

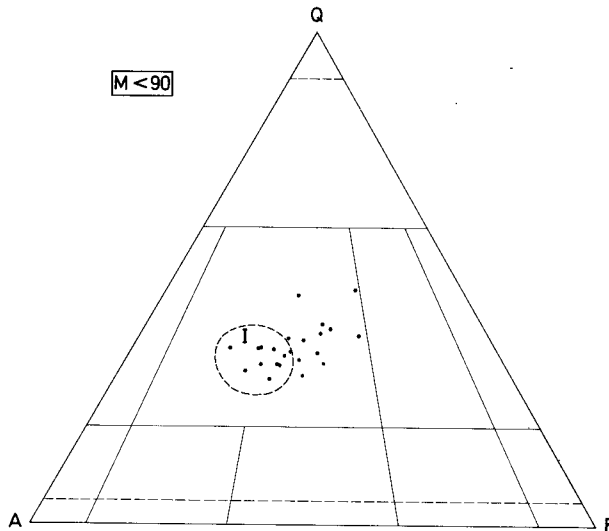


Fig. 5.—Composición modal de los granitos pertenecientes al grupo II. Dentro del círculo, señalado como I, se encuentran las composiciones correspondientes al granito microporfídico menos evolucionado.

Composición modal.—

La composición de los granitos de grano grueso (\pm moscovita) y del granito microporfídico se agrupa dentro de un área señalada como (I) en la fig. 5. La composición de las facies de grano fino más diferenciadas o con tendencia intrusiva en las de grano grueso ocupa un área más dispersa (fig. 5).

La composición modal se encuentra siempre dentro del campo de los granitos y se observa un aumento del contenido en cuarzo y en plagioclasas (albita) en las facies más diferenciadas y más tardías. Su composición modal se muestra en la Tabla IV.

El índice de color (I. C.) varía entre 3 y 12 como valores extremos, aunque el valor más normal es alrededor de 6. Estas rocas se clasificarían exactamente como: *granitos leucocráticos y leucogranitos de dos micas más o menos moscovíticos*.

Considerados en conjunto los granitos de este grupo IIb varían texturalmente desde fuertemente alotriomorfos granulares hasta hipidiomorfos granulares. Esta última textura es la más frecuente en el granito microporfídico.

Mineralogía.—La mineralogía de los granitos de este grupo, a pesar de su variedad textural es constante.

Feldespatos potásicos.—Se trata de microclina que se presenta en dos formas:

a) En fenocristales subidiomorfos maclados Carlsbad, con pertitas tipo «vein» y con cuarzos goticulares más abundantes en los bordes de los fenocristales. El cuarzo a veces se presenta formando agregados de pequeños cristales redondeados que se extinguen simultáneamente y en otros casos aparece en cristales únicos globosos incluidos en el feldespato potásico, su forma globosa con bordes redondeados o ameboidales es igual que la del cuarzo que constituye la masa de la roca y que también corre a los fenocristales (Lám. II, d). La textura constituida por intercrecimiento de este cuarzo y el feldespato potásico es micrográfica o granofídica en el sentido dado a este término por AUGUSTITHIS (1973). SCHERMERHORN (1956) describe el mismo tipo de cuarzo en los granitos portugueses y le asigna un origen blástico tardío, también ARPS (1970) describe el mismo tipo de cuarzo como granofídico, que se presenta en granitos de las mismas características en el NW de España. Estos fenocristales de feldespato potásico están a menudo agrupados en texturas que recuerdan a las sinneusis y contienen inclusiones de plagioclasas subiomorfas con bordes albíticos de descalcificación. A partir de estas plagioclasas, o bien de las que están en contacto con el feldespato se producen reacciones secundarias de mirmequitización con corrosión del feldespato potásico (Lám. III, c); sin embargo el fenómeno de mirmequitización no es tan importante como en los granitos monzoníticos del grupo Ib. Según todas estas características se considera que el desarrollo de los megacristales de feldespato potásico se produce en dos fases sucesivas: 1.^a Cristalización a partir de un fundido palingénico, 2.^a Desarrollo blástico tardío de los bordes en un estado postmagmático.

b) En cristales xenomorfos corroyendo a las plagioclasas. Esta microclina es intersticial y se presenta como manchas sobre las plagioclasas. Es particularmente abundante en las facies de grano fino con textura alotriomorfa. Las plagioclasas que son reemplazadas por el feldespato potásico son subidiomorfas y parecen pertenecer a una primera generación.

TABLA IV

Composición modal de los diversos tipos de granitos de dos micas:

A) Granito microporfídico (grupo IIb)

	<u>B.128</u>	<u>E. 61</u>	<u>E.13</u>	<u>E.27</u>	<u>E.18</u>	<u>B.206</u>	<u>B.221</u>
Cuarzo	28.72	26.76	27.87	33.24	31.69	30.55	28.07
Feld. K	33.11	39.02	28.37	23.82	41.36	36.09	34.88
Plag.	18.42	25.10	29.81	23.82	15.55	19.53	23.68
Biotita	7.01	3.99	5.91	2.77	5.37	8.02	7.44
Moscov.	7.56	3.25	7.68	3.03	5.57	4.14	4.43
Silliman.	3.83	—	—	—	0.15	1.63	—
Apatito	0.65	1.04	—	—	0.27	—	—
Accesor.	0.65	0.79	0.33	0.25	—	—	1.22
TOTAL	99.95	99.99	99.99	99.98	99.96	99.96	99.75
I.C.....	12.19	5.87	6.24	3.02	5.79	9.65	8.66

B) Granito de dos micas: facies de grano medio y fino: (grupos IIb, IIc)

	<u>B.199</u>	<u>B.143</u>	<u>E.86</u>	<u>E.87</u>	<u>E.88</u>	<u>E.90</u>	<u>E.7</u>
Cuarzo	29.13	24.71	28.98	27.65	26.83	30.61	39.76
Feld. K.	32.19	33.70	35.13	26.91	32.72	31.53	25.35
Plag.	23.67	27.31	24.73	29.58	29.20	24.54	20.78
Biotita	8.09	8.81	3.54	7.64	4.93	5.65	8.58
Moscov.	6.47	4.75	7.30	7.26	5.60	7.65	1.95
Accesor.	0.42	0.69	0.29	0.93	0.70	0.08	0.55
TOTAL	99.97	99.97	99.99	99.99	99.99	99.99	99.96
I.C.....	8.51	9.50	3.83	8.57	5.63	5.73	12.12

	<u>D.97</u>	<u>D.2</u>	<u>A.128</u>	<u>E.10</u>	<u>E.28</u>	<u>E.21</u>	<u>D.220</u>	<u>P.35</u>
Cuarzo	40.47	32.64	29.89	34.12	31.02	33.41	31.68	33.87
Feld. K	16.33	24.57	27.39	23.45	27.84	20.14	22.17	31.51
Plag.	28.80	26.89	28.36	28.53	24.74	34.29	24.30	23.83
Biotita	4.33	3.05	4.15	5.75	4.09	2.07	7.44	7.39
Moscov.	9.85	12.34	9.40	7.95	11.37	9.91	12.73	2.83
Accesor.	0.19	0.48	0.78	0.16	0.91	0.15	1.64	0.54
TOTAL	99.99	99.99	99.97	99.96	99.97	99.97	99.99	99.99
I.C.....	4.52	3.53	4.93	5.91	5.00	2.22	9.08	3.37

Composición modal de los granitos del grupo III:

	<u>E.48</u>	<u>E.88a</u>	<u>E.64</u>	<u>E.46</u>	<u>E.47</u>
Cuarzo	39.91	26.38	27.90	26.69	26.82
Feld. K	26.25	26.26	21.05	27.45	25.51
Plag.	28.00	32.22	33.50	35.48	38.98
Biotita	2.65	8.60	12.71	3.60	5.42
Moscov.	3.06	5.96	4.82	6.53	3.77
Accesor.	0.12	0.56	—	0.22	0.07
TOTAL	99.98	99.99	99.98	99.97	99.97
I.C.....	2.77	9.16	12.71	3.82	5.49

En ambos casos descritos anteriormente, se trata de una microclina cuyo $2V_x$ varía de 67° a 69° en los granitos microporfídicos inhomogéneos con moscovita subordinada y alcanza valores hasta 88° en las facies de grano grueso con textura alo-triomorfa. Los valores más frecuentes en general son: $2V_x = 81-84^\circ$.

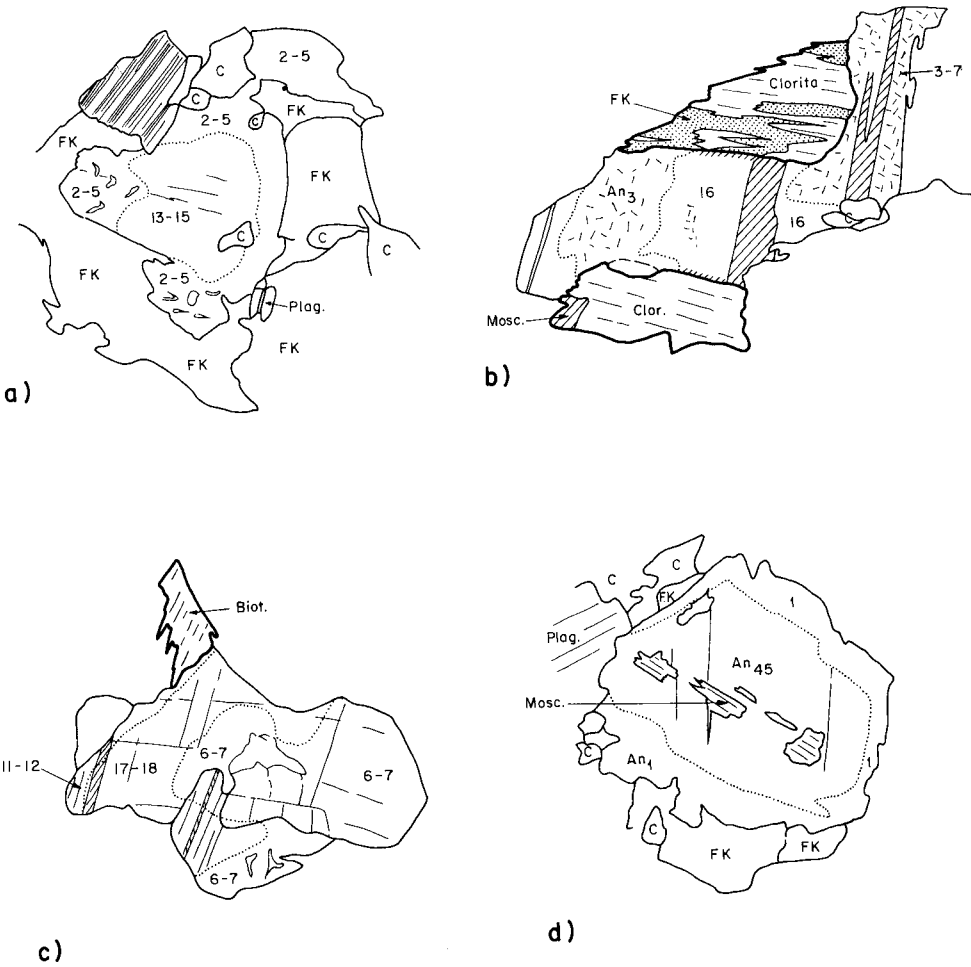


Fig. 6.—Diversos tipos de plagioclasas pertenecientes a los granitos de dos micas del grupo II. Las cifras representan el contenido en An de las diversas partes de las plagioclasas.

Plagioclasas.—Existen dos tipos diferentes:

a) Plagioclasas subidiomorfas con un xenomorfismo originado por corrosión del cuarzo o por desarrollo de bordes mirmequíticos. Estas plagioclasas en los pequeños plutones o stocks de granito microporfídico presentan una zonación normal (fig. 6a y b); sólo en algún caso se han observado zonados inversos. La zonación puede llegar en algunos casos a ser oscilante y también presentan zonación en parches superpuesta (patchy zoning). Esta zonación en parches irregulares coincide normalmente con las líneas de exfoliación de los cristales, o bien con partes de la plagioclase

que han sufrido deformación (fig. 6,c) siendo en estas zonas bastantes más bajo el contenido en An que en el resto de las plagioclasas. El origen de esta zonación en parches se puede relacionar con otros procesos tardíos ligados al estado postmagmático como son la descalcificación de los bordes y las reacciones mirmequíticas. El contenido en anortita de las plagioclasas varía desde un máximo de An_{22-23} y excepcionalmente An_{30} en los núcleos, hasta un mínimo de An_0 en bordes descalcificados. Los valores más frecuentes están comprendidos entre An_{12-25} , tanto para individuos aislados como zonados (fig. 7). Los valores más elevados se encuentran en las plagioclasas de los granitos microporfídicos de textura hipidiomorfa, llegando a An_{26-30} , mientras que en los de grano fino alotriomorfo el valor máximo es An_{12-15} . Siempre que las plagioclasas se encuentran incluidas en cristales de microclina presentan los bordes descalcificados con un contenido de An_{0-10} , estos bordes están en continuidad óptica con el resto de la plagioclasa (fig. 6a, d). El proceso de descalcificación es anterior a la corrosión por cuarzo lobuloso, ya que los bordes de las plagioclasas están corroídos por este mineral. En algunos casos, más frecuentes en aquellas plagioclasas cuyo contenido en An es más alto, se observan bordes mirmequíticos que penetran en el feldespato potásico corroyéndolo. Estas reacciones mirmequíticas en ocasiones se observan en continuidad con los bordes claros albíticos y parece que están relacionadas por el mismo proceso genético (Lám. III, d).

b) Albita intersticial tardía. Esta albita se presenta en franjas muy finas y pue-

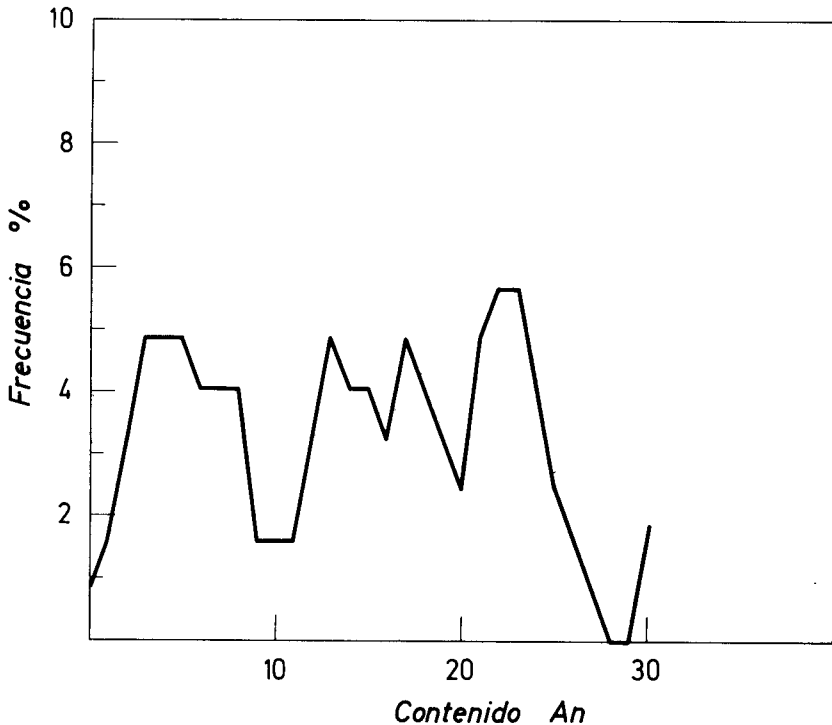


Fig. 7.—Contenido en An de las plagioclasas pertenecientes a los granitos de dos micas del grupo II.

de ser monocristalina o policristalina. En algunos casos muestra una textura mirmequítica con cuarzo vermicular de exolución. También se han observado texturas rapakivi (Lám. IV, a) en facies de tipo microporfídico y textura hipidiomorfa e igualmente en algunas facies tardías con carácter localmente intrusivo en las de grano grueso. En los granitos de grano fino moscovíticos y relativamente tardíos existe una albíta alotriomorfa con bordes convexos hacia el feldespato potásico, que es interpretada como albíta blástica tardía que corroe a la microclina. Este fenómeno está sobre todo muy desarrollado en los granitos del grupo IIc expuestos a continuación.

Biotita.—Es el único mineral fémico que aparece como constituyente esencial. Su hábito es generalmente tabular. Su $2V_x = 3-4^\circ$. El pleocroísmo es: X = amarillo muy pálido; Y - Z = rojo oscuro o rojo ligeramente marrón.

Incluye frecuentemente apatito y sobre todo zircón. Se encuentra cloritizada en muchas ocasiones y contiene entonces feldespato potásico secundario sobre los planos de exfoliación. También tiene rutilo en pequeñas agujas con disposición sagenítica y óxidos de hierro entre los planos de exfoliación.

Moscovita.—Es un mineral secundario marcadamente xenomorfo. Su contenido aumenta en las facies más tardías. Su hábito es irregular formando grandes blastos y a veces se presenta en crecimiento simplectítico con cuarzo. Frecuentemente incluye fibrolita en el centro de los cristales. Su $2V_x = 29-32^\circ$. En algunos casos parece que hay blastos irregulares entre el cuarzo que parecen pseudomorfosis de cordierita, ya que el mismo hábito presenta las pseudomorfosis de cordierita en el neosome de las migmatitas.

Como minerales accesorios más frecuentes se encuentran:

Apatito.—En granos irregulares que a veces incluyen zircones. Más raramente se presentan en prismas de pequeña longitud, siendo este caso más frecuente en el granito microporfídico.

Sillimanita.—Se presenta de dos maneras: a) En prismas alargados incluidos en feldespatos y en cuarzo, o bien acumulados en determinadas zonas, generalmente en contacto con la biotita. En algunos casos los cristales están rodeados de moscovita blástica, pero conservan una textura de crenulación muy manifiesta (Lám. IV, b). Esta sillimanita se interpreta como relicta de metamorfismo y englobada en los fundidos anatéticos. Este tipo de sillimanita es exclusiva de los granitos inhomogéneos que se encuentran en pequeños stocks dentro de la zona de migmatización. b) Como fibrolita englobada en moscovita y algunos pequeños prismas incluidos en cuarzo. Esta fibrolita se considera como secundaria y constituiría la fase alumínica sobrante en las reacciones postmagmáticas en las cuales se forma moscovita. Este tipo de sillimanita es frecuente en las facies de tendencia aplítica.

Andalucita.—Solamente se ha encontrado en dos ocasiones incluida en feldespato potásico y rodeada de moscovita secundaria. Es pleocroica y en una ocasión se encuentra relacionada con sillimanita prismática; en consecuencia se interpreta como metamórfica relicta al igual que la sillimanita.

Otros minerales son: turmalina, que se encuentra presente únicamente en algunas muestras de granito muy alotriomorfo y moscovitizado. Zircón, incluido en biotita con aureola metamítica. Se ha observado sobre las líneas de exfoliación de la clo-

rita, la existencia de un mineral de alto relieve y casi opaco que podría tratarse de anatasa, la cual ha sido citada por SCHERMERMORN (1956) en los granitos portugueses de la serie «Older».

IIc) LEUCOGRANITOS DE DOS MICAS EN MACIZOS ALÓCTONOS O INTRUSIVOS EN DIQUES DENTRO DE LOS GRANITOS ANTERIORES (GRUPOS IIa y IIb).

Estas rocas pertenecen a la misma serie granítica que las anteriores. Se consideran como un grupo aparte ya que a estos granitos se les observa claramente intrusivos y con un metamorfismo inducido en el encajante. Se encuentran en el borde Sur de la zona estudiada y se pueden considerar dentro de este grupo todos los granitos que se han emplazado en niveles superiores a la isograda de la sillimanita.

Es evidente que entre este grupo y los anteriores hay una absoluta continuidad de forma que las facies que se consideran más tardías, de grano fino y con mayor cantidad de moscovita, en los IIa y IIb serían las equivalentes de este grupo.

Las características que diferencian a estos granitos de los del grupo IIb son las siguientes:

a) Los bordes en contacto con el metamórfico encajante son protoclásticos ligeramente recrystalizados. Este hecho podría ser debido a que son granitos más fríos, con un volumen mayor de constituyentes sólidos, y por tanto, responden más rígidamente a la deformación.

b) Son siempre leucogranitos. Su índice de color es menor que 5 y la moscovita se encuentra en proporción 2:1 en relación con la biotita.

c) El feldespato potásico es, siempre, microclina con $2V_x = 90^\circ$. El $2V_x$ de la microclina es mayor en este grupo de granitos que en el anterior. Esta microclina es alotriomorfa e intersticial corroyendo muchas veces a las plagioclasas subidiomorfas mientras que en otras ocasiones se encuentra como manchas en el centro de éstas. Parece que la corrosión se lleva a efecto según los planos de macla de las plagioclasas.

d) La plagioclasa que se encuentra en estos granitos es exclusivamente albita. Normalmente sus valores máximos nunca sobrepasan el An_5 y sólo en algunos casos llegan a An_{10} . Se observan dos generaciones de plagioclasas. Las primeras subidiomorfas normalmente corroídas por albita y microclina, siendo estas plagioclasas las que tienen los valores más altos en An .

Las segundas constituidas por albita blástica con valores muy bajos de An . Esta albita es más tardía que la microclina a la cual corroe, presenta maclas de deslizamiento y algunos cristales están formados por cristalización conjunta de varios individuos aislados. Esta albita también presenta maclas tipo «chess-board», que se interpretan como albitización y recrystalización post-tectónica dentro del estadio post-magmático. En algunos casos la reconstrucción textural por recrystalización blástica es casi total.

Minerales accesorios.—Estos minerales son los mismos que se encuentran en los granitos del grupo IIb aunque la turmalina suele presentarse más frecuentemente. También es muy normal que la biotita esté cloritizada. Localmente, a es-

tos granitos de este grupo IIc les acompañan facies aplíticas, o bien hay zonas en que la moscovita es la única mica presente.

Aplitas y pegmatitas asociadas.—Todos los granitos de los grupos IIb y IIc llevan acompañándoles un cortejo de pegmatitas que los cortan. Las facies de grano más fino en ocasiones pasan gradualmente a aplitas. En las pegmatitas se encuentran con alguna frecuencia berilo y turmalina.

LEUCOGRANITOS Y APLITAS CON GRANATE Y TURMALINA.

La composición mineralógica de estos granitos es en general similar a la del grupo IIc (Tabla IV, P. 35). Únicamente se diferencian en que llevan asociadas, o pasan gradualmente a aplitas con turmalina y granate, y a pegmatitas con las mismas características.

La textura de los leucogranitos es alotriomorfa de grano fino con microclina y plagioclasa xenomorfas, que en los bordes pueden presentar reacciones mirmequíticas. Las plagioclasas son ligeramente zonadas con un máximo de An_{22} y normalmente con An_{6-11} . La relación moscovita/biotita es mayor que 3.

Se les considera anteriores a los granitos del grupo II en general ya que van espacialmente asociados a los granitos monzoníticos del grupo Ib, a los que cortan en Bemposta (Portugal), y están muy deformados y recrystalizados. Estas rocas presentan una fuerte estructura gneísica en la que se observa que la fabric ha recrystalizado con la misma simetría que la 3.^a fase de deformación. Por otra parte, los filones de granito intruidos en el encajante metamórfico están fuertemente boudinados, y la textura de estos granitos es blastoprotoclástica o blastoprotomilonítica. Todas estas características significan que estas rocas han sido más intensamente deformadas que los granitos del grupo IIb dentro del mismo nivel estructural y metamórfico. Esto último sería debido a que estos granitos han sido emplazados anteriormente a los del grupo IIb y se comportaron como cuerpos más rígidos ante la deformación.

En algunos casos, como en las proximidades de Vitigudino, se han encontrado unas rocas compuestas por plagioclasas subidiomorfas con An_{6-7} y con cuarzo en proporción aproximada al 50 %. El único mineral fémico que tienen es turmalina de color verde y granate en cantidad subordinada. Estas rocas pueden ser consideradas como leucotonalitas asociadas a los granitos y granodioritas del grupo Ib. Igualmente asociados con los granitoides del grupo Ia se encuentran diques de silexitas que son paralelos al bandeado de aquellos y que alcanzan hasta un metro de potencia.

Rocas con las mismas características que éstas, que acaban de ser descritas, han sido citadas en Galicia Occidental por FLOOR (1966) como granitos de moscovita.

III) GRANITOS MONZONÍTICOS, FUNDAMENTALMENTE BIOTÍTICOS (\pm MOSCOVITA), INTRUSIVOS EN LOS DEL GRUPO II.

Estos granitos presentan dos facies cuya relación temporal y espacial se desconoce, pero que parecen ir asociadas, ya que petrográficamente presentan las mismas características y la misma composición modal (Tabla IV) (fig. 3).

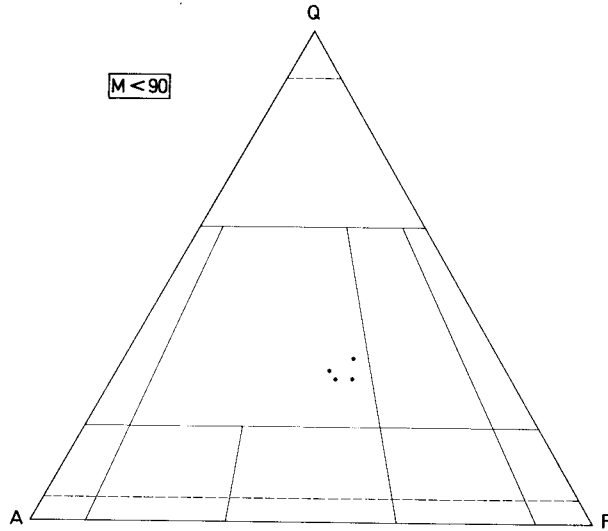


Fig. 8.—Composición modal de los granitos monzoníticos tardíos pertenecientes al grupo III.

1) Granitos de grano fino de color gris azulado-oscuro con biotita dominante.—Muestran una textura anisótropa con orientación preferente de la biotita y tienen contactos netos intrusivos en los granitos de dos micas del grupo IIa y IIb. Presentan cierta tendencia porfídica con megacristales idiomorfos de feldespato potásico destacando en la textura. Sólo se ha encontrado un stock de estos granitos con cierta estructura concéntrica al NE de la zona estudiada (fig. 9), y unos filones del mismo, intrusivos en el granito IIb al W del plutón que constituye la principal intrusión de granitos pertenecientes a este grupo III.

2) Granitos y leucogranitos de dos micas con biotita dominante.—Son rocas de grano grueso y en algunos casos se trata de un granito porfídico. Tienen asociadas facies aplíticas a las que se pasa gradualmente, aunque éstas no son observables nada más que en un lugar. Aunque las relaciones entre estas facies aplíticas y el granito no son evidentes en el campo, petrográficamente se observa un tránsito gradual. Son granitos claros con biotita en laminillas idiomorfas que a veces se encuentran repartidas inhomogéneamente originando schlieren o bien concentraciones ligeramente más melanocráticas que el resto de la roca. Generalmente no presentan orientación ni disposición preferente de las micas, al contrario de las facies de grano fino a las que se ha hecho referencia más arriba.

T e x t u r a.—En las dos facies anteriormente expuestas la textura varía desde hipidiomorfa granular a alotriomorfa inequigranular y a veces tienen tendencia porfídica acusada.

M i n e r a l o g í a.—Feldespato potásico.—En los granitos de grano fino del tipo primero se trata de una microclina xenomorfa o subidiomorfa en cristales aislados y que tienen pertitas tipo vein. En los granitos del segundo tipo el feldespato potásico es una microclina que se presenta en megacristales generalmente xenomorfos,

aunque en casos tienen tendencia al idiomorfismo. Estos megacrystalos contienen plagioclasas idiomorfas en forma de inclusiones de Frals. Menos frecuentemente contienen inclusiones de cuarzo idiomorfo de secci3n r3mbica que se consideran como cuarzos de alta temperatura similares a los de las rocas volc3nicas. Estos cuarzos ser3an los primeros minerales en cristalizar ya que tambi3n se les encuentra incluidos en el n3cleo de oligoclasa-andesina. Fuera de los feldespatos todo el cuarzo habr3a recristalizado tardiamente en la forma de baja temperatura. Algunos cristales de microclina presentan dos zonas perfectamente diferenciadas separadas por un borde rico en biotita, esta microclina tiene gran abundancia de pertitas tipo «braid», «plume» y «patch». El 2Vx es siempre alto, alrededor de 90° Los bordes de los megacrystalos contienen

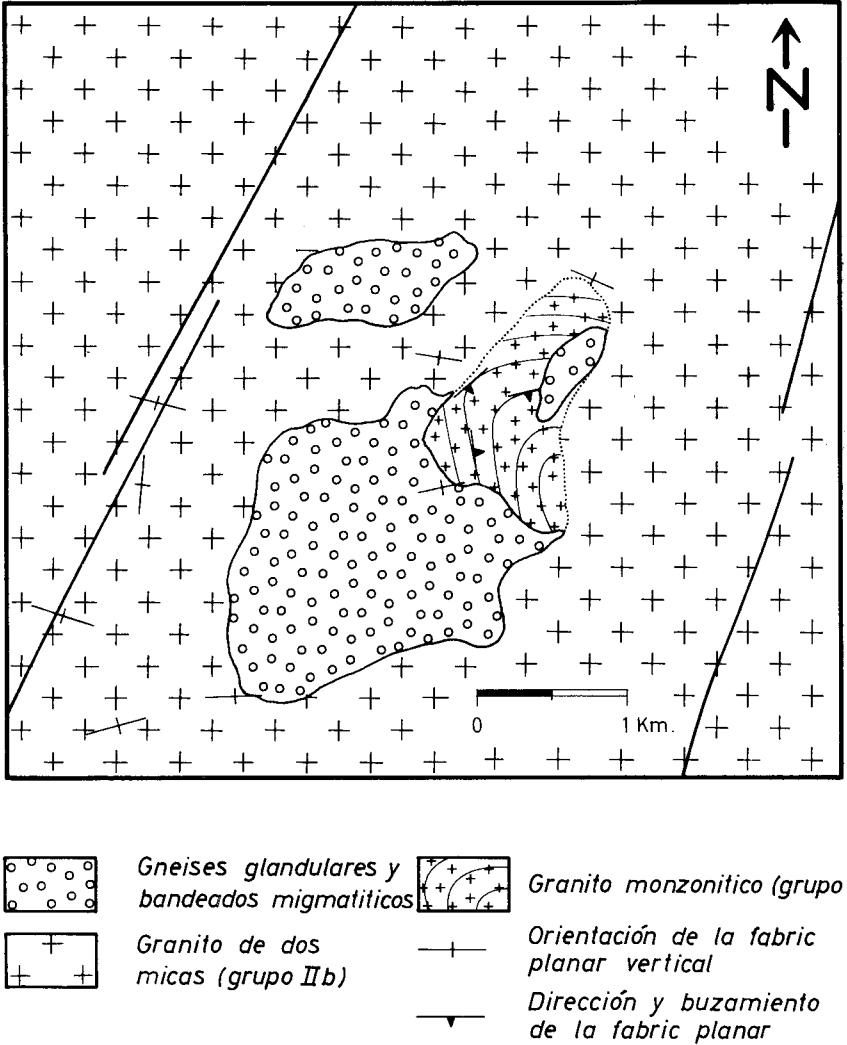


Fig. 9.—Stock de granito monzonítico (grupo III) con una estructura propia y discordante en relación con el encajante.

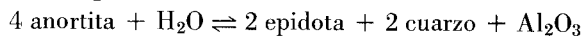
frecuentes inclusiones de cuarzo, lo que podría significar que su último crecimiento ha sido blástico, realizado en el estadio postmagmático, mientras que el núcleo ha cristalizado a partir de un fundido. El límite entre las dos zonas vendría dado por el borde de biotita en determinados cristales.

Plagioclasas.—En los granitos del primer tipo las plagioclasas presentan tendencia idiomorfa, se agrupan en sinneusis y tienen una zonación neta con un núcleo idiomórfico de oligoclasa básica-andesina (An_{25-31}). Otros cristales con zonación más débil tienen A_{17-24} . Los bordes son albiticos y sobre las líneas de exfoliación se disponen láminas de moscovita, siendo ésta más abundante en los núcleos más básicos. En los granitos del segundo tipo hay una primera generación de plagioclasas subidiomorfas, agrupadas en sinneusis macladas Carlsbad, con un núcleo automorfo (An_{26-28}) y una zonación oscilante muy marcada. Estos granitos presentan una segunda generación de plagioclasas compuesta por albita intersticial entre el feldespato potásico y por albita chess-board. Esta generación de albita parece ser de características postmagmáticas. Estas mismas características presentan los bordes albiticos (An_{0-8}) de las plagioclasas que incluyen granos de cuarzo y que tienen un marcado hábito blástico

Biotita.—Es el único constituyente fémico importante. Su pleocroísmo varía: X = crema claro o amarillo muy pálido; Y-Z = rojo oscuro o marrón oscuro; $2V_x = 4 - 4,5^\circ$. Es un mineral rico en inclusiones de minerales radioactivos submicroscópicos. Se encuentra a menudo cloritizada con segregaciones de feldespato potásico como producto secundario entre los planos de exfoliación. El pleocroísmo más oscuro de la biotita es una característica que diferencia petrográficamente los granitos de este grupo III de los del grupo II.

Moscovita.—Presenta un hábito tabular o bien se encuentra simplectítica con cuarzo. También crece secundaria sobre las plagioclasas. Su abundancia es muy variable, y en algunos casos está subordinada respecto a la biotita. En los granitos del primer tipo la moscovita tiene incluidas pequeñas cantidades de fibrolita orientadas paralelamente a la disposición planar de la roca.

Minerales accesorios.—Están constituidos por sericita y epidota de origen hidrotermal, que se encuentran sobre núcleos de plagioclasas y que son el producto de la sausrutización de éstas según la reacción:



También hay carbonatos que se encuentran únicamente rellenando grietas. Parecen constituir el producto de soluciones hidrotermales tardías cuando el granito se encontraba relativamente sólido.

Otros accesorios son: apatito en granos xenomórfos; zircón y minerales opacos (en parte magnetita).

IV) PORFIDO GRANITICO CALCOALCALINO INTRUSIVO EN DIQUES DENTRO DEL GRANITO DE DOS MICAS.

A escala mesoscópica este pórfido granítico muestra variaciones en su estructura que a veces es claramente porfídica con abundantes fenocristales de cuarzo y feldes-

patos que destacan en una masa de grano fino, y otras se presentan como una masa grisácea en la que no se aprecia el grano a simple vista y en la que destacan escasos cristales de cuarzo y feldespato.

A escala microscópica presenta las siguientes texturas:

a) Porfídica con fenocristales idiomorfos de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas. También tienen a veces cristales de clorita automorfos secundarios que parecen ser el producto de alteración de un piroxeno o anfíbol preexistente. Igualmente hay clorita secundaria derivada de biotita tabular. Todos estos cristales están englobados en una mesostasis microcristalina compuesta por un intercrecimiento de cuarzo albita y feldespato potásico. Esta textura se presenta en el centro de los diques.

b) Felsófidica (*), con una mesostasis afanítica microcristalina de tendencia felsítica. Se encuentra esta textura en los bordes de los diques y en los filones pequeños.

c) Granofídica: Las partes de la roca con textura porfídica presentan, a veces en una amplia zona, una textura granofídica. Esta textura se desarrolla en la mesostasis, preferentemente en los bordes de los megacristales los cuales parece que hacen de núcleo para su formación.

Los fenocristales están constituidos por cuarzos idiomorfos o subidiomorfos con sección exagonal y forma bipiramidal. En algunos casos contienen minerales accesorios en forma de inclusiones. Los cristales de cuarzo presentan golfos de corrosión (Lám. IV, c), y bordes redondeados típicos de las rocas efusivas ácidas. Su forma permite considerar al cuarzo como de alta temperatura (cristalización por encima de 573°C) (MEHNERT 1968).

El feldespato potásico es subidiomorfo, algo perítico, maclado Carlsbad y con $2V_x = 65^\circ$. Esta última característica permite considerarle como una ortosa de alto contenido en Ab.

Las plagioclasas automorfas tienen un zonado neto con un contenido máximo de An₃₅, en el núcleo y un mínimo de An₂₀ en los bordes. En algunos casos muestran estructuras en sinneusis.

La clorita secundaria contiene paralelamente a las líneas de exfoliación un mineral de alto índice de refracción cuyas características ópticas son las de la brookita. Este mineral ha sido también citado junto con anatasa por SCHERMERHORN (1956) en los granitos del Norte de Portugal.

Otros minerales secundarios son: calcita, que aparece rellenando fisuras, y epidota que se presenta en granos pequeños.

Como minerales accesorios contienen: zircón zonado incluido en los fenocristales y apatito en prismas alargados.

La mesostasis microcristalina llega a constituir el 100 % de la roca en los bordes del dique y en los pequeños filones. Esta mesostasis está compuesta de cuarzo,

(*) Se utiliza el término felsófidica en el sentido de VOGESLAND que definió dicha textura como porfídica con una mesostasis criptocristalina o felsítica.

albita y feldespato potásico con fuerte intercrecimiento y textura altrimorfa; además puede contener pequeños cristales de biotita o clorita secundaria.

En esta mesostasis se desarrolla localmente la textura granofídica en la que el cuarzo está constituido por cristales idiomorfos triangulares.

Según las características petrográficas esta roca se trata de un pórfido granítico de tendencia calcoalcalina.

De las características petrográficas anteriormente descritas se deduce una cristalización a partir de un fundido en el que se formaron los fenocristales siendo en parte corroídos por aquél. Los fenocristales han adquirido su idiomorfismo por cristalización lenta en equilibrio con el líquido, y en algunos casos se agruparon en sinneusis; posteriormente hubo un brusco enfriamiento cristalizando el resto del fundido rápidamente y formándose la mesostasis de grano fino. En esta última etapa de la cristalización, y quizás en presencia de agua en fase vapor, han cristalizado en proporción eutéctica cuarzo-albita-feldespato potásico (HUGHES 1972, BARKER 1970), en este momento se ha desarrollado la textura granofídica, preferentemente a partir de los fenocristales preexistentes que actúan como agentes nucleantes (Lám. IV, d). La textura granofídica forma parte de la mesostasis y representaría, según lo expuesto, el último momento de su formación.

NIVEL METAMORFICO DE EMPLAZAMIENTO DE LOS GRANITOS

Los diversos tipos de granitoides descritos anteriormente se encuentran emplazados o se forman en distintos niveles y muestran relaciones variadas con su entorno metamórfico.

Cuarzodioritas, tonalitas y granodioritas.—Esta serie como conjunto intrusivo perfectamente aislado, se encuentra situada en la zona denominada sillimanita-feldespato potásico, sin moscovita primaria y con abundancia de metatectos de segregación «in situ». Dado que estas rocas están afectadas por la 3.^a fase de deformación y ya que las asociaciones metamórficas de alto grado y las segregaciones anatécicas son de sincinemáticas a sincinemáticas tardías, se puede deducir que el emplazamiento de la serie tonalítica es anterior al clímax metamórfico. Sin embargo es más difícil precisar en que medida es anterior y que condiciones metamórficas existían en el momento de su intrusión. El hecho de encontrar granates en las tonalitas en un borde de 2 ó 3 cm en contacto con las rocas metamórficas podría significar que aquellas ya se encontraban emplazadas en el momento en que se desarrollan las paragénesis con granate en las rocas de afinidades kinzingíticas.

Por otra parte la existencia de una textura planar muy desarrollada y plegada por la 3.^a fase de deformación podría significar que la intrusión de las tonalitas es forzada y se realiza con la primera fase o ligeramente posterior a ella. Esta es la edad más antigua que se puede deducir por su estructura. De lo anteriormente expuesto no se puede deducir que condiciones metamórficas existían en la zona en el momento de la intrusión de estas rocas.

No existe ningún dato que haga pensar en efectos de metamorfismo de contacto o metasomatismo de estas rocas en el área donde se intruyeron, a pesar de que las

paragénesis de las tonalitas se encuentran en desequilibrio con las del área metamórfica en que se encuentran, tal como quedó demostrado por la diferencia de propiedades ópticas de los feldespatos potásicos en ambas formaciones ($2V_x = 64-66^\circ$ en las tonalitas, $2V_x = 78-80^\circ$ en los gneises).

Granodioritas y granitos monzoníticos con énclaves tonalíticos y monzoníticos.—De las relaciones estructurales y geoquímicas de este grupo de granitoides con los anteriores se deduce que estos son posteriores a las tonalitas aunque pertenecen a la misma serie granítica.

Estas rocas se encuentran emplazadas casi exclusivamente en la zona de la andalucita-cordierita excepto en las proximidades de Bemposta donde también una parte del plutón de Urrós (Bemposta) se encuentra bajo la isograda de la sillimanita-feldespato potásico.

Sus relaciones con los materiales metamórficos de la zona donde se intruyeron son de interés para conocer la relación espacio-tiempo del metamorfismo así como la posible fuente de calor de éste. Por una parte hay una estrecha relación entre la aparición de la asociación andalucita-cordierita y la situación de los granitoides de esta serie, tal como se observa en los alrededores de Vilvestre, donde la isograda andalucita-cordierita se ajusta perfectamente al contacto esquistos-granito monzonítico. Este hecho ha sido igualmente descrito en Portugal en el cinturón plutonometamórfico de Moncorvo-Vila Real (BRINK 1961, PRIEM 1962, OEN I. SOEN 1970).

Además la andalucita y cordierita presentan una textura que demuestra que han sufrido una deformación postcristalina (Si girada respecto a S_e , colas de presión).

El granito se encuentra deformado en los bordes con textura milonítica parcialmente recristalizada y la fabric del metamórfico y del granito coinciden, lo que demuestra que ambos han sido deformados por la misma fase tectónica (fase 3.^a).

El metamorfismo es, pues, anterior a la 3.^a fase así como lo es la intrusión de los granitos con los que está relacionado espacial y temporalmente. En consecuencia, parece que las paragénesis con andalucita y cordierita en las proximidades de los plutones guardan una relación con el emplazamiento de los plutones granodioríticos.

También en el contacto N de la granodiorita de Aldeadavila de la Ribera hay una banda de abundantes porfidoblastos de andalucita y cordierita, franqueándose rápidamente más al norte la isograda de la sillimanita-feldespato potásico, la cual no parece tener ninguna relación con la intrusión de la granodiorita.

La granodiorita de Bemposta presenta igualmente en su borde S una banda de micaesquistos con nódulos de andalucita-cordierita deformados por la 3.^a fase.

En la base de la cuarcita de edad Arenig y en los tramos pelíticos existen asociaciones estaurolita-granate precinemáticas respecto a la 3.^a fase; estas asociaciones han sido posteriormente desestabilizadas debido al cambio del gradiente geotérmico: aumento de temperatura en relación con la presión que permanece constante, debido a la influencia de la granodiorita. El cambio del gradiente geotérmico estaría relacionado con la intrusión de las granodioritas.

Por tanto los granitos monzoníticos de la serie calcoalcalina han modificado las condiciones de metamorfismo regional en el lugar de su emplazamiento. Las iso-

gradas sufren un reajuste y se sitúan paralelas a los bordes de los plutones. Como se ha explicado anteriormente el metamorfismo se considera el resultado de dos procesos: primeramente un metamorfismo preexistente que aumenta su intensidad hacia las zonas en que afloran los gneíses bandeados y glandulares; y superpuesto a él el efecto térmico de los granitos intrusivos del grupo Ib.

Granitos de tendencia alcalina generalmente de dos micas y granitos anatéticos (grupo II).—Son estos los granitos que muestran las relaciones más variadas con el nivel metamórfico en que se encuentran. Su nivel metamórfico no puede aislarse de su historia evolutiva, ya que su desarrollo espacial y temporal está íntimamente ligado con el del metamorfismo constituyendo dos aspectos de un mismo proceso.

Puesto que estos granitos se consideran como productos palingenéticos de origen anatético meso o supracrustal, su nivel de emplazamiento es variable en la medida en que se encuentren más o menos alejados de su lugar de origen.

A) Las diatexitas o nebulitas se encuentran prácticamente «in situ», ya que la migmatización comienza en el campo de estabilidad de la sillimanita nada más rebasar las curvas de mínimo punto de fusión. Estas diatexitas se encuentran siempre por debajo de la isograda de la sillimanita y se han originado durante el clímax metamórfico.

B) Los stocks graníticos de pequeñas dimensiones constituidos por granitos inhomogéneos con énclaves metamórficos abundantes y schlieren de biotita y formados principalmente por el granito microporfídico, se encuentran solamente por debajo de la isograda de la sillimanita. Las rocas de este grupo constituyen una serie continua con las diatexitas. Representan los productos palingenéticos algo extravasados y que han llegado al lugar de emplazamiento durante el clímax metamórfico o bien muy ligeramente después, pero que no han ascendido mucho como lo demuestra el hecho de que el límite de aparición de la asociación sillimanita-feldespato potásico sea su límite superior de emplazamiento. Únicamente el granito de Vilarinho dos Galegos al NW de la zona estudiada, que texturalmente pertenecería a este grupo, va algo más allá de la isograda sillimanita-feldespato potásico e induce un crecimiento de profidoblastos de andalucita o cordierita en su encajante.

También se encuentra en el mismo nivel metamórfico el granito que constituye el mayor plutón de los estudiados y cuyos extremos son los pueblos de Villarino de los Aires, Almendra y Villar de Peralonso. Este plutón parece ser el producto directo de la anatexia de los materiales que ocupan el núcleo metamórfico, principalmente del complejo gneésico con el que guarda una relación espacial evidente como se deduce de la cartografía.

Los granitos de dos micas de tendencia alcalina de Barruecopardo, Saldeana, Guadramiro y Saucelle, así como las facies de grano fino del plutón de Villarino de los Aires, Almendra, Villar de Peralonso se encuentran emplazados en un nivel metamórfico diferente del lugar en que se originaron. Son granitos alóctonos y el nivel metamórfico en que se encuentran es variable; sin embargo, en el tiempo parecen en general originados algo anteriormente a los granitos inhomogéneos diatexíticos, ya que están afectados por la tercera fase de deformación. El metamorfismo es modificado en su

contacto y sufre una variación del mismo tipo que con los granitos de tendencia calcoalcalina del grupo Ib, aunque de menor importancia debido a su menor diferencia de temperatura con el encajante. Se observan en su contacto paragénesis con andalucita y cordierita y localmente se alcanza la isograda de la sillimanita-feldespatos potásico. Las isogradas andalucita-cordierita se ajustan al contacto, y muy localmente también lo hace la isograda sillimanita-feldespatos potásico, sin embargo esta última isograda parece que es cortada por el granito en su nivel de emplazamiento observable. Las isogradas sufren un proceso de inflexión y desplazamiento hacia arriba a medida que asciende el granito, el cual es responsable de esta modificación y ascenso y simultáneamente tiene lugar el proceso de plegamiento de la esquistosidad S_1 causado por la 3.^a fase (fig. 10).

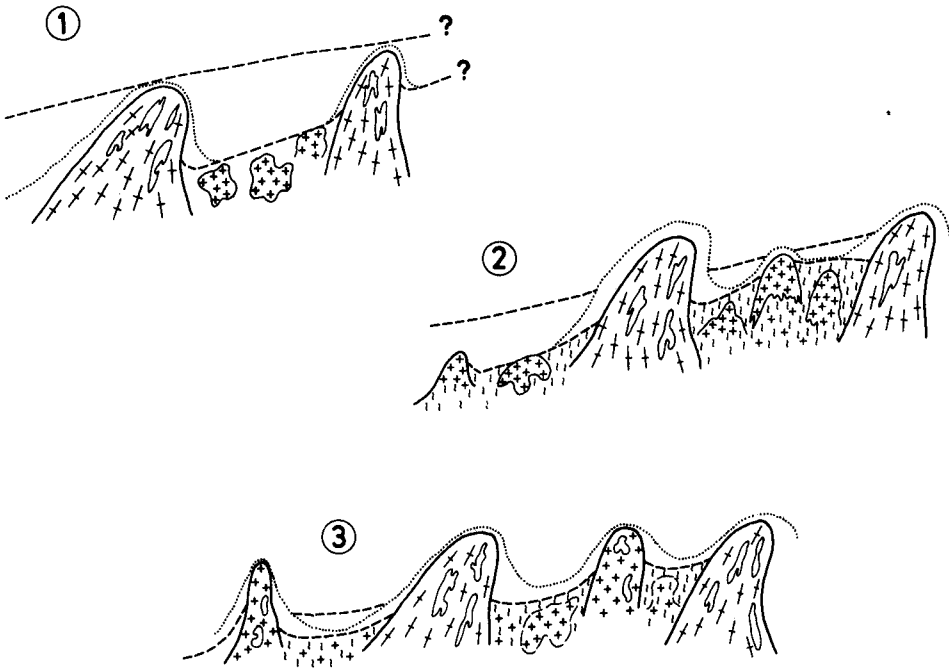


Fig. 10.—Esquema mostrando tres momentos sucesivos en la evolución plutónica y metamórfica del área estudiada. La sección mostrada es de dirección aproximada N-S.

En lo que respecta a las condiciones metamórficas que existían y que fueron modificadas por la intrusión de estos granitos se sabe que hicieron intrusión como caso extremo en la facies de las pizarras verdes, y por encima de la zona de la biotita como se observa en el plutón de Saucelle. Desde esta zona hasta el domino anatéctico deben existir todos los casos intermedios.

En general parece que existe un paralelismo entre la petrografía y geoquímica de las facies graníticas de la serie de tendencia alcalina y el nivel metamórfico en que se encuentran, tal como se expresa en el siguiente esquema.

	Carácter petrográfico	Paragénesis metamórfica	Carácter geoquímico
Gr. microporfídico y gr. inhomogéneo ± moscovita	Feld.K: Microclina: 2V _x = 67°-69°-81°-84°. Plag.: An ₁₂₋₂₅	Sill-cord-feld. K. Sill-gran-feld. K.	Tendencia potásica.
Gr. de dos micas, grano medio-grueso inequigranular alotriomorfo.	Feld.K: Microclina: 2V _x = 88° Plag.: An ₁₂₋₁₅	Cord-and-biotita- Sill-cord-feld. K; Sill-gran-feld. K.	Tendencia sódica.
Gr. de dos micas grano medio-fino inequigranular alotriomorfo.	Feld. K: Microclina: 2V _x = 88° Plag.: An ₅	Cord-and-biotita; Biotita-clorita; Clorita-?	Tendencia silico-sódica acusada.

Según este esquema las facies graníticas más evolucionadas, de tendencia silicosódica y contenido bajo en An de las plagioclasas se encuentran en los dominios metamórficos más superficiales.

Granitos monzoníticos del grupo III.—Estos granitos deben haberse intruido en niveles muy superiores a los de su origen, y en el área estudiada es imposible deducir su nivel exacto de emplazamiento ya que se encuentran intrusivos en los del grupo II y no se encuentran en contacto con el metamórfico.

ESTRUCTURA DE LOS MACIZOS GRANITICOS

INTRODUCCIÓN.

En 1937 BALK estableció dos tipos de estructuras para las rocas ígneas:

a) Estructuras primarias que son aquellas desarrolladas durante el tiempo de consolidación del magma.

b) Estructuras secundarias originadas por deformación del magma posteriormente a su solidificación.

Se consideró en la tectónica clásica de los granitos, que aquellas estructuras caracterizadas por una disposición de los minerales paralelamente a los límites del granito se originan por rotación de partículas sólidas en un medio fluido (estructuras primarias). Modernamente, sin embargo, en especial a través de los trabajos de PITCHER & BERGER (1972) y BERGER & PITCHER (1970) se observa cómo muchas características que se consideraban exclusivas de las estructuras primarias se encuentran en rocas metamórficas fuertemente deformadas. Por otra parte SHAW (1969) y RAMBERG (1963, 1967, 1970) muestran que el comportamiento de los granitos por debajo de su «liquidos» no es el de un fluido, sino que su viscosidad es parecida en muchos casos a la

de las rocas metamórficas que le rodean. De esta forma el uso de los términos «estructura primaria y secundaria» tiende a ser abandonado y en su lugar se consideran y se estudian las estructuras de las rocas graníticas de acuerdo con la deformación que éstas han sufrido (PITCHER & BERGER op. cit.).

En el presente trabajo se intentará describir la fabric de los granitoides de acuerdo con este último criterio.

Según FLINN (1965) las orientaciones minerales definen fabrics «lineares» ($L, L > S$), «planares» ($S, S > L$) o «planolineares» ($L = S$). En la fig. 11 se muestran las relaciones entre el sistema de fabrics L-S y el elipsoide de deformación.

Los diversos grupos de granitos definidos anteriormente presentan diferentes

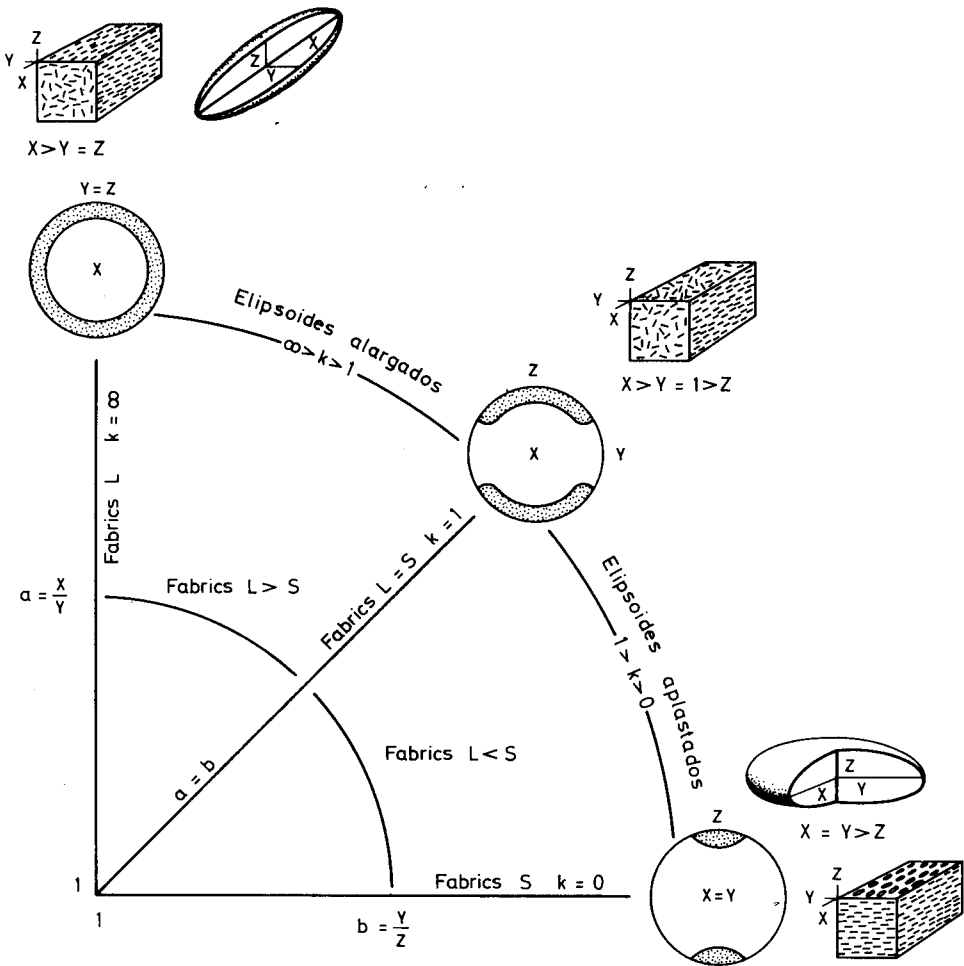


Fig. 11.—Relación entre el sistema de fabrics L-S y el elipsoide de deformación. Las proyecciones estereográficas representan los polos de los minerales mostrados en los bloques diagrama (diagrama según FLINN 1965 in PITCHER & BERGER 1972).

tipos de fabricas dependiendo del momento de su emplazamiento en relación con la deformación.

FABRIC DE LAS ROCAS DEL GRUPO Ia.

Las rocas tonalíticas y granodioríticas presentan una estructura en bandas definidas por su diferente composición mineralógica; de tal forma que las bandas oscuras tienen mayor abundancia de biotita y hornblenda y suelen tener composiciones tonalíticas o cuarzdioríticas.

En estas rocas algunos minerales presentan una orientación preferente muy marcada. La disposición de la biotita define una fabric $L = S$ (textura planolinar), puesto que los cristales de biotita dan lugar a una foliación y, a su vez, presentan una orientación de su dimensión más larga, originando así una lineación contenida en dichos planos. La disposición de los ejes mayores de los cristales de cuarzo y plagioclasas y especialmente de los prismas de hornblenda definen una fabric L en la roca.

Basándose en evidencias de campo, se puede afirmar que la fabric L de la roca se dispone paralelamente a los ejes de los pliegues originados durante la 3.^a fase de deformación; mientras que la foliación definida por la biotita se encuentra deformada por estos pliegues.

La disposición de la fabric L respecto a los pliegues de la 3.^a fase de deformación es debida a una cristalización sincinemática de los minerales. La existencia del componente S de la fabric, definido por la biotita, así como la de una estructura bandada puesta de manifiesto por la alternancia de capas de diferente composición mineralógica y tamaño de grano, deformada por la 3.^a fase (Lám. V, a y b), permiten deducir que las rocas del grupo Ia han sido intruidas, y presentaban una fabric propia, con anterioridad a esta fase.

El origen de esta fabric es problemático ya que puede haber sido originado de varias formas:

a) Por intrusión sincinemática con la primera fase de deformación, puesto que por presentar una textura granolepidoblástica completamente recrystalizada e hipidomórfica sin signos de una deformación postcrystalina importante, no parece lógico atribuirle un origen anterior a esta primera fase.

b) Por intrusión sincinemática con la 2.^a fase de deformación. Sin embargo en la zona en que se encuentran las rocas descritas no se han observado estructuras relacionadas con esta fase que sólo tiene un desarrollo local.

c) Por intrusión sincinemática precoz con la 3.^a fase en láminas aproximadamente paralelas a la esquistosidad S_1 . Esto explicaría el desarrollo de la fabric planar independiente y anterior a la linear, y también explicaría el hecho de que la roca adquiriera esta fabric L sin sufrir una importante deformación postcrystalina, puesto que la roca conservaba un estado muy viscoso cuando fue deformada y adquirió la simetría correspondiente a los esfuerzos de esta 3.^a fase.

En determinados lugares, en el borde de las intrusiones, la roca presenta una textura protomilonítica (Lám. V, c) con unos planos de fracturación en los que se manifiesta una reducción del tamaño del grano. Estos planos corresponden a las su-

perfiles de esquistosidad S_3 y suponen que la roca en estos lugares respondía más rígidamente frente a la deformación.

Dada la zona metamórfica de alto grado en que se encuentra la intrusión, también es posible que la temperatura de ésta se haya conservado alta durante bastante tiempo y que, por tanto, su emplazamiento sea bastante anterior a la 3.^a fase. En resumen se puede decir que es evidente que la roca adquiere una fabric planar anterior e independiente de la 3.^a fase, pero es difícil saber cuánto tiempo antes de esta fase se ha intruido. Solamente es seguro que ha sido sincinemática tardía o postcinemática con la 1.^a fase, estando apoyado esto último por la forma de la intrusión y su situación.

Forma, situación y significado geológico de este grupo de rocas.—La intrusión como se ve en la cartografía, es laminar, con dos cuerpos principales al W y S de Fermoselle los cuales presentan una estructura antiforme originada por la 3.^a fase. Además existen una serie de pequeñas láminas muy alargadas en toda esta región (fig. 2). Estas láminas se sitúan, casi exclusivamente, en el contacto entre los gneises y la serie esquistosa superior (complejo esquistograuváquico). Igualmente la intrusión del Sur de Fermoselle se encuentra en el contacto aproximado entre los gneises y la serie pelítica, estando en su borde Sur cortada e intruida en forma agmatítica por los granitos del grupo II. La situación de estas rocas, preferentemente rodeando al complejo gneísico, no parece casual, y se piensa que es una intrusión laminar entre dos medios de diferente densidad como son los gneises y la serie pelítica superior.

El límite entre estas dos formaciones debe haber sido aprovechado en algún momento al final de la primera fase de deformación o al principio de la 3.^a, como una zona de debilidad preferente en la cual se ha emplazado el magma tonalítico en intrusión forzada en relación con la deformación y en láminas generalmente paralelas con la esquistosidad S_1 .

Los granitoides de este grupo Ia son los más antiguos del área estudiada y corresponden a los precursores básicos e intermedios de la serie «precoz» de tendencia calcoalcalina en Galicia y Portugal (FLOOR et al. 1970; CAPDEVILA & FLOOR 1970; CAPDEVILA et al. 1973). Igualmente en el centro de Portugal rocas de este tipo se encuentran plegadas por la 3.^a fase, (PORTUGAL FERREIRA com. pers. 1974).

FABRIC DE LAS ROCAS DEL GRUPO Ib.

Los granitos monzoníticos y granodioritas de megacrístales manifiestan frecuentemente una fabric $L = S$ o $S > L$. El componente L está definido por la orientación de los megacrístales de feldespato potásico y en algún caso, por la orientación del eje mayor (X) de los enclaves microgranudos. Estos enclaves se orientan en los planos del componente S que están marcados por el paralelismo de los planos (001) de la biotita y por los cristales de cuarzo y feldespato. En los casos en que $S > L$ (predominio de la fabric planar) los planos de la fabric están definidos por la orientación paralela de los planos formados por las dimensiones media y mayor de los megacrístales de feldespato potásico, sin que sus ejes mayores sean paralelos.

Estas rocas también muestran una estructura en bandas paralelas, definidas por la mayor abundancia de féimicos (schlieren de biotita), por la diferencia entre el tamaño del grano y por la abundancia mayor o menor de megacristales de feldespato potásico.

Estas rocas tienen una textura generalmente protoclastica y a veces protomilonítica en los bordes. Los planos de cataclasis son generalmente paralelos a los S de la fabric que, a su vez, en los bordes son paralelos generalmente a la esquistosidad S_1 .

En estas zonas de cataclasis disminuye el tamaño del grano (preferentemente del cuarzo) y parece aumentar la movilidad del feldespato potásico que en algunos casos reemplaza de forma irregular a cristales preexistentes de plagioclasas que a su vez están deformados y fracturados y muestran reacciones mirmequíticas en contacto con el feldespato potásico. Es en estos planos donde la recristalización blástica postcinemática de albita con bordes ameboidales parece mayor. También se observa que las plagioclasas están deformadas y recristalizadas, ya que los individuos primitivos que han recristalizado en la zona de cizalla muestran maclas mecánicas y bordes ameboidales post-tectónicos. En esta zona el feldespato potásico se encuentra en girones y en formas irregulares en el interior de plagioclasas totalmente recristalizadas a partir de un mosaico de fragmentos de albita causados por la deformación de individuos preexistentes. En estos planos de cataclasis hay también recristalización de moscovita.

La fabric de la roca se interpreta como originada por la 3.^a fase de deformación ya que su simetría corresponde con la originada en el encajante metamórfico por esta fase tectónica. La orientación preferente en los bordes se interpreta como originada por una intrusión anterior a la 3.^a fase, o bien sincinemática precoz, que ha sido deformada por ella. Este hecho es apoyado porque los minerales de metamorfismo de contacto están deformados por esta 3.^a fase mientras que algunos porfidoblastos crecen ligeramente post-tectónicos.

Forma de las intrusiones y relaciones entre los grupos Ia y Ib.—Los granitos del grupo Ib aparecen formando cuerpos alargados cuyo eje más largo tiene dirección NW-SE. Localmente son paralelos a la esquistosidad S_1 aunque en muchos casos la cortan, por lo que su emplazamiento es posterior a ella.

Entre este grupo de granitoides y el Ia existe una estrecha relación. Este hecho es observable al Sur de Fermoselle donde granodioritas de megacristales (Ib) cortan a la estructura en bandas de las tonalitas (Ia); igualmente en Bemposta las tonalitas y cuarzodioritas (Ia) se encuentran en enclaves dentro de las granodioritas (Ib). También en la presa de Aldeadavila se observan pequeños enclaves tonalíticos microgranudos en el granito monzonítico. En el Sur de la zona, las monzodioritas y monzonitas del grupo Ic, que presentan estructuras isótropa o ligeramente orientada, se presentan en enclaves, a veces de grandes dimensiones, disgregados e intruidos por el granito monzonítico. Estas rocas del grupo Ic, aunque petrográficamente se estudian aparte de las tonalitas deben de considerarse como similares y pertenecientes igualmente a los precursores de la serie calcoalcalina.

De acuerdo con lo anteriormente expuesto los granitos y granodioritas del gru-

po Ib serían los últimos productos que se intruyen pertenecientes a la serie calcoalcalina.

Estas rocas son similares a las «granodioritas precoces» de Galicia (CAPDEVILA & FLOOR op. cit.) e igual que estas últimas son posteriores a la primera y anteriores a la tercera fase de deformación.

FABRIC DE LOS LEUCOGRANITOS Y APLITAS CON GRANATE Y TURMALINA.

Estas rocas son similares mineralógicamente a las del grupo II que se describirán a continuación.

Se encuentran claramente intruidos dentro de los granitos monzoníticos y granodioritas (Ib), a los que están espacial y quizás genéticamente asociados; normalmente muestran una textura protomilonítica y una fabric $L > S$ en la que el componente L viene definido por la orientación de la biotita recrystalizada. La simetría de la fabric es la misma que la de la 3.^a fase, y la orientación de la biotita en el granito es paralela a los ejes B de los pliegues de esta fase. Se deduce que estas rocas han sido intruidas anteriormente a esta fase, durante la cual se han comportado como cuerpos relativamente rígidos frente a la deformación. Estas rocas se sitúan como inmediatamente posteriores a las del granito Ib y anteriores a la mayor parte de los granitos del grupo II.

FABRIC DE LAS ROCAS DEL GRUPO II.

Los granitos y leucogranitos de dos micas más o menos moscovíticos constituyen, por la extensión de que sus afloramientos, el grupo más importante de granitos del área estudiada (véase fig. 23). Dentro de ellos se diferencia varias facies basándose en criterios petrográficos (acidez de las plagioclasas, abundancia de la moscovita...) y texturales (tamaño del grano, fabric).

La fabric de estas rocas varía desde isótropa hasta fabrics S o $S > L$ muy bien desarrolladas. Estas fabrics están definidas por la disposición planar de la biotita y en menor medida de la moscovita y del cuarzo o feldespatos; no se han encontrado fabrics L bien desarrolladas. Únicamente los granitos del grupo IIc que se sitúan al Sur de la zona estudiada muestran en los bordes fabrics $L > S$, cuyo componente L viene definido por la disposición lineal de la biotita; pero en general, en los granitos de este grupo II predominan las fabrics $S > L$.

Textura de los granitos del grupo II en relación con el encajante metamórfico y su relación con las fases de deformación.—Solamente en una ocasión se observa un filón de granito de dos micas, similar al microporfídico, deformado y con una esquistosidad muy manifiesta (Lám. V, d), en este caso la textura de la roca se encuentra completamente recrystalizada y la esquistosidad se muestra como unas superficies de discontinuidad en las que no se observa ninguna señal de cataclasis. Los feldespatos, el cuarzo y las micas se disponen alargados paralelamente a la esquistosidad. Todos estos datos junto con el hecho de que el granito se encuentra en la charnela de un

pliegue de 3.^a fase, muestra que el estado reológico del granito durante la deformación era el de un cuerpo viscoso con alta movilidad y se piensa que su intrusión ha sido sincinemática con esa fase de deformación. En otros casos existen filones de granito concordantes con la esquistosidad S_1 y plegados por la 3.^a fase, pero siempre la textura que desarrollan estos filones es independiente de la del metamórfico en el que se encuentran.

En la fig. 12a se muestra la relación que guarda la textura del granito con la del encajante. En ella se observa que el granito es posterior a la S_1 a la que corta y la textura del granito es independiente de las superficies de crenulación de la

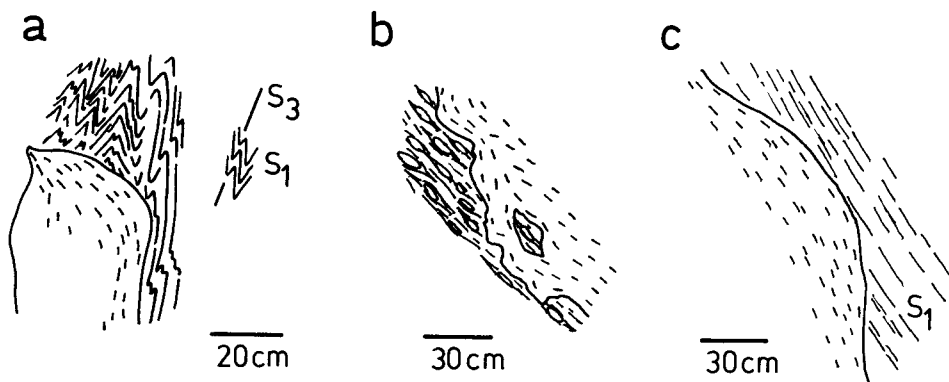


Fig. 12.— a) Relación entre la fabric del granito de dos micas y la del encajante metamórfico, mostrando la discordancia existente entre ambas. (Villarino de los Aires, NW de Salamanca). b) y c) Relación entre las fábricas del granito de dos micas y los gneises en los que aquel es intrusivo. Las láminas de biotita en el granito se adaptan parcialmente al contacto de éste con los gneises. (río Tormes, Sardón de los Frailes, NW Salamanca).

3.^a fase a las que también corta claramente. Igualmente se observa que la fabric de la biotita en el granito se ajusta al contacto de éste con los esquistos. Sin embargo el mismo granito a escala de afloramiento se encuentra boudinado por esta 3.^a fase de deformación (Lám. VI, a), y en esta zona se emplaza en láminas paralelas a la esquistosidad S_1 manifestando una textura protoclástica, lo que demuestra que ha sido en parte afectado por la deformación.

Estas texturas y estructuras descritas se interpretan como debidas al diferente comportamiento del granito en relación con las rocas metamórficas frente a la 3.^a fase de deformación. El granito debió comportarse como un cuerpo con una viscosidad mayor que la de los esquistos en los que se emplaza paralelamente a las superficies S_1 preexistentes.

Las relaciones texturales y estructurales de los granitos de este grupo con el complejo gneísico son diferentes. Esto es lógico considerando que los gneises constituyen un material más rígido como lo demuestran las estructuras de 3.^a fase que se encuentran en ellos (pliegues más abiertos que en las rocas pelíticas); en este caso los granitos muestran una estructura agmatítica intruyéndose en filones dentro de los gneises que se encuentran en bloques con bordes angulosos.

Este granito presenta siempre una fabric S dentro de estos filones; las superficies que definen esta fabric pueden disponerse paralelamente a los bordes del dique (Lám. VI, b y c), o bien oblicuamente a los mismos (Lám. VII, a).

Este último caso se puede explicar como originado por el desplazamiento de los bordes del dique según un mecanismo de cizalla simple que causa en el granito la aparición de una esquistosidad oblicua a los límites de la zona de cizalla y que se desarrolla perpendicularmente a la máxima deformación interna compresiva (RAMSAY 1967, p. 89).

Cuando los granitos de este grupo II se encuentran intruidos dentro de los gneises se observa que el comportamiento de los materiales desde el punto de vista reológico es diferente como lo demuestra el hecho de que la disposición de la biotita se adapta a la forma de los contactos entre ambas rocas (figs. 12b y c).

En estos casos de intrusión granítica en el complejo gneísico es difícil deducir la relación temporal entre la intrusión y la 3.^a fase de deformación. Los granitos son posteriores a la 1.^a fase de deformación causante de la foliación en los gneises ya que ésta es cortada en ángulos agudos por la estructura planar del granito (Lám. VII, b) y además éste engloba fragmentos de gneises en los que se observa cómo la foliación aparece débilmente plegada. Este hecho hace pensar en una intrusión post-tectónica, sin embargo, ya que en las zonas esquistosas la intrusión es sincinemática hay que pensar que también lo sea en el caso de los gneises, pero teniendo en cuenta que las propiedades reológicas de los gneises son diferentes de los esquistos y la fracturación de aquellos tienen lugar después de haber soportado una mayor deformación que en el caso de los esquistos. Esto último hace que se produzca un diacronismo en la intrusión del granito respecto a los gneises y a los esquistos, haciendo que las relaciones estructurales granito-gneises parezcan entonces posttectónicas, como ha sido expuesto más arriba.

En los leucogranitos del grupo IIc se observa una fabric $L > S$ bien desarrollada en los bordes y la roca muestra una textura cataclástica o protomilonítica recristalizada. Esta fabric se interpreta como originada por la 3.^a fase de deformación. Estos granitos muestran esta textura en los bordes probablemente debido a su nivel de intrusión más superficial, que causa un enfriamiento más rápido de los contactos y una deformación en condiciones menos viscosas que en los granitos del grupo IIb.

Resumiendo lo anteriormente expuesto se observa que hay varias facies pertenecientes a los granitos del grupo II que se emplazan unas a continuación de otras. De entre ellas las más tardías son las que presentan una relación más independiente con la 3.^a fase de deformación; mientras que las más tempranas están afectadas por esta fase. En conjunto se puede considerar a los granitos de este grupo como *sincinemáticos*.

Sucesión temporal de las diferentes facies del grupo II.—En sentido amplio y desde un punto de vista estructural se diferencian fundamentalmente dos facies: Una facies de grano grueso o medio, alotriomorfa, a veces con megacrístales diferenciados y con moscovita más o menos abundante y otra facies de grano fino inhomogéneo, de aspecto nebulítico, la cual varía hasta constituir un granito aplítico con biotita subordinada.

Petrográficamente ambas facies son similares ya que tienen la misma composición modal aunque generalmente las de grano fino son más ricas en cuarzo y contienen plagioclasas más ácidas.

Entre estas dos facies existen todo tipo de relaciones y pasos intermedios, pero en general las de grano fino engloban a las de grano medio y grueso y muestran entre ambas contactos netos (fig. 13a, b, c, d) (Lám. VII, c y d).

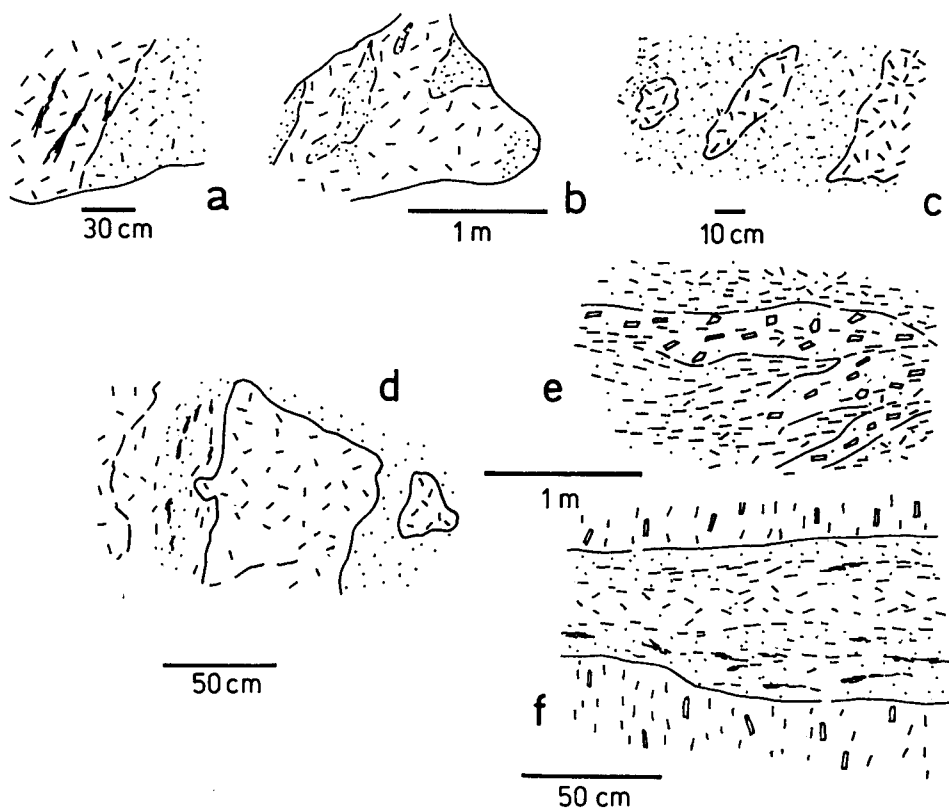


Fig. 13.—a), b), c), d) Relaciones entre las facies de grano fino y de grano grueso en los granitos de dos micas (grupo II). (La Vidola, Villarmuerto, NW de Salamanca). e) Relación entre las facies de megacrístales y las de grano medio (La Vidola, NW de Salamanca). f) Dique de leucogranito de dos micas (grupo II) intrusivo en el granito monzonítico de megacrístales del grupo Ib. Las fabricas de ambos son completamente discordantes (Fuentes de Masueco, NW de Salamanca).

Igualmente en algunos casos se ven filones del granito de grano fino dentro del de grano grueso y en otras ocasiones son las facies de megacrístales las que se encuentran englobadas en forma de láminas dentro de las de grano medio o fino (figura 13e).

Frecuentemente la fabric planar ($S > L$) que presentan los granitos de este grupo es penetrativa en las dos facies separadas por un límite neto sin que ninguna de las dos muestre una textura cataclástica. Este hecho se interpreta como consecuencia de una deformación solidaria de las dos facies bajo un mismo sistema de esfuerzos sien-

do ambas suficientemente plásticas como para reordenar su fabric sin sufrir una deformación postcrystalina; pero el hecho de mostrar contactos netos significa que una de ellas (la de grano medio) era suficientemente rígida como para fracturarse antes de que se emplazara la de grano fino.

También se considera como indicador del comportamiento semiviscoso del granito el hecho de que éste muestre fabrics planares curvadas en contacto con bandas pegmatoides que se consideran como fracturas originadas en un medio de alta viscosidad.

De lo anteriormente expuesto se puede deducir que, en general, existe un proceso continuo de intrusión de las diferentes facies graníticas, siendo las más tardías las de grano más fino que ocupan las partes apicales de los plutones en el área granítica del Este de la zona estudiada.

Relación entre los granitos del grupo II y los del grupo I.—Los granitos del grupo I se encuentran intruidos por filones de leucogranito (grupo II) que tienen direcciones N-NE y que en el contacto con la granodiorita (grupo Ib) presentan una fabric interna discordante con la de esta última (fig. 13f). En los bordes entre ambos tipos de roca la granodiorita está fragmentada en una serie de bloques entre los que se intruyen, en forma agmatítica, los granitos del grupo II que en algunas ocasiones tienen bordes enfriados (chilled margins). Es decir los granitos del grupo II son siempre intrusivos y por tanto posteriores a los del grupo I.

Observando la estructura, a gran escala, de los granitos del grupo II (véase fig. 23) se conserva que alrededor de estos la esquistosidad se encuentra adaptada al contacto; esto significa que las facies alóctonas del grupo II se han emplazado, en parte, por inyección forzada, posiblemente ayudadas por los esfuerzos regionales correspondientes a la 3.^a fase de deformación.

FABRIC Y RELACIONES CON EL ENCAJANTE DE LOS GRANITOS DEL GRUPO III.

Las rocas pertenecientes a este grupo no manifiestan ninguna estructura propia; sin embargo las facies de grano fino con biotita dominante, constituidas por granitos monzoníticos, de color gris azulado oscuro, muestran una fabric S muy bien desarrollada que viene definida principalmente por la disposición paralela de la biotita. A estos granitos sólo se les ha observado formando un stock de pequeñas dimensiones al N de la región; este stock tiene una estructura concéntrica (fig. 9) independiente de los granitos del grupo II en los que se encuentra intruido. En otras ocasiones solamente se observan filones de este granito recortando a los del grupo II en forma agmatítica.

El hecho de que el stock manifieste una estructura independiente de la roca en la que se intruye se interpreta como debido al diferente comportamiento reológico de este granito en relación con el encajante; es decir, la diferencia de viscosidad entre ambos en el momento de la intrusión es grande, lo que permite al granito desarrollar una estructura propia. Este hecho supone que el granito es intrusivo tardíamente respecto a las fases de deformación que originan la fabric de los granitos de los grupos

anteriores y, por tanto, se considera a este stock y a los granitos de este grupo III, en general como post-tectónicos.

RELACIONES DE LOS GRANITOS DEL GRUPO IV CON SU ENCAJANTE.

Está constituido por el pórfido granítico que se encuentra emplazado en diques de direcciones NE-SW que son desplazados por el sistema de fracturas tardías de dirección NNE-SSW (véase fig. 23).

La anchura de los diques varía desde algunos metros hasta muy pocos centímetros. Su formación y la intrusión del magma granítico se ha realizado por fracturación de la masa de granitos del grupo II, lo que significa que, en el momento de intruirse los pórfidos, aquellos se comportan como una masa rígida. La relación temporal de los pórfidos con los granitos del grupo III es imposible de deducir ya que no existe ningún contacto entre ambos; pero por la estructura a gran escala de la intrusión, ésta parece constituir el último episodio granítico en el área considerada.

GEOQUIMICA DE LOS GRANITOIDES

Los diferentes tipos de granitos que han sido definidos y diferenciados estructural y petrográficamente han sido estudiados también desde el punto de vista geoquímico. Este estudio se ha realizado a partir de 94 muestras de los diferentes grupos y facies de los granitoides que se consideraron anteriormente.

Los resultados de los análisis químicos junto con los parámetros de NIGGLI así como la basicidad teórica de las plagioclasas según el método de OPLETAL (1971) se encuentran expuestos en la tabla V.

El estudio geoquímico se ha realizado utilizando los elementos mayores y según los diferentes diagramas y parámetros de: LARSEN, BRINK (1960), PEACOCK (1931), BURRY & NIGGLI (1945) y OPLETAL (1971).

GEOQUÍMICA DE LOS GRANITOS DEL GRUPO I.

Comprenden las tonalitas, cuarzdioritas, hornblenditas, monzonitas, monzodioritas, granodioritas y granitos monzoníticos. Representadas todas estas rocas en un diagrama de PEACOCK se observa que esta serie tiene un índice 59; es decir cae en el campo calcoalcalino (fig. 14).

En los diagramas al-alk y al-fm de BURRY & NIGGLI (figs. 15 y 16) que clasifican el tipo de magmas, se observa que estos granitoides en general forman una serie calcoalcalina muy diferenciada que comprende desde rocas félicas hasta sálicas en los últimos términos más diferenciados y correspondientes a los granitos monzoníticos o granodioritas. Igualmente esta serie calcoalcalina comprende desde rocas relativamente pobres en alcalis, hasta granitos alcalinos, a veces geoquímicamente indiferenciables de los del grupo II.

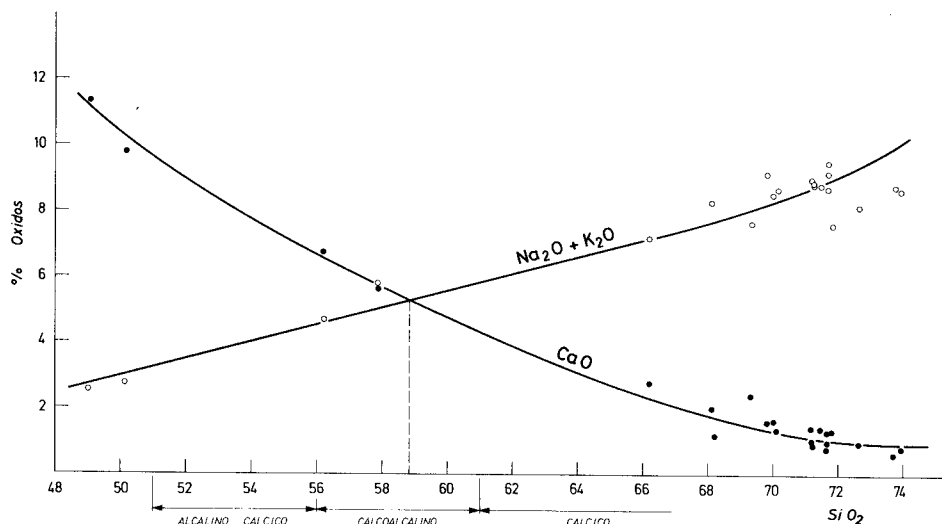


Fig. 14.—Proyección de los granitoides del grupo I en un diagrama de PEACOCK (1931).

Los diagramas de LARSEN han resultado de utilidad en otros macizos graníticos del Hercínico español estudiados anteriormente (CORRETGE 1971; UGIDOS 1973; PENHA 1973) debido a su poder dispersivo horizontal, sin embargo en el área estudiada existe una clara convergencia de las series graníticas. Este último fenómeno impide ver la evolución de determinados elementos debido a la dispersión vertical de la representación de sus valores. Esta dispersión, por el momento, se supone que es debida en gran parte a la influencia de la serie alcalina (granitos del grupo II) intrusiva en las granodioritas y granitos monzoníticos calcoalcalinos de este grupo I (*). Como consecuencia de este hecho se han descartado los diagramas de LARSEN para gran parte de los elementos y se consideran únicamente las variaciones del CaO y SiO₂ con respecto al parámetro X de LARSEN (fig. 17). Para estos dos elementos existe un total isomorfismo entre las dos series graníticas y además se comprueba cómo en ambas al aumentar la silicificación hay una correlación negativa en el contenido en CaO.

La separación de series ha sido conseguida con el diagrama de BRINK (1960) (fig. 18), en el cual puede comprobarse que la serie calcoalcalina (grupo I) se separa netamente de los granitos de dos micas del grupo II.

EVOLUCIÓN Y TENDENCIAS DE LOS GRANITOS DEL GRUPO II.

En conjunto todos los granitos de dos micas de este grupo pertenecen a la clase de los «relativamente ricos en alcalis» (BERRY & NIGGLI op. cit.) (fig. 15); pero poseen además una cantidad apreciable de alúmina excedente, por lo que deben considerarse también como hiperalumínicos (BARRIERE 1972). Todos los granitos de este

(*) Influencias similares han sido comprobadas por otros autores en Portugal (SCHEMERHORN 1956) y en Galicia (FLOOR 1966; CAPDEVILA 1969).

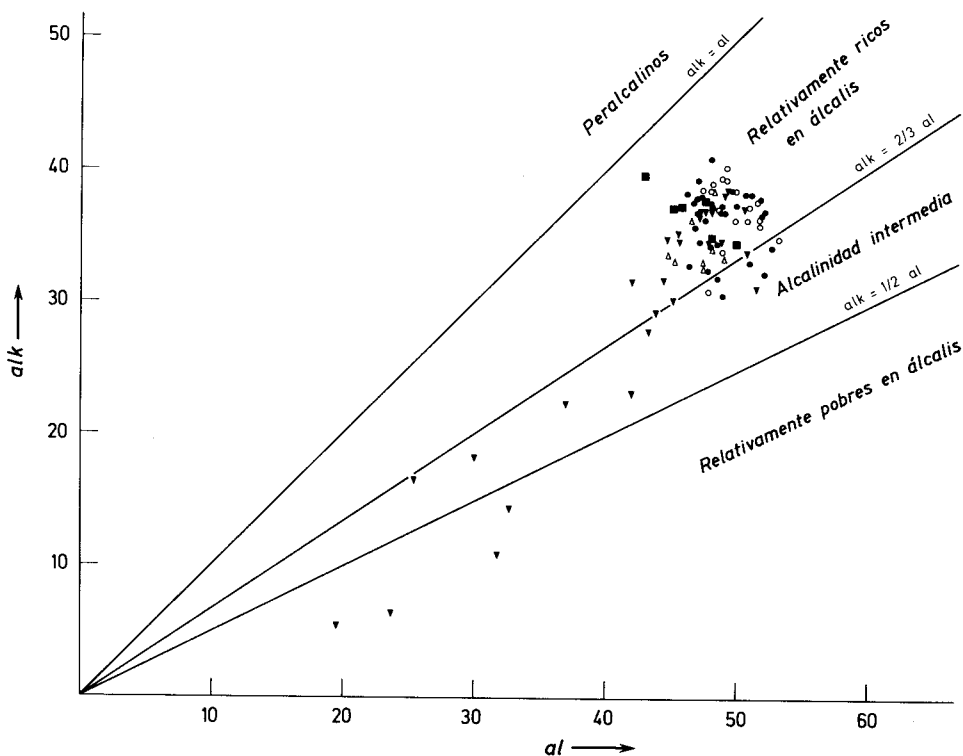


Fig. 15.—Clasificación de magmas en un diagrama de BURRI & NICGLI (1945). Los triángulos negros invertidos corresponden a la serie calcoalcalina (grupo I). Los círculos negros preferentemente a los granitos del grupo IIb. Los círculos a los granitos albiticos y a los granitos de grano fino (grupos IIb y IIc). Los cuadrados corresponden a los granitos monzoníticos tardíos del grupo III.

grupo e incluso algunos del grupo Ib tienen un índice $al/alk > 1$. Este carácter hiperalúminico se manifiesta por la aparición de fases minerales muy ricas en alúmina como son: moscovita, andalucita, sillimanita, cordierita y granate en algunos casos.

Los granitos del grupo II ofrecen particularidades a pesar de su aparente homogeneidad. Para resaltar estas particularidades se han utilizado los diagramas de DE LA ROCHE (1964, 1968), que tienen gran poder dispersivo y permiten observar el comportamiento diferencial de los elementos alcalinos. En estos diagramas se han proyectado cuatro de los diferentes tipos de facies que han podido ser identificados con criterios petrográficos y estructurales. Estas facies son: a) Diatexitas y granitos inhomogéneos de origen anatético (grupo IIa y b) Granitos microporfídicos parautóctonos generalmente de grano grueso o medio (grupo IIb y c) Granitos tardimigmáticos de grano fino, intruidos en filones en las facies a y b citadas arriba y limitados espacialmente a las zonas profundas de metamorfismo. d) Granitos alóctonos correspondientes a las facies más evolucionadas, intrusivos en los anteriores (grupo IIc).

En la fig. 19 que representa el comportamiento geoquímico diferencial del Na, K y Al según DE LA ROCHE (1968), puede observarse que desde la facies a hasta la d se va acentuando cada vez más el carácter sódico en la serie de granitos del gru-

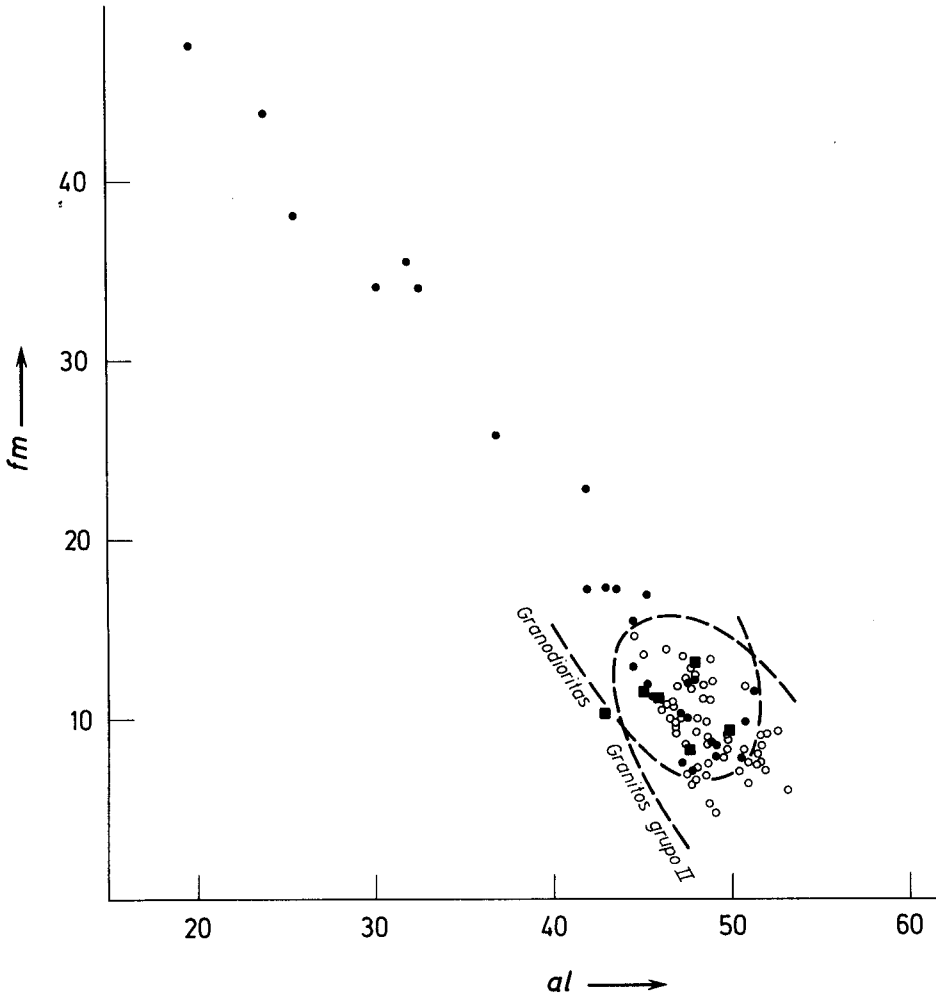


Fig. 16.—Clasificación de magmas en un diagrama de BURRI & NIGGLI (1945). Puntos negros: granitoides calcoalcalinos (grupo Ib). Círculos: granitos de dos micas de tendencia alcalina (grupo II). Cuadrados: granitos monzoníticos (grupo III).

po II, que según este diagrama, sólo muestran esta tendencia. Sin embargo en los diagramas de DE LA ROCHE (1964) y CHAROY (1971) (figs. 20 y 21) que consideran simultáneamente la silicificación, alcalinidad y ferromagnesianos se observan dos tendencias.

- 1) Tendencia silico-potásica en los granitos de la serie IIb y IIa (facies a y b).
- 2) Tendencia silico-sódica en los restantes grupos.

La tendencia silico-sódica es evidente, ya que los valores representados en abscisas restan el conjunto del K + Ca al Na, mientras que en ordenadas se expresa la sili-

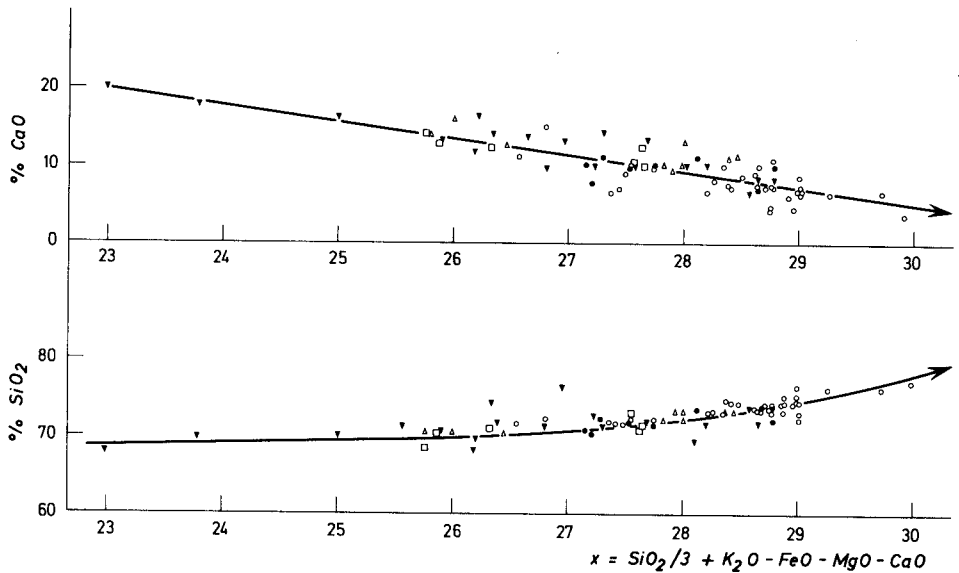


Fig. 17.—Diagramas de LARSEN. Triángulos negros invertidos: serie calcoalcalina (grupo I). Triángulos: granitos microporfídicos poco evolucionados (grupo IIa y IIb). Círculos: granitos de dos micas más evolucionados (grupo IIc). Cuadrados: granitos de dos micas de grano fino intrusivos en diques en los dominios más metamórficos.

cificación según el parámetro Q (*). Pero la tendencia silico-potásica no se deduce directamente, sino considerando que al aumentar el contenido en Si disminuye el Ca, según se ha visto anteriormente, y por tanto la tendencia manifestada por la serie IIa (facies a) ha de ser forzosamente silico-potásica.

La tendencia sódica se observa también en el diagrama (Fe + Mg + Ti), (Ca + K)-Na (fig. 20), en el que se ve que esta tendencia está acompañada por una ligera disminución en la cantidad de félicos. Sin embargo aquí la tendencia potásica no se encuentra bien definida.

Este doble comportamiento geoquímico de los granitos del grupo II es difícil de explicar aunque es un hecho evidente, otros casos similares han sido citados por CHAROY (1971) en el macizo de Questembert (Francia) y por CARRAT (1973) en Limousin y la Vendée. En el caso presente no se puede hablar de un «giro sódico» ya que las dos tendencias se manifiestan independientemente y parten de un punto común. Sin embargo no se puede descartar la idea de que la tendencia silico-sódica acentuada por los fenómenos de albitización se hayan manifestado a partir de las facies menos silitadas dentro de los granitos del grupo IIa y IIb.

Hay que tener en cuenta que la fase fluida en un líquido granítico es más rica

(*) Este parámetro es proporcional al contenido en cuarzo de la roca:

$$\% \text{ de peso en cuarzo} = \frac{\text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}/3)}{5,55}$$

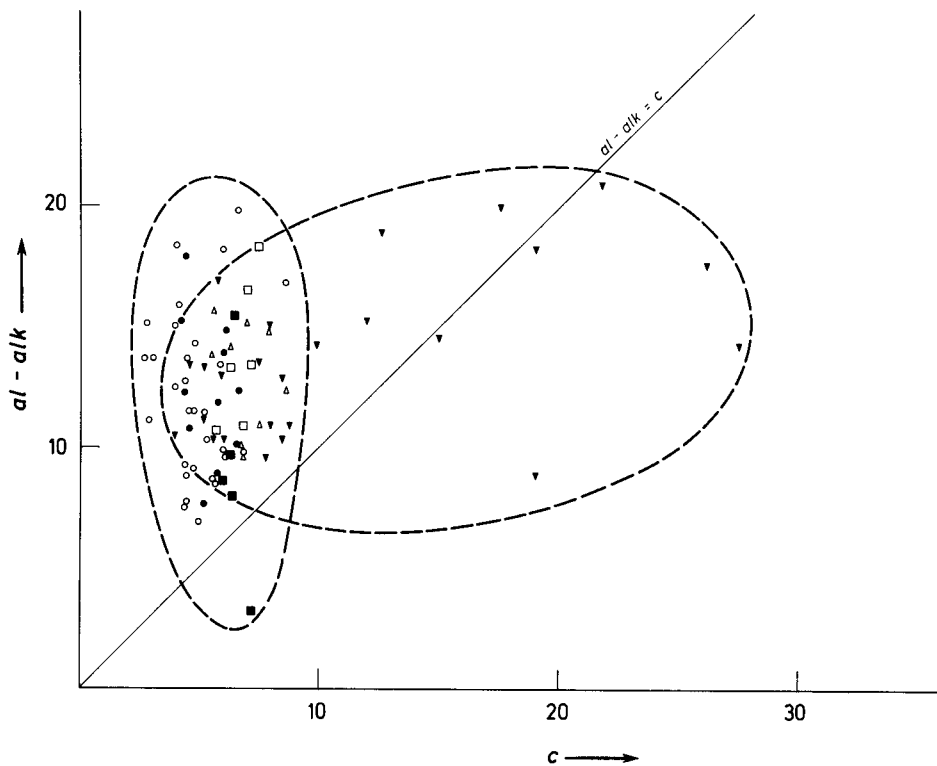


Fig. 18.—Diagrama de BRINK (1960) para los granitoides del área estudiada. Triángulos negros invertidos: serie calcoalcalina (grupo I) Triángulos: granitos microporfídicos poco evolucionados (grupo IIa y IIb). Círculos negros: granitos de dos micas homogéneos (grupo IIb). Círculos blancos: granitos alóctonos evolucionados (grupo IIc). Cuadrados blancos: granitos de dos micas de grano fino intrusivos en diques en los dominios más metamórficos. Cuadrados: Granitos monzoníticos tardíos (grupo III).

en álcalis que las fases silicatadas que coexisten con ella. Dentro de esta fase fluida las cantidades relativas de Na y K son variables. ORVILLE (1963) demuestra experimentalmente que la relación Na/K de la solución de cloruro en equilibrio con dos feldespatos alcalinos varía considerablemente con la temperatura desde 2.85 a 670°C. a más de 5.25 a 400°C. Esto supone relaciones $\text{Na}/\text{Na} + \text{K} = 0,74$ en el primer caso y 0,84 en el segundo; en consecuencia dentro de la gama de temperaturas pertenecientes a los períodos postmagmático, neumatolítico e hidrotermal, existirán relaciones $\text{Na}/\text{Na} + \text{K}$ superiores a 0.82 con lo que la única fase feldespática estable será la albita (WYART & SABATIER 1962).

Estos hechos expuestos son congruentes con las evidencias de campo, ya que los únicos granitos con tendencia silico-potásica son los migmatíticos autóctonos o para-autóctonos que se encuentran por debajo de la isograda sillimanita-feldespato potásico. Son, por tanto, granitos que han evolucionado a través de un largo período de tiempo, dentro de unos márgenes elevados de temperatura. Contrariamente los granitos desenraizados del grupo II, han tenido una evolución más rápida y su emplazamiento se ha realizado disarmonicamente en zonas de baja temperatura con lo que la relación $\text{Na}/\text{Na} + \text{K}$ de los fluidos postmagmáticos aumentará rápidamente y acelerará el proceso de albitización que es el que acentúa el carácter silicosódico.

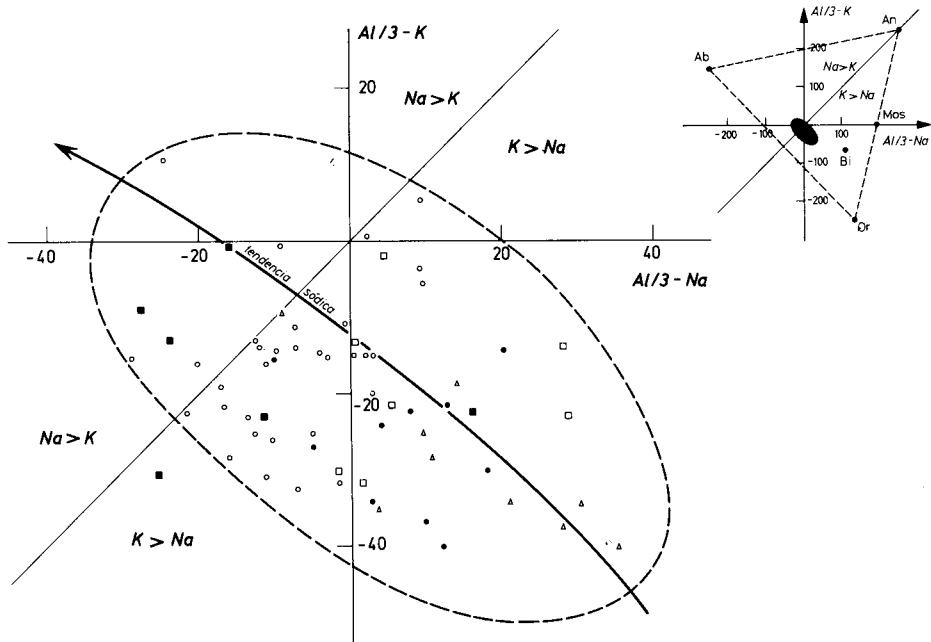


Fig. 19.—Diagrama de DE LA ROCHE (1968). Triángulos: granitos microporfídicos poco evolucionados (grupos IIa y IIb). Círculos negros: granitos de dos micas homogéneos y poco evolucionados (grupo IIb). Círculos: granitos de dos micas alóctonos (grupo IIc). Cuadrados blancos: granitos de dos micas de grano fino intrusivos en diques en los dominios más metamórficos. Cuadrados: granitos monzoníticos tardíos (grupo III).

LOS GRANITOS MONZONÍTICOS DEL GRUPO III: SU EVOLUCIÓN.

En los diagramas de BRINK (fig. 18). Se han proyectado también los análisis correspondientes a los granitos en macizos circunscritos del grupo III que presentan semejanzas petrográficas con los granitos monzoníticos del grupo Ib, pero que geoquímicamente serían similares a los granitos del grupo II, tal como ocurre en otros batolitos del macizo Hercínico (zona A de CAPDEVILA, CORRETGE & FLOOR 1973). El granito circunscrito tardío de Cabeza de Araya (CORRETGE 1971) con facies muy evolucionadas y que contiene términos granodioríticos, graníticos y de granitos aplíticos, es geoquímicamente similar a los granitos monzoníticos del grupo III. Ambos son pobres en CaO en relación con los granitos típicamente calcoalcalinos pertenecientes tanto a las series «older» o precoces como a las series «younger» o tardíos (OEN I. SOEN 1970; CAPDEVILA & FLOOR 1970).

Representando estos granitos en los diagramas de DE LA ROCHE se observa que muestran muchas afinidades petrográficas con las granodioritas de las series calcoalcalinas tanto precoces como tardías (CAPDEVILA & FLOOR 1970; CAPDEVILA, CORRETGE & FLOOR 1973), aunque son más pobres en CaO que estas series y por tanto ocupan los extremos más diferenciados en el eje silico-sódico; por otra parte tienen también características propias de los granitos alcalinos y podrían ser comparados a los granitos de megacristales tipo Forgoselo de la serie 3 de CAPDEVILA (1969).

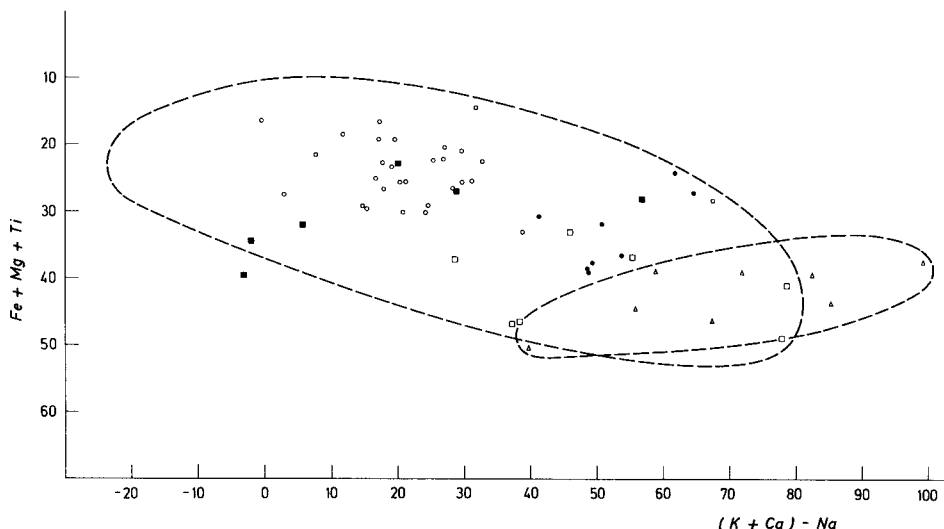


Fig. 20.—Diagrama de DE LA ROCHE (1964). Triángulos: granitos microporfídicos poco evolucionados (grupo IIa y IIb). Círculos negros: granitos de dos micas homogéneos y poco evolucionados (grupo IIb). Círculos: granitos de dos micas alóctonos (grupo IIc). Cuadrados blancos: granitos de dos micas de grano fino intrusivos en diques en los dominios más metamórficos. Cuadrados negros: granitos monzoníticos tardíos (grupo III).

Por el momento no es posible interpretar con certeza el problema del origen de estos granitos del grupo III de carácter «mixto» (CAPDEVILA et al. op. cit.) entre las series calcoalcalina y alcalina; puede tratarse de magmas palingenéticos de origen más profundo que los granitos del grupo II, o bien de un magma calcoalcalino muy evolucionado y contaminado en niveles supracrustales.

ESTUDIO COMPARATIVO Y DIFERENCIACIÓN DE LOS DISTINTOS GRUPOS DE GRANITOIDES.

Atendiendo a la diferencia global de los distintos grupos de granitos se puede observar en un diagrama de OPLETAL (*) (fig. 22 a y b) las diferentes tendencias de los granitoides de las series Ib y II así como algunas tendencias geoquímicas secundarias tales como la albitización, fenómeno muy importante en la evolución de los granitos del grupo II.

En las figuras citadas se observan las diferencias existentes en el comportamiento geoquímico de los granitos pertenecientes a los grupos I y II a pesar del isomorfismo existente entre ambos. Aunque las proporciones feldespato/fémicos en los dos gru-

(*) Los diagramas de OPLETAL (1971) constan de dos triángulos inscritos: uno en el que están representados los parámetros qz (cuarzo), F (feldespato), fm (fémicos) y otro en el que se representan la relación de los constituyentes feldespáticos Na, K, Ca. En consecuencia la composición de una roca viene dada por dos puntos uno en cada triángulo y su carácter definido por un vector que une el punto representado en el triángulo interior con el exterior. La proyección del extremo exterior del vector en la arista Na-Ca a partir del vértice K representa la basicidad teórica de la plagioclasea.

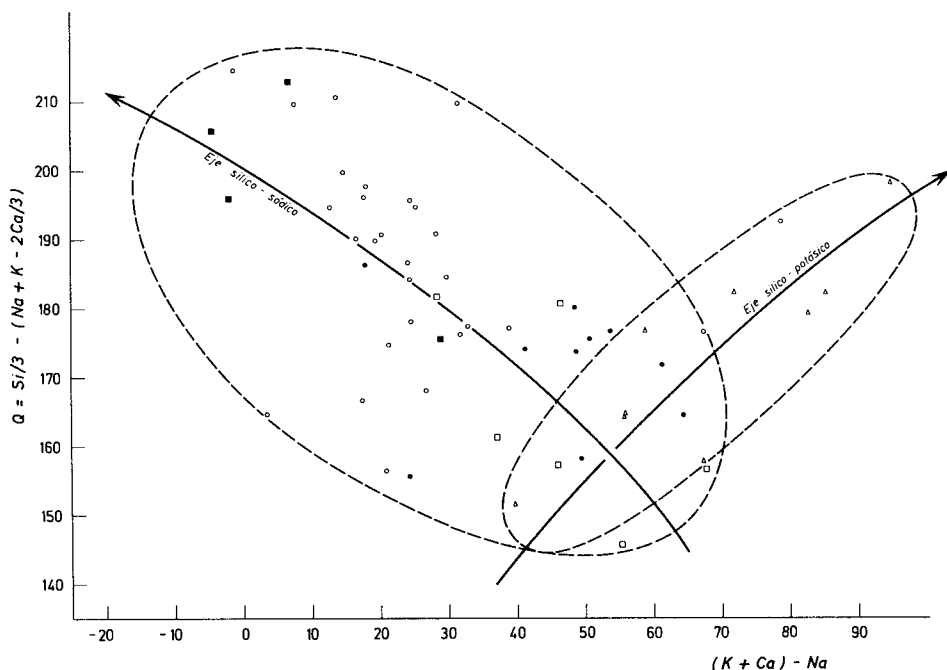


Fig. 21.—Diagrama de DE LA ROCHE, modificado por CHAROY (1971). Triángulos: granitos microporfídicos poco evolucionados (grupo IIa y IIb). Círculos negros: granitos de dos micas homogéneos y poco evolucionados (grupo IIb). Círculos: granitos de dos micas alóctonos (grupo IIc). Cuadrados blancos: granitos de dos micas de grano fino intrusivos en diques en los dominios más metamórficos. Cuadrados negros: granitos monzoníticos tardíos (grupo III).

pos de granitos son idénticas, los del grupo II muestran, en general, valores más altos en contenido en cuarzo (véase análisis modales). La diferencia entre estas dos series se encuentra en el comportamiento de la fracción feldespática como puede observarse en las figs. 22 a y b. Se puede comprobar en primer lugar la existencia de una dispersión más amplia en el quimismo de los componentes feldespáticos de los granitos pertenecientes al grupo II. Esta dispersión viene acentuada en parte por los fenómenos postmagmáticos de albitización característicos de esta serie.

También se observa que la evolución geoquímica de la fracción feldespática es diferente en los granitos del grupo I y del grupo II. Como se observa en los diagramas de LARSEN los términos más evolucionados en cada una de las dos series son más pobres en Ca, como es normal en cualquier proceso de diferenciación. Por tanto se deduce que desde los términos más básicos a los más ácidos hay, en el grupo I una tendencia claramente potásica, mientras que en los granitos del grupo II la tendencia es sódica.

Como resumen de las características geoquímicas de todos los grupos de granitos estudiados, con excepción de las facies más básicas de la serie calcoalcalina, se han proyectado en un diagrama de OPLETAL (fig. 22c) las medias de 75 análisis agrupados en series de los diferentes tipos de granitoides. Las diferencias entre estas series se aprecian fácilmente. Dentro de los granitos del grupo II se han repre-

sentado por separado las facies albitizadas, lo que determina que en el diagrama de OPLETAL, la fracción feldespática de los granitos alcalinos sea ligeramente más potásica que la de las granodioritas. Igualmente se aprecia cómo los granitos tardíos del grupo III tienen una marcada tendencia albitica.

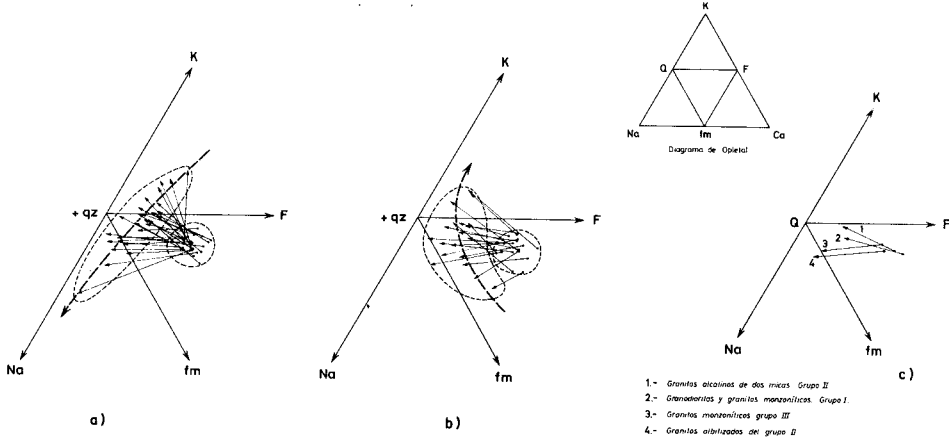


Fig. 22.—Diagrama de OPLETAL (1971). a). Granitos de dos micas de tendencia alcalina (grupo II). b) Granitoides de la serie calcoalcalina pertenecientes a los grupos Ia y Ib. c) Representación de las medias de los distintos grupos de granitos.

CRITERIOS PARA LA DIFERENCIACIÓN ENTRE LOS GRANITOS DE LA SERIE ALCALINA (GRUPO II) Y LOS DE LA SERIE CALCOALCALINA (GRUPO I).

Los términos poco evolucionados de la serie calcoalcalina son fácilmente distinguibles de los granitos alcalinos de dos micas, debido a su diferente quimismo puesto de manifiesto por:

- un más alto contenido en CaO
- mayor cantidad de Mg, Fe y Ti.

Esto se traduce petrográficamente en:

- una mayor basicidad de las plagioclasas
- un mayor contenido en fémicos (biotita y hornblenda)
- más alto contenido en minerales accesorios (esfena, apatito y allanita)

Además tienen unas características estructurales que les diferencia netamente como son el presentar una fabric planilinear muy desarrollada (grupo I) y el estar intruidos en forma agmatítica por los granitos de dos micas (grupo II).

Sin embargo los términos más evolucionados de la serie calcoalina se diferencian difícilmente de los menos evolucionados de la serie alcalina de dos micas.

Hay algunos criterios principalmente petrográficos y estructurales que permiten distinguir los granitos calcoalcalinos de los granitos alcalinos de dos micas:

- Los granitos del grupo I son generalmente más ricos en biotita, que los del grupo II.

— Los granitos del grupo I no tienen polimorfos de alúmina (andalucita o sillimanita) como accesorios.

— La textura del grupo I tiene una mayor tendencial al idiomorfismo, principalmente respecto a las plagioclasas que pueden formar sinneusis.

— Las plagioclasas en los granitos del grupo I tienen zonación rítmica en algunos casos muy marcada y localmente presentan altos contenidos en An que nunca alcanzan los granitos de dos micas alcalinos.

— Los granitos del grupo I tienen una fabric planar o planolinear manifiesta y una textura protomilonítica. Esta característica es menos acentuada si son intrusivos en niveles débilmente deformados por la fase 3. Llevan asociadas espacialmente apilitas, pegmatitas y leucotonalitas con granate y turmalina y suelen presentar enclaves microgranudos de tonalitas o monzonitas.

— Los granitos del grupo I están intruidos por granitos alcalinos de dos micas del grupo II los cuales en los contactos tienen márgenes enfriados (chilled margins).

SIGNIFICADO PETROGENETICO DE LOS DIFERENTES TIPOS DE GRANITOIDES

Considerando en primer lugar la serie calcoalcalina representada por los granitoides del grupo I, se observa que no existen, por el momento, datos isotópicos de granodioritas precoces de la serie «older» similares a las consideradas en este trabajo. Por otra parte los datos de que se dispone respecto a las relaciones isotópicas iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la serie «older» no son muy precisos, ya que utilizan en una misma geocrona granitos de significado distinto (PRIEM et al. 1970). Sin embargo por comparación con los datos isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial en rocas granodioríticas similares a las estudiadas, aunque de edad más tardía (granitos «younger» de PRIEM et al. 1967) esta relación isotópica no está de acuerdo con un origen palingenético en la parte superior de la corteza (*), ya que la relación isotópica en estos granitos y granodioritas «younger» es de 0.704-0.705; es decir, valores claramente similares a los que se encuentran en la parte superior del manto y parte inferior de la corteza.

Los términos más diferenciados de esta serie calcoalcalina son muy ricos en moscovita aunque nunca se han observado silicatos aluminicos (cordierita, granate, polimorfos de Al_2SiO_5), esto significa que es muy posible la contaminación del magma granodiorítico en la parte superior de la corteza al atravesar o emplazarse en zonas de anatexia, lo que determina un aumento de su contenido en Al_2O_3 y permite la aparición de moscovita.

El hecho de que estos granitos calcoalcalinos tengan asociadas rocas de tipo intermedio o básico como las cuarzdioritas, anfíbolitas y anfíbolitas de plagioclasas (estas últimas interpretadas como el resultado del metamorfismo de rocas gabróicas o incluso más básicas) (**) apoya para esta serie un origen infracrystal por anate-

(*) Según los datos obtenidos del metamorfismo, la anatexia se efectúa a presiones comprendidas entre 3-4 Kbars que corresponden a profundidades de 10 a 14 Km.

(**) BARD et al. (1971) señalan la presencia de cortlanditas, noritas y gabros asociadas a la serie calcoalcalina en el NW y S de la Península.

MAPA GEOLOGICO DE LOS "ARRIBES DEL DUERO"

F. J. MARTINEZ (1974)

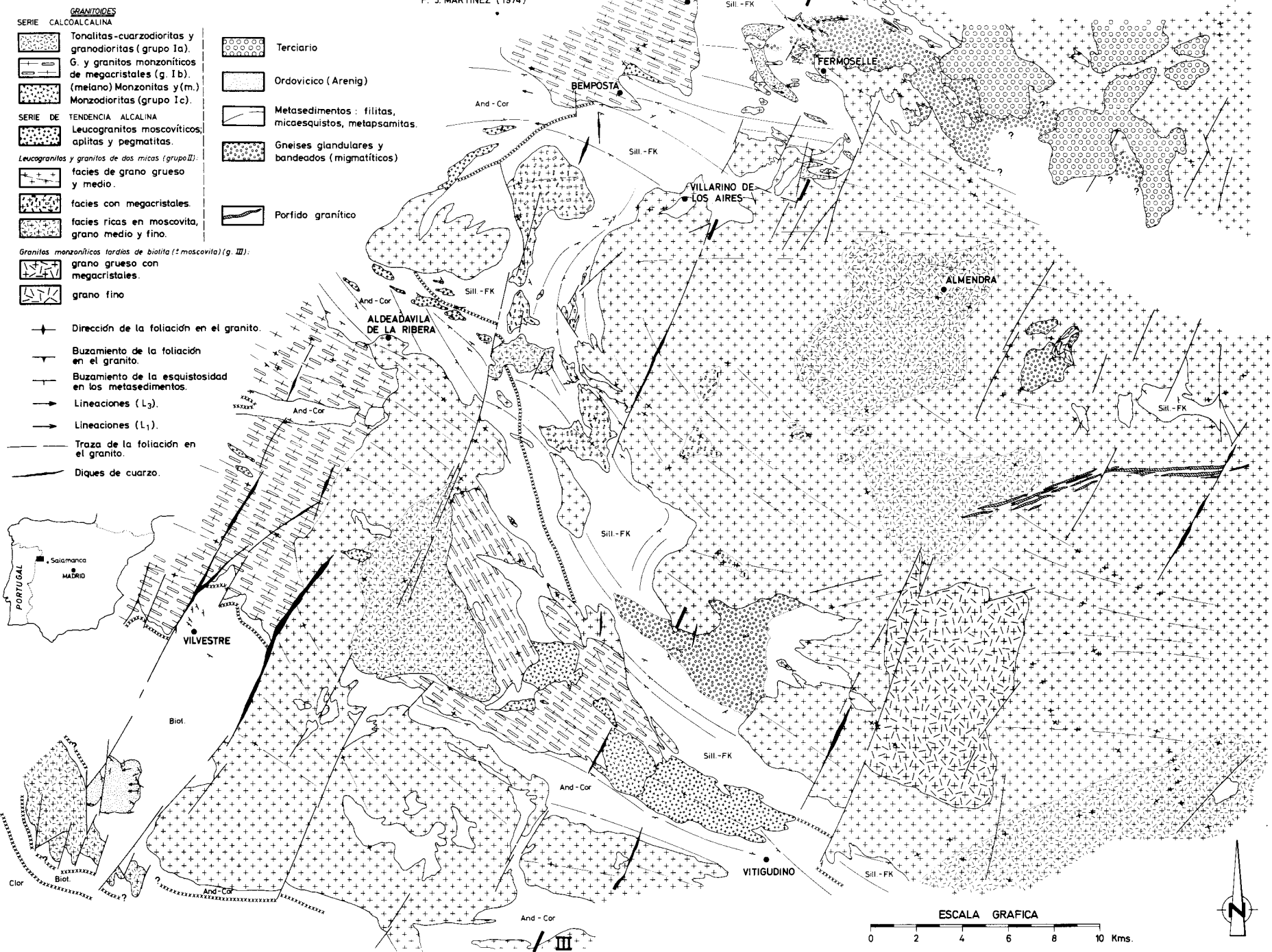


Fig. 23.—Mapa geológico mostrando la situación de las zonas de metamorfismo, isogradas y diferentes tipos de granitos citados en el texto.

xia seca, mezclándose los productos de esta anatexia con inyecciones básicas provenientes del manto. Estos magmas se han originado e intruido preferentemente en determinadas zonas, paralelas a las estructuras del macizo hercínico (DEN TEX & FLOOR 1966; CAPDEVILA & FLOOR op. cit.). Estas zonas parecen separar dominios con características metamórficas, estratigráficas y tectónicas diferentes y se interpretan como fracturas de naturaleza discutida, pero que parecen haber llegado hasta el manto dadas las rocas que llevan asociadas pertenecientes a la «suite calcoalcalina».

El momento de intrusión (post 1.^a fase) parece en relación con la formación de estas fracturas y se piensa que el estudio de estas rocas y de su lugar de emplazamiento será de importancia en la comprensión del orógeno hercínico en la Península Ibérica.

Los granitos pertenecientes a la serie alcalina (grupo II), como se ha expresado anteriormente, se interpretan como de origen palingénético mesocrustal, en condiciones de saturación de H₂O. Los materiales a partir de los que se efectúa la anatexia son preferentemente los gneises glandulares y bandeados de origen «orto» y «para», parcialmente similares a la formación Ollo de Sapo.

El porfido granítico (grupo IV) tiene unas características petrográficas que le sitúan como perteneciente a la serie calcoalcalina tardía (granitos younger) cuyo origen es infracrustal de acuerdo con la relación inicial de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (PRIEM et al. 1970).

DATOS GEOCRONOLOGICOS DE LOS GRANITOIDES DEL AREA ESTUDIADA

Existen varias dataciones efectuadas sobre los granitos de este sector. Estas dataciones se han hecho sobre moscovita y biotita según los métodos Rb-Sr y K-Ar.

F. MENDES (1968, pp. 128, 129, 139) por el método Rb-Sr encuentra para las biotitas de los granitos de Tras Os Montes de la zona estudiada edades comprendidas entre 296 ± 13 m.a. y 312 m.a.

De acuerdo con las coordenadas que da este autor para las muestras se puede deducir que:

— Las edades de los granitos del grupo Ib (granodioritas y granitos monzoníticos de megacratales) pertenecientes a la serie calcoalcalina oscilan entre 307 ± 4 m.a. y 312 ± 7 m.a. Esta edad está de acuerdo con las establecidas en Galicia por CAPDEVILA & VIALETTE (1970) para el mismo tipo de rocas y supone una edad Namuriense Superior-Westfaliense Inferior.

— Las biotitas de los granitos del grupo II tienen edades entre 296 ± 13 m.a. y 307 ± 3 m.a., siendo sus valores en diferentes afloramientos de 296 ± 13 m.a., 298 ± 9 m.a., 306 ± 9 m.a., 304 ± 4 m.a. y 307 ± 7 m.a.

Recientemente se dispone de otros datos proporcionados por el profesor ARRIBAS sobre dotaciones hechas en el Instituto de Geociencias e Astronomía de Sao Paulo (Brasil), algunos de los cuales se encuentran publicados (PENHA & ARRIBAS 1973).

Estas dataciones se han hecho sobre moscovita y biotita en los granitos del grupo II dentro del área estudiada y dan una edad de 311 ± 15 m.a. para la biotita y 309 ± 15 m.a. para la moscovita.

Estas edades junto con las anteriores confirman las halladas por PRIEM et al. (1967, 1970) para los granitos alcalinos de la serie de dos micas del N de Portugal y W de Galicia, que definen una isocrona a 298 ± 10 m.a. En concreto hay una total concordancia entre la edad de 310 ± 15 m.a. del granito de dos micas en el área estudiada y las muestras 65Gu6 y 65Gu7 de PRIEM et al. (1967), correspondientes a muestras del granito de dos micas de albita-oligoclasa (older granites) recogidas cerca de Troncoso (Portugal).

Estas edades de alrededor de 310 m.a. parecen las más exactas para la serie de granitos alcalinos de dos micas en esta región de Tras Os Montes oriental y NW de Salamanca.

De acuerdo con PRIEM et al. (op. cit.) la variación en edades para los granitos de dos micas posiblemente sea debido a su secuencia de intrusión que se realiza en un período de tiempo relativamente amplio, como se deduce del estudio petrográfico y estructural.

La edad de 278 ± 13 m.a. obtenida para la moscovita del granito de Lumbralles (ARRIBAS com. pers.) situado al S, fuera del área estudiada, corresponde perfectamente con la edad de los granitos y granodioritas de la serie «younger» en Portugal (PRIEM et al. op. cit.). Sin embargo este granito tanto por sus características petrográficas como estructurales pertenece a la serie «older» (grupo II), y a falta de otras dataciones sobre roca total se considera esta edad como debida a la influencia térmica de granitos de la serie «younger» intrusivos en sus proximidades, lo que impide que la red de la moscovita se cierre para el Ar radiogénico.

BIBLIOGRAFIA

- ARRIBAS, A. (1964).—Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio, Villar de Peralonso (Salamanca). *Est. Geol.*, vol. XX, pp. 140-169.
- ARPS, C. E. S. (1970).—Petrology of a part of the western Galician basement between the rio Jallas and the ria de Arosa, (NW Spain) with emphasis on zircon investigations. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 46, pp. 57-155.
- AUGUSTITHIS, S. S. (1973).—Atlas of the textural patterns of granites, gneisses and associated rock types. Elsevier Pub. Co., 378 pp.
- AVE LALLEMANT, H. G. (1965).—Petrology, petrofabrics and structural geology of the Sierra de Outes-Muros region (La Coruña, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, vol. 33, pp. 147-175.
- BALK, R. (1937).—Structural behaviour of igneous rocks. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, n.º 5, 117 pp.
- BARO, J. P. & FABRIES, J. (1970).—Aperçu pétrographique et structural sur les granitoïdes de la Sierra Morena Occidentale (Espagne). *Bol. Geol. Min.*, vol. LXXXI-II-III, pp. 226-241.
- BARKER, D. S. (1970).—Compositions of granophyre, myrmekite, and graphic granite. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 81, pp. 3339-3350.
- BERGER, A. R. & PITCHER, W. S. (1970).—Structures in granitic rocks: a commentary and a critique on granite tectonics. *Proc. Geol. Assoc.*, vol. 81, pp. 441-461.
- BRINK, A. H. (1960).—Petrology and ore geology of the Vila Real-Sabrosa-Vila Pouca de Aguiar region, northern Portugal, *Com. Serv. Geol. Portugal*, vol. 43, pp. 5-143.
- BURRI, C. (1964).—Petrochemical calculations based on equivalents (Methods of P. Niggli). Pub. by the Israel program for scientific translations. Jerusalem, 304 pp.
- CAPDEVILA, R. (1969).—Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW. de l'Espagne). Thèse, Univ. de Montpellier, 430 pp.
- & FLOOR, P. (1970).—Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne. *Bol. Geol. Min.*, vol. LXXX-II-III, pp. 215-225.

- CAPDEVILA, R., CORRETGE, G. & FLOOR, P. (1973).—Les granitoïdes varisques de la Méséta ibérique. *Bull. Soc. Geol. France.*, serie 7, vol. XV, pp. 209-228.
- CARRAT, H. G. (1971).—Données nouvelles sur les granites uranifères du Nord-Est du Massif Central en comparaison avec ceux du Limousin et de la Vendée. Les roches plutoniques dans leurs rapports avec les gîtes minéraux. pp. 63-76, Masson et Cie Ed. Paris.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950).—Notícia sobre una Carta geológica do Buçaco de Nery Delgado. *Serv. Geol. Portugal*, 28 pp.
- CHAROY, B. (1971).—Différenciations pétrographiques et géochimiques dans les granites à deux micas du massif de Questembert (Morbihan). *Scien. de la Terre*, vol. XVI, pp. 5-44.
- CHAYES, F. (1955).—Potash feldspar as a by-product of the biotite-chlorite transformation. *Jour. Geol.*, vol. 63, pp. 75-82.
- CORRETGE, L. G. (1971).—Estudio petrológico del batolito de Cabeza Araya (Cáceres). Tesis doctoral, Univ. Salamanca, Depto. Petrol., 453 pp.
- DAWSON, K. R. & WHITTEN, E. H. T. (1962).—The quantitative mineralogical composition and variation of the Lacorne, La Motte and Preissac granitic complex, Quebec, Canadá. *Jour. Petrol.*, vol. 3, pp. 1-34.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1963).—Rock forming minerals. Longmans Ed. London.
- DEN TEX, E. & FLOOR, P. (1966).—A blastomylonitic and polymetamorphic «graben» in Western Galicia, (NW Spain). *Etages tectoniques*, coll. Neuchâtel, pp. 169-178.
- DIDIER, J. (1973).—Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites. Elsevier Scient. Pub. Co. 393 pp.
- FLINN, D. (1965).—On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geol. Mag.*, vol. 102, pp. 36-45.
- FRALS, G. (1954).—Anzeichen schmelzflüssigen un hochtemperierten wachstums an den grossen Kalifeldspaten einiger Porphygranite, Porphygranitgneise und Augengneise. *Osterreichs Jhb. Geol. Bund.*, vol. 97, pp. 71-132.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1960).—Los granitos del Centro-Oeste de España. 21th Inter. Geol. Congress, Rep. vol. XIV, pp. 131-137.
- HUGHES, C. J. (1972).—Note on variability of granophyric texture. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 83, pp. 2419-2422.
- I. U. G. S. M. (1973).—Subcommission on the systematics of Igneous Rocks. Classification and nomenclature of Plutonic Rocks, recommendations. *N. Jb. Miner. Mh.*, vol. 4, pp. 149-164.
- JUNG, J. & BROUSSE, R. (1959).—Classification modale des roches éruptives. Masson et Cie. Ed., Paris, 122 pp.
- KRANCK, E. H. & OJA, R. V. (1960).—Experimental studies of anatexis. Inter. Geol. Congress, Copenhagen, vol. XIV, pp. 16-29.
- LEE, D. E. & DODGE, F. C. W. (1964).—Accessory minerals in some granitic rocks in California and Nevada as a function of calcium content. *Am. Miner.*, vol. 49, pp. 1660-1669.
- MARTÍNEZ, F. J. (1974).—Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (provincias de Salamanca y Zamora). Tesis Doctoral, Fac. Ciencias, Univ. Salamanca, 286 pp.
- MEHNERT, K. R. (1968).—Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Pub. Co., Amsterdam, 393 pp.
- MENDES, F. (1968).—Contribution à l'étude géochronologique, par la méthode au stroptium des formations cristallines du Portugal. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Sciences Lisboa*. 155 pp.
- OPLETAL, M. (1971).—A modified calculation and new graphical representation of the rock analysis. *Acta. Univ. Carol.*, Geol. Hejtman vol., pp. 102-122.
- ORVILLE, P. M. (1963).—Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. *Am. J. Scien.*, vol. 261, pp. 201-237.
- PEACOCK, M. A. (1931).—Classification of igneous rocks series. *Jour. Geol.*, vol. 39, pp. 54-67.
- PENHA, H. M. (1973).—Caracteres metalogenéticos de los yacimientos intragraníticos españoles de uranio. Tesis doctoral, Univ. Salamanca, Dpto. Cristalografía y Mineralogía, 299 pp.
- & ARRIBAS, A. (in litt.).—Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles. 2.ª reunión geol. SW de la Península Ibérica.
- PITCHER, W. S. & BERGER, A. R. (1972).—The geology of Donegal. A study of granite emplacement and unroofing. Wiley Interscience, 435 pp.
- POLLARD, D. D. (1973).—Derivation and evaluation of a mechanical model for sheet intrusions. *Tectonophysics*, vol. 19, pp. 233-269.

- PRIEM, H. N. A., BOELRIJK, N. A. I. M., VERSCHURE, R. H. & HEBEDA, E. H. (1967).—Isotopic age determinations on granitic rocks in northern Portugal. *Geol. en Mijn.*, vol. 46, pp. 369-373.
- , ——— & ——— (1970).—Dating events of acid plutonism through the the Paleozoic of the Western Iberian Península. *Eclog. Geol. Helvet.*, vol. 63, pp. 255-274.
- RAMBERG, H. (1970).—Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies in «Mechanism of igneous intrusion». *Geol. J. special issue*, vol. 2, Liverpool, Gallery press, pp. 261-286.
- RIBEIRO, A. & REBELO, J. A. (1971).—Estudo geológico da região de Moncorvo e, em special, do seu jazigo de ferro. I Cong. Hisp. Luso Am. Geol. Econ., t. II, s.4, pp. 983-994.
- ROCHE, H. DE LA (1964).—Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Scien. de la Terre*, vol. IX, pp. 293-337.
- (1968).—Comportement géochimique différentiel de Na, K, et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide pour l'étude des formations métamorphiques et pluto- niques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 267, pp. 39-42.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1956).—Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-Sao Pedro do Sul-Sátão region (northern Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, vol. 37, pp. 1-617.
- SCHMIDT-THOME, P. (1945).—Paläozoisches grundgebirge und junges deckgebirge im westlichen zentralspanien (provinz Salamanca und Cáceres). *Geotekt. Forsch.*, vol. 6, pp. 37-77.
- SHAW, H. R. (1965).—Comment on viscosity, crystal settling, and convection in granitic magmas. *Am. J. Science*, vol. 263, pp. 120-152.
- SNETSINGER, K. G. (1967).—Accessory minerals in some Sierra Nevada granitic rocks as a function of calcium content. *Am. Miner.*, vol. 52, pp. 832-842.
- SPRY, A. (1969).—Metamorphic textures. Pergamon Press, 350 pp.
- UCIDOS, J. M. (1973).—Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia, (Salamanca-Cáceres). Tesis doctoral, Univ. Salamanca, Dpto. Petrología, 218 pp.
- VANCE, J. A. & GILREATH, J. P. (1967).—The effect of synneusis on phenocryst distribution patterns in some porphyritic igneous rocks. *Am. Miner.*, vol. 52, pp. 529-536.
- VOGT, J. H. L. (1929).—The physical chemistry of the crystallization and magmatic differentiation igneous rocks. *J. Geol.*, vol. 29, pp. 318-350.
- WOENSDRECHT, C. F. (1966).—Informe preliminar sobre los estudios de la petrografía del extremo occidental de Galicia. *Leid. Geol. Meded.*, vol. 36, pp. 261-277.
- WYART, J. & SABATIER, G. (1962).—L'équilibre des feldspaths et des feldspathoïdes en présence de solutions sodi-potassiques. *Nors. Geol. Forening.*, (Feldspar volume), vol. 12, pp. 317-329.
- WYLLIE, P. J., COX, K. G. & BIGGAR, G. M. (1962).—The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *Jour. Petrol.*, vol., 3, pp. 238-243.
- YPMÁ, P. J. M. (1966).—Sumario de la mineralización metalífera y su génesis en Galicia Occidental (España). *Leid. Geol. Meded.*, vol. 36, pp. 279-291.

TABLA V

GRUPO Ia: Tonalitas, cuarzdioritas y granodioritas				GRUPO Ic: Monzonitas y monzodioritas					
Muestra	13E	15E	16E	40E	Muestra	51E	M272	M250	M252
SiO ₂	61.44	56.22	69.31	66.23	SiO ₂	57.98	57.90	68.09	54.81
TiO ₂	0.76	1.20	0.21	0.22	TiO ₂	1.11	1.11	0.21	1.01
Al ₂ O ₃	17.10	17.87	15.68	17.07	Al ₂ O ₃	14.34	17.71	16.25	17.30
Fe ₂ O ₃	2.23	1.89	1.48	1.44	Fe ₂ O ₃	2.31	2.33	1.27	2.38
FeO	3.00	5.45	1.51	2.64	FeO	4.07	4.50	1.87	4.05
MgO	1.91	3.84	0.90	1.39	MgO	5.24	3.61	0.85	4.25
CaO	3.83	6.74	2.43	2.84	CaO	5.96	5.69	2.03	5.56
Na ₂ O	3.08	1.90	3.22	2.81	Na ₂ O	1.98	2.69	3.35	2.75
K ₂ O	4.90	2.81	4.46	4.40	K ₂ O	5.63	3.13	5.02	5.52
P ₂ O ₅	0.34	0.27	0.16	0.29	P ₂ O ₅	0.21	0.22	0.19	0.13
MnO	0.06	0.10	0.04	0.59	MnO	0.16	0.13	0.02	0.17
Volat.	1.18	1.08	0.62	0.53	Volat.	0.96	0.70	0.76	1.31
TOTAL:	99.82	99.37	100.02	99.92	TOTAL:	99.95	99.72	99.91	99.25
P. Niggli				P. Niggli					
si	224.78	169.79	321.94	275.96	si	173.94	180.63	309.68	161.79
al	36.83	31.80	42.91	41.90	al	25.35	32.55	43.54	30.09
fm	25.78	35.43	17.30	22.39	fm	38.98	34.08	17.25	34.08
alk	22.35	10.97	27.70	23.03	alk	16.53	14.36	29.32	18.26
c	15.01	21.80	12.09	12.67	c	19.15	19.01	9.89	17.58
k	0.51	0.49	0.48	0.51	k	0.65	0.43	0.50	0.57
ti	2.09	2.72	0.73	0.69	ti	2.50	2.60	0.72	2.24
mg	0.41	0.49	0.36	0.39	mg	0.60	0.50	0.34	0.55
p	0.53	0.34	0.31	0.51	p	0.27	0.29	0.37	0.16
v	0.40	0.24	0.47	0.33	v	0.34	0.32	0.38	0.35
btpl	39.92	65.19	27.59	32.59	btpl	43.39	52.81	22.70	42.93

btpl; basicidad teórica de las plagioclasas (Oplstal 1971)

GRUPO Ib: Granitos monzoníticos y granodioritas de megacristales

Muestra:	4P	5P	45E	46E	47E	48E	52E	54E	GRUPO Ib: (continuación)							
									55E	57E	58E	59E	60E	66E	67E	68E
SiO ₂	71.83	68.23	70.05	71.65	71.46	71.17	71.65	70.90	69.81	73.91	72.62	73.72	71.22	71.65	69.46	71.24
TiO ₂	0.22	0.29	0.21	0.18	0.13	0.20	0.09	0.15	0.14	0.15	0.9	0.12	0.11	0.7	0.9	0.13
Al ₂ O ₃	14.31	17.77	15.44	14.65	14.53	14.80	15.74	14.70	15.46	14.43	16.02	14.57	15.73	16.29	16.41	15.31
Fe ₂ O ₃	1.97	1.07	1.26	0.89	0.99	0.61	0.72	0.89	0.92	0.89	0.98	0.89	0.93	0.62	0.70	1.22
FeO	0.49	0.93	1.62	0.80	1.01	0.42	0.75	0.90	0.83	0.29	0.45	0.41	0.89	0.65	0.66	0.60
MgO	0.84	0.50	0.59	0.35	0.60	0.39	0.32	0.57	0.57	0.29	0.47	0.32	0.60	0.31	0.64	0.57
CaO	1.38	1.19	1.63	1.03	1.41	1.46	1.33	1.37	1.63	0.84	1.00	0.65	0.95	0.82	1.06	1.04
Na ₂ O	2.41	2.57	3.06	2.69	3.27	3.17	3.30	3.61	3.22	3.12	3.25	3.42	3.30	2.96	2.99	2.82
K ₂ O	5.17	6.06	5.50	6.50	5.56	5.86	5.48	5.10	5.97	5.56	4.94	5.38	5.50	6.56	7.31	6.03
P ₂ O ₅	0.22	0.30	0.08	0.08	0.11	0.06	0.08	0.13	0.10	0.06	0.09	0.08	0.07	0.09	0.09	0.12
MnO	0.04	0.048	0.04	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01	0.02	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.02
Volat.	1.01	0.94	0.66	0.80	0.90	1.26	0.41	0.96	0.90	0.45	0.62	0.83	0.51	0.27	0.61	0.60
TOTAL:	99.89	99.89	100.14	99.65	99.99	99.43	99.80	99.31	99.99	99.72	99.98	100.41	99.84	100.29	100.03	99.74

P. Niggli

si	384.30	333.97	341.70	390.50	370.79	385.00	376.36	370.16	348.69	426.83	389.89	420.87	368.40	377.09	340.51	375.25
al	45.11	51.25	44.37	47.04	44.42	47.17	48.71	45.22	45.50	49.10	50.67	49.01	47.94	50.51	47.40	47.51
fm	16.85	11.41	15.54	10.15	12.91	7.34	8.66	11.88	11.19	7.78	9.76	8.52	12.12	7.76	9.99	11.98
alk	30.13	31.10	31.57	36.79	34.83	36.83	35.15	35.24	34.60	37.93	33.82	38.90	34.68	37.11	37.05	34.64
c	7.91	6.24	8.52	6.01	7.84	8.46	7.48	7.66	8.72	5.20	5.75	3.97	5.26	4.62	5.57	5.87
k	0.59	0.61	0.54	0.61	0.53	0.55	0.52	0.48	0.55	0.54	0.50	0.51	0.52	0.59	0.62	0.58
ti	0.88	1.07	0.77	0.74	0.51	0.81	0.36	0.59	0.53	0.65	0.36	0.51	0.43	0.28	0.33	0.51
mg	0.40	0.32	0.28	0.28	0.36	0.42	0.29	0.38	0.38	0.32	0.39	0.32	0.38	0.32	0.47	0.38
p	0.50	0.62	0.17	0.18	0.24	0.14	0.18	0.29	0.21	0.15	0.20	0.19	0.15	0.20	0.19	0.27
v	0.78	0.51	0.41	0.50	0.47	0.57	0.46	0.47	0.50	0.73	0.66	0.66	0.48	0.46	0.49	0.65
btpl	20.00	14.60	21.59	15.97	17.62	19.41	17.02	15.51	20.46	11.88	13.04	8.09	12.56	11.58	14.82	14.74

P. Niggli

si	384.30	333.97	341.70	390.50	370.79	385.00	376.36	370.16	348.69	426.83	389.89	420.87	368.40	377.09	340.51	375.25
al	45.11	51.25	44.37	47.04	44.42	47.17	48.71	45.22	45.50	49.10	50.67	49.01	47.94	50.51	47.40	47.51
fm	16.85	11.41	15.54	10.15	12.91	7.34	8.66	11.88	11.19	7.78	9.76	8.52	12.12	7.76	9.99	11.98
alk	30.13	31.10	31.57	36.79	34.83	36.83	35.15	35.24	34.60	37.93	33.82	38.90	34.68	37.11	37.05	34.64
c	7.91	6.24	8.52	6.01	7.84	8.46	7.48	7.66	8.72	5.20	5.75	3.97	5.26	4.62	5.57	5.87
k	0.59	0.61	0.54	0.61	0.53	0.55	0.52	0.48	0.55	0.54	0.50	0.51	0.52	0.59	0.62	0.58
ti	0.88	1.07	0.77	0.74	0.51	0.81	0.36	0.59	0.53	0.65	0.36	0.51	0.43	0.28	0.33	0.51
mg	0.40	0.32	0.28	0.28	0.36	0.42	0.29	0.38	0.38	0.32	0.39	0.32	0.38	0.32	0.47	0.38
p	0.50	0.62	0.17	0.18	0.24	0.14	0.18	0.29	0.21	0.15	0.20	0.19	0.15	0.20	0.19	0.27
v	0.78	0.51	0.41	0.50	0.47	0.57	0.46	0.47	0.50	0.73	0.66	0.66	0.48	0.46	0.49	0.65
btpl	20.00	14.60	21.59	15.97	17.62	19.41	17.02	15.51	20.46	11.88	13.04	8.09	12.56	11.58	14.82	14.74

GRUPO IIa, IIB: Granitos microporfíricos subautóctonos, poco evolucionados

Muestra:	37E	30E	63E	64E	65E	85E	80E	77E
SiO ₂	70.50	73.33	72.06	72.14	72.34	73.22	70.53	70.53
TiO ₂	0.13	0.11	0.13	0.14	0.12	0.15	0.14	0.16
Al ₂ O ₃	15.05	14.35	15.62	14.92	14.90	14.10	15.10	15.85
Fe ₂ O ₃	1.06	0.86	1.01	1.16	0.95	1.31	1.12	1.25
FeO	1.39	0.97	0.99	0.90	0.98	0.43	1.17	1.04
MgO	0.48	0.48	0.46	0.59	0.49	0.39	0.74	0.51
CaO	1.59	1.31	0.99	1.10	0.94	1.12	1.40	1.27
Na ₂ O	2.72	1.82	2.23	2.16	2.37	2.75	3.23	2.77
K ₂ O	5.97	6.34	6.44	6.37	6.20	6.00	5.60	5.77
P ₂ O ₅	0.12	0.08	0.17	0.11	0.11	0.07	0.10	0.08
MnO	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02
Volat.	0.71	0.32	0.41	0.50	0.59	0.62	0.42	0.61
TOTAL:	99.74	99.98	100.58	100.11	99.99	100.18	99.57	99.86

P. Niggli

si	358.04	411.03	383.16	387.18	395.23	408.45	352.20	359.20
al	45.03	47.39	48.93	47.18	47.96	46.34	44.43	47.56
fm	13.60	12.20	12.11	13.47	12.39	10.76	14.63	13.11
alk	32.72	32.54	33.32	33.03	34.15	36.21	33.46	32.41
c	8.65	7.86	5.64	6.32	5.50	6.69	7.49	6.93
k	0.59	0.70	0.66	0.66	0.63	0.59	0.53	0.58
ti	0.50	0.46	0.52	0.56	0.49	0.63	0.53	0.61
mg	0.27	0.33	0.30	0.35	0.32	0.30	0.38	0.30
p	0.26	0.19	0.38	0.25	0.25	0.17	0.21	0.17
v	0.41	0.44	0.48	0.54	0.47	0.73	0.46	0.52
btpl	22.54	26.78	15.96	19.64	15.64	17.12	17.83	18.86

GRUPO IIB: Granitos de dos micas de grano fino intrusivos en filones en las zonas profundas de metamorfismo.

Muestra:	2E	4E	68E	35E	76E	86E	78E	79M	11E
SiO ₂	68.77	71.07	71.59	70.76	73.10	70.38	71.70	73.12	72.35
TiO ₂	0.33	0.27	0.11	0.12	0.19	0.17	0.13	0.18	0.13
Al ₂ O ₃	16.96	15.34	15.02	15.47	15.00	15.34	15.00	14.47	15.04
Fe ₂ O ₃	1.17	1.62	0.86	1.16	0.99	1.18	0.87	0.73	0.97
FeO	0.89	0.40	0.92	0.29	0.94	0.76	0.29	0.29	0.98
MgO	0.73	0.55	0.33	0.68	0.42	0.66	0.28	0.28	0.56
CaO	1.43	1.23	0.99	1.24	1.09	1.32	0.91	0.99	1.50
Na ₂ O	2.57	2.97	3.10	3.09	2.87	3.10	3.50	3.36	2.16
K ₂ O	5.89	4.82	6.04	6.25	5.63	5.35	5.54	5.54	5.72
P ₂ O ₅	0.37	0.26	0.09	0.08	0.11	0.10	0.10	0.07	0.12
MnO	0.04	0.04	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.02	0.02
Volat.	0.94	0.86	0.95	0.80	0.48	0.98	1.15	0.61	0.63
TOTAL:	100.09	99.43	100.00	99.95	100.64	99.58	99.94	99.66	100.19

P. Niggli

si	335.67	380.39	383.35	361.84	394.38	359.93	338.72	415.82	389.07
al	48.77	48.37	47.39	46.61	47.68	46.22	47.91	48.48	47.65
fm	13.27	12.72	10.23	10.91	11.65	13.74	9.27	6.89	12.84
alk	30.49	31.85	36.71	35.69	34.37	32.81	37.54	38.60	30.87
c	7.48	7.05	5.68	6.79	6.30	7.23	5.28	6.03	8.64
k	0.60	0.52	0.56	0.57	0.56	0.53	0.51	0.52	0.64
ti	1.21	1.09	0.44	0.46	0.77	0.66	0.53	0.77	0.53
mg	0.40	0.35	0.26	0.48	0.29	0.37	0.25	0.35	0.35
p	0.76	0.59	0.20	0.17	0.25	0.22	0.23	0.17	0.27
v	0.54	0.78	0.45	0.78	0.49	0.49	0.52	0.51	0.69
btpl	16.86	14.18	13.45	16.87	15.40	17.48	10.95	12.87	25.56

GRUPO IIB: Granitos de dos micas más o menos homogéneos

GRUPO IIB (continuación)

Muestra:	1E	73E	74E	38E	39E	Muestra:	72E	89E	90E	87E	3E
SiO ₂	71.54	73.53	74.08	70.40	75.57	SiO ₂	72.14	70.92	73.12	72.33	72.17
TiO ₂	0.23	0.12	0.11	0.17	0.10	TiO ₂	0.10	0.15	0.16	0.19	0.11
Al ₂ O ₃	15.20	14.35	14.59	16.30	12.75	Al ₂ O ₃	15.09	15.91	14.50	14.39	15.89
Fe ₂ O ₃	1.40	1.00	0.67	1.21	1.36	Fe ₂ O ₃	0.93	0.91	1.07	1.00	0.91
FeO	0.20	0.66	0.15	0.72	0.20	FeO	0.16	0.84	0.53	0.79	0.32
MgO	0.54	0.31	0.38	0.47	0.34	MgO	0.49	0.52	0.37	0.48	0.28
CaO	1.07	1.12	0.70	0.78	0.80	CaO	0.99	1.08	0.77	1.12	0.72
Na ₂ O	2.68	3.09	3.27	2.68	3.07	Na ₂ O	2.75	2.98	2.85	2.78	2.66
K ₂ O	5.70	5.70	5.23	5.71	5.12	K ₂ O	6.38	5.95	6.07	5.57	6.32
P ₂ O ₅	0.30	0.13	0.10	0.08	0.11	P ₂ O ₅	0.11	0.09	0.08	0.09	0.03
MnO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	MnO	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00
Volat.	1.09	0.30	0.78	0.99	0.41	Volat.	0.89	0.60	0.85	0.87	0.62
TOTAL:	99.98	100.31	100.07	99.51	99.83	TOTAL:	100.04	99.94	100.39	99.63	100.03

P. Niggli

si	389.61	407.35	434.55	372.63	463.40	P. Niggli	395.27	365.99	410.74	400.61	398.47
al	48.77	46.84	50.42	50.83	46.06	si	48.71	48.37	47.99	46.96	51.69
fm	11.05	9.80	7.03	11.73	10.42	al	8.59	11.18	10.13	11.81	7.57
alk	33.93	36.72	38.15	33.02	38.26	fm	36.98	34.48	37.25	34.59	36.48
c.	6.24	6.63	4.40	4.42	5.25	alk	5.81	5.97	4.63	6.64	4.26
k	0.58	0.55	0.51	0.58	0.52	c	0.60	0.57	0.58	0.57	0.61
ti	0.94	0.50	0.49	0.68	0.46	k	0.41	0.58	0.68	0.79	0.46
mg	0.40	0.26	0.47	0.32	0.30	ti	0.46	0.36	0.31	0.34	0.31
p	0.69	0.30	0.25	0.18	0.29	mg	0.25	0.20	0.19	0.21	0.07
v	0.86	0.58	0.80	0.60	0.86	p	0.84	0.49	0.64	0.53	0.72
btpl	12.22	14.51	8.76	12.21	10.55	v	14.52	15.13	11.42	16.60	12.39

GRUPO Iic: Granitos de dos micas alóctonos, evolucionados

GRUPO Iic (continuación)

Muestra:	94E	91E	92E	61E	62E	36E	56E	70E	71E	17E	18E	19E	20E
SiO ₂	73.02	73.46	73.69	72.22	74.26	74.50	72.22	73.45	74.30	74.47	73.31	74.32	76.53
TiO ₂	0.17	0.13	0.16	0.07	0.12	0.14	0.12	0.13	0.11	0.11	0.11	0.17	0.08
Al ₂ O ₃	14.56	13.92	14.00	16.34	14.18	13.52	14.96	15.18	14.16	14.63	14.70	13.20	12.03
Fe ₂ O ₃	0.97	1.16	0.96	0.72	0.79	1.17	1.16	0.81	0.36	0.86	1.05	1.08	0.76
FeO	0.53	0.48	0.27	0.31	0.67	0.32	0.24	0.56	0.16	0.30	0.19	0.23	0.10
MgO	0.27	0.41	0.20	0.20	0.24	0.34	0.26	0.25	0.25	0.25	0.25	0.27	0.19
CaO	0.86	0.74	0.98	1.01	0.45	0.68	0.97	0.80	0.92	0.72	0.48	0.87	0.69
Na ₂ O	2.58	3.04	3.17	3.24	3.03	3.24	3.26	3.07	3.27	3.06	3.11	3.20	3.34
K ₂ O	6.37	5.82	5.54	5.00	5.56	5.50	5.14	5.39	5.45	5.23	5.22	5.09	4.43
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.09	0.09	0.16	0.10	0.14	0.10	0.09	0.08	0.17	0.22	0.03
MnO	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02
Volat.	0.51	0.73	0.73	0.78	0.46	0.51	1.13	0.41	0.70	0.53	1.02	1.11	1.26
TOTAL:	99.93	99.97	99.81	99.99	99.93	100.02	99.62	100.17	99.60	100.03	99.61	99.79	99.46

P. Niggli

P. Niggli

si	413.99	418.85	429.69	398.20	441.20	438.31	406.82	415.82	427.73	436.40	435.34	451.41	516.14
al	48.63	46.76	48.10	53.08	49.64	46.86	49.65	50.63	48.80	49.00	51.43	47.24	47.80
fm	8.94	10.77	7.27	6.07	9.00	9.75	8.24	8.22	5.23	4.72	7.86	8.56	6.34
alk	37.20	37.95	38.51	34.89	38.51	39.10	36.26	36.30	40.25	39.36	37.14	38.54	40.88
c	5.22	4.52	6.12	5.96	2.86	4.28	5.85	4.85	5.73	6.92	4.55	5.66	4.98
k	0.62	0.56	0.53	0.50	0.55	0.53	0.51	0.54	0.50	0.53	0.52	0.51	0.47
ti	0.72	0.56	0.70	0.29	0.54	0.62	0.51	0.55	0.57	0.49	0.49	0.78	0.41
mg	0.26	0.33	0.24	0.27	0.24	0.31	0.27	0.26	0.47	0.47	0.29	0.29	0.30
p	0.17	0.14	0.22	0.21	0.40	0.25	0.33	0.24	0.22	0.20	0.43	0.57	0.09
v	0.62	0.68	0.76	0.68	0.51	0.77	0.81	0.57	0.72	0.63	0.83	0.81	0.87
btpl	14.13	10.73	13.06	13.20	4.18	8.55	11.15	10.74	11.07	14.39	4.35	9.11	9.72

GRUPO Iic (continuación)

Muestra:	21E	22E	23E	24E	25E	26E	27E	GRUPO Iic (continuación)							
								28E	29E	41E	42E	32E	34E	50E	0.01D1
SiO ₂	71.55	74.84	76.28	74.49	75.20	74.53	76.35	73.18	77.05	74.36	71.93	73.62	71.63	72.80	75.61
TiO ₂	0.19	0.16	0.16	0.14	0.13	0.09	0.10	0.14	0.08	0.12	0.28	0.09	0.08	0.10	0.09
Al ₂ O ₃	16.20	13.37	12.96	13.76	13.59	14.61	12.52	15.89	13.08	13.81	15.92	14.84	16.50	15.17	14.02
Fe ₂ O ₃	0.93	0.99	1.13	1.26	1.17	1.01	1.26	1.26	0.97	1.11	1.19	1.33	1.00	1.00	1.26
FeO	0.55	0.52	0.12	0.25	0.12	0.08	0.13	0.23	0.13	0.17	0.12	0.16	0.52	0.18	0.18
MgO	0.34	0.33	0.15	0.32	0.29	0.17	0.27	0.35	0.24	0.20	0.19	0.27	0.27	0.26	0.12
CaO	1.13	0.75	0.65	0.73	0.60	0.70	0.65	0.66	0.37	0.72	0.67	0.44	0.72	0.95	0.43
Na ₂ O	2.99	3.25	3.25	3.16	3.00	3.27	2.89	2.94	2.56	3.15	3.97	3.03	3.63	3.47	2.55
K ₂ O	4.73	5.03	4.75	4.89	4.85	5.16	5.32	5.07	4.97	5.01	4.36	5.08	5.06	5.29	5.51
P ₂ O ₅	0.19	0.02	0.02	0.10	0.12	0.03	0.09	0.10	0.07	0.09	0.24	0.09	0.09	0.12	0.11
MnO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Volat.	1.09	0.59	0.59	0.57	0.69	0.65	0.40	0.65	0.48	0.91	0.97	0.57	0.70	0.57	0.54
TOTAL:	99.92	99.89	100.07	99.59	99.76	100.30	99.98	100.47	100.01	99.65	99.75	99.52	100.20	99.92	100.36

P. Niggli

	P. Niggli														
si	390.20	447.86	486.34	445.92	468.14	441.08	485.50	410.78	515.38	452.56	400.84	434.89	380.45	404.84	473.07
al	52.05	47.14	48.68	48.53	49.84	50.94	46.91	52.55	51.55	49.52	51.94	51.65	51.63	49.70	51.68
fm	9.10	10.02	7.49	9.80	8.81	6.40	9.29	9.34	8.01	7.77	7.13	9.09	8.45	7.19	8.00
alk	32.25	38.04	39.39	36.99	37.35	38.22	39.38	34.14	37.79	38.02	36.93	36.48	35.82	37.45	37.44
c	6.60	4.81	4.44	4.68	4.00	4.44	4.42	3.97	2.65	4.69	4.00	2.78	4.10	5.66	2.88
k	0.51	0.50	0.49	0.50	0.52	0.51	0.55	0.53	0.56	0.51	0.42	0.52	0.48	0.50	0.59
ti	0.78	0.72	0.77	0.63	0.61	0.40	0.48	0.59	0.40	0.55	1.17	0.40	0.32	0.42	0.42
mg	0.31	0.30	0.19	0.29	0.31	0.24	0.28	0.32	0.30	0.23	0.22	0.26	0.25	0.30	0.14
p	0.44	0.05	0.05	0.25	0.32	0.08	0.24	0.24	0.20	0.23	0.57	0.22	0.20	0.28	0.29
w	0.60	0.63	0.89	0.82	0.90	0.92	0.90	0.83	0.87	0.85	0.90	0.88	0.63	0.83	0.86
btpl	13.99	10.96	9.59	9.47	7.53	10.04	9.23	9.03	5.66	9.55	4.70	5.54	8.39	11.20	5.82

GRUPO III: Granitos monzoníticos tardíos (facies de grano grueso y grano fino)

Muestra:	5E	6E	7E	8E	10E	9E	M250	M272
SiO ₂	73.91	73.30	74.63	75.83	74.36	74.90	69.46	68.17
TiO ₂	0.17	0.25	0.29	0.12	0.19	0.20	0.61	0.67
Al ₂ O ₃	14.30	14.02	13.00	12.19	14.03	12.08	16.02	15.61
Fe ₂ O ₃	1.26	1.30	1.53	1.56	1.60	1.50	3.00	3.00
FeO	0.25	0.11	0.36	0.21	0.32	0.14	0.92	1.04
MgO	0.27	0.25	0.27	0.33	0.52	0.30	0.71	1.00
CaO	1.01	1.02	0.94	0.95	0.70	1.13	1.38	1.96
Na ₂ O	2.40	3.23	3.60	3.22	3.34	3.39	3.25	3.45
K ₂ O	5.46	5.41	4.43	4.36	4.28	5.16	4.78	4.50
P ₂ O ₅	0.17	0.19	0.12	0.25	0.09	0.25	0.16	0.12
MnO	0.07	0.07	0.04	0.06	0.09	0.03	0.03	0.03
Volat.	0.67	0.58	0.60	0.63	0.56	0.70	0.70	0.30
TOTAL:	99.94	99.73	99.72	99.71	100.08	99.78	100.54	99.89

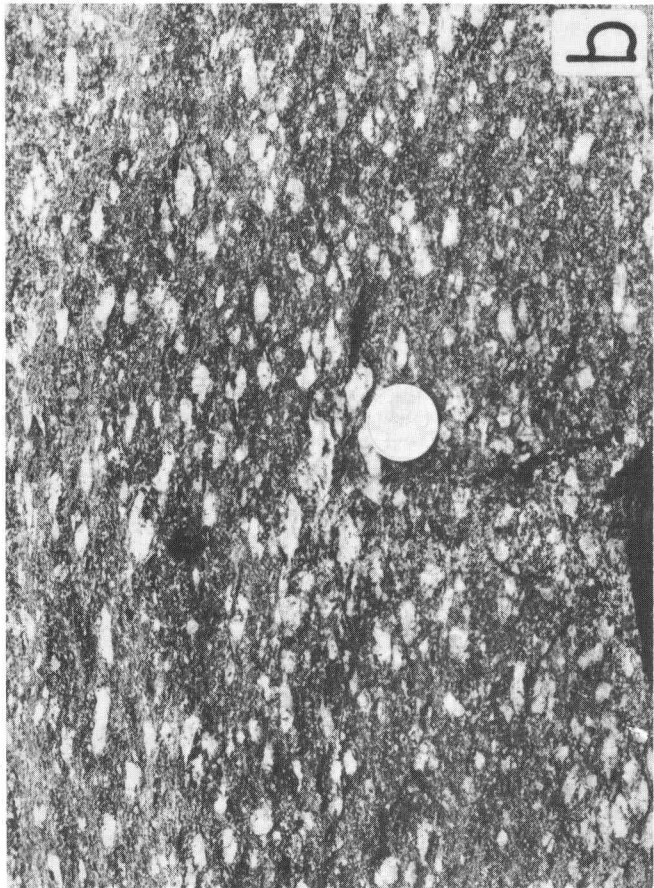
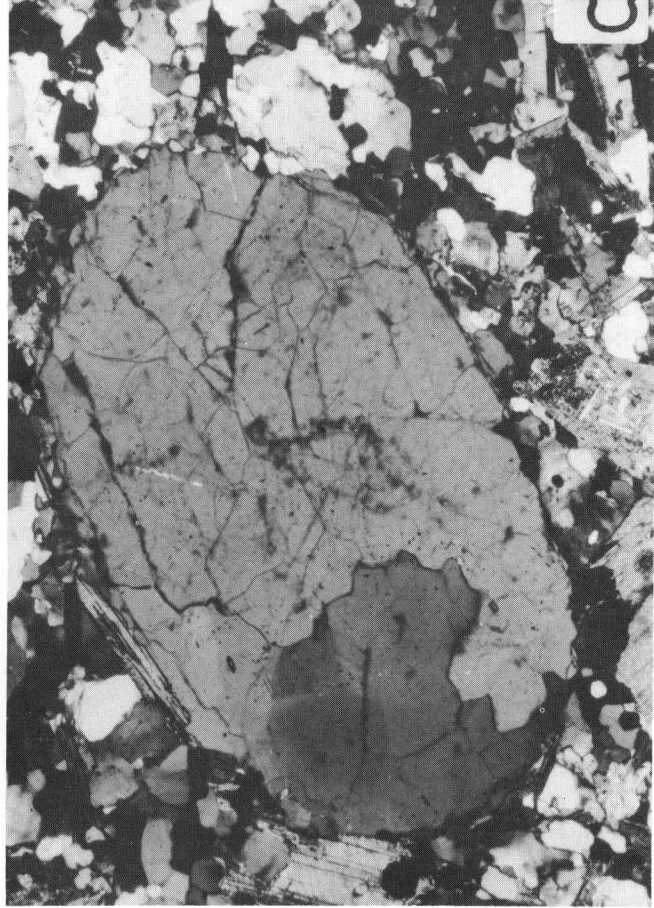
P. Niggli

si	437.98	421.84	445.87	475.64	431.54	451.28	327.59	308.00
al	49.93	47.54	45.76	45.05	47.97	42.88	44.51	41.55
fm	9.25	8.31	11.09	11.66	13.06	10.21	19.29	20.90
alk	34.41	37.86	37.14	37.01	34.62	39.61	29.23	28.07
c	6.41	6.29	6.01	6.38	4.35	7.29	6.97	9.48
k	0.60	0.52	0.45	0.47	0.46	0.50	0.49	0.46
ti	0.76	1.08	1.30	0.57	0.83	0.91	2.16	2.28
mg	0.26	0.26	0.22	0.27	0.35	0.27	0.26	0.32
p	0.43	0.46	0.30	0.66	0.22	0.64	0.32	0.23
w	0.82	0.91	0.79	0.87	0.82	0.91	0.75	0.72
btpl	15.33	11.64	10.99	9.63	8.78	7.63	16.59	22.40

LAMINAS

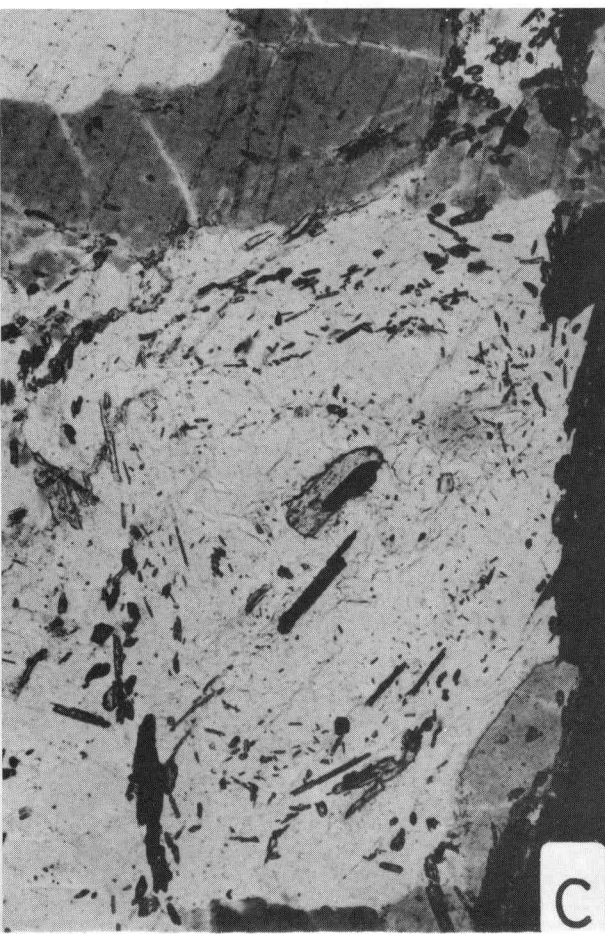
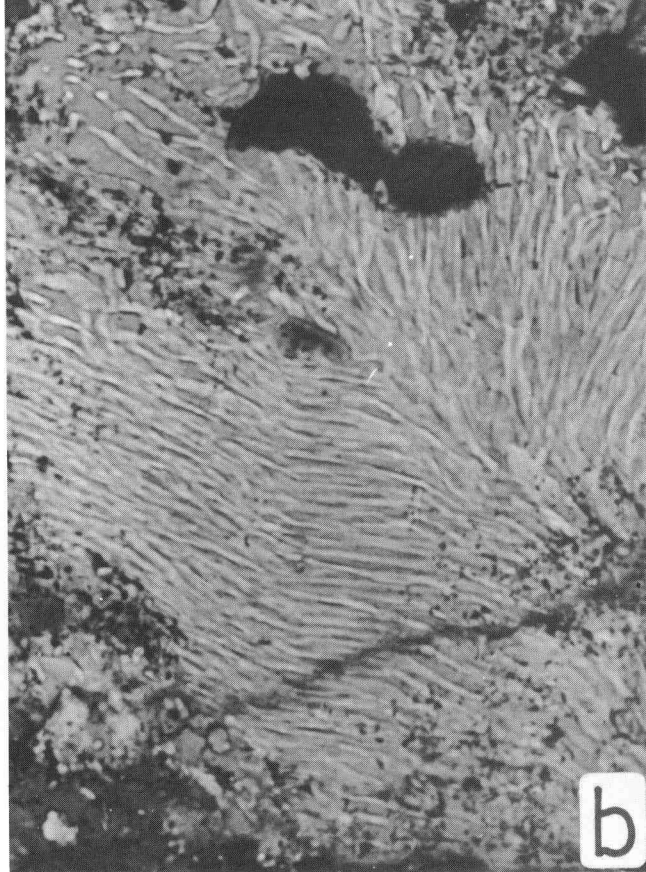
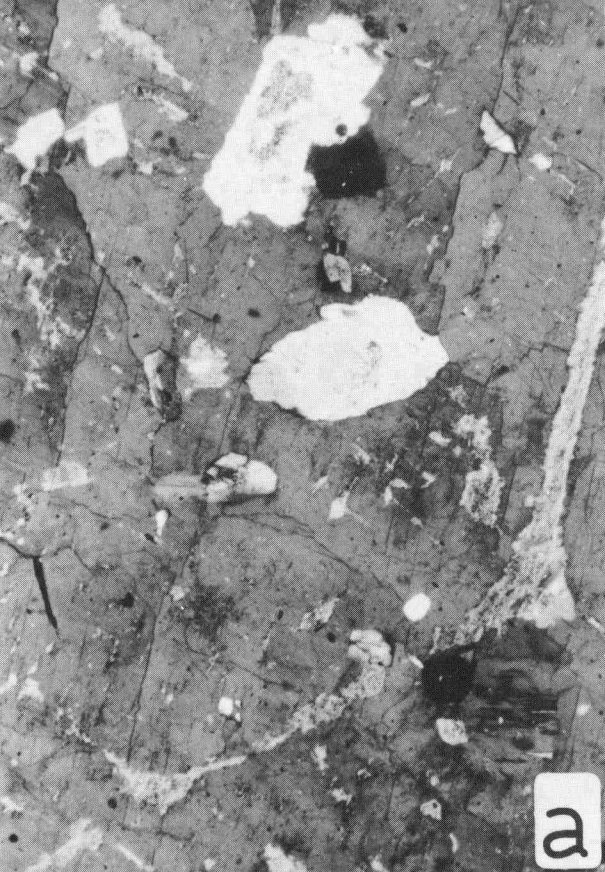
LAMINA I

- a) Granitoides pertenecientes al grupo Ia con una estructura en bandas de composición granodiorítica con megacristales y tonalítica (Fermoselle, SW de Zamora).
- b) Granodiorita de megacristales pertenecientes al grupo Ia (Fermoselle, SW de Zamora).
- c) Estructura laminar de las tonalitas (grupo Ia) cortada por granodioritas de megacristales similares a las citadas anteriormente (río Tormes, SW de Zamora).
- d) Cuarzo de sección elipsoidal en los enclaves microgranudos oscuros profídicos de los granitos monzónicos del grupo Ib (Valderodrigo, NW de Salamanca) (× 39).



LAMINA II

- a) Bandas albíticas dispuestas paralelamente a los bordes en un cristal de feldespato potásico perteneciente a los granitos monzoníticos del grupo Ib (Cabeza del Caballo, NW de Salamanca) (× 39).
- b) Intercrecimiento de cuarzo con ortosa formando una textura granofídica en las monzonitas del grupo Ic (Mieza, NW de Salamanca) (× 156).
- c) Sillimanita con disposición zonada dentro de una plagioclasa perteneciente al granito diatexitico del grupo IIa (Villarino de los Aires, NW de Salamanca) (× 78).
- d) Cuarzo tardío de bordes redondeados y ameboidales perteneciente a los granitos del grupo Ib (Pereña, NW de Salamanca) (× 39).

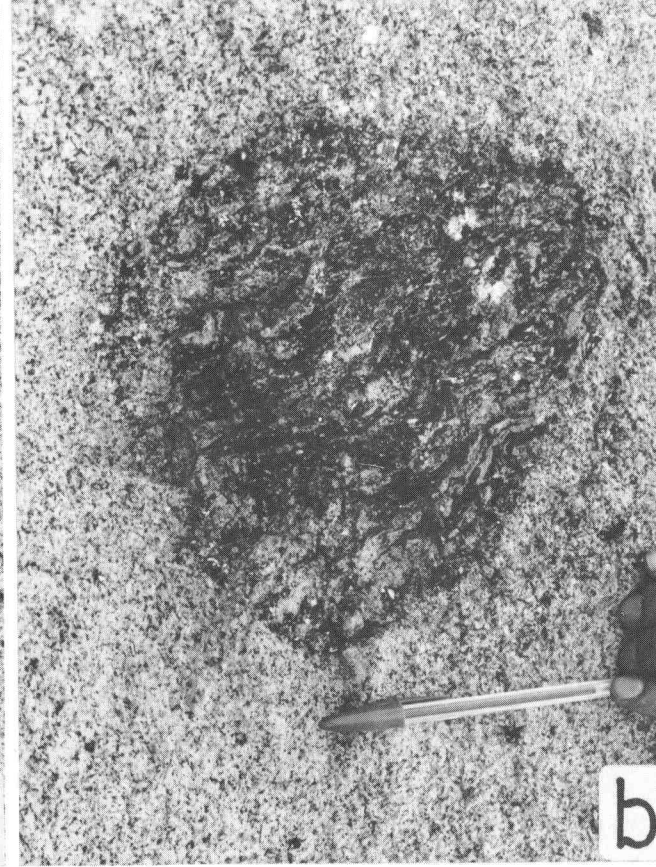
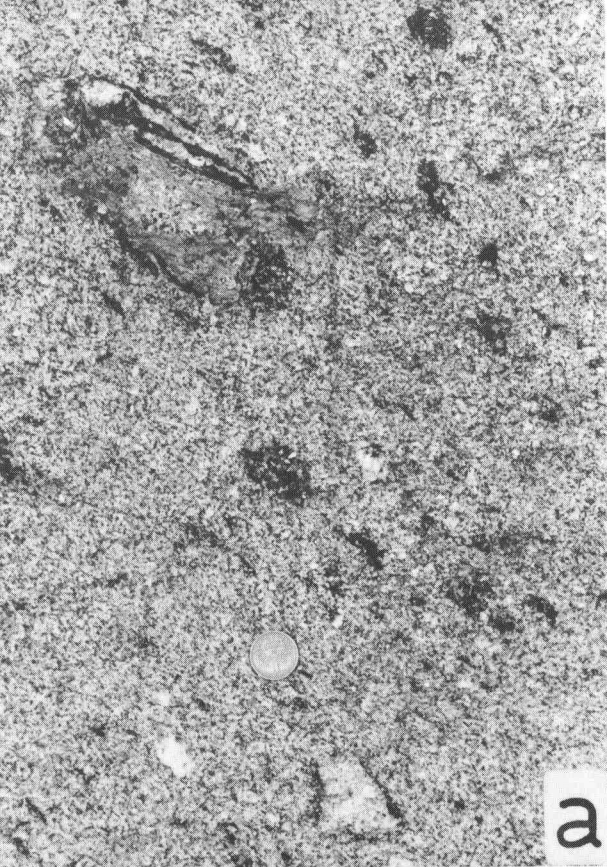


LAMINA III

a, b) Granito migmatítico subautóctono con enclaves metatexíticos perteneciente al grupo Ib (Paredo de Bemposta, Tras-Os-Montes, Portugal).

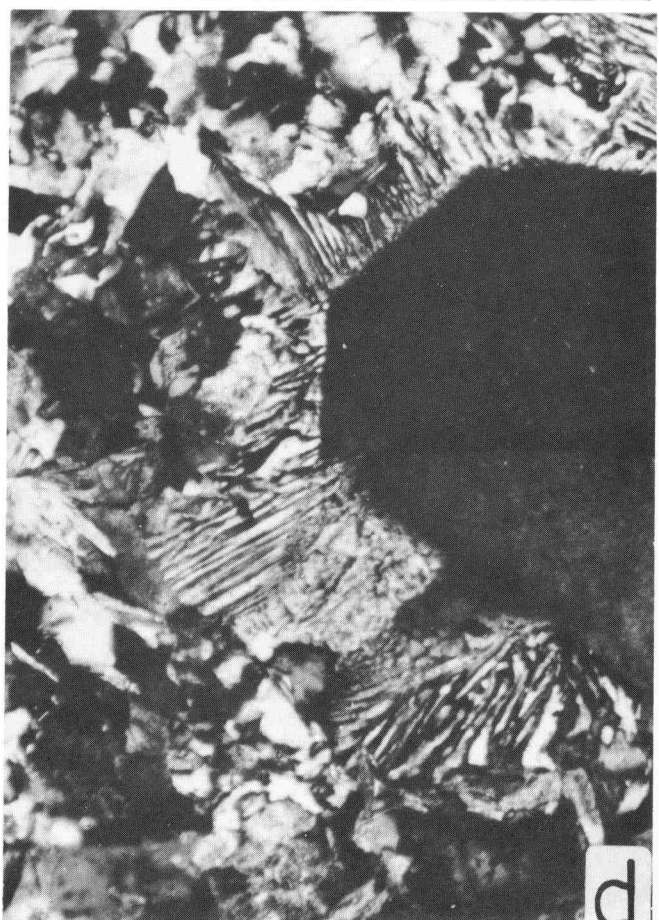
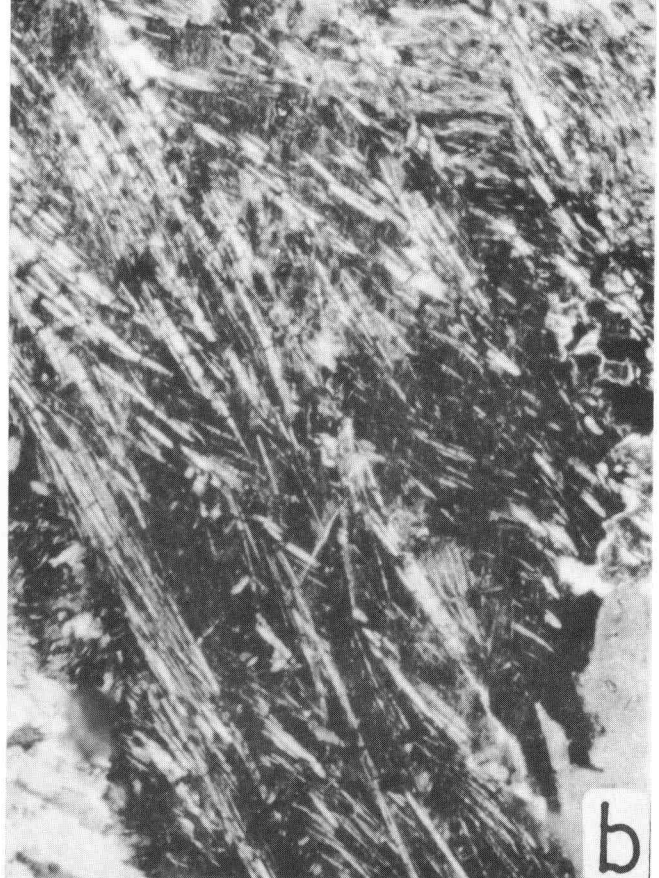
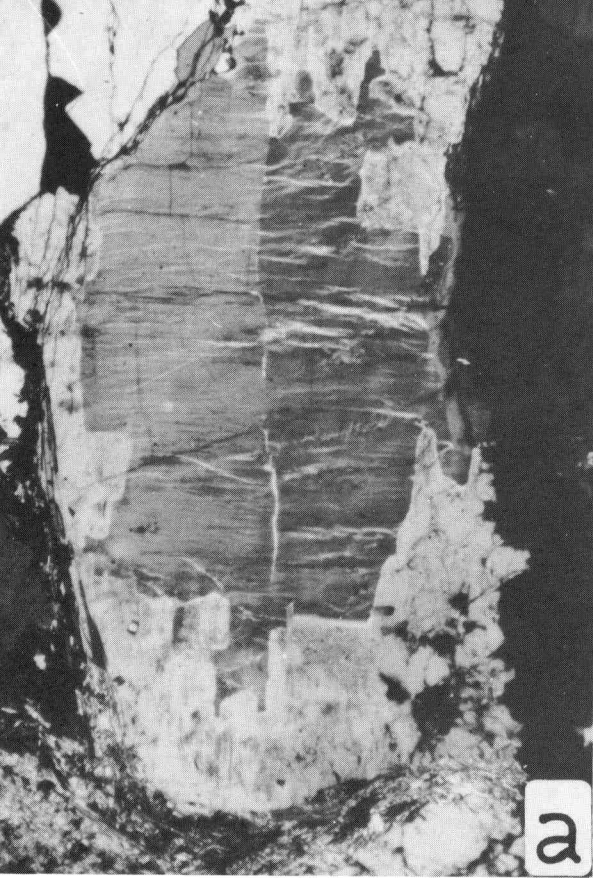
c) Plagioclasas mirmequíticas que corroen al feldespato potásico adyacente en los granitos del grupo IIb (Pereña, NW de Salamanca). (× 39)

d) Plagioclasa con bordes albíticos en los cuales se desarrollan reacciones mirmequíticas que corroen al feldespato potásico adyacente. Granitos del grupo IIb (Pereña, NW de Salamanca). (× 75)



LAMINA IV

- a) Envoltura albítica en un cristal de feldespato potásico formando una textura rapakivi incipiente. Granitos subautóctonos del grupo IIb (La Peña, NW de Salamanca) ($\times 31$).
- b) Crenulación en cristales de sillimanita englobados en moscovita histerógena dentro de los granitos del grupo IIb (presa de Almendra, NW de Salamanca) ($\times 78$).
- c) Cristales de cuarzo subidiomorfos con golfos de corrosión rodeados por una mesostasis de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas pertenecientes a los pórfidos graníticos que constituyen el grupo IV (Villaseco de los Reyes, NW de Salamanca) ($\times 31$).
- d) Textura granofídica desarrollada a partir de un fenocristal subidiomorfo de ortosa, Pórfido granítico perteneciente al grupo IV (Villaseco de los Reyes, NW de Salamanca) ($\times 78$).

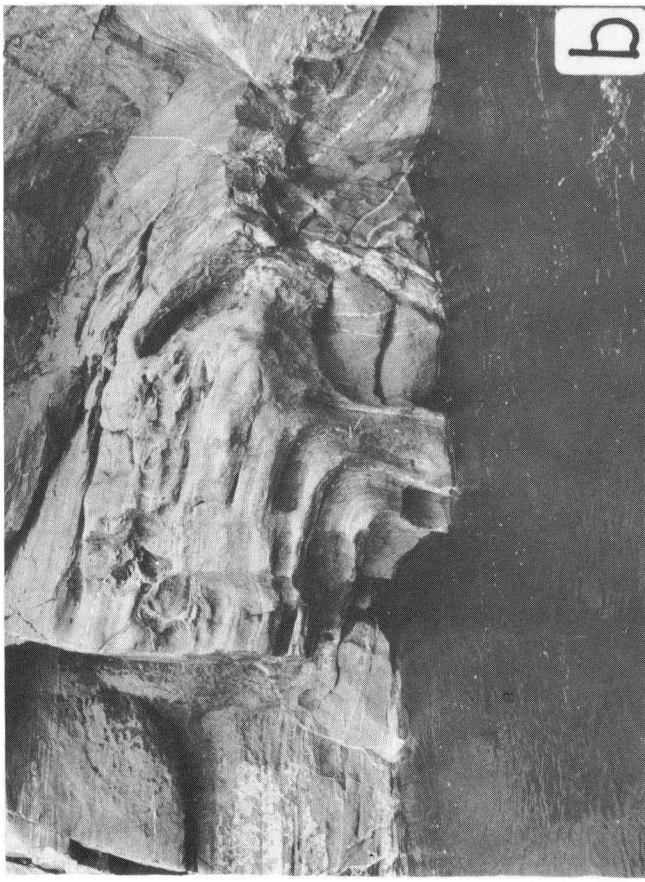
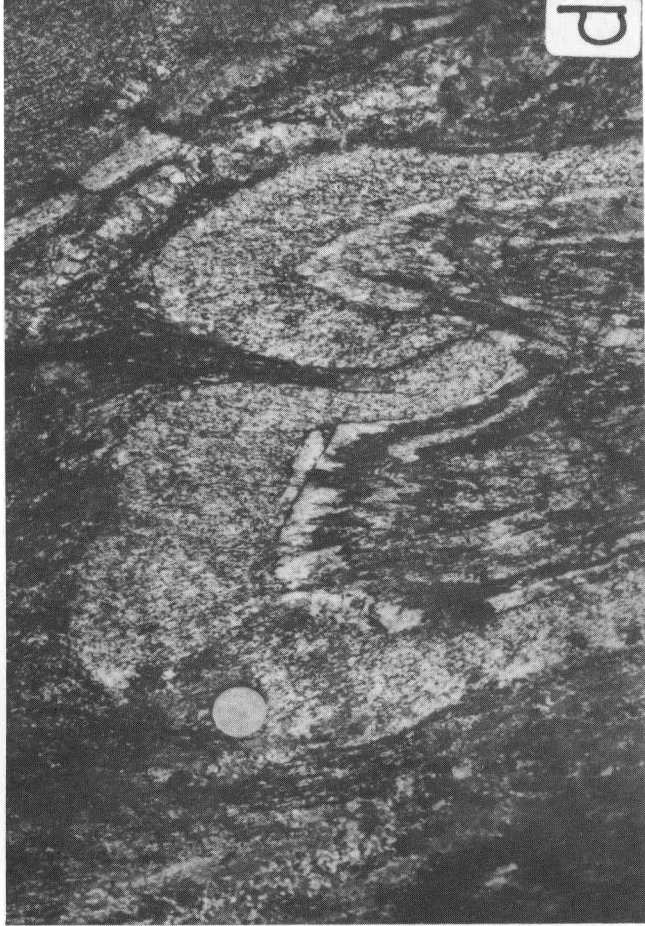


LAMINA V

a, b) Tonalitas, pertenecientes al grupo Ia, mostrando una estructura planar plegada por la tercera fase de deformación (río Tormes, NW de Salamanca).

c) Textura protomilonítica en una granodiorita del grupo Ia situada en el borde de la intrusión (río Duero, SW de Zamora) ($\times 16$).

d) Filón de granito de dos micas perteneciente al grupo IIb, fuertemente esquistosado (río Duero, Corporario, NW de Salamanca).



LAMINA VI

a) Boudins de granito de dos micas (grupo IIb) originados por la tercera fase de deformación (Villarino de los Aires, NW de Salamanca).

b, c) Granito de dos micas intrusivo en diques dentro de los gneises glandulares migmatíticos. La fabric interna de los filones es discordante con la de los gneises encajantes (presa de Almendra, SW de Zamora).



LAMINA VII

- a) Dique de granito de dos micas en un gneis migmatítico. La fabric interna del filón es oblicua a los bordes del mismo (río Tormes, SW de Zamora).
- b) Foliación de los gneises bandeados cortada en ángulo agudo por la estructura planar del granito.
- c, d) Facies de grano fino pertenecientes al granito de dos micas englobando a las de grano grueso; ambas facies forman parte de los granitos del grupo II (Vilarino de los Aires, NW de Salamanca).

