

PETROGENESIS DEL PLUTON MONZOGRANITICO PERALUMINICO DE SANTA EUFEMIA (BATOLITO DE LOS PEDROCHES, CORDOBA)

A. García-Casco*, E. Pascual** y P. Fenoll Hach-Alí*

RESUMEN

El plutón de Santa Eufemia forma parte del batolito de Los Pedroches, situado en el extremo sudoccidental de la Zona Centro-Ibérica del Macizo Hercínico español. Este batolito de carácter epizonal y postcinemático está constituido por tres tipos plutónicos mayoritarios: granodioritas biotíticas±anfíbol, monzogranitos biotítico-cordieríticos porfídicos y leucogranitos cordieríticos de tendencia aplítica.

El plutón de Santa Eufemia está formado por monzogranitos porfídicos y leucogranitos, ambos con cordierita. Los monzogranitos presentan distintos tipos de enclaves, siendo los más comunes los enclaves monzograníticos porfídicos de grano fino y los enclaves con biotita-plagioclasa-cordierita.

El análisis petrográfico, estructural y geoquímico de elementos mayores y trazas parece descartar una relación genética entre las granodioritas biotíticas±anfíbol y los monzogranitos, y permite considerar al plutón como el resultado de una historia evolutiva compleja de un magma monzogranítico, producto de la fusión parcial de una fuente metasedimentaria, cuya heterogeneidad composicional proviene de la mezcla de un fundido no mínimo y material restítico reequilibrado (restitas secundarias) durante la evolución ortomagmática del mismo. El producto final de esta evolución es la segregación de un fundido residual saturado en fluidos en el nivel de intrusión actual, emplazándose masas y diques de leucogranitos y exsolviéndose una fase fluida en condiciones supercríticas, relacionada con la recristalización tardimagmática de algunas fases minerales (moscovita, albíta, cuarzo, turmalina, topacio), la removilización de ciertos elementos incompatibles (Rb, Cs, Li, Be, Sn, Nb) por interacciones roca-fluido y la formación de venas periplutónicas de wolframita-arsenopirita-cuarzo.

Palabras clave: *Granitos peraluminicos epizonales hercínicos, batolito Los Pedroches, España, geoquímica, petrogénesis.*

ABSTRACT

The Santa Eufemia pluton is part of the composite magmatic association of Los Pedroches batholith, located in the southern branch of the Central Iberian Zone of the Hercynian orogenic belt of Spain. This high-level postkynematic batholith consists of three main types of plutonic rocks: biotite±amphibole granodiorites, biotite-cordierite porphyritic monzogranites and cordierite leucogranites.

The Santa Eufemia pluton consists of biotite-cordierite monzogranites, and in a lesser extent of cordierite leucogranites. Scarce enclaves of different type are found in the monzogranites, biotite-plagioclase-cordierite and fine grained porphyritic monzogranite enclaves being the most common.

The petrographic, structural and geochemical (major and trace elements) data suggests a complex evolutionary history of a metasedimentary-source monzogranitic magma with no genetical relationships with more basic magmas such as the one which is now represented by the granodiorite facies of the batholith. Non-minimum melt and reequilibrated source material (secondary restites) mixing during the ortomagmatic evolution of the magma accounts for the compositional heterogeneities of the monzogranites. The ultimate product of this evolution is the segregation of a fluid-saturated residual liquid in the final level of intrusion of the magma, leading to the emplacement of leucogranite masses and dikes and the exsolution of a supercritical fluid phase related with the late magmatic recrystallization of some mineral phases (muscovite, albite, quartz, tourmaline, topaz), the geochemical remobilization of some incompatible trace elements (Rb, Cs, Li, Be, Sn, Nb) due to fluid-rock interactions and the formation of periplutonic wolframite-arsenopyrite-quartz mineralizations.

Key words: *Hercynian epizonal peraluminous granites, Los Pedroches batholith, Spain, geochemistry, petrogenesis.*

* Departamento de Mineralogía y Petrología (Universidad de Granada) e Instituto Andaluz de Geología Mediterránea (CSIC-Universidad de Granada). Avda. Fuentenueva s/n. 18002 Granada.

** Sección de Geología de la Rábida (Universidad de Sevilla). Palos de La Frontera. 21819 Huelva.

Introducción

En la Zona Centro-Ibérica (ZCI) del Macizo Hercínico español afloran grandes volúmenes de granitoides que han sido subdivididos en varios grupos en función de sus características estructurales, mineralógicas y geoquímicas, y cuya petrogénesis y significado geotectónico han sido ampliamente debatidos (e. g. Capdevila *et al.*, 1973; Corretge *et al.*, 1977; Ugidos y Bea, 1976, 1979; Corretge *et al.*, 1985).

En el sector meridional de la ZCI los tipos graníticos predominantes son los llamados «granitoides de caracteres mixtos» (Capdevila *et al.*, 1973; Corretge *et al.*, 1977), que intruyen en niveles epizonales formando cuerpos aislados de dimensiones batolíticas (e.g. Cabeza de Arava) o más pequeñas (e.g. plutón de Trujillo). Estos granitoides tienen ciertos caracteres comunes: todos ellos contienen minerales peraluminicos en cantidades variables (e.g. moscovita, cordierita, andalucita...), su composición varía de granodioritas y monzogranitos, muchas veces porfídicos con megacrístales de FdK a leucogranitos y muchos presentan mineralizaciones de Sn-W y U asociadas. Su origen ha sido interpretado en términos de anatexia cortical (Corretge *et al.*, 1985; García-Casco & Pascual, 1987), aunque se ha sugerido la participación de dos fundidos en su generación (Ugidos & Bea, 1976, 1979). En el batolito de los Pedroches, cuerpos graníticos similares a los referidos se asocian espacialmente a granodioritas biotíticas \pm anfíbol (y facies más básicas) cuyas características mineralógicas y geoquímicas sugieren una desconexión genética entre ambos tipos graníticos. En concreto, los datos presentados, correspondientes al plutón monzogranítico de Santa Eufemia, apuntan hacia un origen anatético y una compleja historia evolutiva que incluye fraccionación por separación de material residual del área fuente («restite series» de White & Chappell, 1977; Chappell *et al.*, 1986), extracción de fundidos residuales leucograníticos y removilización tardimagmática de elementos móviles en relación con circulación de fluidos.

Situación geológica

Los cuerpos plutónicos que integran el batolito de Los Pedroches (fig. 1) representan intrusiones múltiples que siguen un esquema clásico, tanto en el Macizo Hercínico Ibérico como en los Variscides europeos, y pueden calificarse como una asociación hercínica (Pitcher, 1982). Los tipos de roca mayoritarios presentes son:

- Granodioritas biotíticas \pm anfíbol de grano medio.
- Monzogranitos biotítico-cordieríticos porfídicos de grano medio a grueso.
- Leucogranitos cordieríticos de tendencia aplítica.

Ocasionalmente existen también rocas básicas, comúnmente de escasa entidad y esporádicamente distribuidas. Llegan a ser abundantes en el extremo NW del batolito (Arriola *et al.*, 1983).

La secuencia de intrusión de los granitoides mayoritarios está bien establecida de acuerdo con los datos de campo y las relaciones observadas con las fases de deformación hercínica, y sigue el orden en que se han enumerado (Prost-Dame, 1980; Eraso y Garrote, 1981; Garrote *et al.*, 1983; Pascual, 1984). Las edades radiométricas existentes, obtenidas en su totalidad mediante análisis K/Ar (Penha y Arribas, 1974; Bellón *et al.*, 1979), oscilan entre 295 ± 15 m.a. y 342 ± 17 m.a. para las granodioritas biotíticas \pm anfíbol, y desde 291 ± 15 m.a. hasta 305 ± 10 m.a. (edades que difieren de las originales ya que han sido recalculadas con la nueva constante de desintegración. Serrano Pinto com. pers.) para los monzogranitos, no existiendo datos para los leucogranitos. Estas edades son en parte contradictorias con los datos geológicos regionales, tanto en lo que respecta a las edades de intrusión como a la secuencia temporal de intrusiones (García-Casco, 1986; Serrano Pinto *et al.*, 1987).

El batolito encaja en sedimentos precámbricos y paleozoicos estructurados en la orogenia hercínica. En su mayor parte (Central y Sureste) lo hace en el Carbonífero Inferior en facies Culm. Hacia el NW corta a las estructuras hercínicas, encajando tanto en el Precámbrico-Cámbrico Inferior (Esquisto-grauváquico o Alcudiense) del domo del Zújar como en el Paleozoico Inferior y Medio.

La estructura general del encajante es un gran sinclinal (sinclinal de Pedroches), ligeramente vergente hacia el SW. Esta estructuración en grandes pliegues de fase I lleva asociada una deformación por fallas inversas con trazados subparalelos a las trazas axiales de los pliegues y una esquistosidad débilmente desarrollada de plano axial (S1) (Rodríguez-Pevida *et al.* en prensa). El metamorfismo regional es de grado muy bajo, probablemente asociado a la fase de deformación F1.

El metamorfismo de contacto inducido por las distintas intrusiones alcanza en general facies de corneanas hornbléndicas en las aureolas internas (Tamain, 1972; Martín Ramos y Rodríguez Gallego, 1975; Garrote *et al.*, 1983; Prost-Dame, 1980; Pascual, 1984; Rodríguez Pevida *et al.* en prensa), si bien en algunos casos se han descrito asociaciones minerales con cordierita-feldespatos K (Prost-Dame, 1980; García-Casco, 1986; Fernández Ruiz, 1987). La intrusión de gran parte del batolito en el Carbonífero Inferior, que representa el techo de la serie estratigráfica local, permite deducir una profundidad de intrusión no mayor de 4 km (Pascual, 1984).

El plutón de Santa Eufemia

Dentro del conjunto antes descrito, el plutón de Santa Eufemia (fig. 2) es un cuerpo predominantemente monzogranítico, de aproximadamente 70 km² de superficie, situado al norte de la provincia de Cór-

doña. Encaja exclusivamente en el Carbonífero Inferior, desarrollando una amplia aureola de contacto, que en el borde N llega a tener hasta 2 km de anchura aparente debido al carácter tendido del contacto intrusivo. En su aureola interna llegan a formarse asociaciones minerales de grado alto con

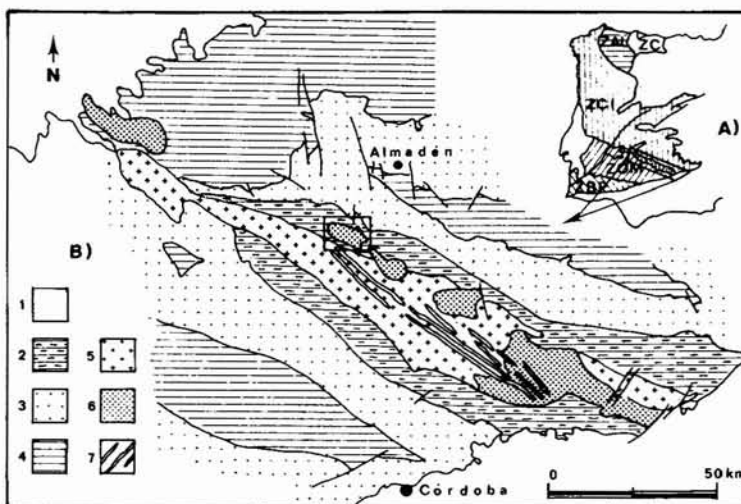


Fig. 1.—A) Situación geológica del batolito de Los Pedroches en el contexto del Macizo Hercínico Ibérico. ZC: Zona Cantábrica. ZAL: Zona Astur-Occidental Leonesa. ZCI: Zona Centro Ibérica. ZOM: Zona de Ossa-Morena. ZSP: Zona Sud-Portuguesa. (Modificado de Julivert *et al.* 1974). B) El plutón de Santa Eufemia en el contexto del batolito de Los Pedroches. 1) Depósitos post-orogénicos. 2) Carbonífero Inferior (Culm). 3) Paleozoico Inferior y Medio. 4) Precámbrico. 5) Granodioritas biotíticas±anfíbol. 6) Monzogranitos biotítico-cordieríticos porfídicos y leucogranitos de grano medio-fino. 7) Pórfidos. (Modificado de IGME, 1980).

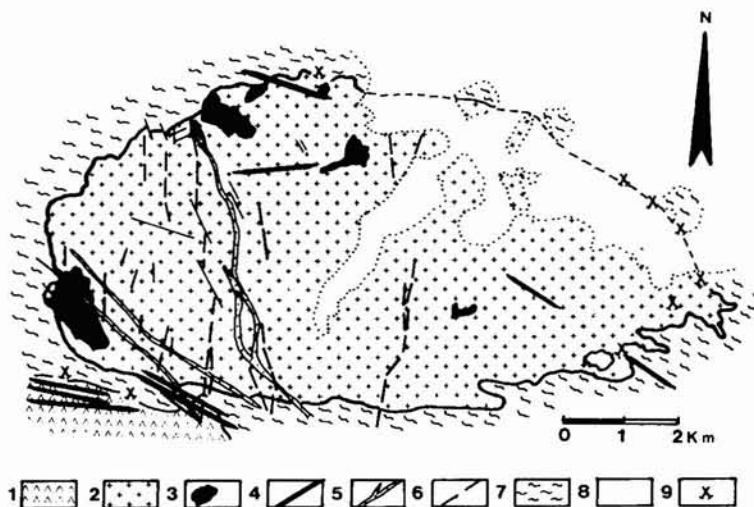


Fig. 2.—El plutón de Santa Eufemia. 1) Granodioritas biotíticas±anfíbol. 2) Monzogranitos biotítico-cordieríticos porfídicos. 3) Leucogranitos cordieríticos de tendencia aplítica en masas y 4) en diques. 5) Pórfidos monzograníticos. 6) Venas de cuarzo post-magmáticas. 7) Carbonífero Inferior (Culm). 8) Plio-Cuaternario. 9) Venas de Cuarzo-Wolframita-Arsenopirita.

biotita-cordierita-andalucita-feldespato K-plagioclasa, aunque la moscovitización tardía de las corneanas enmascara en muchos puntos los rasgos metamórficos previos. Este hecho sugiere una circulación de fluidos posiblemente relacionada con el emplazamiento del plutón.

Su morfología es elipsoidal, con un eje mayor E-W. Los contactos con el encajante son tendidos a muy tendidos (entre 30 y 60°) en los bordes N, W y E, y algo más verticalizados al S, aflorando en su zona de cúpula relativamente erosionada. Se trata, pues, de un cuerpo alóctono y epizonal, con un patrón de emplazamiento discordante, posiblemente sincinemático bajo una dinámica regional poco significativa que en cualquier caso no afecta a las rocas constitutivas del plutón (Rodríguez Pevida *et al.* en prensa; Pascual, 1984).

El plutón consta de dos tipos de rocas plutónicas, con distintas facies de variación:

— Grupo I: Monzogranitos biotítico-cordieríticos porfídicos.

— Grupo II: Leucogranitos cordieríticos de tendencia aplítica.

Además existen pórfidos monzograníticos y filones de cuarzo + wolframita + arsenopirita periplutónicos tardimagnéticos (García-Casco *et al.*, 1988) y de cuarzo + sulfuros de cobre intraplutónicos postmagnéticos.

Sólo las rocas del grupo I presentan enclaves, si bien son relativamente escasos. Los enclaves son variados y dispersos por todo el plutón, siendo los tipos porfídicos ácidos y biotíticos (biotita-plagioclasa-cordierita) los más abundantes, si bien se encuentran tipos leucocráticos, leucotonalíticos y de corneanas.

a) Monzogranitos

Presentan tres tipos de facies de variación: Facies común (con megacrístales de FdK y grano grueso), facies de borde y facies intermedias o porfídicas de grano medio-fino con pocos fenocrístales.

En conjunto constituyen el cuerpo plutónico dominante, ocupando al menos el 80% de los afloramientos. Los análisis modales realizados (Tabla 1) sobre láminas delgadas teñidas (45×25 mm. aprox.) se han representado en el diagrama QAP de Streckeisen (1976) (fig. 3). Muestran dispersiones desde sienogranitos a granodioritas, debido a su carácter porfídico y tamaño de grano, aunque la mayor parte son monzogranitos.

Las facies comunes son de grano grueso, porfídicas, con megacrístales de FdK de hasta 7-8 cm. de dimensión mayor. Las facies de borde no ofrecen un desarrollo continuo en todo el contacto, y muestran una matriz de tamaño de grano más fino que la facies común. Las facies intermedias son porfídicas con escasos fenocrístales de cuarzo y feldespatos y algunos megacrístales de FdK; la matriz es de grano fino a medio. Se suelen asociar espacialmente a las masas de leucogranitos, ya sea con contactos netos o gradacionales.

Petrográficamente, todas estas facies de variación presentan una mineralogía similar constituida por cuarzo, plagioclasa (oligoclasa cálcica a sódica, con zonaciones concéntricas oscilantes y continuas y núcleos en parches), feldespato potásico peritítico y biotita como

fases esenciales; cordierita, apatito, circón, opacos, andalucita, como accesorios y moscovita, cuarzo, albita, turmalina, topacio, biotita verde, clorita, opacos, pinnita y sericita como fases tardimagnéticas y secundarias.

b) Leucogranitos

Los leucogranitos del grupo II constituyen pequeñas masas y diques muy abundantes distribuidos por todo el plutón.

Las masas son irregulares, aunque con cierta tendencia a elipsoidales en planta, de dimensiones muy variables, desde 10-20 m hasta 1,5 km de dimensión mayor. No presentan nunca enclaves. Los diques son en general de escasa potencia (unos cm a 1 m) y longitud. Los mayores (hasta varios metros de potencia) tienen dirección N115-125E son verticales y están asociados a las venas de cuarzo localmente metalizadas con wolframita-arsenopirita.

Los contactos entre las masas de leucogranitos y los monzogranitos son intrusivas y gradacionales. En el primer caso suelen encajar en la facies común de los monzogranitos, siendo los contactos tendidos (30-45°) con buzamiento hacia el interior de la masa de leucogranito; a veces son subhorizontales y rara vez verticales. Esta escasez de planos de contacto con buzamientos fuertes implica una morfología elipsoidal aplastada con un eje mayor subhorizontal en estas masas. En el segundo caso, las relaciones gradacionales se muestran en la heterogeneidad de las facies presentes, apareciendo las facies intermedias de los monzogranitos entre las masas de leucogranitos y los monzogranitos de grano grueso.

Los diques de leucogranito encajan en todas las facies plutónicas excepto en las masas de leucogranito. Tanto las distintas familias de diques presentes como las masas de leucogranitos son penconemporáneos en su secuencia de intrusión.

Petrográficamente presentan cuarzo, plagioclasa (oligoclasa sódica a albita débilmente zonada o sin zonación) y feldespato potásico como esenciales; biotita, cordierita, andalucita, apatito, circón y opacos como accesorios y moscovita, turmalina, topacio, biotita verde, clorita, sericita, opacos, pinnita y cuarzo como fases tardimagnéticas y secundarias. La textura es granuda de grano medio a fino.

c) Enclaves

Del conjunto de enclaves existentes sólo se consideran los tipos más abundantes, ya que los datos actualmente disponibles del resto no son suficientemente representativos.

Enclaves ácidos: Son los más abundantes de los monzogranitos. Son generalmente porfídicos, si bien en algunos casos pueden no contener fenocrístales. Su morfología es redondeada, esferoidal o elíptica, con bordes netos y dimensiones pequeñas, entre algunos centímetros y 50 cm de dimensión mayor. Los fenocrístales son de FdK, cuarzo, plagioclasas y algunos de biotita. Pueden presentar megacrístales de FdK de tamaño semejante al de los monzogranitos, así como cordierita, circón, apatito y opacos como accesorios y moscovita como fase tardía.

Enclaves y zonas biotíticas irregulares: Se encuentran muy homogéneamente distribuidos aunque son relativamente escasos. Muestran en algunos puntos gradaciones mesoscópicas desde enclaves redondeados con límites netos y otros difusos hasta bandas o zonas biotíticas irregulares (fig. 4). Esta heterogeneidad morfológica no obsta para que sean agrupados conjuntamente, dada su homogeneidad textural, petrográfica y geoquímica.

Poseen textura granuda hipidiomorfa de grano fino a medio débilmente inequigranular. La mineralogía que presentan es plagioclasa (oligoclasa cálcica a sódica) con esquema de zonación igual al de los monzogranitos, biotita, cuarzo y feldespato potásico (estos dos últimos intersticiales) como fases esenciales; cordierita, apatito, circón y opacos como accesorios y moscovita, biotita verde, clorita, pinnita y opacos como fases tardimagnéticas y secundarias.

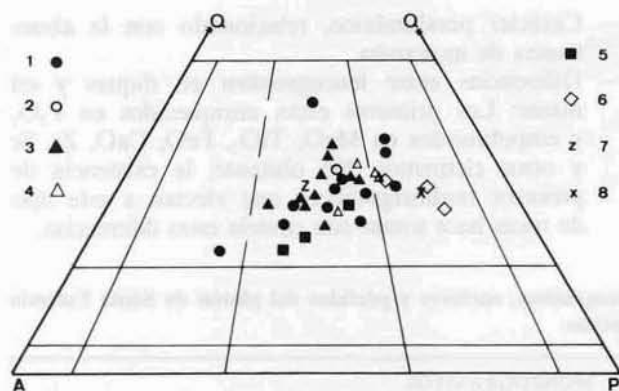


Fig. 3.—Diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1976) para los distintos tipos de rocas ígneas del plutón de Santa Eufemia. Símbolos: Monzogranitos biotítico-cordieríticos porfídicos: (1) facies común y (2) facies intermedia. Leucogranitos cordieríticos de tendencia aplítica: (3) en masas y (4) en diques. (5) Pórfidos monzograníticos. (6) Enclaves biotíticos. (7) Enclaves porfídicos ácidos. (8) Granodiorita biotítica±anfíbol.

Es importante destacar que mineralógicamente estos enclaves son aparentemente similares a los monzogranitos. Las diferencias entre ambos estriban sólo en las proporciones relativas de los minerales presentes. Modalmente los enclaves corresponden a granodioritas, si bien no tienen ninguna relación textural ni mineralógica con las granodioritas biotíticas del batolito de Los Pedroches.

d) *Pórfidos monzograníticos*

Los únicos cuerpos hipoabisales que afloran en el área estudiada son pórfidos monzograníticos, si bien en el contexto del batolito existen además otros tipos. Cortan a los diques y a las masas de leucogranito. Su composición modal es monzogranítica (fig. 3), con fenocristales de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita. Los accesorios comunes son apatito, circón y opacos, fundamentalmente incluidos en biotita.

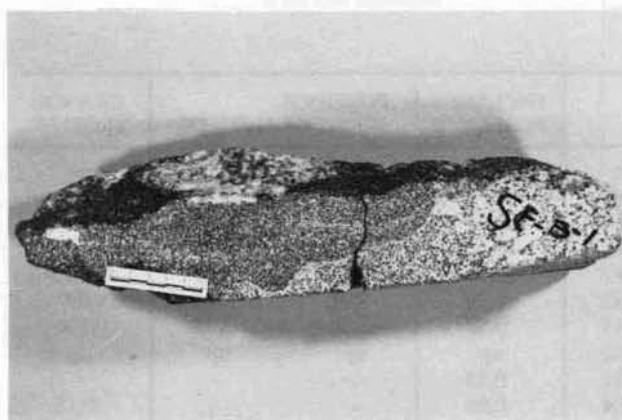


Fig. 4.—Detalle de un enclave biotítico irregular, mostrando contactos netos y gradacionales entre distintas partes del enclave y entre el enclave y el monzogranito que lo engloba. Escala en cm.

e) *Granodioritas biotíticas±anfíbol*

Las granodioritas afloran en el extremo SW del plutón, y se consideran aquí tan sólo como término de comparación respecto de las rocas que constituyen el plutón de Santa Eufemia.

Las muestras estudiadas son rocas de textura equigranular hipidiomorfa de grano medio, a veces algo porfídicas. Los minerales esenciales son plagioclasa con zonación compleja, núcleos An45, zonas oscilantes An40-25 y bordes continuos An25-15, cuarzo, feldespato potásico intersticial y biotita; como accesorios presentan apatito, circón y opacos, y ocasionalmente titanita. Presentan gran cantidad de enclaves de distintos tipos abundando enclaves básicos y de roca encajante, sobre todo en los bordes (e.g., Eraso & Garrote, 1981; Sánchez-Pérez, 1986; Castro, in litt.); la tipología de los enclaves encontrados en las granodioritas es claramente distinta de la encontrada en los monzogranitos porfídicos (García-Casco, 1986).

Caracterización geoquímica

Se han analizado 50 muestras (elementos mayores y trazas) que incluyen las distintas facies del plutón, enclaves, pórfidos monzograníticos y una muestra de granodiorita biotítica±anfíbol. Los elementos Ca, Mg, Na, K, Mn, Li, Cs, Rb, Sr, Be, y Pb fueron analizados por espectrofotometría de absorción atómica; Si, Al, P, Ti, Fe, Sn, W, Ta, Nb, Ba y Zr lo fueron por fluorescencia de RX; el F, por colorimetría; el Fe₂O₃ se determinó por valoración redox con MnO₄K. Nótese que el contenido en H₂O, determinado por pérdida a 110 C, se refiere meramente a la humedad de las muestras.

En la tabla 2 se dan los resultados según los tipos de roca, respetando la subdivisión petrográfica y de campo. Las figuras 5, 6, 7 y 8 muestran los diagramas de variación de elementos y relaciones elementales seleccionadas respecto del índice de diferenciación (I.D.).

Las muestras con concentraciones elementales bajo el límite de detección analítica se han proyectado en los diagramas de variación como la mitad de límite de detección.

a) *Monzogranitos*

Las 19 muestras analizadas incluyen 3 de las llamadas facies intermedias o porfídicas de grano medio (García-Casco, 1986). Los análisis ponen de manifiesto una similitud geoquímica entre ambas facies que confirma la ya referida similitud petrográfica.

Los rasgos químicos más salientes son:

- Carácter potásico, con contenido medio de 5,68% y relación K₂O/Na₂O media de 1,6.
- Contenido en Ca moderado, con media de 0,85.
- Carácter peraluminico, con media de Al₂O₃/K₂O+Na₂O+CaO molar de 1,3 para una media de 71,6% en SiO₂.
- Altos contenidos en Li, Rb, Cs, Sn, Be, Zr, W y Pb, y bajos en F, Ba y Sr.

b) *Leucogranitos*

Se han analizado 19 muestras que afloran en masa y 4 en diques. Sus rasgos más salientes son:

- Contenido muy bajo en CaO y muy alto en P₂O₅ con valores medios son de 0,22 y 0,15 respectivamente.

- Carácter peraluminico, relacionado con la abundancia de moscovita.
- Diferencias entre leucogranitos en diques y en masas: Los primeros están enriquecidos en P₂O₅ y empobrecidos en MgO, TiO₂, FeO, CaO, Zr, Sr y otros elementos. No obstante, la existencia de procesos tardimagmáticos que afectan a este tipo de rocas hace tomar con cautela estas diferencias.

Tabla 1.—Análisis modales representativos de monzogranitos, leucogranitos, enclaves y pórfidos del plutón de Santa Eufemia y granodioritas

Muestra	MONZOGRANITOS						
	408	297	403	400	410	405	226(*)
Cuarzo	29,16	30,55	33,45	35,72	38,11	40,18	34,41
Feldespato K	28,12	20,46	17,59	21,36	15,26	14,78	23,67
Plagioclasa	35,96	36,72	42,98	32,91	27,30	34,99	31,83
Biotita	6,89	11,81	4,54	9,44	8,25	8,87	3,42
Moscovita	0,08	0,38	1,29	0,20	0,31	0,44	6,38
Cordierita	0,17	—	0,08	0,24	0,77	0,73	0,28
Opacos	0,04	0,08	0,06	0,06	—	—	—
Apatito	—	—	—	0,06	—	—	—
Zircón	—	—	—	—	—	—	—

(*) Facies intermedia.

— Presente en cantidades no contabilizables.

Muestra	LEUCOGRANITOS						
	338	242	135	246	413	91(#)	250(#)
Cuarzo	29,12	34,14	35,10	37,48	40,39	34,76	29,42
Feldespato K	32,90	27,37	25,92	23,36	23,22	23,55	27,38
Plagioclasa	31,27	30,92	35,89	31,17	30,75	33,90	35,79
Biotita	1,47	1,69	0,82	3,11	2,68	1,26	1,43
Moscovita	3,97	2,62	1,28	4,04	2,43	5,87	4,16
Cordierita	1,23	3,26	0,99	0,84	0,53	0,65	1,82
Opacos	—	—	—	—	—	—	—
Apatito	0,04	—	—	—	—	—	—
Zircón	—	—	—	—	—	—	—

(#) Leucogranitos en diques.

— Presente en cantidades no contabilizables.

Muestra	ENCLAVES BIOTITICOS			ENCLAVE PORFIDICO	PORFIDOS MONZOGRANITICOS		GRANO-DIORITA
	277	53	288	58	280	352	295
Cuarzo	22,79	24,97	26,82	31,73	19,78	21,65	29,98
Feldespato K	9,05	13,39	9,79	30,66	37,54	34,93	12,23
Plagioclasa	39,95	30,67	38,47	29,64	30,17	33,11	45,40
Biotita	23,24	30,01	23,55	6,98	7,01	6,06	11,89
Moscovita	1,40	0,54	0,45	0,57	5,50	4,25	0,34
Cordierita	2,66	—	0,62	np	np	np	np
Opacos	0,52	0,08	0,21	0,33	—	—	—
Apatito	0,48	0,29	0,04	0,08	—	—	0,11
Zircón	—	0,04	0,04	—	—	—	0,04

— Presente en cantidades no contabilizables.

np No presente.

Tabla 2.—Análisis químicos de monzogranitos, leucogranitos, enclaves pórfidos monzograníticos del plutón de Santa Eufemia y granodioritas

Muestra	MONZOGRANITOS									
	152	404	403	406	402	405	103	409	410	401
SiO ₂	68,35	72,90	74,30	73,00	69,80	70,50	70,00	73,24	73,00	69,15
TiO ₂	,24	,23	,24	,23	,30	,39	,32	,33	,30	,38
Al ₂ O ₃	18,04	15,56	14,44	15,26	15,97	16,06	15,73	13,75	14,18	16,21
Fe ₂ O ₃	,06	,33	,19	,33	,28	,30	,32	,70	,35	,35
FeO	1,65	1,44	1,44	1,44	1,58	1,94	1,80	1,94	1,65	1,87
FeO(*)	1,70	1,74	1,61	1,74	1,83	2,21	2,13	2,57	1,96	2,18
MgO	,28	,25	,21	,23	,35	,35	,38	,36	,36	,36
MnO (ppm)	284	374	361	361	336	297	387	310	336	323
CaO	,75	,43	,46	,52	,60	1,61	1,61	,66	1,47	2,10
Na ₂ O	3,57	3,50	3,50	3,64	3,50	3,50	3,50	3,10	3,37	4,18
K ₂ O	7,59	5,54	5,18	5,36	5,66	5,18	5,90	5,30	5,54	5,18
P ₂ O ₅	,15	,16	,18	,18	,15	,16	,19	,08	,12	,16
H ₂ O	,01	<,01	<,01	,01	,01	,04	,01	,06	,03	,01
(ppm)										
F	200	400	400	400	400	400	200	400	600	200
Li	130	250	220	210	120	150	160	130	150	120
Rb	520	550	530	500	510	430	460	450	440	320
Cs	30	60	50	40	30	30	40	40	50	30
Be	8	18	12	12	11	9	7	6	12	9
Sr	100	30	30	20	80	70	70	40	70	80
Ba	508	233	103	94	444	325	439	170	428	490
Zr	238	154	153	227	312	330	380	446	385	428
Nb	<10	29	27	23	22	19	24	32	29	26
Ta	<4	<4	<4	<4	8	<4	<4	<4	<4	<4
Sn	<8	38	58	45	43	<8	21	<8	46	18
W	12	37	22	26	10	<4	19	<4	9	5
Pb	50	30	30	40	40	40	40	40	80	40

Muestra	MONZOGRANITOS (cont.)								
	400	407	189	19	408	297	37#	266#	133#
SiO ₂	74,04	71,62	70,80	72,28	71,90	69,60	72,23	72,33	72,80
TiO ₂	,24	,31	,27	,41	,39	,57	,30	,34	,27
Al ₂ O ₃	14,20	14,67	15,97	14,39	15,45	15,39	15,24	14,97	15,17
Fe ₂ O ₃	,26	,23	,21	,29	,42	,61	,45	,37	,68
FeO	1,51	1,80	1,36	1,51	1,72	2,23	1,44	1,44	1,44
FeO(*)	1,74	2,01	1,55	1,77	2,10	2,78	1,84	1,77	2,05
MgO	,25	,28	,25	,35	,31	,70	,30	,36	,25
MnO (ppm)	362	413	258	323	349	323	323	310	310
CaO	,46	,52	,50	,59	,57	2,10	,77	,70	,43
Na ₂ O	3,64	3,57	3,50	3,64	3,44	3,17	3,50	3,64	3,77
K ₂ O	5,30	5,78	6,62	5,66	5,54	5,30	5,54	5,54	4,82
P ₂ O ₅	,18	,12	,11	,17	,16	,13	,16	,13	,12
H ₂ O	<,01	,01	,01	,01	,02	,03	<,01	,02	,09
(ppm)									
F	1.000	400	400	600	800	200	600	400	200
Li	140	240	130	150	130	100	240	90	120
Rb	470	540	430	410	390	270	560	370	600
Cs	40	50	20	30	30	30	50	30	50
Be	13	12	11	11	5	5	7	10	11
Sr	10	30	30	40	30	100	70	40	50
Ba	111	193	438	300	232	868	396	478	270
Zr	237	224	170	334	273	530	210	372	135
Nb	21	30	16	25	27	10	24	17	47
Ta	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	7
Sn	56	51	29	49	20	10	58	12	<8
W	12	7	20	10	16	16	<4	8	10
Pb	30	40	40	40	40	40	30	40	80

Facies intermedia.

Tabla 2 (cont.)

Muestra	LEUCOGRANITOS									
	135	412	338	248	232	413	411	9	412'	114
SiO ₂	76,18	74,40	73,08	74,50	74,10	75,20	74,38	74,10	74,69	76,20
TiO ₂	,06	,14	,08	,16	,06	,09	,14	,17	,07	,08
Al ₂ O ₃	13,26	14,45	15,18	14,60	14,50	14,13	14,60	14,33	13,80	15,13
Fe ₂ O ₃	<,01	,22	,27	,31	,04	,18	,14	,26	,04	,08
FeO	,57	1,08	,50	,64	,36	,79	,79	1,00	,14	,43
FeO(*)	,57	1,28	,74	,92	,40	,95	,92	1,23	,18	,50
MgO	,05	,13	,07	,10	,07	,10	,12	,10	,05	,20
MnO (ppm)	181	336	245	245	77	374	142	439	13	65
CaO	,19	,24	,20	,18	,24	,26	,25	,21	,15	,22
Na ₂ O	3,50	3,37	3,77	3,37	3,84	3,91	3,64	3,71	3,17	3,91
K ₂ O	6,14	5,54	6,26	5,54	5,90	5,18	6,62	5,54	7,23	3,49
P ₂ O ₅	,10	,13	,24	,10	,20	,13	,11	,13	,11	,15
H ₂ O	,01	,04	,01	,04	,06	,04	,06	,03	,01	,02
(ppm)										
F	200	400	200	400	200	600	600	400	400	1.200
Li	50	220	29	250	56	210	60	260	14	70
Rb	470	600	550	650	530	720	520	640	220	350
Cs	20	70	30	70	40	90	40	90	10	30
Be	29	19	17	16	15	25	6	26	7	6
Sr	<10	<10	<10	10	<10	<10	<10	<10	<10	20
Ba	59	50	51	<20	<20	<20	76	<20	<20	142
Zr	116	<20	<20	130	<20	<20	109	90	104	<20
Nb	10	28	15	21	21	17	<10	31	14	18
Ta	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	12	<4
Sn	58	60	45	66	38	63	32	59	27	73
W	12	13	19	17	14	13	21	<4	21	32
Pb	60	50	30	20	40	30	40	30	40	20

Muestra	LEUCOGRANITOS (cont.)									
	77	242	97	246	222	336	87	108	160	
SiO ₂	74,60	74,04	75,40	74,28	74,50	71,67	74,50	75,00	74,00	
TiO ₂	,12	,09	,11	,15	,25	,24	,28	,08	,17	
Al ₂ O ₃	14,83	14,83	14,12	14,20	14,64	15,70	13,88	13,40	13,60	
Fe ₂ O ₃	,37	,11	,10	,34	,08	,23	,56	,04	,13	
FeO	,79	,86	,57	,72	1,08	1,08	,93	,14	,36	
FeO(*)	1,12	,96	,66	1,03	1,15	1,29	1,43	,18	,48	
MgO	,10	,10	,08	,10	,15	,26	,20	,07	,07	
MnO (ppm)	245	568	155	271	362	103	207	26	103	
CaO	,18	,22	,38	,21	,29	,25	,26	,17	,19	
Na ₂ O	3,77	3,84	3,57	3,71	3,64	3,50	3,37	3,77	4,99	
K ₂ O	5,06	5,18	5,42	5,54	5,18	6,62	5,78	6,62	6,02	
P ₂ O ₅	,07	,13	,14	,12	,11	,32	,12	,13	,11	
H ₂ O	,04	,01	,02	<,01	,01	,04	,08	,02	,01	
(ppm)										
F	800	200	200	400	400	200	200	600	200	
Li	120	130	90	160	190	48	130	26	55	
Rb	540	490	440	510	520	360	470	610	500	
Cs	60	50	30	50	50	30	30	20	20	
Be	20	43	8	34	16	6	11	4	10	
Sr	<10	<10	<10	<10	10	20	20	<10	<10	
Ba	34	33	47	<20	55	280	110	<20	<20	
Zr	39	89	126	80	111	256	210	<20	<20	
Nb	40	14	10	29	29	25	17	12	33	
Ta	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	
Sn	52	59	20	56	57	24	60	41	66	
W	<4	14	<4	16	5	4	6	6	66	
Pb	30	30	40	30	30	40	40	30	30	

Tabla 2 (cont.)

Muestra	LEUCOGRANITOS EN DIQUES			
	354	91	250	209
SiO ₂	72,00	73,40	74,00	75,58
TiO ₂	,07	,06	,08	,19
Al ₂ O ₃	16,24	15,44	15,50	15,15
Fe ₂ O ₃	,57	,14	,24	,01
FeO	,79	,50	,57	,21
FeO(*)	1,30	,62	,78	,21
MgO	,05	,07	,07	,07
MnO (ppm)	220	245	245	52
CaO	,19	,22	,14	,18
Na ₂ O	4,18	4,31	3,84	4,45
K ₂ O	4,82	5,66	5,42	4,22
P ₂ O ₅	,27	,18	,11	,20
H ₂ O	,02	,02	,01	,02
(ppm)				
F	1.200	400	200	400
Li	180	110	110	40
Rb	860	760	470	310
Cs	60	100	60	20
Be	3	13	30	6
Sr	<10	<10	<10	<10
Ba	21	22	24	110
Zr	28	<20	<20	<20
Nb	63	56	15	25
Ta	6	10	<4	<4
Sn	76	70	52	53
W	24	38	<4	8
Pb	20	40	20	20

Muestra	ENCLAVES BIOTITICOS			ENCLAVE PORFIDICO	PORFIDOS MONZOGRANITICOS			GRANO-DIORITA
	277	53	282	58	280	352	331	295
SiO ₂	65,13	63,90	64,60	72,22	71,19	71,39	72,09	65,80
TiO ₂	,99	1,12	1,02	,44	,41	,33	,44	,40
Al ₂ O ₃	16,18	15,90	16,78	15,26	15,79	14,93	14,96	18,02
Fe ₂ O ₃	1,49	1,87	1,69	,25	,76	,32	,58	,39
FeO	5,33	5,54	5,11	1,72	1,15	1,44	1,29	2,30
FeO(*)	6,67	7,22	6,63	1,94	1,83	1,73	1,81	2,65
MgO	1,32	1,41	1,41	,31	,40	,58	,71	1,33
MnO (ppm) ...	891	968	852	284	297	232	323	384
CaO	1,75	1,68	1,89	,42	,19	,31	,60	3,22
Na ₂ O	3,37	3,17	3,77	3,23	3,10	3,23	2,22	3,71
K ₂ O	5,06	5,78	4,82	6,62	6,62	6,62	6,98	4,09
P ₂ O ₅	,31	,43	,31	,12	,21	,16	,16	,10
H ₂ O	,03	,04	,04	,01	,05	,04	,06	<,01
(ppm)								
F	2.000	2.000	2.000	200	400	200	200	400
Li	410	450	360	140	57	52	47	120
Rb	640	810	670	510	400	370	560	230
Cs	110	100	80	20	30	20	20	30
Be	12	7	14	6	5	5	4	5
Sr	50	50	50	20	30	30	30	220
Ba	350	306	319	379	525	528	558	760
Zr	825	737	826	442	395	348	431	26
Nb	69	73	72	28	24	22	13	11
Ta	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Sn	56	54	51	44	32	19	24	<8
W	37	38	17	14	23	16	25	45
Pb	30	30	30	50	20	370	40	2.170

c) *Enclaves*

De todos los tipos de enclaves enumerados en el apartado 3 se han analizado sólo muestras correspondientes a los tipos biotíticos y porfídicos ácidos.

De los primeros se han analizado 3 muestras, tomadas de las zonas más melanocratas. Resaltan los siguientes caracteres:

- Homogeneidad geoquímica, a pesar de sus diferencias morfológicas (figs. 5, 6, 7 y 8). Aunque se dispone sólo de tres análisis, la desviación standard de las medias de éstos para los elementos mayores no supera el valor 0,35.
- Carácter peraluminico dada su abundancia de biotita y en menor medida cordierita.

Estos enclaves presentan fuertes diferencias en el contenido en elementos mayores y trazas respecto de los monzogranitos. No obstante, gran parte de las diferencias químicas pueden ser bien explicadas por la mayor abundancia de biotita en los primeros. Es el caso de TiO_2 , FeO , Fe_2O_3 y MgO dado el bajo porcentaje modal de opacos y cordierita. Las altas concentraciones de F, Li, Cs, Nb, Sn, W, Rb y Be también se justifican total o parcialmente por la concentración de biotita, en algunos casos porque no pueden entrar en las redes de otros minerales presentes y en otros porque su alta concentración no puede ser explicada con la baja abundancia modal de esos minerales. Este último caso es el de Rb o Cs, cuya abundancia contrasta con un bajo contenido en FdK y moscovita, o el de Li y F, con un mínimo porcentaje de moscovita.

Las altas concentraciones de otros elementos como el P y el Zr están controladas también, indirectamente, por la abundancia de biotita, ya que tanto el apatito como el circón están incluidos casi exclusivamente en la biotita. Por otra parte, las razones MgO/Li y $\text{FeO}^*/\text{FeO}^* + \text{MgO}$ entre monzogranitos y enclaves son muy similares, lo que sugiere una composición parecida de las biotitas de ambas rocas.

De los enclaves porfídicos ácidos sólo se ha analizado una muestra. Aunque no se puede sacar conclusiones definitivas con un solo análisis, parece claro que los enclaves porfídicos ácidos son similares a los monzogranitos y los porfidos monzograníticos, tanto en elementos mayores como en trazas (tabla 2 y figuras 5, 6, 7 y 8).

d) *Porfidos monzograníticos*

Muestran una similitud sistemática con los monzogranitos, como también evidencian sus caracteres petrográficos. En términos relativos, y considerando valores medios, son más potásicos que los monzogranitos. Están relativamente enriquecidos en compatibles como TiO_2 y MgO , y aparentemente empobrecidos en incompatibles como Li y Be.

e) *Granodioritas*

Se ha analizado una muestra única de granodiorita biotítica para comparación con los monzogranitos, y los resultados permiten deducir:

- Carácter peraluminico (debido exclusivamente a biotita).
 - Fuerte contraste geoquímico en elementos trazas con los monzogranitos (ver Tabla 2 y figs. 5, 6, 7 y 8).
- Como resumen de lo anteriormente expuesto, los datos geoquímicos junto con los datos petrográficos y mineralógicos anteriores, permiten clasificar las rocas estudiadas en dos grupos geoquímicos diferentes:

a) *Grupo monzogranítico*, constituido por las facies monzograníticas del plutón, los porfidos monzograníticos y los enclaves porfídicos ácidos. Los enclaves biotíticos también pertenecen a este grupo, aunque su composición esté condicionada por acumulación de biotita principalmente.

b) *Grupo leucogranítico*, constituido por masas y diques de leucogranitos.

Como se verá a continuación, ambos grupos están genéticamente relacionados, mientras que las granodioritas biotíticas, que tienen caracteres químicos diferentes de los dos grupos enumerados, parecen estar genéticamente desligadas de ellos.

Discusión

El análisis de los diagramas de variación de elementos mayores respecto de I.D. (fig. 5) muestra tendencias de variación lineales entre los dos grupos de rocas constituyentes del plutón, especialmente en elementos con correlación negativa respecto del I.D. (TiO_2 , FeO^* , MgO , CaO), así como en determinadas relaciones elementales (MgO/TiO_2 , $\text{FeO}^*/\text{FeO}^* + \text{MgO}$, figura 6).

Dichas tendencias aparecen muy claramente definidas, y ponen de manifiesto un trend continuo de diferenciación magmática. También se observa una inflexión brusca en los términos leucograníticos, bien visible en CaO y FeO y en algunas relaciones elementales como $\text{K}_2\text{O}/\text{Ba}$ o CaO/Sr (fig. 6). El resto de los elementos mayores muestran también tendencias lineales relativamente bien ajustadas, aunque con mayor dispersión, especialmente en los términos más ácidos.

Los diagramas de variación de los elementos trazas respecto del I.D. (fig. 7) ponen de manifiesto que el Ba, el Sr y el Zr muestran un trend de variación continuo semejante al de los elementos mayores, con tendencias negativas y fuerte empobrecimiento en los términos leucograníticos. El resto de los elementos que se consideran típicamente incompatibles en sistemas graníticos (F, Li, Cs, Rb, Be, Nb, W, Sn) muestran fuertes dispersiones de puntos, con tendencias

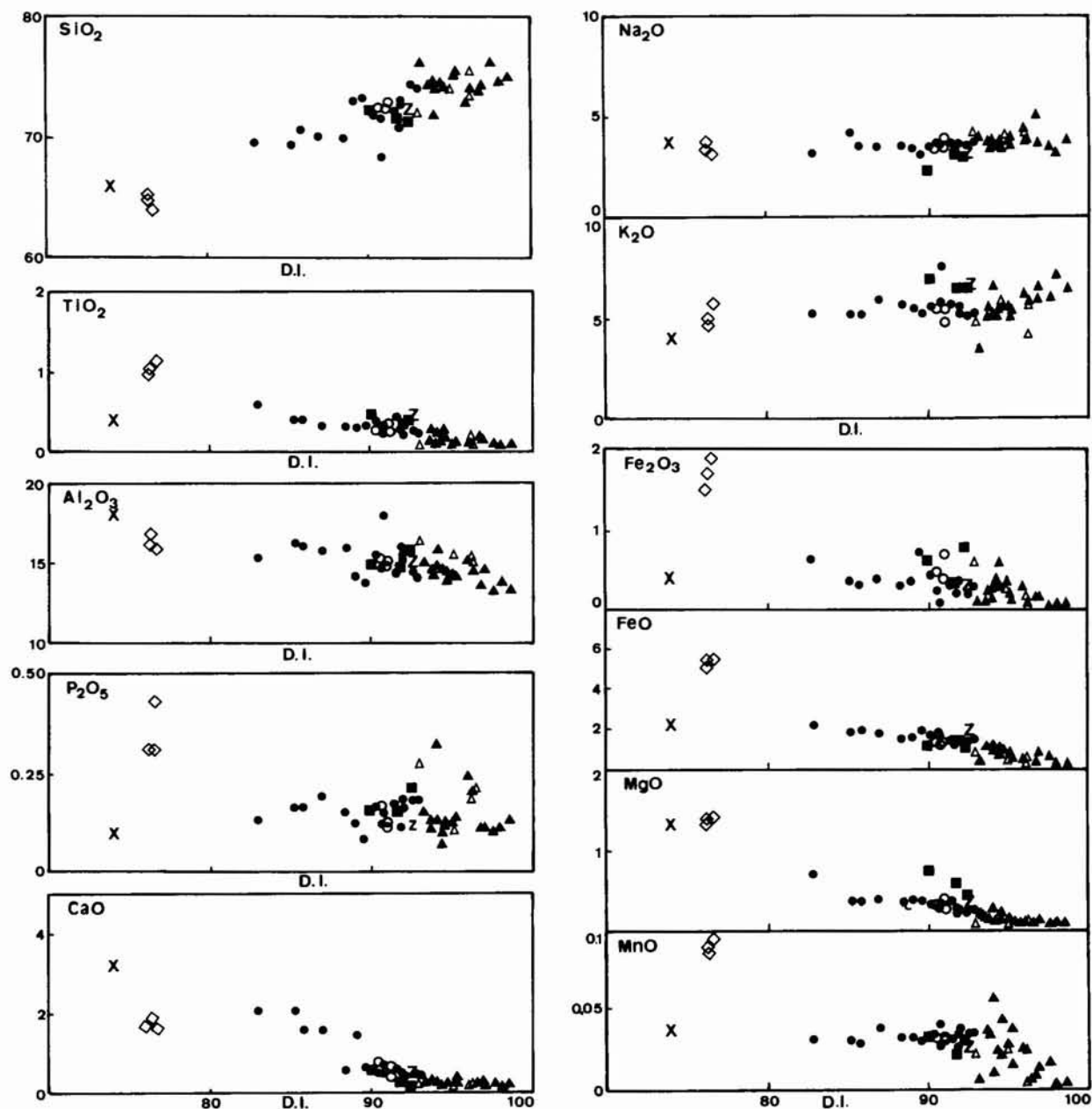


Fig. 5.—Diagramas de variación binarios de elementos mayores vs Índice de Diferenciación (I.D.) de las rocas constitutivas del plutón de Santa Eufemia y granodiorita biotítica. Símbolos como en la figura 3.

globales neutras o débilmente positivas, que alcanzan una dispersión extrema en los leucogranitos. En ellos es típico que existan valores muy diferentes de concentración de cada elemento para un valor dado de I.D. (e.g., Rb, Cs, Be, Nb y Sn).

En consecuencia, se considera evidente que las tendencias de estos elementos no se pueden explicar en términos de diferenciación magmática, sobre todo en lo que respecta a los términos leucograníticos: es pre-

ciso explicarlas mediante la existencia de un proceso superpuesto al de diferenciación magmática mayor, que afecta de forma variable a los distintos tipos de roca. También es evidente que su efecto es diferente según el elemento considerado.

Por lo tanto, existe una clara relación genética entre monzo y leucogranitos, explicable en términos de diferenciación magmática que puede considerarse multiestadio. Así, concentraciones variables de fases

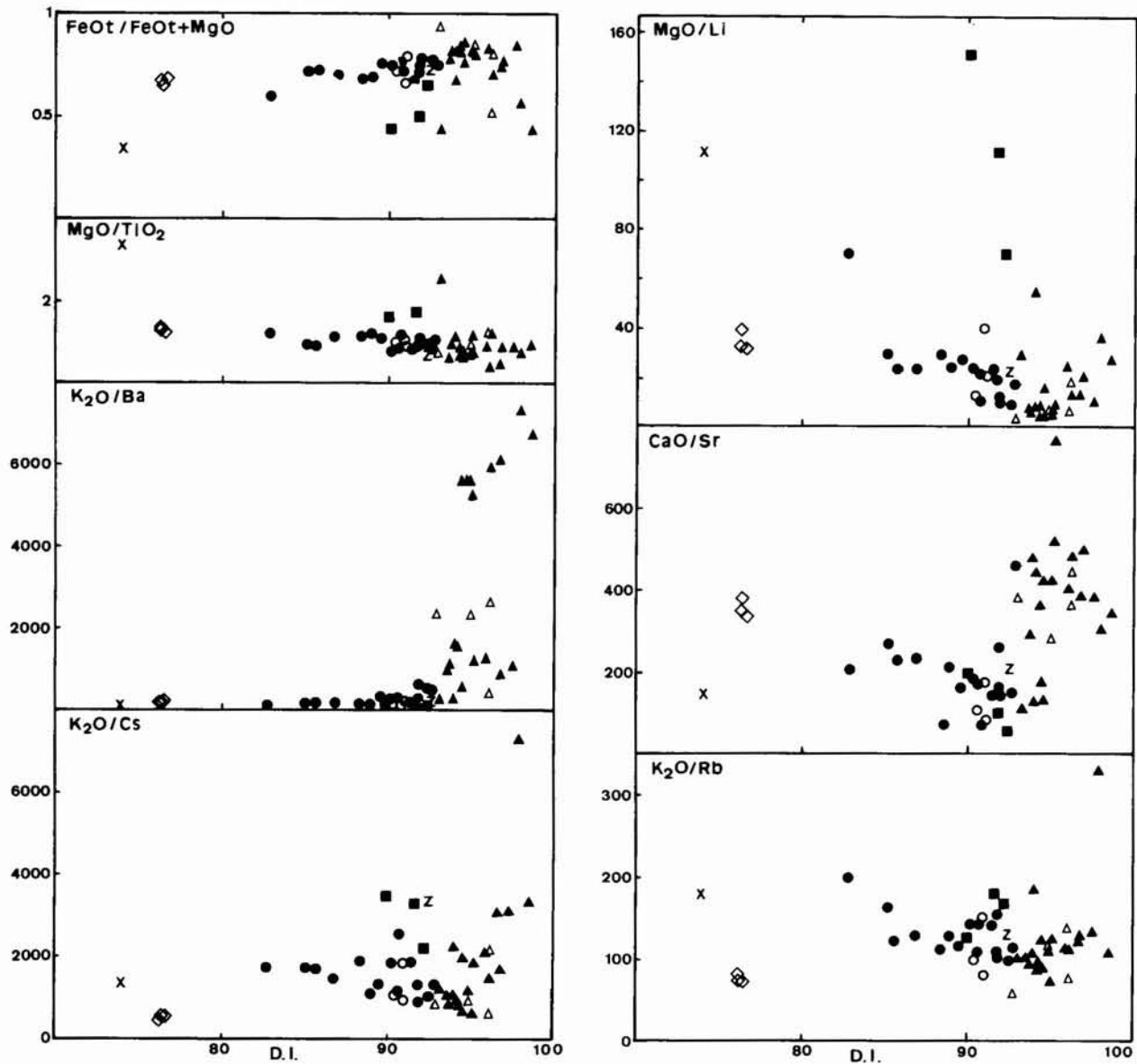


Fig. 6.—Diagramas de variación binarios de razones elementales vs I.D. Símbolos como en la figura 3.

sólidas en un magma monzogranítico posiblemente heterogéneo explicarían los trends de diferenciación continuos de los monzogranitos. Las relaciones entre éstos y los leucogranitos se explicarían por un proceso de fraccionación por separación de un líquido residual empobrecido en elementos compatibles, que se correspondería con las inflexiones observadas en los diagramas de variación de ciertos elementos (CaO, TiO₂) o relaciones elementales (K₂O/Ba, CaO/Sr). El proceso superpuesto, producido en condiciones tardimagmáticas, ya que afecta al trend de variación continuo monzo-leucogranítico, se relacionaría probablemente con circulación de fluidos intersticiales (en

conexión, posiblemente, con la segregación del fundido leucogranítico). Este mismo proceso sería responsable de la cristalización tardía de moscovita, albita, turmalina y otros minerales tardimagmáticos comunes en todas las rocas estudiadas.

Mientras no ofrece duda integrar los datos de los enclaves porfídicos y de los diques de pórfido en el grupo monzogranítico por su similitud composicional, es necesaria una discusión para integrar los enclaves biotíticos en el trend de diferenciación mayor.

Los datos geoquímicos antes expuestos indican que una acumulación de biotita podría explicar la variación química entre enclaves y monzogranitos, acom-

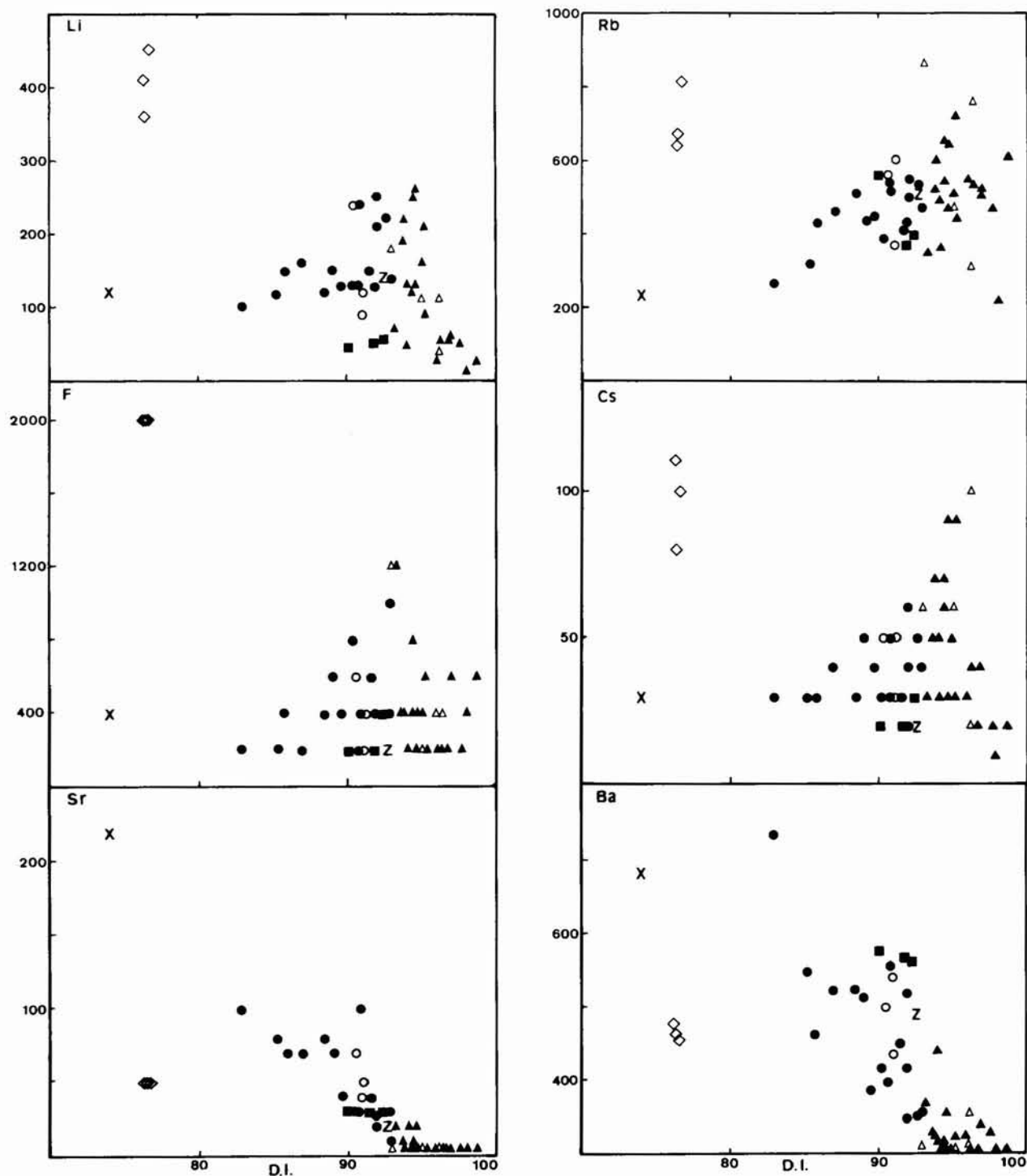


Fig. 7.—Diagramas de variación binarios de elementos traza vs I.D. Símbolos como en la figura 3.

pañada por acumulación de otras fases como plagioclasa, apatito y circón. Por otra parte, hay que volver a resaltar la similitud petrográfica entre las fases minerales de estos enclaves y las de los monzogranitos,

el aspecto ígneo de las mismas y las variaciones morfológicas de los enclaves, con formas subredondeadas a irregulares y bordes netos o gradacionales. Su origen podría ser diverso:

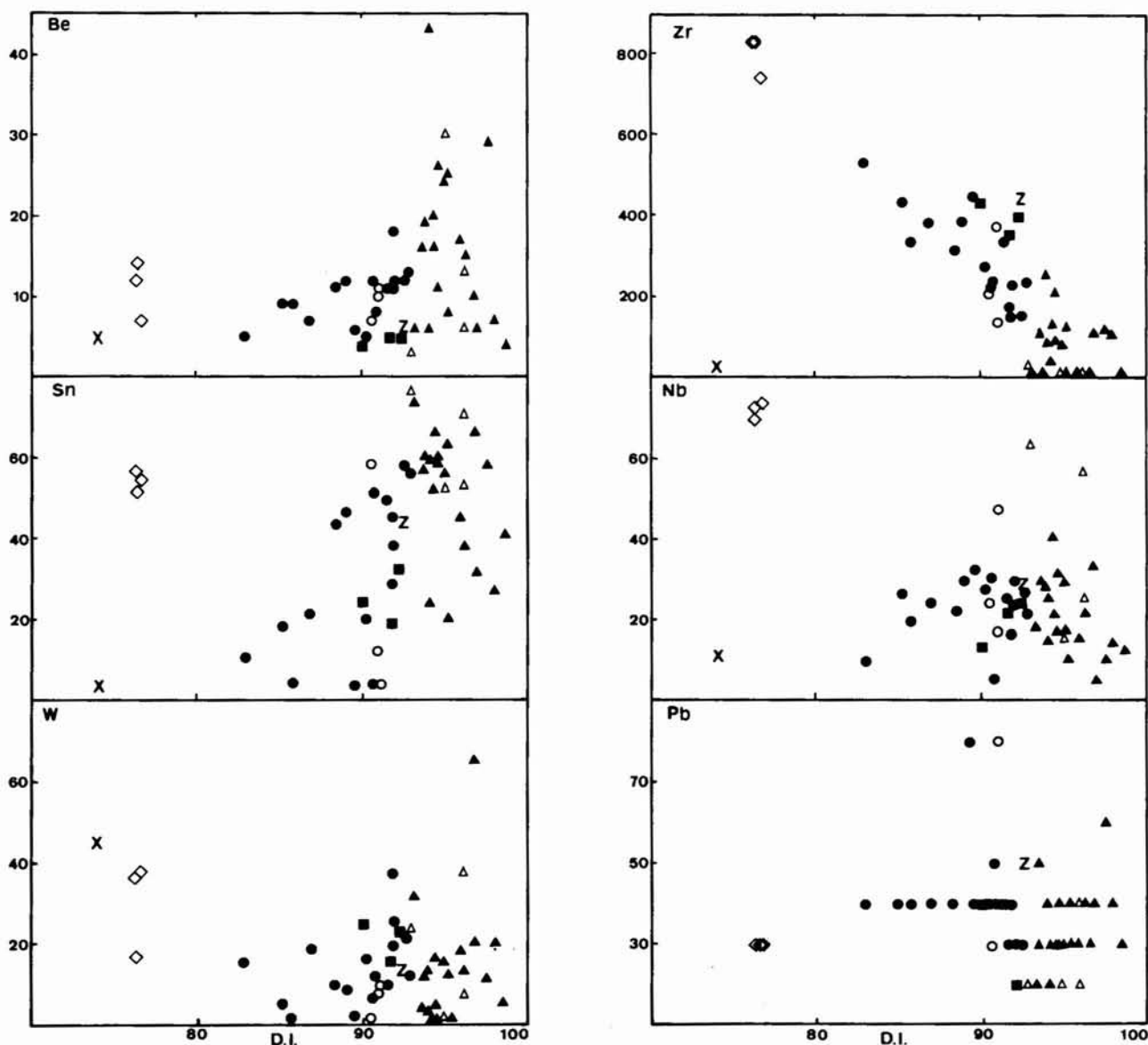


Fig. 7.—Continuación.

- Acumulación de fases sólidas mediante un proceso de diferenciación magmática que implique cristalización fraccionada, considerándose como auto-enclaves de una facies de cristalización precoz.
- Material xenolítico reequilibrado con el magma monzogranítico.
- Acumulación por procesos dinámicos (e. g. flujo magmático) de fases sólidas.
- Acumulación de origen restítico, aunque en equilibrio con el fundido y cierta proporción de fundido intersticial.

Aunque la interpretación completa de los enclaves no es posible sin datos químicos de los minerales de

monzogranitos y enclaves, numerosos datos favorecen la cuarta hipótesis. La segunda posibilidad no se considera viable por las similitudes petrográficas y geoquímicas entre los enclaves y los monzogranitos (e.g., mismos tipos de inclusiones en las biotitas, igual patrón de zonación en las plagioclasas). Respecto de la primera, cabría esperar evidencias geoquímicas del proceso de fraccionamiento. Así, la razón MgO/Li (figuras 6 y 10), que debería disminuir apreciablemente en un proceso de fraccionamiento, permanece constante o muy ligeramente reducida si se comparan enclaves y monzogranitos. Algunas relaciones elementales, como FeO^*/FeO^*+MgO , MgO/TiO_2 (fig. 6)

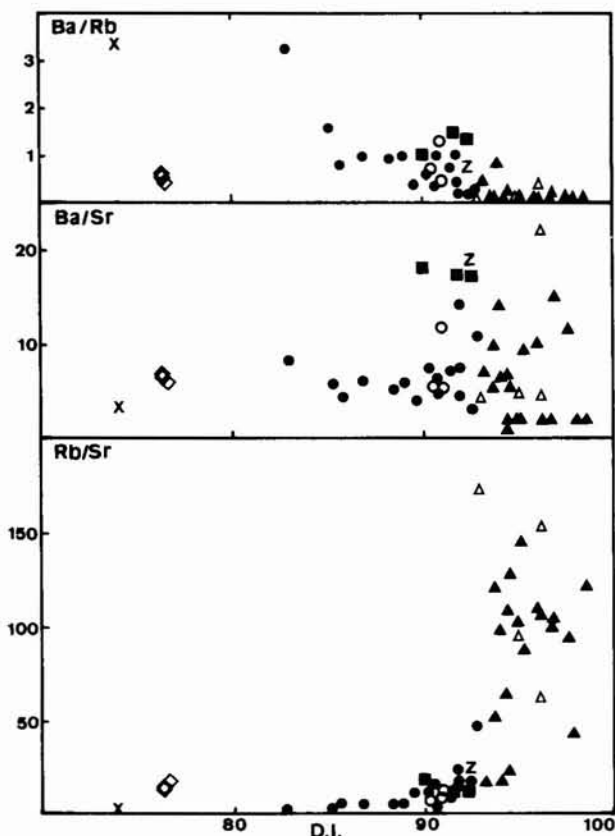


Fig. 8.—Diagramas de variación binarios de Rb/Ba, Ba/Sr y Rb/Sr vs I.D. Símbolos como en la figura 3.

conectan también los enclaves y el trend monzogranítico mediante rectas prácticamente horizontales, lo que indica una semejanza entre las fases minerales (la biotita) que contienen tales elementos en rocas y enclaves; por otra parte, los procesos de separación de fases precoces en magmas ácidos por diferenciación gravitacional parecen poco probables dadas sus características de viscosidad.

Según la cuarta hipótesis, estos enclaves se interpretarían como material residual, de tipo mesosómico o melanosómico, modificado por procesos de recristalización en equilibrio con el magma monzogranítico («secondary restites» de Chappell *et al.*, 1987). Esto permitiría explicar las características texturales de aspecto ígneo, así como las variaciones morfológicas encontradas en los enclaves, que reflejarían un grado variable de rehomogeneización en el magma monzogranítico. Por otra parte, la presencia de «schlieren» biotíticos similares petrográficamente y geoquímicamente a los enclaves se interpretarían como modificaciones morfológicas de éstos por movilidad magmática y no como acumulados por flujo a partir de un magma homogéneo como supone la tercera hipótesis, si bien

no existen criterios que puedan descartar totalmente esta última posibilidad.

Modelo de evolución

Los procesos evolutivos que están involucrados en la formación del plutón de Santa Eufemia pueden describirse como sigue:

Diferenciación por separación de restitas

La existencia de enclaves biotíticos de composición mineralógica similar a los monzogranitos sugiere un origen restítico modificado para los mismos. Siguiendo la topología liquidus AFM de Abbott & Clarke (1979) se pueden interpretar los enclaves como material residual, que dada su composición AFM (biotita-cordierita, sin ningún polimorfo de Al_2SiO_5) y texturas han debido reaccionar con el fundido en equilibrio con las fases restíticas durante el ascenso y cristalización del magma, borrándose sus características primarias por recristalización de fases preexistentes (biotita y cordierita?) y cristalización ortomagmática de fases como FdK y bordes con zonación oscilante de las plagioclasas. En el caso de los granitos, su composición AFM permite la presencia estable de SiO_5Al_2 (andalucita posiblemente ortomagmática) durante el ascenso y cristalización a baja presión, junto con biotita y cordierita. Enclaves similares han sido descritos por Speer (1981) en rocas graníticas peraluminicas con cordierita del Paleozoico Superior de los Apalaches, sugiriendo un origen ortomagmático para la asociación biotita-cordierita, tanto en enclaves como en los granitos en base al idiomorfismo de la cordierita, su contenido en Na y el carácter aluminico de las biotitas asociadas en contraposición con biotitas de facies sin cordierita del mismo plutón. Un origen por recristalización en equilibrio con el fundido de material residual para asociación biotita-cordierita podría resultar en características texturales y geoquímicas similares a las adquiridas por cristalización ortomagmática.

El modelo restítico puede explicar las relaciones composicionales de los enclaves biotíticos con los monzogranitos, así como las variaciones composicionales de estos últimos, que muestran patrones de variación lineales en elementos mayores y trazas, mediante concentración variable en el magma monzogranítico de fases residuales (White y Chappell, 1977; Chappell *et al.*, 1987). La mezcla de magmas también conduce a patrones lineales de variación, pero no es posible invocarla por la ausencia de evidencias petrográficas y composicionales al respecto. El esquema propuesto implica escasa operatividad de mecanismos de fraccionamiento de cristales en las etapas precoces, congruente con la alta viscosidad del magma. Por

otra parte, las características geoquímicas de las granodioritas biotíticas parecen excluir la derivación de este tipo de granitoides por cristalización fraccionada a partir de magmas más básicos, como se verá a continuación.

Extracción de fundidos residuales y removilización tardimagmática

Muy probablemente, la segregación de cuerpos leucograníticos se produce en los estadios tardíos del proceso intrusivo, cuando gran parte del magma monzogranítico ha cristalizado. Se produciría una sobresaturación en fluidos como consecuencia de la cristalización y/o pérdida de presión litostática, aumentando la presión de fluidos. Ello favorecería la extracción del fundido residual empobrecido en elementos compatibles en pequeñas bolsadas y diques inicialmente subhorizontales, lo que supone una situación anisotropía de los esfuerzos locales (esfuerzo menor principal subvertical) debida únicamente a la escasa profundidad de la intrusión. La textura de tendencia aplítica de los leucogranitos sugiere un brusco sobreenfriamiento por pérdida de fluidos que se exsolverían en una fase supercrítica intersticial muy móvil y a alta temperatura, cuya circulación sería responsable de los procesos tardimagmáticos de removilización de elementos incompatibles y de la cristalización de fases tardimagmáticas como la moscovita. Asimismo, estos fluidos ha debido tener una importante influencia en la formación de venas periplutónicas de Cuarzo - Wolframita - Arsenopirita, claramente relacionadas con los leucogranitos (García-Casco *et al.*, 1988).

Procesos similares al aquí descrito han sido sugeridos por Grooves y McCarthy, (1978) como responsables de la formación de mineralizaciones de Sn ligadas a fundidos residuales en cuerpos graníticos en ambientes, tanto anorogénicos como orogénicos. En el contexto del Macizo Hercínico también se han detectado removilizaciones tardimagmáticas que afectan a las tendencias de variación geoquímicas en cuerpos plutónicos similares al de Santa Eufemia. Así, Corretge *et al.* (1985) reconocen la importancia de este tipo de procesos en el batolito de Cabeza de Araya, en el cual reconocen lixiviado de K, Ca y Sr y aporte de Al, Na, Li y Rb.

Si bien, tal como sugieren los datos expuestos, la separación de restitas es un proceso geoquímico mayor en el caso estudiado, es preciso subrayar también que los altos contenidos hallados en elementos compatibles en sistemas graníticos (P_2O_5 , MgO) para altos valores de SiO_2 indicarían que el monzogranito de Santa Eufemia no corresponde a un fundido mínimo más cristales en suspensión, y que contiene cierta proporción de componentes refractarios (White y Chappell, 1977; Chappell *et al.*, 1987) que incluso se incorporan al fundido residual leucogranítico. Esto

explica los recrecimientos ortomagmáticos de fases residuales modificadas (como biotita) o no (núcleos de plagioclasas) en los monzogranitos y la presencia de biotita-cordierita de cristalización ortomagmática en los leucogranitos.

Al existir además una alta concentración de elementos incompatibles (Li, Rb, Cs, etc.) tanto en monzogranitos como también en enclaves, parece forzoso concluir que el área fuente de carácter metasedentario para estos granitoides debió presentar una concentración anormalmente elevada de estos elementos, y/o sufrir unas particulares condiciones de fusión. García-Casco y Pascual (1987), basándose en la malla petrogenética de Clemens (1984) sugieren una fusión parcial mediante reacciones de fusión-deshidratación de biotita, en una fuente de carácter pelítico subsaturada en agua. De esta forma sería posible la generación de un magma de tipo S lo bastante pobre en agua y a temperatura suficientemente alta para ascender a niveles epizonales. Por el momento no se vislumbra una explicación satisfactoria para el carácter químico anómalo del área fuente.

No es ésta la única explicación propuesta para el origen y ascenso de magmas de tipo serie mixta a los niveles epizonales en que se encuentran. Así, Ugidos y Bea (1976, 1979) sugieren una mezcla de magma calcoalcalino a alta temperatura con material anatético a partir de evidencias de campo obtenidas en áreas de alto grado del Sistema Central Occidental. Sin embargo, de acuerdo con los datos de este estudio, y pese a que en el batolito de Los Pedroches hay una estrecha relación espacio-temporal entre monzogranitos y granodioritas «calcoalcalinas» no hay evidencia alguna de tal mezcla, como ya se indicó.

Se ha sugerido también que la asociación granítica de Los Pedroches corresponde a una serie de variación continua desde granodioritas a monzo y leucogranitos (Eraso y Garrote, 1984; Sánchez-Pérez, 1986), derivando los segundos de los primeros por procesos de diferenciación. Las relaciones geoquímicas de granodioritas con el resto de las rocas del área no permiten sostener tal hipótesis, tanto si se consideran elementos mayores como trazas, y especialmente si se tienen en cuenta diagramas específicos como MgO/Li vs. TiO_2 (fig. 9) o diagramas multicatiónicos (figs. 10 a y b). En todos ellos se observa una clara diferencia entre las tendencias de variación de las granodioritas por una parte y los monzogranitos y leucogranitos por otra, lo que sugiere que pertenecen a dos asociaciones magmáticas sin conexión genética (García-Casco *et al.*, 1987).

En el batolito de Cabeza de Araya, Corretge *et al.* (1985) concluyen, en base a consideraciones de carácter composicional, que entre el grupo C (leucogranitos) y los grupos A (granitos) y granodioritas con megacristales y biotita-moscovita-cordierita) y B (granitos de dos micas de grano grueso o porfídicos) por

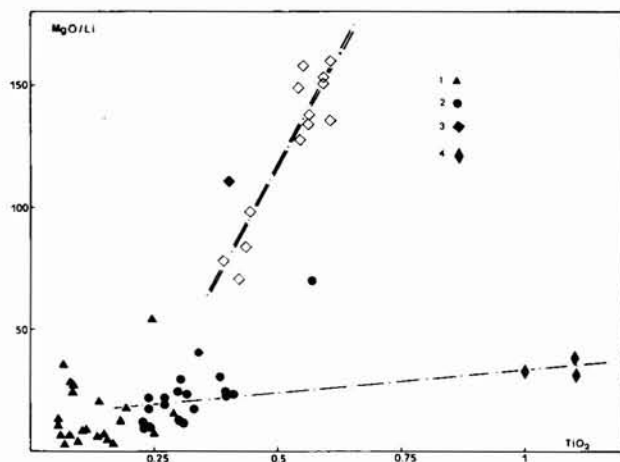


Fig. 9.—Diagrama MgO/Li vs TiO₂ para las rocas plutónicas del sector central del batolito de Los Pedroches, mostrándose tendencias de variación diferentes para las «suites» granodiorítica y monzo-leucogranítica. Símbolos: (1) Leucogranitos cordieríticos de tendencia aplitica. (2) Monzogranitos biotítico-cordieríticos porfídicos. (3) Granodioritas biotíticas±anfíbol. (4) Enclaves biotíticos. Fuente de datos: Este trabajo (símbolos rellenos); Fernández-Ruiz, 1987 (símbolos vacíos).

ellos estudiados no existen relaciones genéticas como las deducidas en el plutón de Santa Eufemia entre los monzogranitos (similares a su grupo A) y leucogranitos (similares a su grupo C). Proponen, en cambio, la fusión de una fuente metasedimentaria heterogénea, más pelítica en el caso de los grupos A y B, y más cuarzofeldespática y rica en P₂O₅ y Rb en el caso de los leucogranitos, que serían así independientes de los primeros.

En nuestro caso, hemos encontrado anomalías en las tendencias de variación de ciertos elementos equivalentes a las detectadas por Corretge *et al.* (1985), interpretadas por ellos como evidencias de una desconexión genética de los leucogranitos. Así, como se señaló, el contenido en Li de los leucogranitos parece ser menor que en los monzogranitos, lo cual no deja de ser sorprendente dado el carácter residual de este elemento. El caso del Nb es similar. Otros elementos incompatibles como Rb, Cs, Sn y Be están, en general, enriquecidos en los leucogranitos, aunque destaca la fuerte dispersión de sus concentraciones para valores de I.D. semejantes. No obstante, los elementos compatibles (Sr, Ba y Zr) no muestran dispersiones y conectan claramente los monzogranitos con los leucogranitos. Esto último parece demostrar las relaciones genéticas entre ambos términos, debiendo interpretarse las anomalías de los elementos incompatibles como efectos más o menos acusados del proceso de removilización tardimagmática. Hay que resaltar, por otra

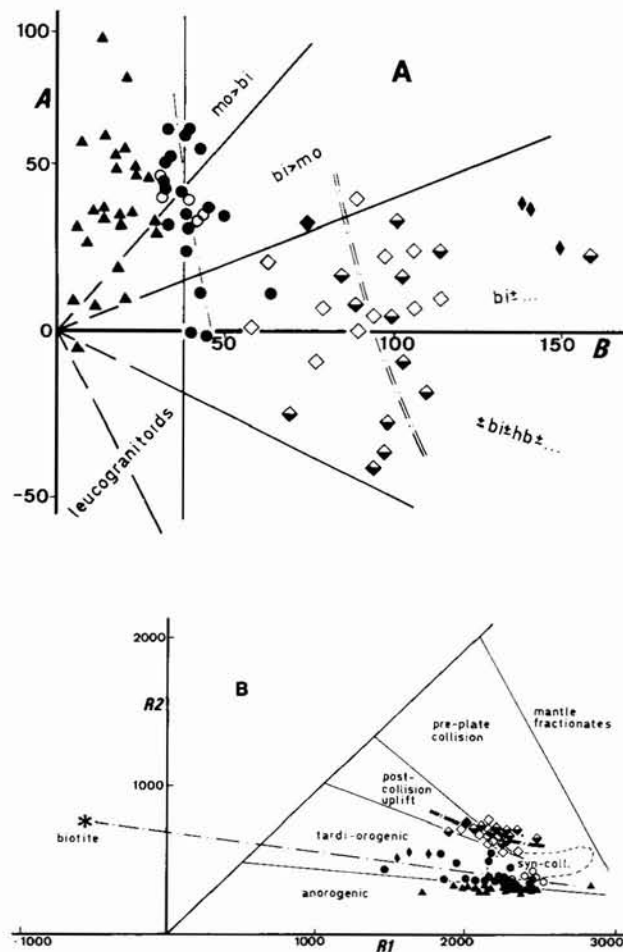


Fig. 10.—Diagramas multicatiónicos a) A/B (Debon & Le Fort, 1982) y b) R1/R2 (Batchelor & Bowden, 1985) para las rocas plutónicas del batolito de Los Pedroches, mostrándose diferentes tendencias de variación de las «suites» granodiorítica y monzo-leucogranítica. Símbolos como en la figura 9. Fuente de datos: Este trabajo (símbolos rellenos); Porst-Dame, 1980 (símbolos vacíos); Sánchez-Pérez, 1986 (símbolos parcialmente rellenos).

parte, que en el área estudiada por nosotros la geometría de los cuerpos leucograníticos es congruente con la de segregados tardimagmáticos, no con intrusiones independientes.

Teniendo en cuenta la discusión anterior, reafirmamos básicamente el modelo propuesto por nosotros, aún con las incertidumbre que en él subsisten, y sugerimos su utilidad a escala regional. Creemos finalmente necesario resaltar que el posible carácter anómalo de la fuente de magma requiere ser precisado en estudios ulteriores, especialmente en cuanto a las posibles consecuencias que se derivarían para la comprensión de las mineralizaciones asociadas a este tipo de granitoides.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha contado con la ayuda institucional de Minas de Almadén y Arrayanes, S. A. a la que estamos sinceramente agradecidos. Asimismo, agradecemos los datos suministrados por D. Javier Fernández Ruiz relativos a las granodioritas de Pozoblanco.

Referencias

- Abbott, R. N. & Clarke, D. B. (1979). Hypothetical liquidus relationships in the subsystem $Al_2O_3 - FeO - MgO$ projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for $a(H_2O) \leq 1$. *Can. Miner.*, 17, 549-560.
- Arriola, A.; Eguiguren, E. & Garrote, A. (1983). El batolito de Los Pedroches en la transversal de Esparragosa de La Serena (Badajoz). *Temas Geol. Min.*, 19-28.
- Batchelor, R. A. & Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48, 43-55.
- Bellon, H.; Blachere, H.; Crousilles, M.; Deloche, Ch.; Dixsaut, Ch.; Hertrich, Ch.; Prost-Dame, V.; Rossi, Ph.; Simón, D. & Tamain, G. (1979). Radiocronologie, évolution tectono-magmatique et implications métallogéniques dans les Cadomo-Variscides du Sud-Est Hespérique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 21, 113-120.
- Capdevila, R.; Corretge, G. & Floor, P. (1973). Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 15, 209-228.
- Castro, A. (in press). Microgranular enclaves of the Quintna granodiorite (Los Pedroches Batholith, Spain). Petrogenetic significance. *Geol. Rund.*
- Chappell, B. W.; White, A. J. R. & Wyborn, D. (1987). The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *J. Petrol.*, 28, 1111-1138.
- Corretge, L. G.; Bea, F. y Suárez, O. (1985). Características geoquímicas del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres, España): Implicaciones petrogenéticas. *Trabajos de Geología*, 15, 219-238.
- Corretge, L. G.; Ugidos, J. M. y Martínez, F. J. (1977). Les séries granitiques varisques du secteur Centre-occidental espagnol. In: *La Chaîne varisque d'Europe Moyenne et Occidentale*. Coll. Internat. CNRS, 243, 453-461.
- Clemens, J. D. (1984). Water Contents of silicic to intermediate Magmas. *Lithos*, 17, 273-287.
- Debon, F. & Le Fort, P. (1982). A chemical-mineralogical classification of common Plutonic Rocks and associations. *Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sciences*, 73, 135-149.
- Eraso, A. & Garrote, A. (1981). El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Cardena (Córdoba). III Reunión del Grupo de Ossa-Morena. 1981. *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 8, 235-256.
- Fernández-Ruiz, J. (1987). *Caracterización petrológica y geoquímica de la granodiorita de Los Pedroches y el plutón de El Guijo. (Batolito de Los Pedroches, Córdoba, España)*. Tesis Lic., Univ. Oviedo (Ined.).
- García-Casco, A. (1986). *Petrología, Geoquímica y mineralizaciones de W asociadas del plutón de Santa Eufemia (Batolito de Los Pedroches, Córdoba)*. Tesis Licenciatura, Univ. Granada (Ined.).
- García-Casco, A. & Pascual, E. (1987). El Plutón de Santa Eufemia (Batolito de Los Pedroches, Córdoba, España): un granitoide epizonal de tipo S. *Geogaceta*, 2, 56-59.
- García-Casco, A.; Pascual, E. & Castro, A. (1987). La asociación magmática del Batolito de Los Pedroches: Ensayo de caracterización. *Geogaceta*, 2, 59-61.
- García-Casco, A.; Pascual, E.; Fenoll Hach-Ali, P. & Higuera, P. (1988). Mineralizaciones filonianas de W asociadas al plutón de Santa Eufemia (Batolito de Los Pedroches, Córdoba). *Bol. Soc. Esp. Min.*, 10, 113-124.
- Garrote, A.; Sánchez-Carretero, R. & Tijero, F. (1983). El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Villanueva de Córdoba. V Reunión del Grupo de Ossa-Morena, 1983. *Temas Geol. Min.*, special issue, 24-39.
- Grooves, D. I. & McCarthy, T. S. (1978). Fractional crystallization and the origin of tin deposits in granitoids. *Mineral. Deposita*, 13, 11-26.
- IGME (1980). Mapa geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias. IGME, Madrid.
- Julivert, M.; Fontbote, J. M.; Ribeiro, A. & Conde, L. (1974). *Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. IGME, Madrid.
- Martín Ramos, J. D. & Rodríguez-Gallego, M. (1975). Petrología del borde norte del Batolito de Los Pedroches, Venta de Azuel, Córdoba. *Bol. Geol. Min.*, 86, 301-308.
- Pascual, E. (1984). El Batolito de Los Pedroches en el sector Hinojosa del Duque - Santa Eufemia. Caracteres petrográficos y relaciones con las deformaciones hercínicas. *Mem. e Not., Publ. Mus-Lab. Mineral.*, 97, 39-50.
- Penha, M. H. & Arribas, A. (1974). Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles. *Bol. Geol. Min.*, 85, 271-273.
- Pitcher, W. S. (1982). Granite type and tectonic environment. In: K. J. Hsu, ed.: *Mountain Building Processes*. Academic Press, London, 19-40.
- Prost-Dame, V. (1980). *Géologie et géologie de la région de Castuera (Badajoz, Espagne)*. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris-Sud, Orsay, 288 p. (ined.).
- Rodríguez-Pevida, L.; Mira, M. & Ortega, E. (en prensa). Mapa Geológico Nacional, escala 1:50.000, serie MAGNA. Hoja 833 (Honojosa del Duque). IGME.
- Sánchez-Pérez, J. M. (1986). *Contribución a la Petrología, Mineralogía y Geoquímica del Batolito de Los Pedroches en la transversal de Pozoblanco (Córdoba, España)*. Tesis Lic., Univ. País Vasco (ined.).
- Serrano Pinto, M.; Casquet, C.; Ibarrola, E.; Corretge, L. G. & Portugal Ferreira, M. (1987). Síntesis geocronológica dos granitoides do Maciço Hespérico. In: F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López Plaza & M. D. Rodríguez Alonso (Eds.) «*Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*». Libro Homenaje Prof. García de Figue-rola. Ed. Rueda. Madrid. 1 Parte, 69-87.
- Speer, J. A. (1981). Petrology of cordierite- and almandine-bearing granitoid plutons of the Southern Appalachian Piedmont, USA. *Can. Miner.*, 19, 35-46.
- Streckeisen, A. (1976). To each Plutonic Rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 72, 1-33.
- Tamain, G. (1972). *Recherches Géologiques et minières en Sierra Morena Orientale*. Thèse Univ. Paris-Sud. Orsay, 1052 p. Archiv. Orig. C.N.R.S.A.G., 7355, Paris.
- Ugidos, J. M. & Bea, F. (1976). Análisis comparativo de los granitos Béjar-Plasencia con otros granitos «younger» centropeninsulares: precisiones sobre la serie mixta. *Studia Geologica*, 10, 45-59.
- Ugidos, J. M. & Bea, F. (1979). Ensayo sobre la génesis de las rocas graníticas del Macizo Hespérico. *Studia Geologica*, 14, 35-77.
- White, A. J. R. & Chappell, B. (1977). Ultrametamorphism and Granitoid Genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.

Recibido el 2 de noviembre de 1988

Aceptado el 26 de enero de 1989