

El Paleozoico de les Guilleries

H. DURÁN

Dpto. de Geotectónica, Fac. Ciencias, Univ. Autónoma de Barcelona. 08193 Bellaterra (Barcelona, España)

RESUMEN

El macizo de Les Guilleries está formado por materiales metasedimentarios e ígneos de edad paleozoica. Los niveles más bajos que afloran han sido atribuidos al Cambro-Ordovícico y consisten en dos tramos esencialmente pelíticos bien diferenciados separados por un nivel de ortogneises de varios centenares de metros de espesor. Por encima, se sitúa una serie vulcano-detritica, con abundantes niveles de rocas volcánicas ácidas, y que ha proporcionado braquiópodos de edad Caradoc. El Silúrico y el Devónico, muy fragmentarios han sido también datados mediante fósiles. Toda la sucesión fue deformada y metamorfizada durante la orogenia herciniana. La deformación es polifásica y ha dado lugar al desarrollo de foliaciones generalizadas en el área. En las zonas más profundas, la foliación regional es una crenulación que pliega una foliación anterior. En las zonas más superficiales solo se observa una foliación de tipo «slaty cleavage». El metamorfismo hercínico afecta en mayor o menor grado a toda la serie. En las zonas más profundas alcanza la facies anfíbolítica de alto grado, con el desarrollo en las metapelitas de cordierita y feldespato potásico, mientras que en las zonas más superficiales sólo se alcanza la formación de clorita. En la región se han producido una serie de intrusiones ligadas a la orogénia herciniana. Las más antiguas son unos filones de diorita y cuarzdiorita que se encuentran intensamente deformados. Posteriormente se produjo la intrusión de leucogranitos de dos micas, que son muy abundantes en las zonas más metamórficas y que en ocasiones se encuentran también algo deformados. Finalmente, se emplazaron los granitoides tardíos, que han originado extensas aureolas de metamorfismo de contacto.

Palabras clave: Paleozoico inferior. Metamorfismo hercínico. Estructura herciniana. Cadenas Costeras Catalanas.

ABSTRACT

The Guilleries form a large massif of metasedimentary and igneous Paleozoic rocks, in the northern part of the Catalan Coastal Ranges. The oldest rocks cropping out have been considered as Cambrian-Early Ordovician. They consist of two lithostratigraphical units separated by a laminar body of orthogneises, several hundred meters thick. The lower unit (Osor Formation) is essentially metapelitic, with a horizon of orthoamphibolites up to 50 m thick. The upper unit (Susqueda Formation) is also essentially metapelitic, but it shows a thick marble horizon near its base, a few meters above the top of the gneisses. The existence of this marble horizon has been traditionally taken as an argument to support the Cambrian age. Stratigraphically higher, there is a volcano-clastic sequence, containing acid volcanic horizons, in which Caradoc brachiopods have been collected. Silurian and Devonian rocks also crop out in the area although very incomplete due to faulting. The whole sequence was folded and metamorphosed during the Hercynian orogeny. The deformation is polyphasic, the deeper zones show a gently dipping schistosity which shows to be the result of the crenulation of an older foliation. In the shallower crustal levels the dominant foliation is a slaty cleavage. All rocks exposed in the area have been affected by the Hercynian metamorphism. The deep seated levels show an amphibolite facies metamorphism, with cordierite and K-feldspar in pelites. In the shallower zones green-schist facies rocks with chlorite prevail in pelites. Several intrusive events, with the emplacement of different types of granitoids can be evidenced. The oldest, are represented by deformed diorite and quartzdiorite dykes. Later on two-mica leucogranites were emplaced, coinciding with the higher-grade zones. These granites are also deformed, at least in some localities. Finally, late tectonic granitoids were emplaced inducing a contact metamorphism, particularly clear where they reach high structural levels.

Key words: Lower Paleozoic. Hercynian metamorphism. Hercynian structure. Catalan Coastal Ranges.

INTRODUCCIÓN

Les Guilleries son una región montañosa de unos 300 km² de extensión que se encuentra situada en el extremo septentrional de la Cordillera Prelitoral Catalana. Este macizo está constituido esencialmente por rocas ígneas y metasedimentarias de edad paleozoica, que se hallan limitadas al N y al E por el Paleogeno discordante de la depresión del Ebro, y al S y al W por los granitoides tardíos de Montseny-Guilleries (Fig. 1).

En Les Guilleries aflora una de las series paleozoicas más completas de las Cadenas Costeras Catalanas, principalmente por lo que se refiere a sus términos más bajos (Figs. 2 y 3), y es asimismo, una de las escasas áreas en la que afloran materiales afectados por un metamorfismo de alto grado.

Existen muy pocos trabajos publicados sobre el Paleozoico de Les Guilleries, siendo el único estudio extenso sobre la región el realizado por Van der Sijp (1951). El resto de las referencias o bien se encuentran en trabajos de índole más general (Vidal, 1886; Faura Sans, 1913; Schriel, 1929; Ashauer y Teichmüller, 1935; Julivert y Martínez, 1980; Julivert y Durán, 1983), o bien son trabajos puntuales o publicaciones sobre temas muy concretos (San Miguel de la Cámara, 1916, 1917; San Miguel & Beltran, 1966; Durán *et al.*, 1981, 1984, Villas *et al.*, 1987).

ESTRATIGRAFÍA

La sucesión estratigráfica abarca términos que van desde una probable edad cámbrica hasta el Devónico, si bien la serie no se encuentra completa debido a la existencia de un conjunto de fallas de dirección NE-SW que ponen en contacto el Devónico y Silúrico con el Ordovícico superior y el Ordovícico medio-superior con la serie cambro-ordovícica (Fig. 3).

El Cámbrico-Ordovícico inferior (?): formaciones Osor y Susqueda

Los materiales más antiguos que afloran en el área forman una potente serie esencialmente pelítica que nunca ha proporcionado fósiles, y se hallan afectados por un metamorfismo que alcanza la facies anfibolítica de alto grado. En esta serie se conoce desde antiguo la presencia de gneises y de mármoles (Vidal, 1886; Faura Sans, 1913) por lo cual ha sido tradicionalmente

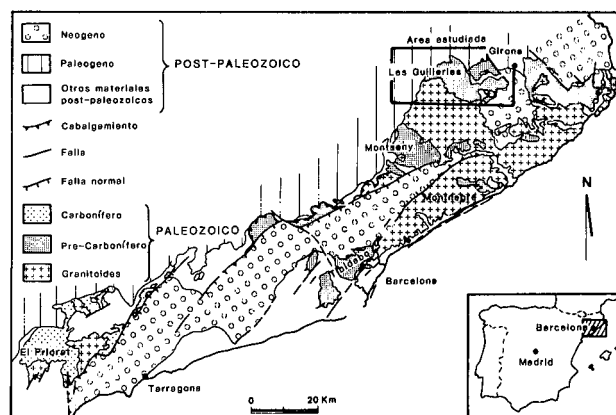


Figura 1.- Esquema geológico de las Cadenas Costeras Catalanas. El recuadro indica la situación del macizo de Les Guilleries.

Figure 1.- Situation map of the studied area.

considerada de edad cámbrica o cambro-ordovícica. A grandes rasgos esta sucesión se puede correlacionar con la serie de Canavellas y posiblemente en parte con la de Jujols del Pirineo (Cavet, 1957).

Los gneises de Les Guilleries no constituyen la base de la sucesión, sino que están intercalados en la serie metasedimentaria. El hecho de que por encima y por debajo de ellos aparezcan materiales diferentes, implica que los gneises se encuentran interestratificados, y permite dividir la serie en dos tramos, uno inferior, que se ha denominado Formación Osor y otro superior, denominado Formación Susqueda (Figs. 2 y 3).

La Formación Osor es esencialmente pelítica, y presenta en varios niveles intercalaciones de poco espesor (máximo de unos 3 m) de areniscas y rocas calcáreas más o menos puras, que han dado origen a mármoles y rocas calco-silicatadas.

La característica más notable de esta serie es la presencia de un potente nivel de anfibolitas, que puede alcanzar espesores superiores a los 50 m. Estas anfibolitas constituyen capas masivas, muy uniformes, y presentan contactos netos con los esquistos que las rodean. No se encuentran nunca relacionadas con rocas calcáreas, y la única variación que presentan es la existencia de algunos niveles que contienen nódulos milimétricos de plagioclasa deformada, que son una estructura primaria de la roca. Estas características, junto con otras de tipo petrográfico, (que se comentarán en el capítulo de rocas ígneas), permiten deducir que las anfibolitas derivan de una roca ígnea básica, probablemente de una colada basáltica.

El tramo superior, que se ha denominado formación Susqueda, es también básicamente pelítico, y se caracteriza por contener muy cerca del contacto con los gneises (unos 50 m. por encima), un potente nivel de mármoles (de unos 20 m. de espesor). Estos mármoles hacen pensar en una probable edad cámbrica, al menos para parte de la serie.

Por encima de los mármoles la serie de Susqueda es muy monótona, presentando únicamente algunas intercalaciones de poco espesor de cuarcitas o cuarcitas micáceas, que son algo más abundantes hacia la parte alta de la sucesión.

Los niveles más altos de esta formación no afloran debido a la existencia de una de las fallas de dirección NE-SW, que la ponen en contacto con materiales del Ordovícico superior. En conjunto, la parte aflorante de las formaciones Osor y Susqueda alcanza una potencia superior a los 1.000 m.

Los gneises de Les Guilleries

Separando las formaciones Osor y Susqueda se encuentran interestratificados los gneises de Les Guilleries (Fig. 2). Estos gneises presentan contactos netos y notablemente paralelos a la estratificación. Son de grano fino y completamente uniformes, observándose únicamente una cierta disminución del tamaño de grano en las proximidades de los contactos. En los metasedimentos situados en los alrededores de los contactos de los gneises se encuentra siempre una aureola de filoncitos de gneis, que conservan en ocasiones características pegmatoides. Tanto por los tipos de contactos que presentan, como por sus características petrológicas, los gneises pueden interpretarse como una intrusión laminar concordante, por tanto su edad posiblemente corresponde a la de la serie metasedimentaria en la que se hallan intruidos.

La sucesión vulcano-sedimentaria de St. Martí Sacalm

Por encima del Cambro-Ordovícico se encuentra una potente sucesión vulcano-sedimentaria que se ha

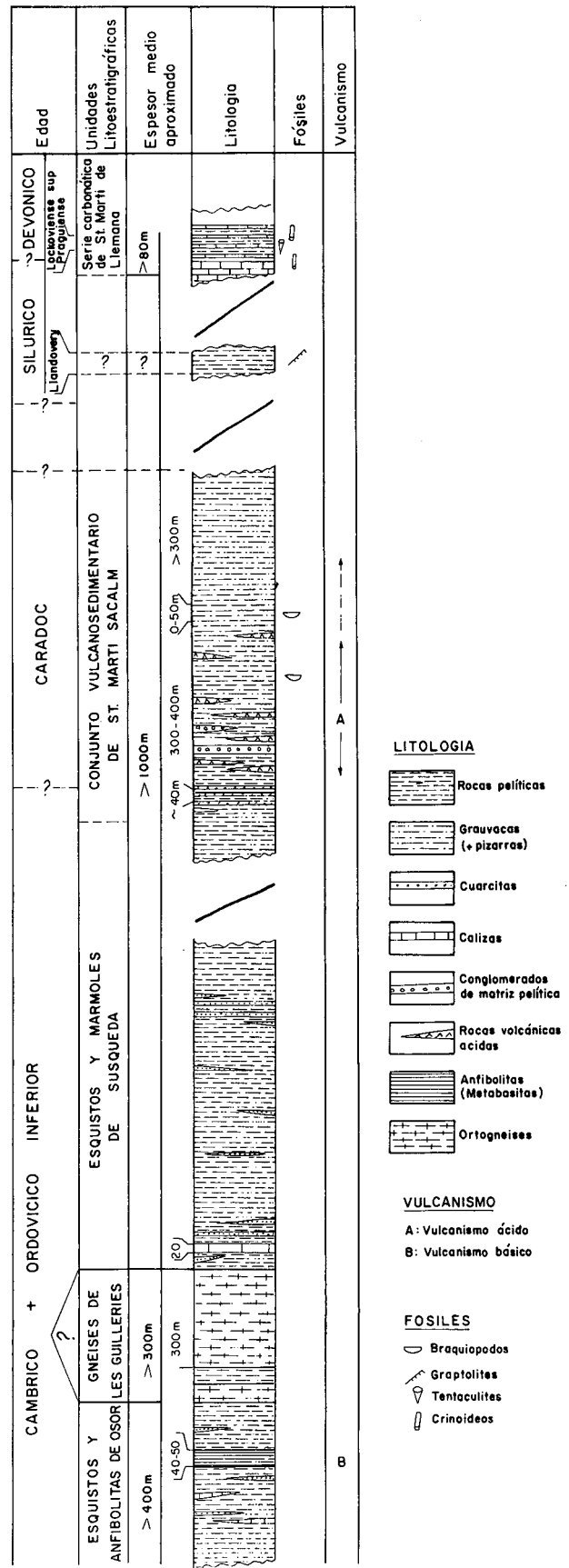
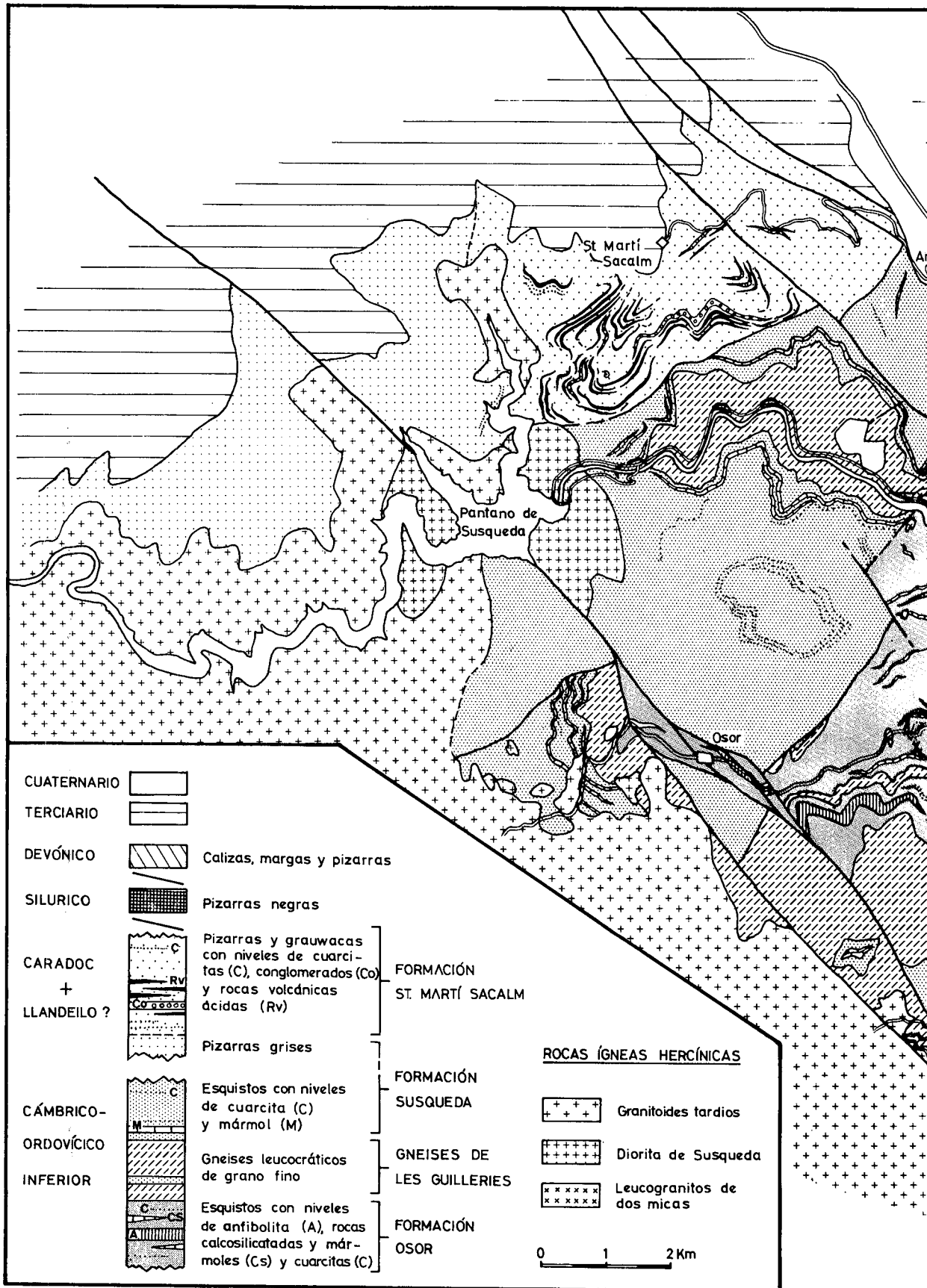


Figura 2.- Columna esquemática de la sucesión litoestratigráfica del Paleozoico de Les Guilleries.

Figure 2.- Paleozoic stratigraphical sequence in Les Guilleries.



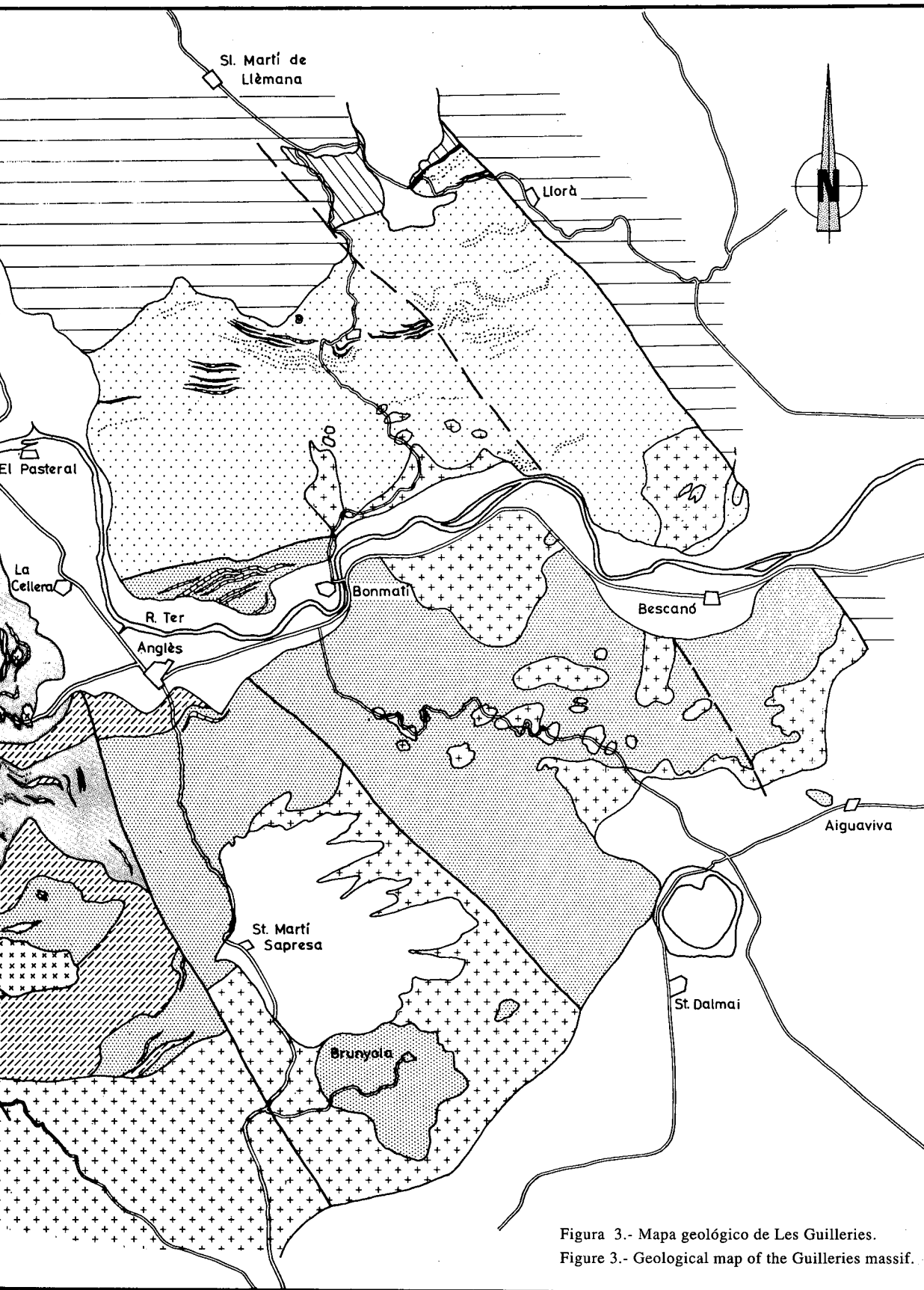


Figura 3.- Mapa geològic de Les Guilleries.
 Figure 3.- Geological map of the Guilleries massif.

denominado formación St. Martí Sacalm (Fig. 2). Esta sucesión está constituida esencialmente por una alternancia de pizarras y grauvacas en la que se encuentran intercalados niveles de cuarcita, de conglomerados y de rocas volcánicas ácidas. En ella se han podido diferenciar por su litología los siguientes tramos: 1) Tramo inferior: constituido por una alternancia de pizarras y cuarcitas. 2) Tramo medio: consiste en una alternancia de pizarras y grauvacas con abundantes rocas volcánicas de composición riolítica interstratificadas. En la parte baja de este tramo se encuentra un nivel discontinuo de conglomerados de matriz pelítica que puede llegar a tener más de 20 m. de potencia. Las grauvacas tienen generalmente un alto contenido en feldespatos y conservan con frecuencia estructuras sedimentarias como flute-cast, ripples, granoclasificación y cantos blandos. Todas estas características hacen pensar en una serie de tipo turbidítico. 3) Tramo superior: está constituido esencialmente por grauvacas masivas que predominan netamente sobre las pizarras, y no contiene ya prácticamente rocas volcánicas.

En el tramo medio de esta sucesión, se han localizado dos yacimientos de braquiópodos. Ambos se encuentran en niveles de pizarra relativamente potentes que probablemente se sitúan por encima de la mayor parte de las rocas volcánicas y por debajo del nivel de grauvacas masivas del tramo superior. El yacimiento más rico se encuentra situado en un camino que parte de la carretera de Bonmatí-St. Martí de Llémana, a unos 500 m al N de Les Serres, en dirección a la riera de St. Climent (Fig. 3).

Los fósiles, determinados por E. Villas (Universidad de Zaragoza) corresponden a los taxones siguientes:

Eorhipidomella aff. musculosa (Melou, 1976)
Strophomena sp. indet.

Esta asociación faunística permite datar el nivel como Caradoc, y posiblemente Caradoc medio (Villas *et al.*, 1987).

El otro yacimiento se encuentra situado en el camino que va de St. Martí Sacalm al embalse de Susqueda, cerca de la masía de Can Basses Vinyes (Fig. 3). La fauna hallada ha sido igualmente determinada por E. Villas y corresponde al taxón: *Iberomena cf. sardoa* (Vinassa, 1927), lo que permite asignar a este nivel una edad algo superior al anterior, correspondiente posiblemente al Caradoc superior (Villas *et al.* 1987).

En conjunto, la serie de St. Martí Sacalm tiene una potencia superior a los 1000 m., y debe abarcar el Caradoc y posiblemente el Llandeilo, o incluso el Llanvirn. El Ashgill no debe estar representado dado que no afloran en ningún punto los niveles calcáreos

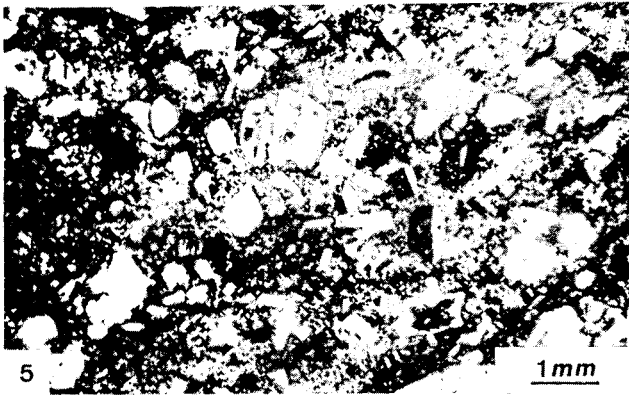
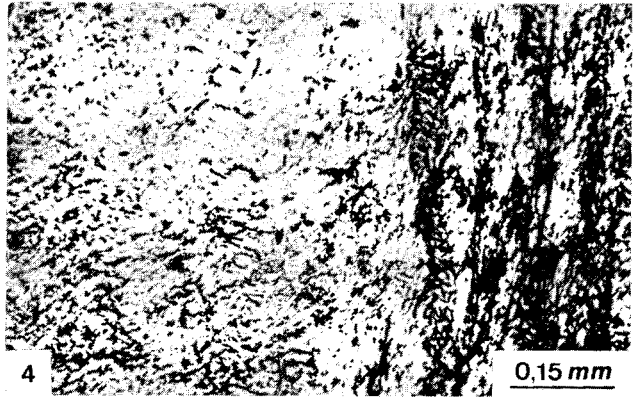
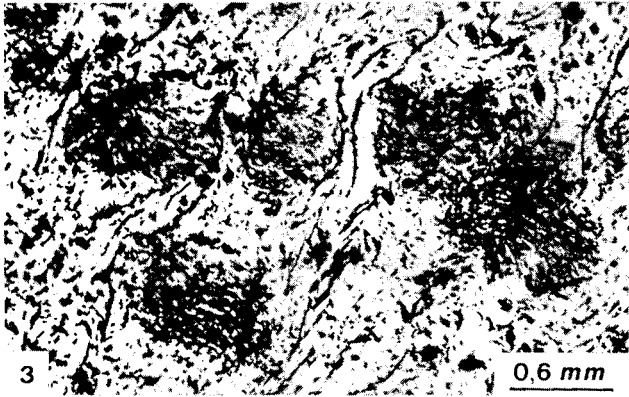
que lo caracterizan en las Cadenas Costero Catalanas y el Pirineo Oriental, su ausencia se debe a la existencia de una falla de dirección NE-SW, que pone en contacto la serie de St. Martí Sacalm con el Silúrico y el Devónico.

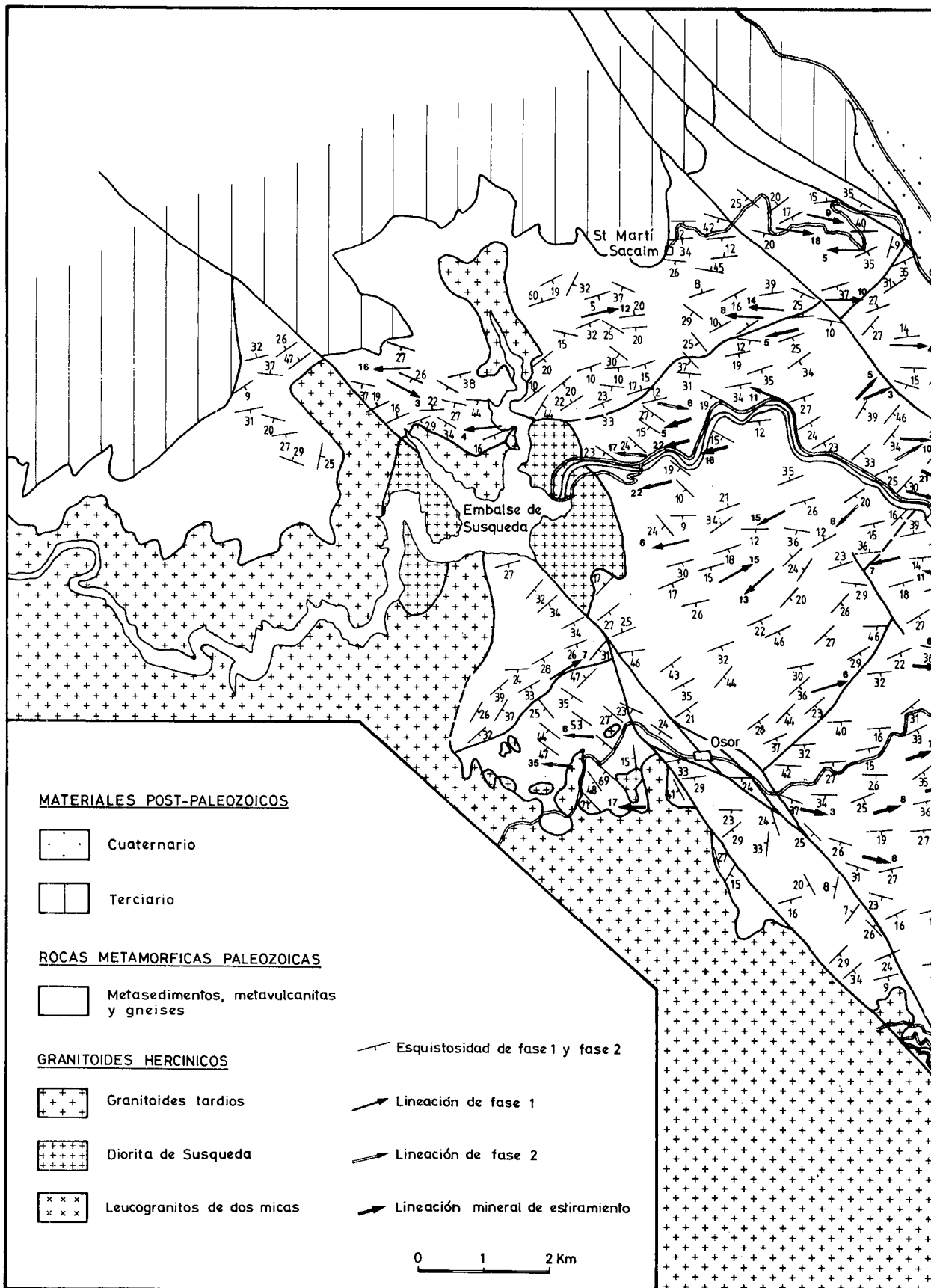
El Silúrico

Inyectados a lo largo de la falla antes mencionada, y pinzados entre la serie de St. Martí Sacalm, y la de St. Martí de Llémana, estratigráficamente más alta, se encuentran unos pequeños afloramientos de Silúrico (Fig. 3), constituidos por las típicas pizarras negras de grano fino, en las que se han localizado dos ricos yacimientos de graptolites (Julivert *et al.* 1985)

Lámina 1.- 1) Pliegues de fase 2 en gneises. 2) Pliegues de fase 2 en filoncitos de pegmatitas cerca del contacto con los gneises (obsérvese la foliación de fase 1 plegada, en el interior de los filoncitos y la foliación regional paralela al plano axial de los pliegues). 3) Cristales de cordierita sintectónicos con una crenulación (probablemente de fase 2); la crenulación es más laxa en el interior de los cristales que en el exterior, observándose un marcado aplastamiento diferencial en torno a ellos. 4) Detalle de una cordierita similar a las de la fotografía anterior; a la izquierda se observa parte de un cristal que incluye una crenulación laxa y a la derecha la misma crenulación mucho más apretada en su exterior. 5) Aspecto microscópico de una roca volcánica ácida del Ordovícico superior; los fenocristales, de tendencia idiomórfica son de feldespato-K y de plagioclasa, los irregulares son mayoritariamente de cuarzo. 6) Detalle de una roca similar a la de la foto anterior, en la que se observa un fenocristal de cuarzo corroído, rodeado por una matriz de grano fino. 7) Facies de borde de las anfíbolitas de Osor, esencialmente con granate, ortoanfíbol y cordierita. 8) Filón de leucogranito inyectado en los micaesquistos de Susqueda y plegado durante la segunda fase de deformación; la esquistosidad (S2) de los esquistos es axial con el pliegue.

Plate 1.- 1) Folds of phase 2, in gneisses. 2) Folds of phase 2 in pegmatite veins near the gneiss contact; the dominant foliation in the schists is axial with respect to the gneiss folds and to an earlier foliation (S1) inside the veins. 3) Syntectonic cordierite crystals with respect to a crenulation (possible phase 2); inside the microfolds are more open than outside. 4) Detail of a similar crystal; to the left the crystal with open microfolds inside and to the right the tight microfolds outside the crystal. 5) Thin-section of an upper Ordovician volcanic rock; idiomorphic phenocrystals are K-feldspars and plagioclases, irregular crystals are predominantly quartz. 6) Embayments in a quartz crystal in an upper Ordovician acid volcanic rock. 7) Thin-section of the Osor amphibolites essentially with garnet, orthoamphibol and cordierite. 8) Folded leucogranite vein with an axial plane schistosity (phase 2).





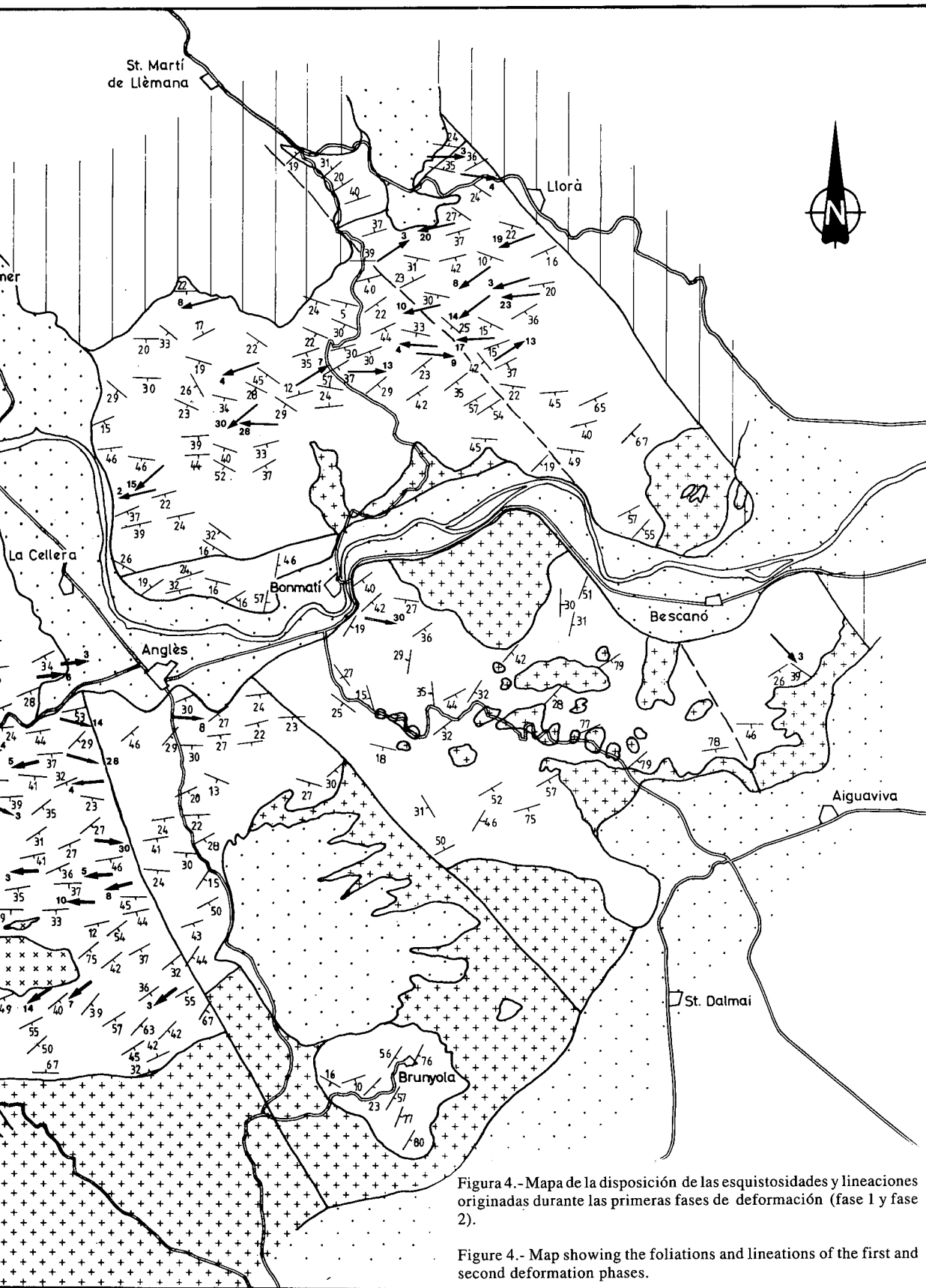


Figura 4.- Mapa de la disposición de las esquistosidades y lineaciones originadas durante las primeras fases de deformación (fase 1 y fase 2).

Figure 4.- Map showing the foliations and lineations of the first and second deformation phases.

En el yacimiento denominado GG-1, situado en la carretera de Girona a Les Planes entre los km. 16 y 17 se han determinado los siguientes taxones.

Glyptograptus sp.
Orthograptus? sp.
Monograptus cf. *convolutus* (Hisinger)
M. delicatulus (Elles & Wood)
M. lobiferus (M' Coy)
Rastrites cf. *hibridus* (Lapworth)

En el yacimiento denominado GG-2, situado en la vertiente SE del Puig de la Banya de Boc se han determinado los taxones:

Glyptograptus cf. *serratus* (Elles & Wood)
Monograptus cf. *convolutus* (Hisinger)
M. delicatulus (Elles & Wood)
M. limatulus? (Tornquist)
M. lobiferus (M' Coy).

Ambas asociaciones caracterizan la zona de *convolutus* del Llandovery.

La sucesión calcárea de St. Martí de Llemana

Al N de la falla anterior aflora una sucesión esencialmente calcárea en la que han podido observarse dos tipos de litologías diferentes, que deben corresponder a dos niveles estratigráficos distintos. El tipo de litología más común está constituido por una alternancia de pizarras y calizas en finos niveles que por comparación con el área de Sta. Creu d'Olorda (junto a Barcelona) debe corresponder al Lochkoviense-Praguense (Julivert *et al.* 1985). En el afloramiento de Les Guilleries se han encontrado abundantes restos de diocrináridos de la especie *Novakia* cf. *acuaria* (Richter), que indican el Praguense. El otro tipo de litología es mucho menos abundante, está constituido por calizas masivas nodulosas, que contienen abundantes restos de crinoideos y posiblemente pueden correlacionarse con las calizas masivas de edad esencialmente Pridoliense de Sta. Creu d'Olorda (Walliser, 1964; Julivert *et al.* 1985).

TECTÓNICA

La serie antes descrita fué afectada por la orogenia herciniana, la cual originó varias fases sucesivas de deformación que afectaron de diferente manera a las zonas de alto y bajo grado de metamorfismo. Por este

motivo se describirán separadamente las estructuras de ambas zonas.

La deformación de las zonas de alto grado

En las zonas de alto grado se observa una foliación regional que presenta buzamientos constantes hacia el S o el SE (Figs. 4 y 5) y que responde a lo que en la terminología inglesa se denomina una «schistosity». Frecuentemente esta foliación aparece al microscopio como una crenulación que pliega a una esquistosidad anterior, que muchas veces sólo se manifiesta por la presencia de arcos poligonales de micas y por la formación de «tectonic banding»; sin embargo, en algunas ocasiones, la recristalización de la roca es tan importante que llegan a desaparecer por completo los relictos de la foliación preexistente.

Se pueden definir por tanto dos fases de deformación (F1 y F2), la primera responsable de los relictos observados (S1), y la segunda de la esquistosidad regional de crenulación (S2)

El carácter de crenulación de esta esquistosidad se aprecia claramente cuando la serie presenta finos niveles de litologías diferentes. Entonces es común la presencia de pequeños pliegues muy apretados que afectan a los niveles más competentes, y que tienen como esquistosidad de plano axial a la crenulación generalizada de fase 2. Esta crenulación se manifiesta esencialmente en los micaesquistos, pero también origina frecuentemente pequeños pliegues que afectan la foliación de los mármoles y las cuarcitas. En los gneises, sin embargo, se observa una sola foliación, que debe ser la suma de las dos deformaciones. Posiblemente, su litología no permitió el desarrollo de una crenulación, y la segunda fase de deformación originó únicamente un aplastamiento adicional de la esquistosidad de fase 1, aunque ocasionalmente se encuentran en las partes externas de los gneises, pequeños pliegues de plano axial horizontal que deben relacionarse con la deformación de fase 2 (Lám. 1-1).

Los filoncitos que constituyen la aureola que rodea los bordes de los gneises están, sin embargo, claramente afectados por las dos fases de deformación, ya que presentan una foliación de fase 1, y han sido posteriormente plegados, dando pliegues apretados, que tienen a la crenulación de fase 2 como esquistosidad axial (Lám. 1-2).

La segunda fase de deformación originó sólo pliegues de pequeño tamaño, y presenta ejes subhorizontales de dirección aproximadamente E-W (Fig. 6A).

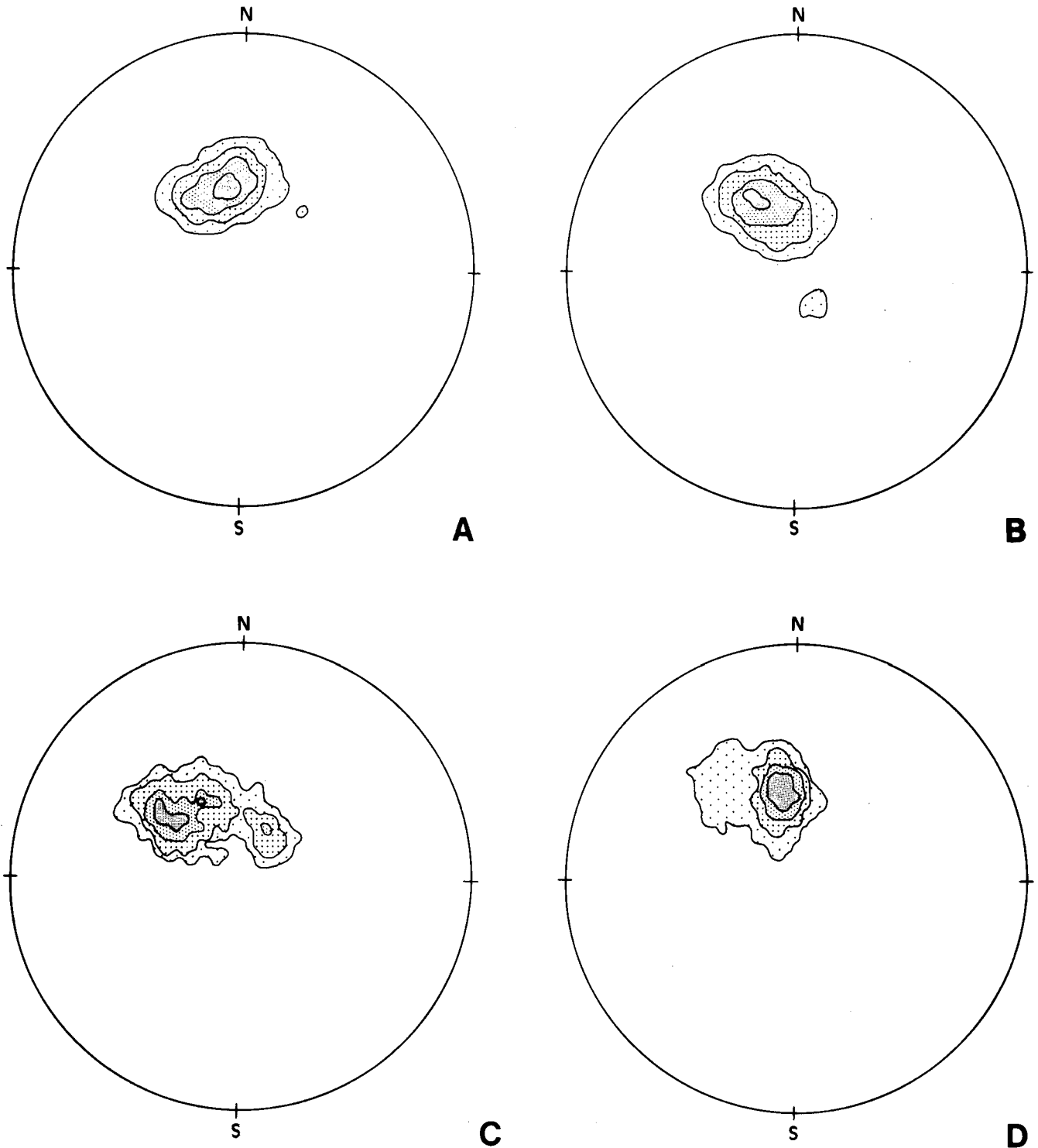


Figura 5.- Disposición de la esquistosidad regional en las zonas de alto grado de metamorfismo. A) Esquistos y anfibolitas de Osor, 283 puntos. B) Esquistos y mármoles de Susqueda, 388 puntos. C) Gneises de Les Guilleries, sector N (El Pasteral-Susqueda), 68 puntos. D) Gneises de Les Guilleries, sector S (Sta. Bárbara), 183 puntos. Los contactos tramados representan concentraciones superiores al 5%, 10%, 15% y 20% de los puntos. Proyección equiareal, hemisferio inferior.

Figure 5.- Dominant cleavage in high-grade areas. A) Osor Schists and Amphibolites, 283 points. B) Susqueda Schists and Marbles, 388 points. C) Les Guilleries Gneisses (northern zone, El Pasteral-Susqueda), 68 points. D) Les Guilleries Gneisses (southern zone, Sta. Barbara), 183 points. Contours at 5%, 10%, 15% and 20%. Equal area, lower hemisphere projections.

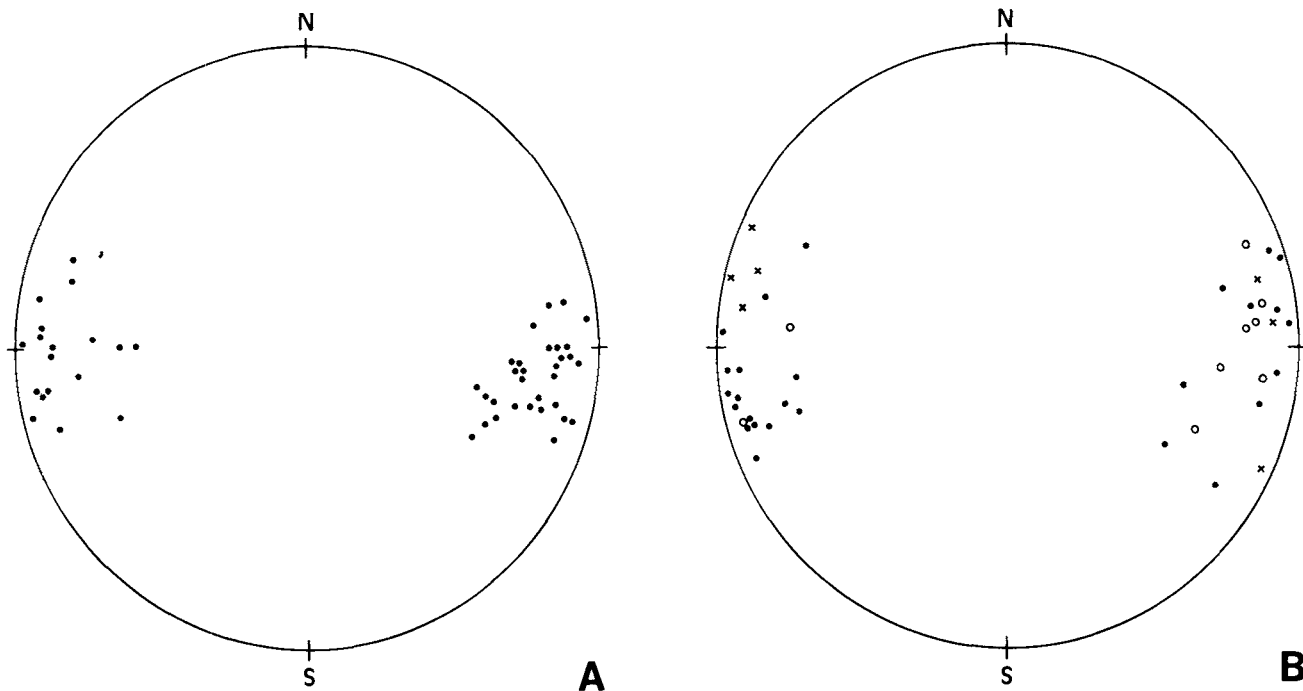


Figura 6.- Lineaciones de las zonas de alto grado de metamorfismo. A: lineaciones de fase 2 (intersecciones, crenulaciones y ejes de pliegues). B: lineaciones minerales de estiramiento. Los círculos vacíos corresponden a los esquistos, los círculos negros a los gneises y las cruces a las anfíbolitas. Proyección equiareal, hemisferio inferior.

Figure 6.- Lineations in the high-grade areas. A) Phase 2 lineations (intersection lineations, crenulations and micro-fold axes). B) Stretching lineations. Empty circles, lineations in schists. Full circles, lineations in gneisses. Crosses, lineations in amphibolites. Equal area, lower hemisphere projection.

En las zonas de alto grado se observan con cierta frecuencia lineaciones de estiramiento, especialmente en los gneises, en donde están definidas por cristales alargados de biotita, y sobre todo en las anfíbolitas. Las anfíbolitas muestran una clara lineación de estiramiento, marcada por la disposición de los anfíboles y de los nódulos primarios de plagioclasa deformados. Estos nódulos, que inicialmente debían ser más o menos esféricos, presentan ahora formas elipsoidales muy alargadas que dan una idea de la forma y la disposición del elipsoide de deformación final en estas rocas. La disposición de la lineación de estiramiento en las zonas de alto grado es subhorizontal, y aproximadamente E-W (Fig. 6B). Resulta, por tanto, prácticamente paralela a las lineaciones de crenulación de fase 2.

La deformación en las zonas de bajo grado

En las zonas de bajo grado, las rocas presentan una foliación regional que corresponde a una esquistosidad de flujo (slaty cleavage), no habiéndose observado en

ningún lugar una crenulación equivalente a la segunda fase de deformación de las rocas de alto grado. La esquistosidad de flujo representa por tanto la primera foliación observable, por lo que se la denominará S1.

No se han observado pliegues mayores de fase 1, e incluso son bastante raros los pliegues menores, pero a menudo, la esquistosidad y la estratificación forman un cierto ángulo, por lo que se han podido obtener bastantes medidas de lineaciones de intersección. Estas lineaciones son subhorizontales, y tienen una dirección aproximada E-W (Fig. 7B), resultan, por tanto, prácticamente paralelas a la dirección de los ejes de fase 2 de las zonas de alto grado.

Las rocas de esta zona no presentan lineaciones de estiramiento, y los boudíns tienen generalmente formas más o menos discoidales, por lo que puede deducirse que el elipsoide de deformación debe tener más o menos esa forma.

La disposición de la S1 en las zonas de bajo grado presenta un máximo muy marcado hacia el S pero se observa también otro máximo menos importante hacia

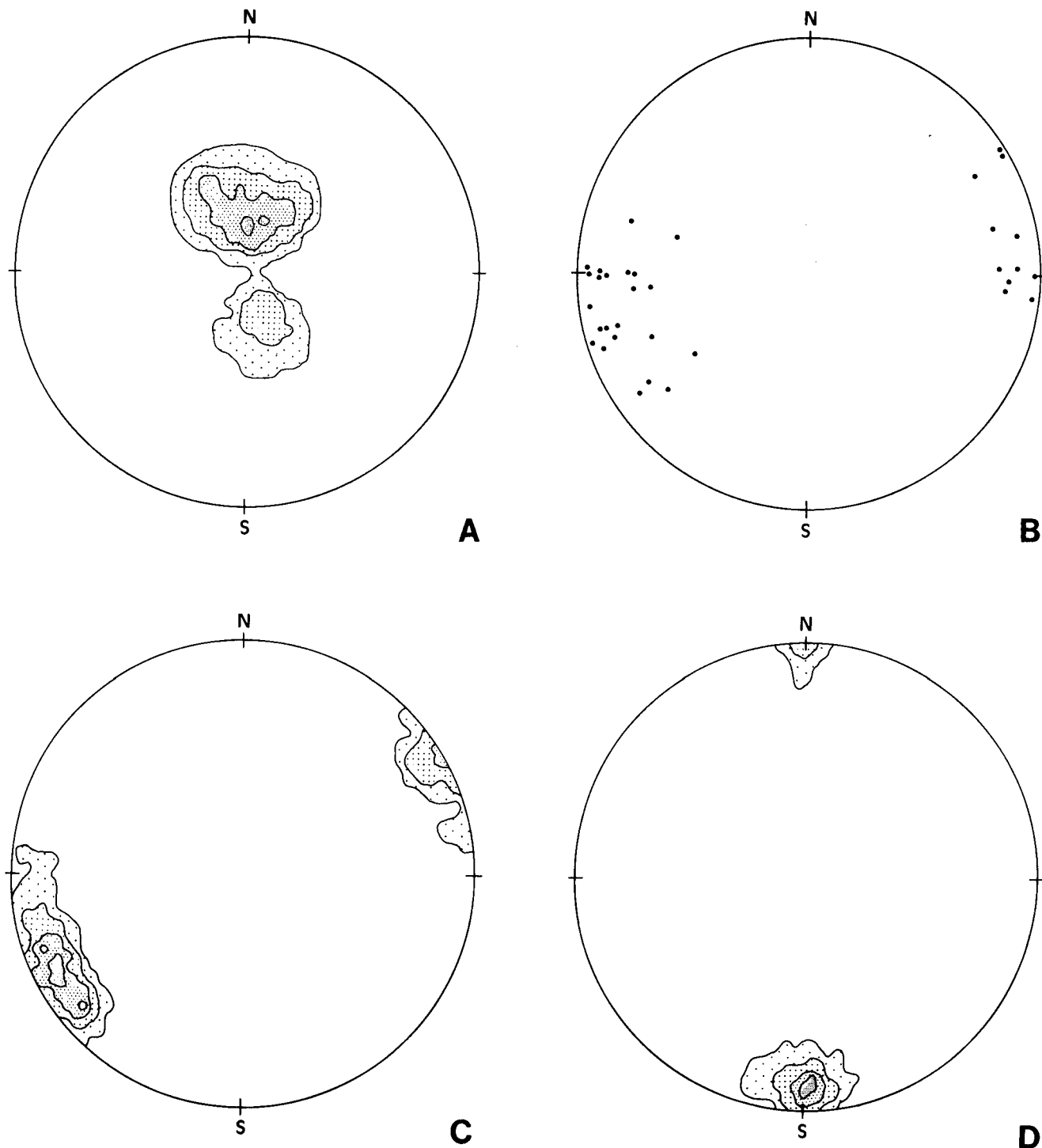
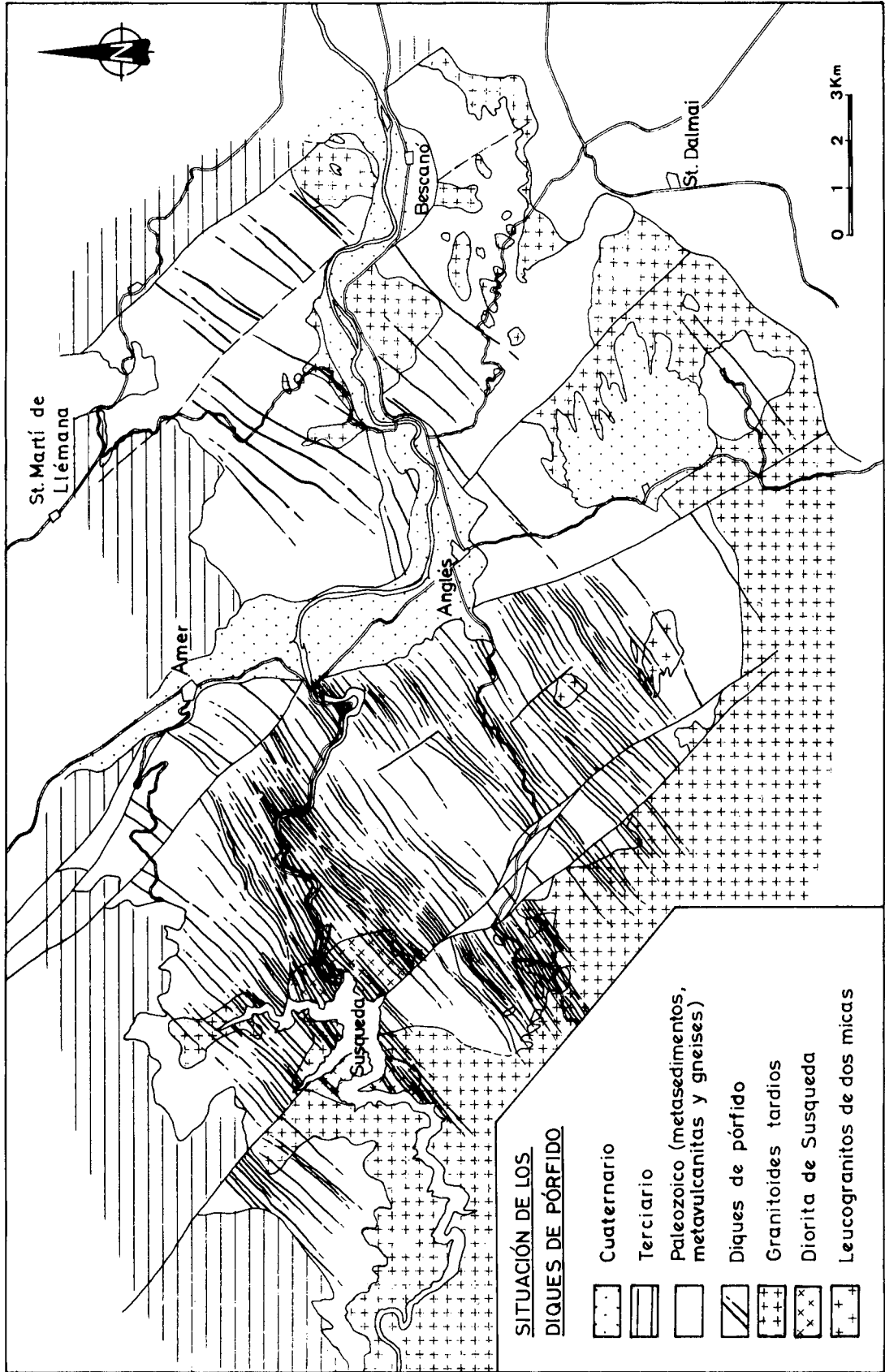


Figura 7.- A) Disposición de la esquistosidad regional en las zonas de bajo grado de metamorfismo (Ordovícico medio-superior, Silúrico y Devónico), 683 puntos. B) Lineaciones de intersección de fase 1. C) Lineaciones de fase 3, 95 puntos. D) Lineaciones de fase transversal tardía, 55 puntos. Las áreas tramadas representan concentraciones superiores al 5%, 10%, 15% y 20% de los puntos. Proyección equiareal, hemisferio inferior.

Figure 7.- A) Regional foliation in low grade areas (lower and upper Ordovician, Silurian and Devonian), 683 points. B) Intersection lineations of the first deformation phase. C) Crenulation lineations (phase 3), 95 points. D) Lineations (fold axes and intersections) of the late cross-structures, 55 points. Contours at 5%, 10%, 15% and 20%. Equal area, lower hemisphere, stereographic projection.



el N (Fig. 7A). Este fenómeno se observa también, pero con menos claridad, en las zonas de alto grado, y se debe a la existencia de bandas alargadas de buzamientos opuestos, debidas a la existencia de pliegues laxos con ejes subhorizontales de dirección aproximadamente E-W (fase 3). Estos pliegues de orden mayor, están relacionados con pliegues menores y crenulaciones tardías de ejes aproximadamente E-W y planos axiales de buzamiento variable (Fig. 7C).

La última fase de deformación, denominada fase transversal tardía, da lugar a ondulaciones muy laxas con ejes de dirección N-S y planos axiales verticales, (Fig. 7D).

Las estructuras de fase 3 y transversal tardía son más comunes en las zonas de bajo grado que en las de alto grado, debido posiblemente a que su litología es más favorable.

Las deformaciones frágiles posteriores

Con posterioridad a la generación de las últimas estructuras hercínicas generalizadas, el área estudiada fué afectada por un número importante de fracturas. Estas pueden agruparse en dos familias, una primera de dirección NE-SW de edad posiblemente tardi-hercínica ya que afecta únicamente a los materiales paleozoicos, y una posterior, de dirección NW-SE, que corta hasta a los materiales terciarios más modernos. Además, la región estuvo sometida a una fase distensiva importante, que se manifiesta por la existencia de abundantes diques de pórfido, muy importantes, tanto en número, como en volumen total de roca inyectada. Estos diques atraviesan a todas las rocas hercínicas de la región, incluidos los granitoides tardíos (Fig. 8).

←

Figura 8.- Situación de los diques de pórfido del área paleozoica de Les Guilleries. La cartografía se ha limitado a los diques que cortan a los metasedimentos, metavulcanitas y gneises, por lo que no se han representado los diques que cortan exclusivamente a los granitoides tardíos.

Figure 8.- Porphyry dykes in Les Guilleries. Only dikes cutting across metasediments, metavolcanites and gneisses are represented. The dikes inside the granitoids are not represented.

METAMORFISMO

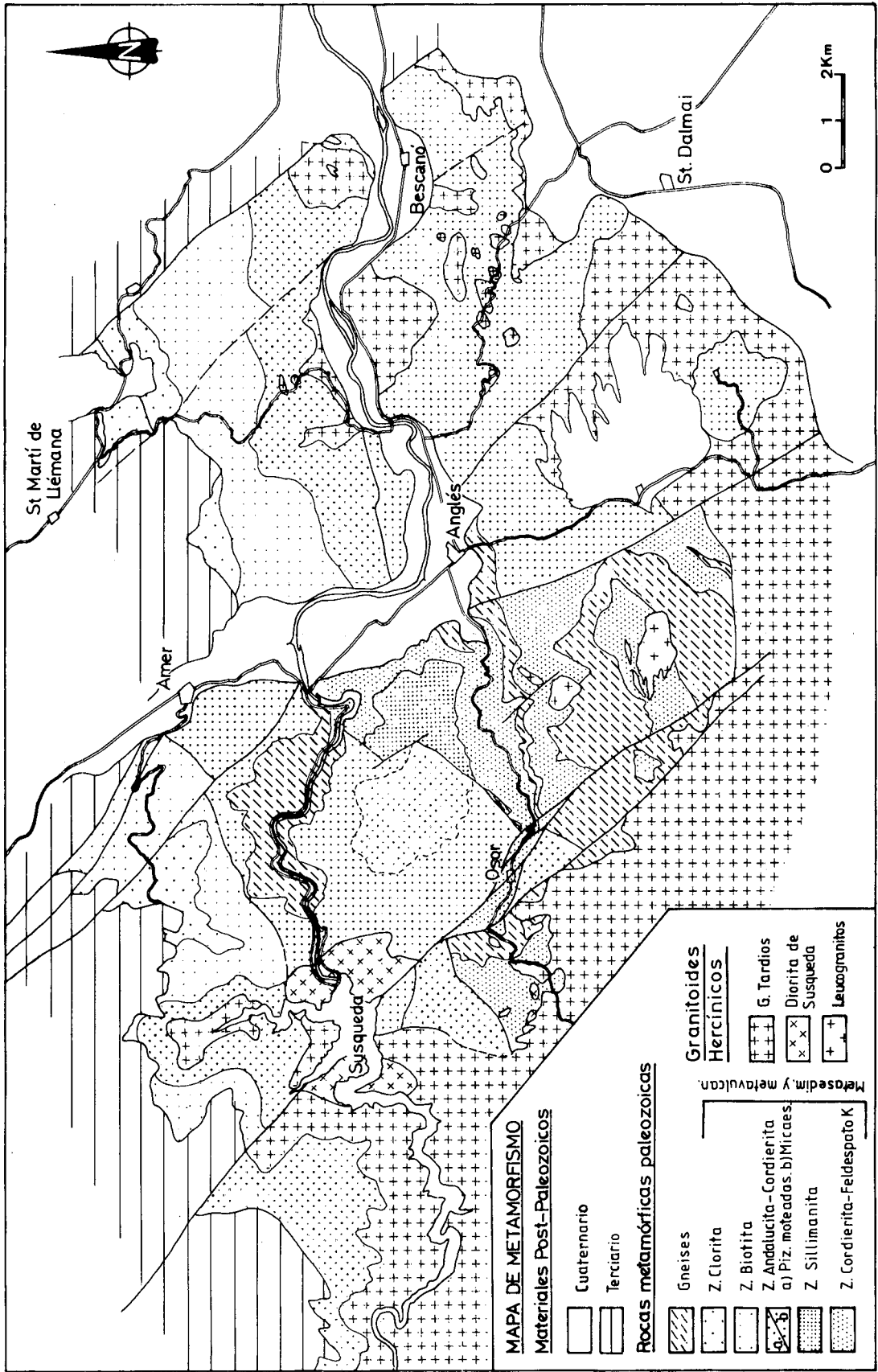
Todas las rocas paleozoicas de Les Guilleries, excepto los granitoides hercínicos han sido afectados por el metamorfismo regional hercínico. Este metamorfismo es de muy bajo grado en las zonas más superficiales (Silúrico y Devónico), y se hace progresivamente más alto hacia los niveles más profundos de la serie, llegando aparentemente al inicio de la fusión parcial. Posteriormente, las rocas han sido afectadas por el metamorfismo de contacto ligado a la intrusión de los granitoides.

El metamorfismo regional progradante

Las rocas pelíticas presentan una sucesión de asociaciones con clorita, biotita, andalucita-cordierita, sillimanita y cordierita/feldespatos potásico. Estas asociaciones permiten definir una zonación metamórfica muy clara para este tipo de rocas. Las zonas de más bajo grado afloran al N, mientras que las de grado progresivamente más alto afloran hacia el S (Fig. 9).

Las rocas situadas en las zonas de la clorita y la biotita presentan una reestructuración textural muy poco importante, por lo que conservan frecuentemente las estructuras sedimentarias y los fósiles. En la zona de la clorita, la aparición de este mineral es incluso anterior o muy precoz con respecto al desarrollo de la esquistosidad de flujo S1, es por tanto pre-sin fase 1, mientras que la aparición de la biotita (zona de la biotita) es ya sin-fase 1.

Conforme aumenta el grado de metamorfismo, las rocas presentan un mayor tamaño de grano, y una reestructuración textural más importante. Asimismo, la aparición de los minerales metamórficos, va siendo progresivamente más tardía respecto a la deformación, de forma que la andalucita, la cordierita y la sillimanita son ya claramente sin-fase 2 (Fig. 10). El climax del metamorfismo se alcanza con el desarrollo de cordierita y feldespatos potásico, que se forman a partir de biotita, sillimanita y cuarzo. Las rocas de esta zona son las que muestran una mayor reestructuración textural, presentan texturas granoblásticas caracterizadas por la existencia de abundantes restos de cristales de biotita y sillimanita corroídos e incluidos en una masa de cordierita y feldespatos potásico, por lo que la roca podría definirse ya como un gneis pelítico. La esquistosidad S2 se vuelve progresivamente menos definida conforme se desestabilizan la biotita y la sillimanita, para llegar casi a borrarse en las zonas más profundas. El climax del metamorfismo es pues post-fase 2. Aunque el grado de metamorfismo de estas



rocas es muy alto, la aparición de movilizados cuarzo-feldespáticos se puede observar unicamente en puntos aislados.

La sucesión de asociaciones descrita indica unas condiciones de metamorfismo de baja presión y alta temperatura. Sin embargo, la presencia de estaurólita relictas en el interior de cristales de andalucita, indica la existencia de una desconocida asociación preexistente con este mineral. Dado que la destrucción de estaurólita en presencia de moscovita, para dar silicato de Al+biotita+cuarzo, tiene una pendiente positiva importante, puede haberse originado tanto por un incremento de temperatura, como por una disminución de la presión.

Para las rocas calcáreas y básicas no puede establecerse una zonación similar a la obtenida para las rocas pelíticas, puesto que estas rocas son poco abundantes y se presentan concentradas en la serie en niveles metamórficos similares. Las rocas calcáreas se encuentran fundamentalmente en las zonas de alto grado de metamorfismo y originan mármoles muy recristalizados y rocas calcosilicatadas con asociaciones minerales con wollastonita, diopsido, grasularia, vesubianita, hornblenda, titanita, etc. Las anfíbolitas se hallan exclusivamente en las zonas de más alto metamorfismo (en la formación Osor), y derivan fundamentalmente de rocas ígneas básicas. Presentan como minerales fundamentales hornblenda, plagioclasa, cumingtonita y ortoanfibol, y algunas facies menos comunes granate, cordierita, cuarzo y biotita (Fig. 11).

El metamorfismo de contacto

Se produce en un estadio posterior al metamorfismo regional, y se halla ligado a la intrusión de los granitoides hercínicos. Las aureolas de metamorfismo de contacto más importantes en extensión son las inducidas por los granitoides tardíos. Este metamorfismo alcanza el climax con el desarrollo de andalucita y cordierita, y es posterior a todas las fases de deformación hercínicas (Fig. 10).

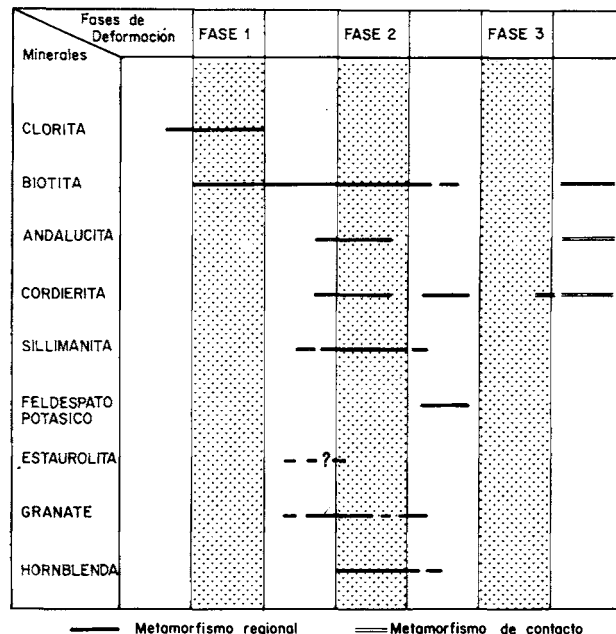


Figura 10.- Relación temporal entre la cristalización de los minerales metamórficos y las fases de deformación.

Figure 10.- Time relationships between metamorphism and deformation.

También se ha originado una pequeña aureola de contacto en torno a la diorita de Susqueda. El metamorfismo inducido por esta intrusión tiene un espesor muy restringido (unos pocos metros) y alcanza el climax con la formación de granate y cordierita, asociación que indica unas condiciones de presión y temperatura relativamente altas. Sin embargo, los granates son reaccionales y se encuentran parcialmente sustituidos por biotita, la destrucción del granate, para dar coronas de biotita, indica un aumento de volumen, y por tanto una descompresión, lo que parece sugerir que la intrusión de las dioritas es relativamente precoz, respecto a los granitoides tardíos.

ROCAS IGNEAS

En el macizo de Les Guilleries se puede observar una gran variedad de rocas ígneas, tanto por su origen y composición como por su edad. Estas rocas pueden agruparse en dos grandes conjuntos, las rocas ígneas pre-hercínicas, que se encuentran interestratificadas en la serie metasedimentaria, y los granitoides hercínicos.

Figura 9.- Mapa de metamorfismo de los materiales paleozoicos de Les Guilleries.

Figure 9.- Metamorphic map of the Guilleries massif.

La rocas ígneas pre-hercínicas

Las metabasitas de Osor.- Son las rocas ígneas más antiguas de la región, constituyen niveles de anfibolita de bastante espesor (varias decenas de metros), que se encuentran interestratificadas en la formación Osor. Aunque, a causa del metamorfismo, se han borrado casi por completo las texturas preexistentes, estas rocas conservan todavía niveles con nódulos deformados de plagioclasa, que constituyen una textura ígnea heredada. Las anfibolitas tienen una composición mineralógica muy uniforme en todo su espesor, (están constituidas esencialmente por hornblenda y plagioclasa), excepto en las facies de borde, que presentan como minerales esenciales ortoanfibol, granate y cordierita (Fig. 11 y Lám.1, 7). Esta mineralogía ha sido considerada en otras áreas como el resultado de la alteración por el agua de mar de coladas basálticas submarinas (James *et al.*, 1978; Robinson *et al.*, 1982), lo cual corrobora el origen ortoderivado de las anfibolitas de Osor.

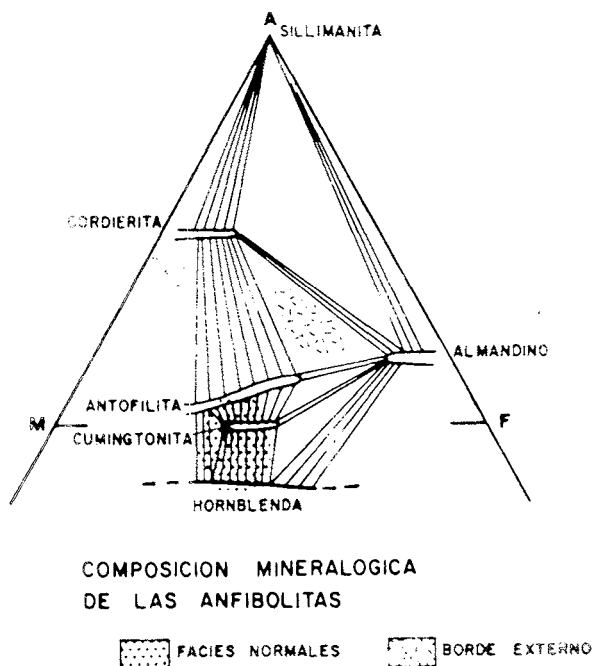


Figura 11 - Proyección sobre un diagrama AFM de las asociaciones minerales de las anfibolitas de Les Guilleries. Relaciones entre las fases minerales según James *et al.* (1978).

Figure 11.- AFTM diagram showing the mineral associations of the Guilleries amphibolites. Mineral associations in amphibolites according to James *et al.* (1978).

Los gneises de Les Guilleries.- Forman posiblemente varios niveles de gran espesor (hasta más de 300 m) interestratificados en la serie cambro-ordovícica, por encima de las anfibolitas. Los contactos con los metasedimentos son netos y paralelos a la estratificación. Los gneises son leucocráticos, de grano fino y muy uniformes, con texturas granoblásticas o grano-lepidoblásticas y frecuentemente microglandulares. Presentan un conjunto de características que permite asignarles un origen ortoderivado, como son: su gran uniformidad, la presencia de posibles texturas ígneas relictas (mirmequitas), la presencia de posibles xenolitos, y la existencia de un borde de grano más fino y de minerales idiomorfos tales como circón y apatito. Su carácter intrusivo se pone de manifiesto básicamente por la presencia de una aureola de filoncitos, inicialmente aplíticos o pegmatíticos (que contienen frecuentemente turmalina) que rodean siempre a las grandes masas de gneises, y también por el hecho de que en unas decenas de metros por encima de los gneises, los micaesquistos contienen cristales idiomorfos de turmalina, que no se observan en otros puntos de la serie.

Las rocas volcánicas del Ordovícico superior.- Forman cuerpos tabulares y de poco espesor (generalmente inferior a 10 m) que se encuentran interestratificados en la parte media de la serie de St. Martí Sacalm, en un espesor de unos 150 m. Presentan siempre texturas porfídicas, con una matriz de grano muy fino (Lám. 1-5), que posiblemente en algunos casos se ha originado por desvitrificación, la cual contiene un porcentaje variable de fenocristales de cuarzo (muy corroídos) (Lám.1, 6) y de plagioclasa y feldespato (de tendencia idiomórfica). En ocasiones, estas rocas presentan también texturas fluidales. Su espectro de composiciones abarca riolitas, riolacitas y dacitas (Durán *et al.* 1984). Tanto por sus características texturales y composicionales como por su relación con los metasedimentos del encajante, estas rocas se interpretan como efusiones submarinas de magmas ácidos, en un ambiente turbidítico, similares a las descritas por Cas (1978) y Cas *et al.* (1981).

Las rocas ígneas hercínicas

Los diferentes tipos de granitoides que afloran en el área son: 1) cuarzodioritas, dioritas y tonalitas formando filones deformados, 2) granitos leucocráticos de dos micas, 3) stock diorítico de Susqueda, 4) granitoides tardíos de Guilleries-Montseny y 5) diques de pórfido. Estas rocas tanto por su composición como por su edad relativa respecto a la deformación encajan bastante bien en el cuadro general aceptado para los granitoides del Macizo Ibérico (Capdevila y Floor, 1970; Capdevila *et al.*, 1973; Corretgé, 1983).

Cuarzodioritas, dioritas y tonalitas en filones.- Forman masas tabulares de poco espesor (algunos metros), intruidas exclusivamente en las zonas de más alto grado de metamorfismo. Estas rocas se presentan siempre intensamente foliadas y en ocasiones cortadas por los leucogranitos de dos micas. Son las rocas ígneas hercínicas más antiguas que afloran en el área, y deben haberse intruido a principios de la segunda fase de deformación. Posiblemente son equiparables a las granodioritas precoces del Macizo Ibérico (Fig. 12).

Leucogranitos de dos micas (granitos S).- Son equivalentes a los de la serie peraluminica alcalina del Macizo Ibérico. Se encuentran intruidos unicamente en las zonas de la sillimanita y de la cordierita-feldespato potásico, donde constituyen a veces masas de cierta extensión, pero en general, forman sólo filones irregulares de pocos metros de espesor. Son de composición granítica, y presentan generalmente facies aplíticas y pegmatíticas.

Estas rocas se encuentran desde claramente plegadas y foliadas por la segunda fase de deformación (aunque nunca con mucha intensidad) (Lám.1, 8), hasta completamente indeformadas, de lo que puede deducirse que empezaron a intruirse durante la segunda fase de deformación, y siguieron haciéndolo hasta bien acabada ésta (Fig. 12).

Diorita de Susqueda. Forma un cuerpo de varios km² de extensión, que está intruido en los metasedimentos de la serie de Susqueda, y ha sido a su vez intruido por los granitoides tardíos. No presenta ninguna deformación apreciable, pero el hecho de que las corneanas del metamorfismo de contacto del encajante muestren una descompresión, parece indicar que se trata de una intrusión relativamente precoz. No obstante, lo único que puede afirmarse con seguridad es que es anterior a los granitoides tardíos, sin que pueda asegurarse si está relacionada con éstos o con los filones de cuarzodiorita deformados.

Granitoides tardíos. Constituyen los mayores afloramientos de rocas ígneas del área. Pueden equipararse a los granitoides calcoalcalinos del Macizo Ibérico y son similares a los estudiados por Enrique (1984, 1985) en otros puntos de las Cadenas Costeras Catalanas. Estos granitoides cortan a todas las estructuras hercínicas, incluso las más tardías, y no presentan ningún tipo de deformación, son por tanto post-tectónicos respecto a la orogénesis hercínica (Fig. 12).

Diques de pórfido. Son muy abundantes, especialmente en las zonas más profundas, donde constituyen cuerpos tabulares subverticales de bastante espesor (hasta 50 m) y considerable longitud (algunos km).

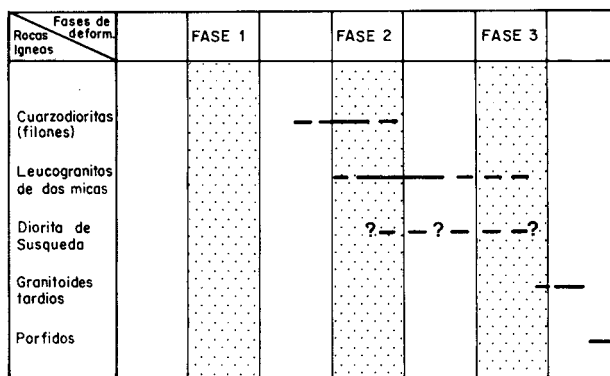


Figura 12.- Relación temporal entre la intrusión de los granitoides hercínicos y las fases de deformación.

Figure 12.- Time relationships between granitoid intrusions and deformation.

Presentan una dirección muy constante que oscila entre NE y ENE, y su composición es generalmente granítica o granodiorítica. Estos diques son similares, tanto por su composición y características petrográficas, como por su tamaño y disposición, a los estudiados por Enrique (1984) en el área del Montnegre. Los diques de pórfido son las últimas rocas ígneas hercínicas que se observan en el área, ya que cortan a todas las demás rocas, incluso a los granitoides tardíos.

CONCLUSIONES

La serie paleozoica de Les Guilleries abarca desde un probable Cámbrico hasta el Devónico. De esta serie se han podido datar con fósiles, el Caradoc, el Silúrico y el Devónico. La sucesión es esencialmente pelítica en el Cámbrico-Ordovícico inferior, de tipo turbidítico en el Ordovícico medio-superior y esencialmente carbonatada en el Devónico.

En la serie se observan rocas magmáticas interestratificadas en varios niveles. Las más bajas son las anfibolitas de Osor, que se han interpretado como originadas por un vulcanismo básico submarino. Por encima se encuentran los gneises de Les Guilleries, que se interpretan como derivados de una intrusión ácida laminar y concordante con la estratificación. Por último se encuentran las rocas volcánicas del Caradoc, que corresponden a un vulcanismo ácido submarino.

La deformación que afecta a los metasedimentos paleozoicos es polifásica. Las primeras fases (1 y 2) generan esquistosidades bastante tendidas, mientras que la fase 3 origina pliegues de planos axiales más verticales que deforman las estructuras anteriores. Las fases más tardías son transversales y de poca importancia. No se han puesto en evidencia estructuras mayores de fase 1, a no ser que algunas de las repeticiones de los gneises (observables a escala cartográfica) sean debidas a pliegues. Probablemente todo el macizo de Les Guilleries constituye el flanco normal de una megaestructura.

Existe un gradiente de la deformación entre las zonas de bajo y alto grado de metamorfismo. Las principales diferencias son: 1) la existencia de una esquistosidad (S2) en las zonas de alto grado, que no se manifiesta en las de bajo grado, y 2) la variación en la forma del elipsoide de deformación, que pasa de tener un predominio del estiramiento en las zonas de alto grado, a tenerlo del aplastamiento en las de bajo grado.

El metamorfismo se ha producido en dos estadios principales, un primer metamorfismo regional progradante y un segundo metamorfismo de contacto. El metamorfismo regional progradante presenta una sucesión de asociaciones minerales en las rocas pelíticas, con: clorita, biotita, andalucita-cordierita, sillimanita y cordierita-feldespato potásico, que indican un gradiente característico de unas condiciones de baja presión y alta temperatura. Sin embargo, la presencia de estauroлита relicta en el interior de cristales de andalucita parece indicar unas condiciones anteriores de mayor presión y menor temperatura. El climax se alcanza en las zonas de alto grado al final de la fase 2 de deformación. En las zonas de bajo grado, su edad es progresivamente más antigua, de forma que en la zona de la clorita el crecimiento de este mineral es pre-sin-fase 1.

El metamorfismo de contacto está esencialmente inducido por los granitoides tardíos y alcanza su climax con la formación de andalucita y cordierita, posteriormente a las últimas fases de deformación. Estas asociaciones minerales caracterizan unas condiciones de temperatura moderada y baja presión.

En relación con la orogénesis hercínica se emplazaron una serie de granitoides de diversa edad y composición. Los más antiguos son unos cuerpos tabulares y de pequeño tamaño de dioritas, cuarzodioritas y tonalitas, que deben ser equiparables a las granodioritas precoces del Macizo Ibérico. Existe también una masa de dioritas de tamaño relativamente grande, que en apariencia no presenta deformación, y que es difícil de relacionar con seguridad con los otros tipos de granitoides. Con posterioridad, se intruyeron los leucogranitos de dos micas, que son equivalentes a los granitos peraluminicos de tendencia alcalina del Macizo Ibérico. Estas rocas se presentan desde ligeramente deformadas hasta indeformadas. Más tarde se intruyeron los granitoides tardíos de la serie calcoalcalina, que son ya claramente

postectónicos y por último se produjo el emplazamiento de los diques de pórfido, en unas condiciones frágiles de las rocas encajantes.

En conjunto, los granitoides más antiguos se encuentran emplazados en los niveles más profundos y metamórficos, mientras que los más modernos, alcanzan los niveles más superficiales y provocan extensas aureolas de metamorfismo de contacto.

BIBLIOGRAFÍA

- ASHAUER, H. y TEICHMÜLLER, R., 1935: Die variszische und alpidische gebirgsbildung Kataloniens. *Abh. Ges. Wiss. Gött. math.-phys. Kl.*, 3: 1-79.
- CAPDEVILA, R. y FLOOR, P., 1970: Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne. *Bol. Geol. Min.*, 81 (2-3): 215-225.
- CAPDEVILA, R., CORRETGE, G. y FLOOR, P., 1973: Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique. *Bull. Soc. Géol. France*, 15 (3-4): 209-228.
- CAS, R., 1978: Silicic lavas in Paleozoic flyschlike deposits in New South Wales, Australia: Behavior of deep subaqueous flow. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 89: 1708-1714.
- CAS, R., POWELL, C. McA., FERGUSSON, C.L., JONES, J.G., ROOTS, W.D. y FERGUSSON, J., 1981: The Lower Devonian Kowmung Volcaniclastics: a deep-water succession of mass-flow origin, northeastern Lachlan Fold Belt, N.S.W. *Jour. Geol. Soc. Australia*, 28: 271-288.
- CAVET, P., 1957: Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, 254 (55): 303-518.
- CORRETGE, L.G., 1983: Las rocas graníticas y granitoides del Macizo Ibérico. In: *Geología de España*. Libro Jubilar J.M. Ríos, Inst. Geol. Min. Esp., 1: 569-592.
- DURÁN, H., MARTÍNEZ, F.J. y JULIVERT, M., 1981: The Guilleries area. In: *Guide to the field trips in the Eastern Pyrenees and Catalanian Coastal Ranges* (13-15 June 1981), IGCP nº 5, Univ. Autònoma Barcelona: 38-43.
- DURÁN, H., GIL IBARGUCHI, J.I., JULIVERT, M. y UBACH, J., 1984: Early paleozoic acid volcanism in the Catalanian Coastal Ranges (NW Mediterranean). In: F.P. Sassi & Julivert Eds., *IGCP 5, Newsletter* 6: 33-43.
- ENRIQUE, P., 1984: The Hercynian post-tectonic plutonic and hypabissal rocks of the Montnegre massif, Catalanian Coastal Ranges (NE Spain). In: F.P. Sassi y M. Julivert Eds., *IGCP 5, Newsletter* 6: 45-56.
- ENRIQUE, P., 1985: *La asociación plutónica tardi-hercínica del macizo del Montnegre, Catalánides Septentrionales (Barcelona)*. Tesis Univ. Barcelona, 1: 1-351, 2 mapas.

- FAURA SANS, M., 1913: Síntesis estratigráfica de los terrenos primarios de Cataluña, con una descripción de los yacimientos fosilíferos más importantes. *Mem. R. Soc. Hist. Nat.*, 9 (1): 1-202.
- JAMES, R.S., GRIEVE, R.A.F. y PAUK, L., 1978: The petrology of cordierite-anthophyllite gneisses and associated mafic and pelitic gneisses at Manitowadge, Ontario. *Am. Jour. Sci.*, 278: 41-63.
- JULIVERT, M. y DURÁN, H., 1983: Stratigraphic Chart of Paleozoic sequence in Catalanian Coastal Ranges (North-eastern Mediterranean). In: F.P. Sassi y Szederkényi Eds. *IGCP 5, Newsletter* 5: 54-57.
- JULIVERT, M., DURÁN, H., RICHARDS, R.B. y CHAPMAN, A., 1985: Siluro-Devonian graptolite stratigraphy of the Catalanian Coastal Ranges. *Acta Geol. Hisp.*, 20 (3/4): 199-207.
- JULIVERT, M., DURÁN, H., GARCÍA-LÓPEZ, S., GIL IBARGUCHI, I., TRUYOLS MASSONI, M. y VILLAS, E., 1987: Pre-Carboniferous rocks in the Catalanian Coastal Ranges: volcanism, stratigraphic sequence and fossil content. In: W.H. Flügel, F.P. Sassi y P. Grecula, Eds. *Prevariscan and variscan events in the Alpine - Mediterranean mountain belts. Mineralia Slovaca*, Monography, Alfa Bratislava, pp. 313-322.
- JULIVERT, M. y MARTÍNEZ, F.J., 1980: The Paleozoic of the Catalanian Coastal Ranges (Northwestern Mediterranean). In: F. P. Sassi Ed. *IGCP 5, Newsletter* 2: 124-128.
- ROBINSON, P., SPEAR, F.S., SCHUMACHER, J.C., LAIRD, J., KLEIN, C., EVANS, B.W. y DOOLAN, B.L., 1982: Phase relation of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. In: D.R. Wöblen & P.H. Ribbe, Eds. *Amphiboles: petrology and experimental phase relations*. Reviews in Mineralogy, Min. Soc. Amer., 98: 1-227.
- SAN MIGUEL, A. y BELTRAN, A.J., 1966: Estudio de los diques de pórfidos graníticos de la garganta del Ter entre el Pasteral y Susqueda (Gerona) *Inst. de Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona*, 20: 73-81.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M., 1916: Estudio sobre la rocas de la garganta del Ter (entre El Pasteral y Susqueda). *Arx. Inst. Cièn. Barcelona*. 4 (5): 208-230.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M., 1917: Rocas de la garganta del Ter entre El Pasteral y Susqueda. *Mem. R. Acad. Cienc. Artes Barcelona*, 13 (4): 45-60.
- SCHRIEL, W., 1929: Der geologische Bau des katalonischen Kustengebirgen Ebromündung und Ampurdan. *Abh. Ges. Wiss. Gött. Math. Phys. Kl.*, 14 (1): 62-141
- SIJP, J.W.C.M. VANDER, 1951: *Petrography and geology of Montseny-Guilleries (NE Spain)*. Tesis Univ., Utrecht: 1-99.
- VIDAL, L.M. 1886: Reseña geológica y minera de la provincia de Gerona. *Bol. Com. Map. Geol. Esp.*, 13: 209-380.
- VILLAS, E., DURÁN, H. y JULIVERT, M., 1987: The Upper Ordovician clastic sequence of the Catalanian Coastal Ranges and its brachiopod fauna. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 174 (1). 55-74.
- WALLISER, O.H., 1964: Conodonten des Silurs. *Abh. Gess. Land. Bodenforsch.*, 41: 1-106. pa.