

Las dioritas de Palamós (Cadenas Costeras Catalanas): emplazamiento y cristalización

The Palamós diorites (Catalonian Coastal Ranges batholith, NE Spain): emplacement and crystallization

L. Pérez (*), P. Enrique (**) y M. Delaloye (*)

(*) Département de Minéralogie, Université de Genève. Rue des Maraîchers 13. 1211 Genève 4 (Suisse)

(**) Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. Zona Universitària de Pedralbes. 08071 Barcelona.

ABSTRACT

This paper is a case study of one of the mafic-felsic associations of the Hercynian calc-alkaline Catalonian Coastal Ranges Batholith (NE Spain). Origin, emplacement and crystallization paths of magmas are the aim of the paper. Palamós outcrop shows a quartz-diorite included mainly as enclaves of different shapes and compositions in a feldspar megacrystic biotite-granodiorite host. Multistage magma mingling between two different contrasted magmas seems to be the only way to explain the special features. Relationships between these rocks suggest that they have coexisted in a magmatic state. Two main stages have been recognized through petrological and geochemical studies: own evolution before mixing and interaction and emplacement of both magmas. Thermal equilibrium between them and magmatic movements allows crystal and chemical exchanges in different ways and proportions as crystallization goes on. The effects are acidification of basic magma and basification of the acid one. This process seems to affect only the peripheral part of both intrusions.

Key words: Hercynian, Catalonian Coastal Ranges batholith, mafic-felsic association, quartz-dioritic enclaves, multistage magma mingling, emplacement.

Geogaceta, 20 (3) (1996), 605-608
ISSN: 0213683X

Introducción

En el batolito tardi-herciniano de las Cadenas Costeras Catalanas las rocas intermedias y máficas se hallan restringidas a cuerpos de pequeñas dimensiones emplazados a lo largo de toda la historia intrusiva del mismo (stocks de dioritas y gabroides, enclaves en tonalitas y granodioritas y diques de microdioritas y lamprófidos calco-alkalinos).

En este trabajo se estudia una de estas dioritas, íntimamente asociada a una granodiorita, en el nordeste del batolito.

Relaciones de campo entre granodiorita y diorita

El afloramiento de dioritas de Sant Esteve (1 Km x 50 m) está situado al norte de la playa de la Fosca (Palamós) (Fig.1). Se trata de un complejo máfico-félsico muy heterogéneo formado por granodioritas biotíticas con algunos megacrístales de feldespato potásico y por cuerpos de cuarzdioritas. Este complejo ha sido intruído posteriormente por un granito con megacrístales (Tabla 1, Fig.2). En el conjunto cuarzdiorítico pueden distinguirse:

a) (Niveles superiores) **enclaves y fragmen-**

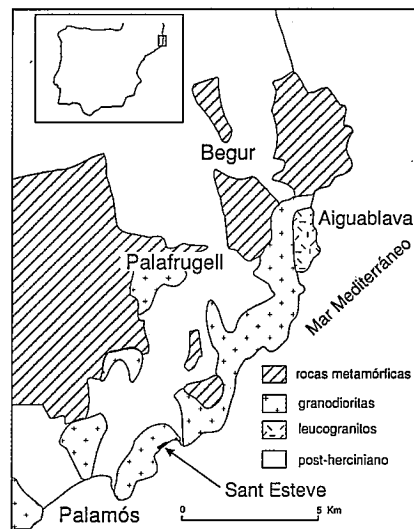


Fig.1. - Mapa de situación de las dioritas de Sant Esteve (Palamós).

Fig.1.- Situation map of the Sant Esteve diorites (Palamós).

tos (decimétricos a métricos) oscuros, de grano fino a muy fino (siempre < 2 mm). El cuerpo máfico del que proceden ha sido intensamente fragmentado e inyectado por la grano-

diorita, originando varios paquetes densos de enclaves (Enrique, 1990). Las formas son muy variables (ovoides, elípticas o más irregulares), así como el contacto con la granodiorita encajante (franco, transicional, borde biotítico fluidal). Varios enclaves están pegados y se deforman unos contra otros. Algunos están separados por estrechas venas y filones de granodiorita o invadidos por ellos. A veces los enclaves y la granodiorita tienen la misma orientación magmática lo que sugiere un emplazamiento sincrónico en estado magmático. Los enclaves contienen proporciones muy variables de cristales, mucho más desarrollados que los de la matriz, (entre 1 y 10 %) de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico, que tienen las mismas características que los de la granodiorita. Los encontramos cerca del contacto con ésta pudiendo estar más o menos alineados entre los contactos o irregularmente repartidos en los enclaves. Las facies híbridas están muy extendidas, mostrando un intercambio cristalino entre los enclaves y la granodiorita.

b) (Niveles inferiores) **masas métricas y más grandes**, de grano medio (2 mm), mucho más homogéneas que las del primer grupo. Ocasionalmente, los bordes presentan fragmentos y enclaves. Están intruídas y rotas por

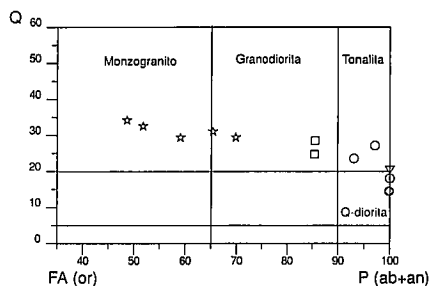


Fig. 2.-Clasificación modal QAP mesonormativa de las rocas de Sant Esteve. (Streckeisen, 1976). (Norma bi-hb; FeO/(FeO+Fe2O3) = 1; NewPet 1994, Univ. Newfoundland). Leyenda: estrellas: intrusión granítica tardía; cuadrados: granodioritas del complejo; circunferencias: enclaves de grano fino; triángulo: masas de grano medio; rombo: dique sin-plutónico.

Fig. 2.-QAP mesonormativa modal clasificación de the Sant Esteve rocks. (Streckeisen, 1976). (bi-hb norm; FeO/(FeO+Fe2O3) = 1; NewPet 1994, Univ. Newfoundland). Legend: stars: late granitic intrusion; squares: granodiorites from the complex; open circles: fine-grained enclaves; triangle: medium-grained dioritic masses; rhomb: dioritic syn-plutonic dyke

| | 1 | 2 | 3 | 4 | | | |
|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| % | LP418 | LP410 | LP504 | LP415 | LP503 | LP507 | LP506 |
| cuarzo | 14.57 | 13.92 | 15.59 | 21.34 | 20.63 | 13.23 | 8.97 |
| plagio. | 54.84 | 44.42 | 42.50 | 43.41 | 43.90 | 46.05 | 49.64 |
| feld.sp | 12.96 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| biotita | 17.19 | 34.39 | 34.31 | 34.20 | 27.57 | 25.69 | 22.42 |
| hornb. | 0.00 | 6.31 | 7.60 | 0.00 | 6.67 | 14.43 | 18.25 |
| apatito | 0.29 | 0.49 | 0.00 | 0.32 | 0.61 | 0.17 | 0.21 |
| circón | 0.00 | 0.16 | 0.00 | 0.49 | 0.18 | 0.00 | 0.00 |
| opacos | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.08 | 0.09 | 0.43 | 0.52 |
| sec | 0.15 | 0.32 | 0.00 | 0.16 | 0.35 | 0.00 | 0.00 |

Tabla 1.- Composiciones modales: Leyenda como en la tabla 2.

Table 1.- Modal analyses. Legend as in table 2.

anchos filones de granodiorita. Las facies híbridadas, de aspecto porfídico, se encuentran exclusivamente en el contacto con estos filones.

c) Un dique sin-plutónico (coetáneo con un monzogranito) corta a los dos conjuntos descritos y está constituido por dioritas de grano fino con morfologías globulares. Los glóbulos pueden tener formas lobuladas y un borde de grano aún más fino.

Textura y mineralogía de las dioritas

Las texturas de las dioritas de Palamós son atípicas en rocas plutónicas. En cambio, se parecen a las de los enclaves microgranudos, estudiadas por diversos autores e interpretadas como de «quenching» (Vernon, 1983, 1984). Cabe destacar dos partes: una matriz de grano fino (nunca affrica) y un conjunto de cristales con mucho mayor desarrollo que le proporciona una apariencia porfídica.

La matriz:

Está formada por láminas de biotita, plagio-

clasa (An 40%) y hornblenda subhédrica, cuarzo (siempre anhédrico), apatito acicular y circón. No se ha observado feldespato potásico. Las composiciones se sitúan en el límite entre cuarzodiorita y tonalita, independientemente de la forma o las dimensiones del enclave, o de su tamaño de grano.

Se han distinguido tres tipos de texturas: 1) textura de tendencia dolerítica con cuarzo anhédrico de tendencia poiquilítica: las tabletas de plagioclasa están más o menos juntas, con una distribución homogénea e isotropa. El cuarzo es intersticial. Contiene un gran número de inclusiones de apatito acicular.

2) textura microgranuda: matriz homogénea, isotropa de grano equidimensional. El cuarzo es anhédrico intersticial, generalmente de tamaño más grande que los otros elementos de la matriz.

3) textura fluidal: en los bordes de ciertos enclaves en una franja (2-3 cm) rica en biotita. Las tabletas de biotita y plagioclasa y el apatito acicular están orientados en una misma dirección y desviados alrededor de los «megacristales». Existen todos los términos intermedios. Los enclaves de grano más fino pueden tener todas las texturas mientras que las masas mayores y el dique sin-plutónico tienen únicamente textura microgranuda.

Xenocristales y fenocristales:

Los cristales «porfídicos» son una parte importante de los enclaves de grano fino. Se trata de plagioclasa, cuarzo, hornblenda y ocasionalmente ortosa. En el interior de las masas de grano más grueso predominan únicamente los de hornblenda.

plagioclasa: se pueden distinguir dos tipos.

tipo 1: Miden unos 0,5 cm, individuales o formados por cinco o seis individuos. Son euhédricos, el contacto con los otros constituyentes es franco. La extinción es irregularmente zonada.

1) el núcleo está generalmente muy alterado con «un patchy zoning» como los de la granodiorita encajante. Contiene inclusiones de cuarzo anhédrico. Su composición oscila entre An 48 y An52).

2) la corteza está zonada pero es mucho más limpia. Contiene generalmente una o dos franjas (0,1 mm) con inclusiones de granos muy pequeños de hornblenda. Los análisis dan una composición oscilante más sódica (An 38-40 %) que el núcleo, e igual a las plagioclasas de la matriz.

Estos cristales pueden ser muy abundantes, su repartición y textura sugieren que han sido generados en un magma ácido y trasladados (xenocristales) para acabar su cristalización en el magma diorítico.

tipo 2: son cristales aislados, euhédricos, rechonchos, de uno a dos milímetros. Pueden también encontrarse juntos con bordes anhédricos. Son bastante límpidos. También están zona-

dos. El centro presenta un zoning en manchas separado de la corteza por una franja de sericita. Contienen inclusiones de gránulos de biotita (hornblendas y apatito). Los análisis con microsonda dan An 36-42 %, composición parecida a las plagioclasas de la matriz y a la zona cortical de los xenocristales.

Están interpretados como verdaderos fenocristales.

cuarzo: forma grandes placas ovoideas anhédricas (un centímetro y más). Se distinguen dos zonas:

1) un núcleo esférico mono o policristalino de contorno sinuoso que contiene frecuentemente cavidades rellenas de la matriz de los enclaves. No tiene inclusiones.

2) un borde (< 1mm) de cuarzo policristalino (anhédrico) y de plagioclasa (con inclusiones de hornblenda en pequeños granulosos y de biotitas en tabletas muy alargadas). El cuarzo contiene también muchos apatitos aciculares atravesando los contactos entre minerales.

Tales características los definen como xenocristales procedentes del magma granodiorítico.

ortosa: la encontramos solo ocasionalmente aislada en los enclaves o atravesando el contacto con la granodiorita. Tiene el mismo aspecto que los megacristales de ortosa de la granodiorita (bordes a veces redondeados) y la única forma de explicar tal presencia es que provenga de la granodiorita.

anfíbol: constituye agregados de 1-2 mm formados por un conjunto de pequeños anfíboles anhédricos de textura granular. Son de composición actinolita-hornblenda (Leake, 1978.) La biotita siempre forma parte del conjunto en contacto franco con el anfíbol. Los anfíboles están ligeramente zonados con pleocroísmo más marrón en el núcleo. Incluye algunos apatitos. El agregado puede tener una extinción común y exfoliaciones continuas sugiriendo que era un antiguo fenocristal recristalizado. No hay indicios de su procedencia a partir de piroxeno.

Etapas de cristalización:

(i) una primera fase que daría origen a una paragénesis de minerales máficos hidroxilados (no hay indicios de minerales anhidros).

(ii) una segunda fase con desarrollo rápido de gran número de cristales (muchos conteniendo agua). La textura de grano fino y el apatito acicular sugieren una fuerte nucleación y un crecimiento lento (sobreenfriamiento). Cristalizan apatito, hornblenda, biotita, la plagioclasa de la matriz y la plagioclasa del tipo 2.

(iii) una tercera fase en la que el cuarzo poiquilítico, intersticial y anhédrico aparece. Es una etapa de poca nucleación, el cuarzo cristaliza en el espacio dejado por los otros minerales. Esto implica que en la etapa (ii) no se llega a la

cristalización total (se queda en el sólido o por encima de él), el líquido intersticial restante permite la gran ductilidad observada en los enclaves.

(iv) una incorporación de cristales de la granodiorita en el magma máfico. Este emplazamiento puede ser relativamente tardío (etapa (iii)) indicado por el desvío de la matriz alrededor de éstos.

Datos geoquímicos

Elementos mayores: Los enclaves y las otras masas relativamente máficas de San Esteve son rocas intermedias (SiO₂: 55-60%) (Tabla 2). Las dioritas del dique sin-plutónico representan los términos más básicos. El grupo de enclaves de grano fino con sus numerosos xenocristales muestra una importante diversidad composicional mientras que la composición de las masas y enclaves de grano más grueso es bastante homogénea. Los elementos alcalinos muestran una escasa correlación con la sílice.

Elementos trazas: En comparación con otras cuarzo-dioritas del batolito, los enclaves tienen un contenido mayor en Rb y Zr y menor en Sr. Las TTRR son menos abundantes y algo menos fraccionadas en las dioritas que en la granodiorita. Además, el espectro es relativamente diferente. Entre las dioritas, se observa cierta dispersión aunque la forma de los espectros es similar. La granodiorita está enriquecida en LREE (en comparación con las dioritas) y empobrecida en HREE, y sin ninguna anomalía del europio. Por el contrario, las dioritas tienen una moderada anomalía negativa en Eu. Los espectros de las dioritas del dique sin-plutónico y las de los enclaves y masas de grano relativamente grueso se superponen (Fig.3).

Conclusiones del estudio geoquímico: (i) existe una cierta homogeneidad composicional entre las dioritas y las granodioritas para ciertos elementos muy móviles (K, Na,) y un enriquecimiento en Rb, Zr en las dioritas. Ello sugiere un intercambio químico limitado entre ambos magmas.

(ii) Los espectros de tierras raras sugieren que las diversas dioritas de la zona provienen del mismo tipo de magma. Las dioritas del dique sin-plutónico y las de las masas de grano grueso parecen representar los magmas originales. Las diferencias entre las dioritas de grano fino se deben al contenido en xenocristales de estos. El espectro relativamente distinto de la granodiorita sugiere que el magma ácido y máfico han tenido una evolución independiente antes de entrar en contacto.

Reconstrucción petrogenética

Cabe distinguir varias etapas:

Características de los magmas iniciales: El dique sin-plutónico podría ser

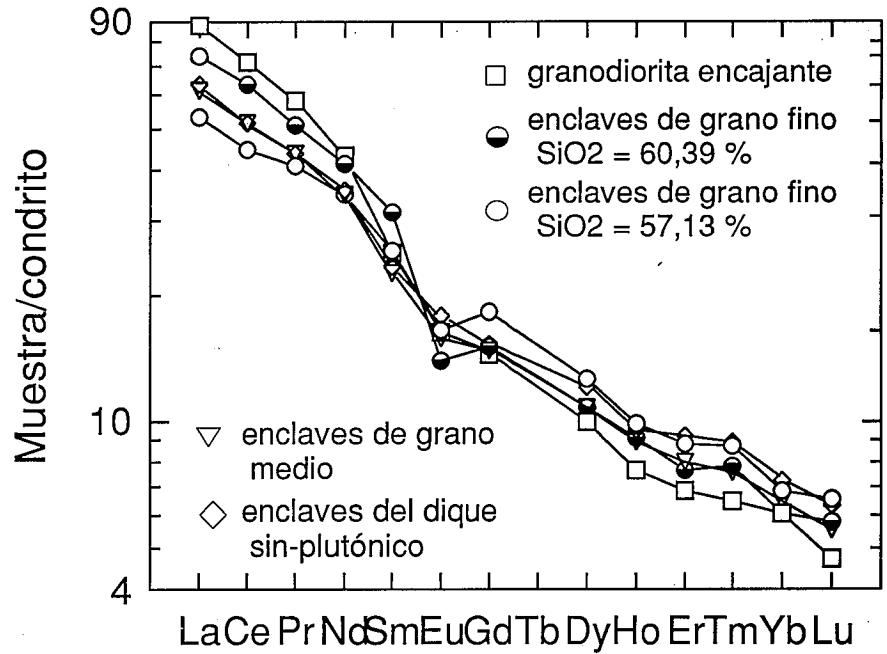


Fig.3.- Diagramas de lantánidos de diversas facies del complejo estudiado, obtenidos por ICP-AES (Ginebra).

Fig.3.- Rare earth spectrum of different rocks types of the studied complex. Data from Geneva ICP-AES.

representativo del magma diorítico original que se emplazó en las rocas metamórficas (contactos preservados con las cornetas). Si consideramos su abundancia en biotita y anfíbol dicho magma debía ser bastante rico en agua. Una temperatura elevada de los magmas dioríticos durante su emplazamiento podría explicar la escasez de xenolitos encontrados (a causa de una asimilación de las rocas pelíticas: tendencia peraluminica de las rocas y restos de enclaves de cuarzo envueltos en anfíbol).

La textura particular de la matriz de las dioritas (grano fino, apatito acicular, cuarzo poiquilítico), sugiere una cristalización rápida antes de una fase lenta de cristalización. La fluidalidad de ésta en ciertos enclaves y en sus bordes, con desvío alrededor de algunos xenocristales, sugiere que gran parte de los cristales de la matriz ya existían antes de la llegada del magma ácido.

Por lo que respecta al magma granodiorítico solo podemos deducir que contenía fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico en suspensión cuando entró en contacto con el magma diorítico, lo cual indicaría una situación de cierta subsaturación en agua, para permitir la cristalización de Q y FK como fenocristales a temperaturas apreciablemente por encima del sólido. (Robertson y Wyllie, 1971)

La mezcla: Durante la intrusión félsica, el magma diorítico y el granodiorítico coexisten en un estado magmático y se enfrían conjuntamente. Un equilibrio térmico entre los dos magmas y movimientos magmáticos son necesarios para crear un proceso eficaz de hibridismo.

Esta similitud de temperaturas indica que el magma diorítico está más cristalizado que la granodiorita. La diorita a lo largo del proceso tiene un comportamiento más viscoso que la granodiorita, que puede así intruirla mediante filones y venas estrechas rectilíneas que se deforman progresivamente (Fig.4).

Productos de la interacción: El hidridismo producido es de dos tipos: por intercambio de cristales y por transferencia química. En los en-

| muestra | 1 | 2 | 3 | 4 | | |
|----------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ (%) | 66,63 | 54,66 | 57,13 | 60,39 | 57,71 | 55,08 |
| TiO ₂ | 0,51 | 0,97 | 0,94 | 0,89 | 0,86 | 1,05 |
| Al ₂ O ₃ | 16,61 | 17,8 | 17,85 | 17,31 | 17,20 | 16,96 |
| Fe ₂ O ₃ * | 4,46 | 7,2 | 7,19 | 5,76 | 5,90 | 7,96 |
| MnO | 0,06 | 0,11 | 0,12 | 0,08 | 0,09 | 0,11 |
| MgO | 1,27 | 4,81 | 4,27 | 4,18 | 4,03 | 4,14 |
| CaO | 3,05 | 5,76 | 5,48 | 4,48 | 4,83 | 6,81 |
| Na ₂ O | 3,77 | 2,87 | 2,85 | 2,24 | 3,03 | 2,69 |
| K ₂ O | 2,75 | 2,78 | 2,74 | 3,06 | 2,72 | 2,16 |
| P ₂ O ₅ | 0,18 | 0,27 | 0,23 | 0,22 | 0,20 | 0,17 |
| LOI | 0,65 | 0,92 | 0,90 | 1,20 | 0,90 | 0,43 |
| sum | 99,48 | 98,78 | 98,8 | 99,54 | 97,37 | 97,29 |
| Y (ppm) | 19 | 21 | 28 | 22 | 16 | 21 |
| Zr | 173 | 155 | 157 | 152 | 152 | 145 |
| Nb | 8 | 7 | - | 7 | - | - |
| RB | 163 | 120 | 752 | 155 | 121 | 107 |
| Sr | 228 | 313 | 123 | 285 | 358 | 339 |

Tabla 2.- Análisis químicos de distintas facies del complejo máfico-félsico de Palamós. 1: granodiorita asociada; 2: enclaves de grano fino; 3: masas de grano medio; 4: dioritas del dique sin-plutónico.

Table 2.- Chemical analyses of the Palamós mafic-felsic complex. 1: associated granodiorite; 2: fine-grained enclaves; 3 medium-grained dioritic masses; 4: dioritic syn-plutonic dyke.

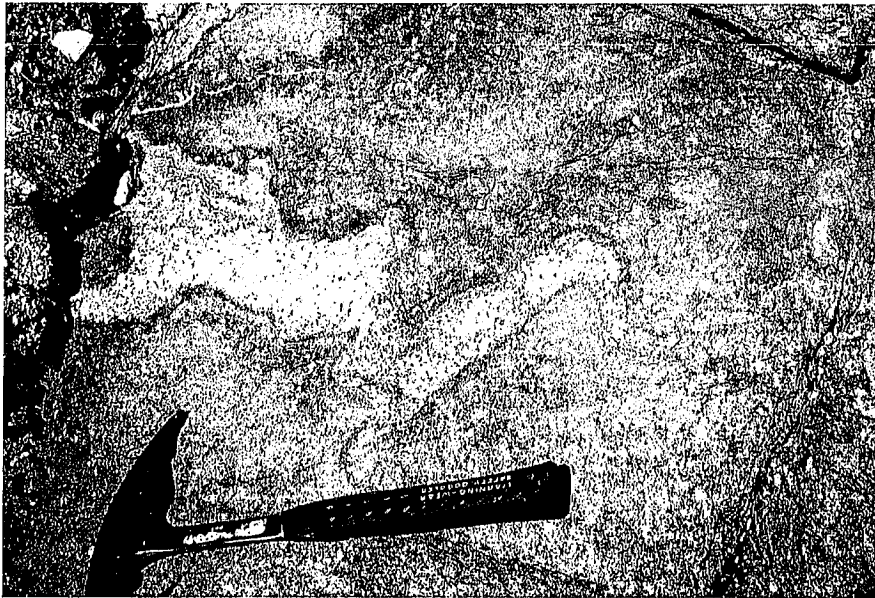


Fig.4.- Deformación plástica e hibridismo de la cuarzdiorita y la granodiorita.

Fig.-4.- Plastic deformation and hybridism in quartz-diorite and granodiorite.

claves altamente porfídicos de grano más fino (niveles superiores), el intercambio mecánico de cristales en el sentido roca félsica-roca máfica es importante. La presencia de ocelos de cuarzo y plagioclasas complejamente zonadas, de aspecto similar a los de la granodiorita y con bordes incluyendo minerales máficos lo demuestra. El intercambio en el sentido máfico-félsico es más difícil de determinar, aunque los schlieren de biotita en la granodiorita alrededor del cuerpo máfico confirman un enriquecimiento de la granodiorita en ferro-magnésicos. Químicamente, esto corresponde para los enclaves a una disminución de Ca, Fe y Mg y a un enriquecimiento en Si, Al y Na (plagioclasa y cuarzo) (Cocirta *et al.*, 1988). Para los enclaves de grano más grueso (niveles inferiores) el intercambio mecánico y químico parece estar limitado a los bordes de los filones intrusivos granodioríticos.

Proceso de fragmentación: Las primeras invasiones ácidas ocurren cuando la granodiorita es líquida con algunos fenocristales y la diorita se halla ya parcialmente cristalizada. Los movimientos magmáticos permiten el aislamiento de tales venas en masas. Al exprimir dichas venas, se expulsa el líquido granítico en varias vénulas zigzagantes (que pueden mezclarse con los líquidos residuales de la diorita), los fenocristales se quedan pues aparentemente aislados de forma aleatoria a través los cuerpos dioríticos. La matriz se desvía a su alrededor mientras que la última etapa de crecimiento de los cristales incorpora esta matriz periférica.

Esta inyección de filones acelera el proceso de disgregación y rotura de las masas en fragmentos más pequeños ya que representan zonas menos cristalizadas en la diorita y por tanto más débiles. Cuando la cristalización de la diorita se halla muy avanzada, resulta más difícil la expulsión del líquido restante del magma granodiorítico. Filones completamente cristalizados quedan aislados en las masas dioríticas.

Las masas rotas, dan fragmentos que a su vez se fragmentan, etc. Este proceso empieza por la periferia de las masas y afecta a cuerpos diferentemente contaminados y cristalizados. Según sea su estado el resultado es variable en cada etapa, dando origen a los diferentes cuerpos observados en el afloramiento. Si un fragmento es muy rico en líquido intersticial, generará contactos transicionales (híbridos) con la granodiorita y podrá hasta disgregarse completamente en multitudes de pequeños enclaves compuestos por solo algunos cristales dando lugar a zonas híbridas. En el caso de que solo quede un poco de líquido, se deformará y podrá perder elementos de la periferia por corrosión (schlieren de biotita en la granodiorita) originando una forma redondeada. Podrá también enriquecerse sólo en la periferia con cristales de la granodiorita (contactos transicionales). En otros casos, la cristalización es tan avanzada que impide cualquier nuevo intercambio, el fragmento queda rígido o puede aún deformarse, el contacto es franco con la granodiorita. Según el tamaño y el grado de cristalización, cada masa origina diversos fragmentos con evolución propia que originará en-

claves de tipos diferentes.

Finalmente, antes de la cristalización definitiva se emplaza en la asociación el dique máfico sin-plutónico.

Conclusiones generales

1) La asociación máfica-félsica de Sant Esteve (Palamós) es el producto de una mezcla incompleta entre dos magmas de composición diferente. De una parte, un magma diorítico viscoso a causa de un importante grado de cristalización (con restos de líquido residual) y, de otra, un magma granodiorítico con fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico en suspensión. La temperatura en equilibrio entre ambos y los movimientos magmáticos son la causa de tal hibridación.

2) El proceso ha perdurado hasta la cristalización final de las rocas. La mezcla es más importante junto al contacto entre los dos magmas. Las relaciones entre los magmas han variado en función del tiempo, generando una gran variedad de facies diferentes.

3) Los magmas más básicos han sido acidificados y los magmas ácidos basificados si bien se desconoce exactamente en qué proporciones.

4) Los fenómenos de magma mingling han influido en las composiciones finales de los magmas, pero parecen haber afectado casi exclusivamente a la proximidad de sus contactos.

5) Los enclaves microgranudos de las granodioritas de la zona parecen claramente ligados a este proceso habiendo sido dispersados durante el emplazamiento por la fluidalidad magmática.

Referencias

- Cocirta, C., Orsini, J.B. and Coulon, C., (1989). *Can. J. Earth Sci.*, 26: 1264-1281.
- Enrique, P., (1990). *Acta Geológica Hispánica*, 25:39-64.
- Leake, B.E., (1978). *Canadian Mineralogist*, 16, 501-520.
- Robertson, J.K. & Wyllie, P.J. (1971): *Amer. J. Sci.* 271: 287-338.
- Streckeisen, A. L., (1976). *Earth Science Reviews. International Magazine for Geo-Scientist*. 12:1-33.
- Vernon, R.H., (1983). *J. Proc. R. Soc. N. S. W.*, 116: 77-103.
- Vernon, R.H., (1984). *Nature*, 304, 436-439.