ACTA GEOLOGICA HISPANICA, v. 25 (1990), nº 1-2, pàgs. 113-121

PROJECT 276
Paleozoic of
the Tethys

Geología de los materiales Paleozoicos de las Escamas de la Cordillera prelitoral catalana al Este del río Llobregat

J. UBACH

Dpto. de Geología, Universidad Autónoma de Barcelona 08193 Bellaterra (Barcelona, España)

RESUMEN

Entre los ríos Anoia y Congost existe un estrecha franja de materiales paleozoicos, a lo largo del borde de la depresión del Ebro. Estas rocas cabalgan a los materiales Paleógenos de la depresión y en el sector entre el río Llobregat y Caldes de Montbui forman tres escamas superpuestas. La escama de Les Pedritxes (la de posición intermedia y de mayores dimensiones), es la que muestra mejor la sucesión estratigráfica. Esta consiste en pizarras y grauvacas, con estructuras sedimentarias propias de las series turbidíticas, e intercalaciones de rocas volcánicas ácidas. Estas son particularmente importantes en la parte baja de la sucesión donde llegan a formar un nivel de 150-200 m de espesor. Las rocas volcánicas consiten en diferentes tipos de ignimbritas y litotobas. La edad de la sucesión es anterior al Silúrico y corresponde probablemente al Llandeilo-Caradoc, por comparación con Les Guilleries, pero no se han encontrado fósiles que lo confirmen. Todas las rocas paleozoicas del área estudiada han sido afectadas por el metamorfismo regional y además los granitoides tardíos que han hecho intrusión y forman parte de las escamas, han inducido un metamorfismo de contacto. La mayor parte del área muestra un metamorfismo en la facies de los esquistos verdes, pero en un sector se alcanza la zona de la sillimanita. Las zonas de bajo grado presentan una esquistosidad de flujo (slaty cleavage) generalizada. Las zonas de alto grado presentan una esquistosidad (schistosity) que en algunos casos puede verse que deriva de una crenulación. Esto unido a la presencia de pliegues intrafoliales que pliegan una foliación anterior señala la existencia de dos deformaciones superpuestas. Finalmente, todo el área fue afectada de una manera inhomogénea por crenulaciones tardías, pliegues chevron y kink bands. La deformación alpídica que dió lugar a la formación de las escamas cabalgantes modificó en cierto grado las estructuras hercinianas.

Palabras clave: Ordovícico. Vulcanismo ordovícico. Metamorfismo herciniano. Estructura herciniana. Cadenas Costeras Catalanas.

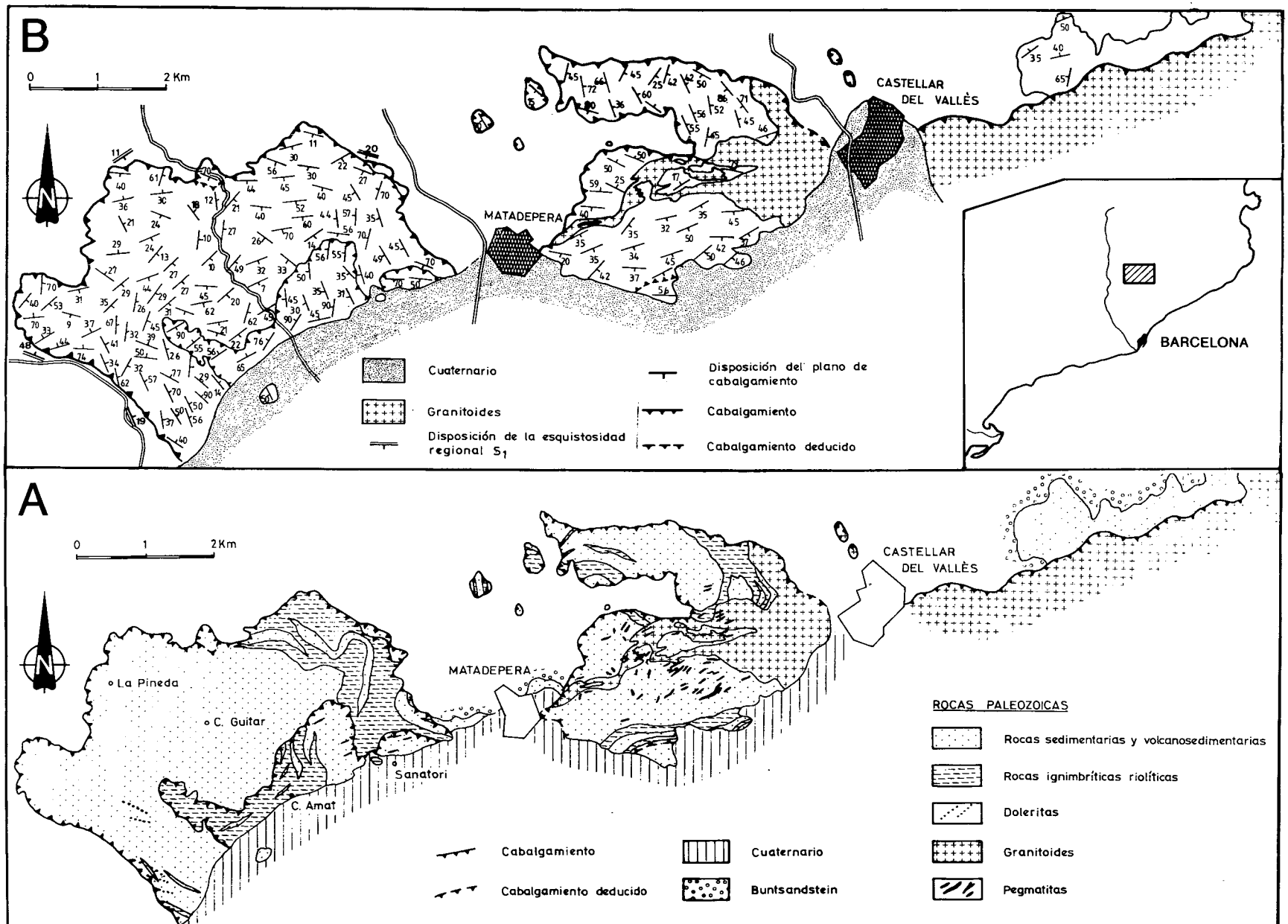
ABSTRACT

Paleozoic rocks crop out in a narrow belt along the southeastern border of the Ebro basin, between the Anoia and the Congost rivers. These rocks override the Paleogene beds of the basin, and in the sector between the Llobregat river and Caldes de Montbui they form three slices overriding each other. The stratigraphic sequence is best shown in the Pedritxes slice (the middle and the largest). It consists of slates and greywackes with sedimentary structures peculiar of the turbidites. Acid volcanic rocks occur, specially in the lower part of the sequence, where a massive horizon, 150-200 m thick, is found. The volcanic rocks consist of different types of ignimbrites and tuffs. The sequence is older than the Silurian and can be probably assigned to the Llandeilo-Caradoc, by comparison with the Guilleries massif, but no paleontological evidence is available. All paleozoic rocks have been affected by a regional metamorphism. In addition, late granitoids have induced a contact metamorphism. Most of the area shows greenschist-facies conditions, but locally the sillimanite zone is reached. The low-grade areas show a slaty cleavage as dominant foliation. In high-grade areas there is a schistosity which in some cases is a crenulation. This coupled with the presence of intrafolial folds point towards the existence of two superimposed deformations. Both, the low- and high-grade areas were later inhomogeneously affected by a late crenulation cleavage, chevron folds and kink bands. All hercynian structures have at a certain degree been modified by the alpine overprinting, responsible of the thrusting.

Key words: Ordovician. Ordovician volcanism. Hercynian structure. Hercynian metamorphism. Catalonian Coastal Ranges.

INTRODUCCIÓN

En la Cadena Prelitoral entre Caldas de Montbui y la autopista Terrassa-Manresa, se halla una estrecha


B
0 1 2 Km
N
MATADEPERA
CASTELLAR DEL VALLÈS
BARCELONA
Cuaternario
Granitoides
Disposición de la esquistosidad regional S_1
Disposición del plano de cabalgamiento
Cabalgamiento
Cabalgamiento deducido
A
0 1 2Km
N
La Pineda
C. Guitar
C. Amat
Sanatori
MATADEPERA
CASTELLAR DEL VALLÈS
Cabalgamiento
Cabalgamiento deducido
Cuaternario
Buntsandstein
ROCAS PALEOZOICAS
Rocas sedimentarias y volcanosedimentarias
Rocas ignimbríticas riolíticas
Doleritas
Granitoides
Pegmatitas

franja de materiales Paleozoicos cabalgando hacia el NW sobre el Eoceno de la depresión del Ebro y limitados al SE por la falla del Vallés. Estos materiales se disponen en tres sectores: 1) La Pineda-Les Pedritxes, 2) Matadepera-Castellar del Vallés, y 3) Castellar del Vallés-Caldes de Montbui, todos ellos separados por afloramientos de Cuaternario. La bibliografía existente sobre el Paleozoico de estas escamas es escasa, limitándose a un trabajo de Llopis (1945) sobre el Paleozoico de Les Pedritxes, las dos ediciones del Mapa Geológico a escala 1:50.000 (Almela y Llopis 1947, Peón *et al.*, 1975) y el trabajo de Durán *et al.* (1984) sobre las rocas volcánicas Ordovicicas que incluye rocas de este sector.

MATERIALES

De los tres sectores estudiados (Fig.1A), el de La Pineda-Les Pedritxes es el más extenso y el que permite establecer mejor una sucesión estratigráfica. En dicha área, los materiales están repartidos en tres escamas cabalgantes generadas durante la orogénesis alpídica. Estas escamas presentan diferencias en el metamorfismo regional hercínico que es de grado más alto en la superior. En el área de Matadepera-Castellar del Vallés no se han podido reconocer estas escamas con tanta claridad; no obstante parecen estar presentes las dos superiores. Finalmente en la franja más oriental hay Paleozoico autóctono y cabalgante que puede ser el final de la escama superior.

Los materiales Paleozoicos parecen estar en posición estratigráfica normal. Esto se pone de manifiesto por los siguientes hechos: 1) Las estructuras sedimentarias (laminación cruzada, granoclasificación) encontradas en la parte occidental de la escama intermedia de La Pineda-Les Pedritxes indican que la serie no está invertida, 2) Las metavolcanitas bandeadas se hallan siempre por encima del gran cuerpo volcánico de la Sierra de les Pedritxes indicando una polaridad, y 3) El metamorfismo de contacto de la escama intermedia de Les Pedritxes, se encuentra en la base de la misma.

El hecho más destacado en la sucesión estratigráfica, es la presencia de una serie de importantes intercalaciones de metavolcanitas ácidas. Los materiales que forman las tres escamas mencionadas son las siguientes:

Escama inferior (menos metamórfica): pizarras y grauvacas con dominio de las primeras.

Escama intermedia: pizarras, cuarcitas con intercalaciones centimétricas de rocas calcosilicatadas, grauvacas, vulcanitas ácidas y algunas metadoleritas (solamente en La Pineda-Les Pedritxes).

Escama superior (la más metamórfica): esquistos, metavolcanitas ácidas, metapsamitas, pegmatitas y granitoides tardíos, así como algunos ortogneises, esquistos anfibólicos y micro-dacitas (solo en Matadepera-Castellar del Vallés),

La serie estratigráfica que se puede establecer mejor, es la de la escama de La Pineda-Les Pedritxes (Fig. 2). En ella los materiales más bajos que afloran son esquistos con intercalaciones finas de areniscas e intercalaciones centimétricas de esquistos anfibólicos en su parte basal. Por encima se encuentran rocas volcánicas ácidas consistentes en lavas, depósitos de caida y los productos resultantes de la erosión de los anteriores. Estos últimos depósitos van disminuyendo gradualmente su tamaño de grano hacia arriba hasta desaparecer, volviéndose la serie esencialmente pizarrosa.

Las estructuras de las rocas sedimentarias (laminación cruzada, laminación ondulada, laminación convoluted?) junto a la existencia de capas con «clay ships» y capas caóticas debidas a «slumps» y «debris flow», indican que se trata de una serie turbidítica, con un vulcanismo ácido submarino.

La edad de los materiales paleozoicos en el area estudiada no se puede determinar con seguridad, aunque sí puede afirmarse que se trata de materiales anteriores al Silúrico, probablemente ordovicicos. Una comparación con Les Guilleries (Durán, 1986; Julivert *et al.*, 1987) puede sugerir una edad Caradoc ya que en dicha área se han encontrado fósiles del Caradoc (Villas *et al.*, 1987) en una serie con materiales volcánicos ácidos y características turbiditicas. No obstante el vulcanismo ácido puede haberse iniciado con anterioridad al Caradoc de manera que no puede descartarse una edad más antigua.

←

Figura 1.- A, Mapa geológico de las escamas paleozoicas al Este del río Llobregat. B, Mapa de buzamientos de la foliación dominante.

Figure 1.- A, Geological map of the paleozoic thrust sheets west of the Llobregat river. B, Map showing the attitude of the dominant foliation.

EL VULCANISMO

Los materiales volcánicos, forman paquetes de extensión considerable interestratificados entre rocas sedimentarias y vulcano-sedimentarias originadas en un ambiente subacuoso profundo, tal como ha sido

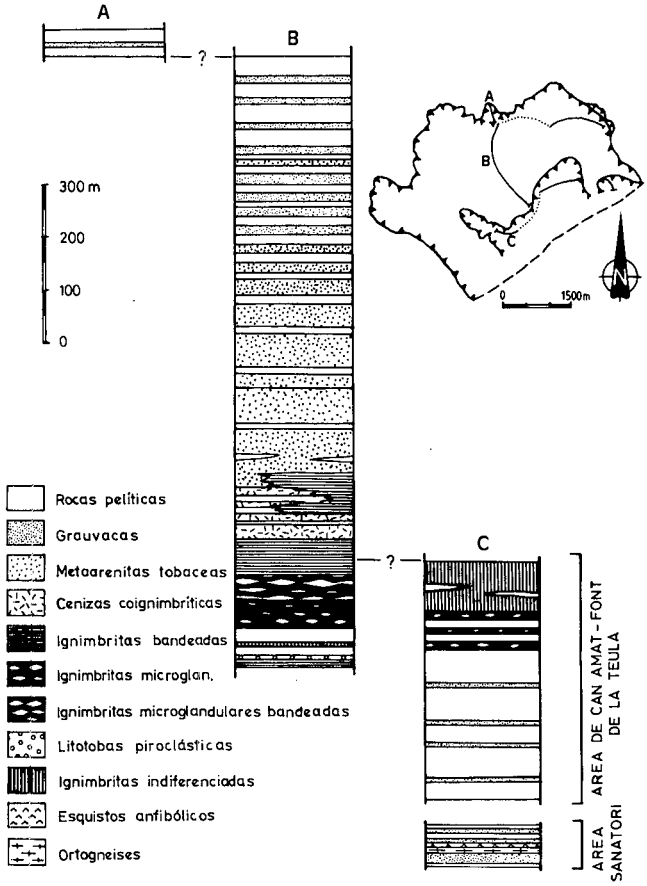


Figura 2.- Columna estratigráfica del Paleozoico de la escama de Les Pedritxes

Figure 2.- Stratigraphic sequence in the Pedritxes thrust sheet.

también citado en una serie turbidítica australiana (Cas, 1978). Los grandes paquetes presentan una serie de variaciones y una ciclicidad como las que son propias de rocas ignimbríticas, de composición riolítica (Durán *et al.*, 1984).

Las secuencias ignimbríticas corresponden a depósitos piroclásticos de flujo y pumíticos, emplazados a altas temperaturas y en este caso probablemente también bajo una presión de agua elevada. Las lavas silícicas en ambientes subacuosos pueden ser altamente móviles, debido a la imposibilidad de escape de volatiles bajo condiciones de altas presiones de agua (Ray Cas, 1978); esta puede ser la razón de las grandes extensiones de estas lavas, y el motivo por el cual dominan claramente los depósitos no fragmentados sobre los fragmentales (litotobas piroclásticas).

Cada secuencia representa una unidad eruptiva (Fig. 3), aunque la más completa solo contiene los términos 2a a 1b ambos inclusive (Fig. 3). En la figura 3 pueden verse las características de la secuencia, según diferentes criterios.

Ignimbritas riolíticas

Se han distinguido tres tipos de roca ignimbríticas riolíticas: 1) rheoignimbritas e ignimbritas bandeadas (tobas soldadas), 2) ignimbritas microglandulares-bandeadas y microglandulares, y 3) litotobas piroclásticas.

1) Rheoignimbritas (ignimbritas bandeadas con pliegues de flujo) e ignimbritas bandeadas (tobas soldadas).

La mejor localidad para ver el segundo tipo es la Sierra de Pedritxes y los únicos afloramientos para ver las primeras son las de San Feliu del Recó. Estos niveles pueden llegar a tener unos 50 m de potencia y se caracterizan por presentar un bandeado muy marcado, que va desde centímetrico (ignimbritas bandeadas) a milimétrico (rheoignimbritras). En el campo, el bandeado se manifiesta por bandas de diferentes tonos, que van de los blanquecinos a los negros (capas de pumita). Se observan fenocristales idiomórficos (0-25% del total roca), casi siempre de plagioclasa, bien aislados unos de otros y orientados en la dirección del flujo volcánico (textura fluidal pilotáxica). La medida media y

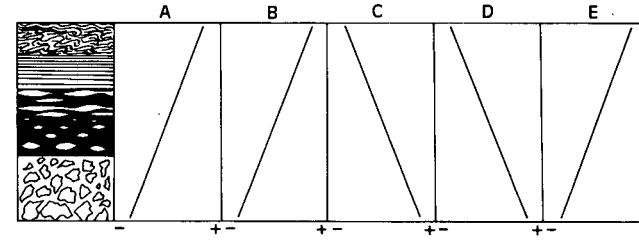


Figura 3.- Sequencia ignimbrítica ideal. De abajo a arriba: 1, litotobas piroclásticas; 2 a, ignimbritas microglandulares; 2 b, ignimbritas microglandulares bandeadas; 3 a, ignimbritas bandeadas; 3 b, rheoignimbritas; A, Variación en la importancia del bandeado. B, Variación en el contenido en matriz. C, Variación en el contenido y tamaño de los fragmentos. D, Variación en el contenido en fenocristales de cuarzo. E, Variación en el tamaño y proporción de pumita.

Figure 3.- Idealized ignimbritic sequence showing the variations in several features. A, in layering. B, in matrix content. C, in size and frequency of rock fragments. D, in quartz phenocrystals. E, in size and frequency of pumice fragments.

máxima (3 mm) de los fenocristales, es inferior a la de los otros tipos que se describirán.

2) Ignimbritas microglandulares.

Así como las ignimbritas del primer grupo presentan fenocristales frecuentemente idiomorfos en las microglandulares se encuentran a menudo glándulas de cuarzo con bordes de corrosión. La densidad de fenocristales es un poco más elevada que en las ignimbritas bandeadas. Estas rocas presentan una gran cantidad de filosilicatos y pueden encontrarse bandeadas o no bandeadas, aunque siempre tienen un bandeado menos marcado que las del grupo anterior. En conjunto pueden llegar a los 100 metros de potencia. Los buenos afloramientos se encuentran en el Sur de la Sierra de les Pedritxes y en la carretera de Castellar del Vallés. Cuando los dos tipos se hallan juntos (Fig. 2,B), las que presentan bandeados están por encima de las no bandeadas y por debajo de las ignimbritas bandeadas del grupo anterior. Las diferencias entre los dos subtipos son las siguientes: 1) La diferente importancia del bandeado, que cuando existe viene marcado por la alternancia de capas ricas en filosilicatos (beige-marrón) y capas cuarzo-feldespáticas (blancas), normalmente con boudinage, mientras que cuando no existe un bandeado original, se observa, no obstante, una orientación de las glándulas y cambios del tamaño de los fenocristales. 2) La alternancia en el tamaño de las glándulas en la variedad bandeada es similar al de las ignimbritas bandeadas, mientras que en la no bandeada puede llegar a un centímetro.

3) Litotobas piroclásticas.

Estas rocas se caracterizan por un alto contenido en fragmentos. El mejor afloramiento es el de la Font de l'Oliva. Las litotobas piroclásticas forman los depósitos más discontinuos y potentes de los tres tipos diferenciados. Su potencia es a nivel métrico. Estos depósitos no presentan bandeado y son los únicos que además de contener fragmentos de cristales y de vidrio, presentan fragmentos de roca. Los fragmentos varían entre los tamaños bloque (los mayores pasan de 10 cm) y ceniza pero dominan los de tamaño lapili y en cuanto a su forma van desde angulares a redondeados. Los contactos entre los fragmentos pueden ser desde muy bien definidos a difusos y los fragmentos pueden tocarse o no.

Depósitos de caída

Entre el primer y el segundo cuerpo volcánico de la parte oriental de Les Pedritxes afloran niveles de cenizas volcánicas. La textura de la roca es esquistosa microglandular y viene dada por la gran cantidad de filosilicatos que rodean y se amoldan a los fenocristales hipidiomórficos (feldespatos y cuarzos con contornos ameboidales) que no llegan al tamaño lapilli.

Por encima del segundo cuerpo de lavas riolíticas y lateralmente hacia el Oeste, estas últimas pasan a una roca cuarcítica con intercalaciones centimétricas de rocas calcosilicatadas (con epidota y carbonatos). Estas rocas probablemente de origen cinerítico son muy potentes en comparación con las cenizas antes descritas, y tan solo afloran en la escama de La Pineda-Les Pedritxes.

METAMORFISMO

Las rocas presentes en el area estudiada se pueden agrupar del siguiente modo: 1) rocas pelíticas (pizarras y esquistos), 2) rocas cuarzo-feldespáticas sedimentarias y volcano-sedimentarias y rocas cuarcíticas con intercalaciones centimétricas de rocas calcosilicatadas, 3) pegmatitas y ortogneises, 4) rocas hipoabisales (meta-microdacitas), 5) granitoides, y 6) rocas básicas (esquistos anfibólicos y meta-diabasas).

El metamorfismo hercínico (Fig. 4) que afecta a la zona es de grado bajo y medio, según la nomenclatura de Winkler (1974). Los materiales están afectados por tres estadios metamórficos: un metamorfismo regional progradante, un metamorfismo térmico y en tercer lugar un metamorfismo regional retrogradante. Las únicas rocas no afectadas por el metamorfismo son las pegmatitas (exceptuando algunas muy precoces) y los granitoides. El gradiente metamórfico corresponde al tipo Abukuma tal como sucede en otras localidades de las Sierras Costeras Catalanas (Van der Sijp, 1952; Julivert y Martínez, 1980). El clímax metamórfico ha llegado a la facies de las corneanas hornbléndicas, A continuación, se exponen las diferentes paragénesis de cada una de las zonas diferenciadas. El análisis cualitativo se hará mas delante, mediante los triangulos AFM (Thompson, 1957), para las rocas pelíticas y cuarzo-feldespáticas.

A partir de los minerales indicativos en rocas pelíticas y cuarzo-feldespáticas, se han individualizado cuatro zonas de metamorfismo regional prograde. Estas zonas en orden progradante, son los siguientes: 1) Zona de Clorita (isograda clorita+), 2) Zona de la biotita (isograda biotita+), 3) Zona de la andalucita-cordierita (isograda and-cd+) (para las rocas pelíticas), y 4) Zona de la sillimanita (isograda sillimanita+) (para las rocas pelíticas).

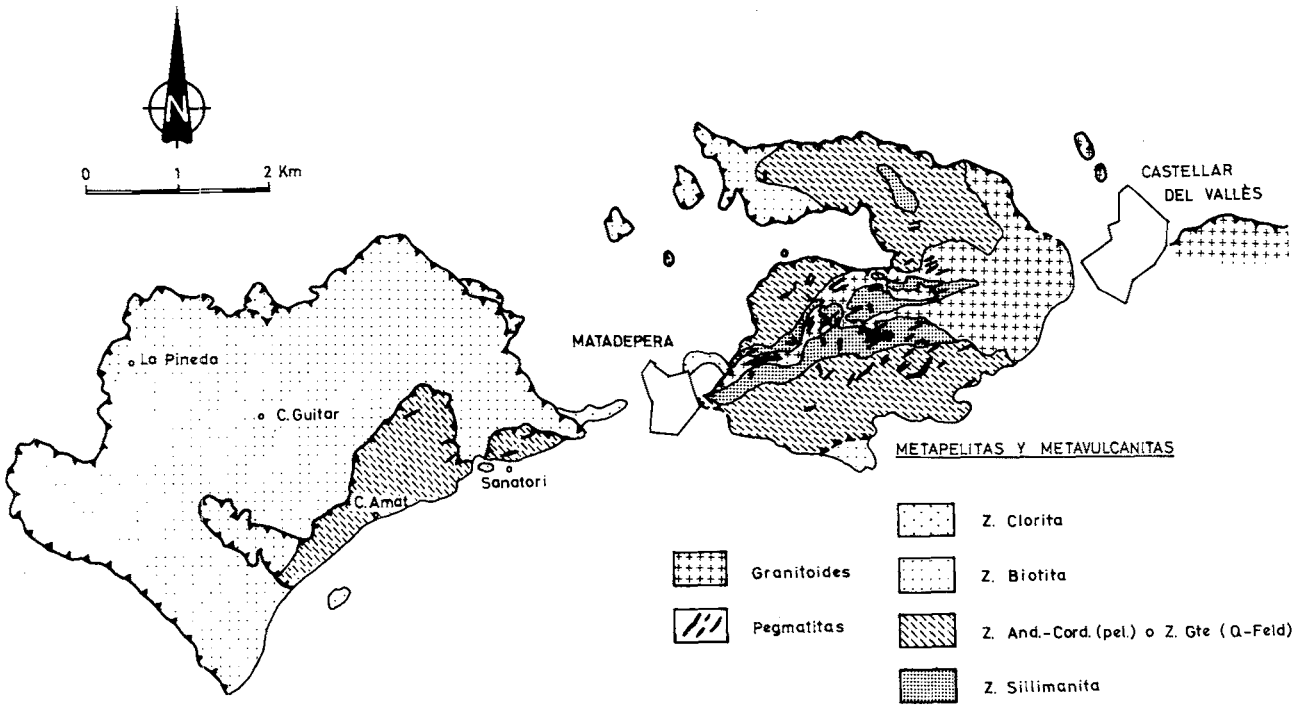


Figura 4.- Mapa de metamorfismo.

Figure 4.- Metamorphic map.

Zonas de metamorfismo progradante, para las rocas pelíticas

Zona de la clorita: Tan solo con la paragénesis clorita-moscovita.

Zona de la biotita: Tan solo con la paragénesis biotita-moscovita.

Zona de la andalucita-cordierita: La isograda que define esta zona, es la de la andalucita-cordierita. Las dos fases no siempre se presentan juntas, tanto la primera como la segunda se presentan en rocas de composición favorable. La andalucita se forma sobre todo en las rocas más alumínicas y la cordierita en las más magnesianas. El hecho de definir esta zona con dos fases, se debe a que su aparición en el campo, es prácticamente simultánea. Las paragénesis observadas son: 1) Biotita-moscovita, 2) Cordierita-biotita-moscovita, 3) Andalucita-biotita-moscovita, 4) Cordierita-andalucita-biotita-moscovita. En el área más metamórfica, la zona de la andalucita-cordierita, es problemática, ya que se encuentra mezcla de fases producidas tanto en el primer estadio, como en el segundo.

Zona de la Sillimanita: Esta zona solamente se encuentra en el área de Castellar del Vallés y está relacionada con el clímax metamórfico. Las paragénesis halladas son las siguientes: 1) Sillimanita (andalucita)-cordierita-biotita-moscovita,2) Sillimanita (andalucita)-biotita-moscovita, y 3) Sillimanita-biotita-cordierita-moscovita.

Zonas de metamorfismo progradante en rocas cuarzo-feldespáticas

Zonas de la clorita y de la biotita: Para la zona de la clorita se tiene lo mismo que para las rocas pelíticas y en la zona de la biotita además de la paragénesis biotita+moscovita, hay que añadir la paragénesis que solo se da en las cuarcitas con intercalaciones centimétricas de rocas calcosilicatadas: 1) biotita-moscovita-(clinozoisita).

Zona de granate: Las asociaciones observadas són: 1) Granate-biotita-moscovita-(clinozoisita) y 2) Biotita-moscovita.

Metamorfismo de contacto

El metamorfismo térmico, es el responsable de las texturas poligonales que presentan las rocas y de las fases mineralógicas representativas de este metamorfismo. Este, en los materiales de la escama superior, frecuentemente borra la primera esquistosidad, si bien en general se conserva un bandeado, excepto en las corneanas de las cercanías de la carretera a San Sebastià de Montmajor. Las rocas pelíticas pueden tener poiquiloblastos de biotita, andalucita y/o cordierita, y en las rocas cuarzo-feldespáticas biotita y más raramente cordierita y andalucita.

Metamorfismo regional retrogradante

Después del clímax metamórfico se produce un episodio retrogradante que implica la desestabilización de los minerales de más grado, transformados en fases o conjuntos de fases menos metamórficas. En las rocas pelíticas las biotitas se cloritizan, las andalucitas se moscovitizan y las cordieritas se pinnitizan. En las rocas cuarzo-feldespáticas las biotitas y los granates se cloritizan, las plagioclasas se pueden sericitizar, epidotizar y albitizar. En las rocas básicas la biotita se cloritiza y la plagioclasa se epidotiza.

Como resultado de este metamorfismo, en las rocas con biotita y sobretodo en las de grado medio que están totalmente retrogradadas, se halla la paragénesis clorita + moscovita + feldespato potásico, típica de la parte baja de las facies de los esquistos verdes.

Este metamorfismo es posterior al metamorfismo de contacto, ya que los porfiroblastos originados por el mismo se encuentran en algunos casos retrogradados.

TECTÓNICA

La mayoria de los materiales estudiados forman una lámina cabalgante constituida por materiales paleozoicos, que durante la orogénesis alpídica cabalgaron a los materiales de la depresión del Ebro. La deformación alpidica és también responsable de la modificación de la orientación de las estructuras hercinianas en el interior de esta lámina cabalgante. El conjunto Paleozoico cabalgante está formado por tres subescamas, que se ponen de manifiesto por los siguientes hechos: a) presencia de brechas tectónicas en los contactos, b) cambios bruscos de materiales, c) saltos de metamorfismo, o d) desaparición progresiva del metamorfismo térmico hacia occidente, en el caso del sector más oriental.

Las estructuras hercínicas penetrativas

El Paleozoico de La Pineda-Les Pedritxes y el de Matadepera-Castellar del Vallés, tiene una esquistosidad de flujo (S1) esencialmente paralela a la estratificación y que está más desarrollada en la escama superior que en la inferior. En el Paleozoico que se encuentra entre Castellar del Vallés y Caldes de Montbui, en cambio, se observa en varios afloramientos una oblicuidad entre la esquistosidad de flujo y la estratificación.

En las rocas más antiguas de la escama intermedia de La Pineda-Les Pedritxes y sobre todo en el área más metamórfica de la escama de Matedepera-Castellar del Vallés, se ven pliegues que afectan a la S1 y que están asociados a una esquistosidad de crenulación (S2). Sus planos axiales són subparalelos a la S1. Además hay estructuras de una tercera fase, como son crenulaciones, chevrons y kind bands. Sus planos axiales van de verticales a subverticales.

Las tres esquistosidades reconocidas se correlacionan con las que se han descrito en otras localidades de las Cadenas Costeras Catalanas (Julivert y Martínez,1980). En los materiales más metamórficos, de la misma manera que en las Guilleries y en el Montseny, la foliación dominante (2) aparece esencialemnte como una crenulación afectando a una foliación anterior (S1). En cambio en las zonas más superficiales la esquistosidad dominante es una esquistosidad de flujo sin que se observen relictos de otra anterior. En estas zonas existe, en cambio, una crenulación (S3) muy desigualmente desarrollada que corta a la foliacion dominante con un ángulo alto.

Los filones ácidos y su relación con las diferentes fases de deformación

Según su composición mineralógica, su posición respecto a las direcciones de acortamiento y estiramiento, así como su relación con las diferentes fases de deformación hercínicas, se pueden distinguir los siguientes tipos de filones ácidos:

1) Filones de cuarzo, de pegmatoides y de pegmatitas que se disponen paralelamente a la esquistosidad de flujo y que presentan un boudinage mas o menos marcado, que en el caso de los pegmatoides, da lugar a veces a boudins romboidales.

2) Filones de cuarzo y pegmatoides, que según su posición con respecto a la dirección de máximo acortamiento, se hallan formando pliegues ptigmáticos o pliegues muy aplanados y con boudinage en los flancos.

3) Diques de pegmatitas que se encuentran en el área de más grado metamórfico.

4) Filones de cuarzo tardíos, no afectados por tanto por las anteriores deformaciones.

Los cuarzos pueden encontrarse en cualquiera de las tres escamas, los filones de pegmatoides en cualquier lugar excepto en la escama inferior de La Pineda-Les Pedritxes. Las pegmatitas por su presencia en las zonas de más alto grado podrían relacionarse con las que en Les Guilleries se encuentran en la zona de alto grado, y pueden estar relacionadas con el clímax del metamorfismo regional.

LOS EFECTOS DE LA OROGENESIS ALPÍDICA

La orogénesis alpidica és la responsable de la formación de las tres escamas diferenciadas (Fig. 4). En el área de Pineda-Les Pedritxes la superficie de corrimiento corta a la esquistosidad y a la estratificación del Paleozoico con un ángulo bajo y presenta una cierta forma cóncava (Fig. 1 B). Esta geometría queda puesta de manifiesto por la forma del trazado del cabalgamiento principal y el de la escama superior y por el hecho de que el metamorfimso de contacto sigue más o menos el trazado del cabalgamiento. En esta escama se observa también que los buzamientos en el paleozoico definen una estructura cóncava más o menos paralela al trazado de la superficie de cabalgamiento, y que puede por tanto atribuirse también al efecto de la deformación alpídica.

CONCLUSIONES

El Paleozoico de la Cordillera Prelitoral Catalana, al E del rio Llobregat está formado por una serie de pelitas y grauvacas, con estructuras turbidíticas que contiene intercalaciones de rocas volcánicas ácidas. El contexto geológico en que estas rocas se encuentran hace pensar en un emplazamiento submarino, relativamente profundo. Estos depósitos constituyen la prolongación de los llamados gneises de Mataró, conservados como pequeños retazos entre los granitos que forman el área del Maresme. La edad de todo el conjunto debe corresponder al Llandeilo-Caradoc, por comparación con materiales análogos de Les Guilleries, aunque no se ha encontrado fauna que pueda documentarla.

Como es normal en los materiales paleozoicos de las Cadenas Costeras Catalanas, todas las rocas paleozoicas del área estudiada están afectadas por un metamorfismo regional progradante. Se reconoce además una acción retrogradante, posterior al climax metamórfico. La intrusión de granitoides tardíos indujo un metamorfismo de contacto. La mayor parte del área está afectada por un metamorfismo de bajo grado (facies de los esquistos verdes), pero en un área reducida se alcanza la zona de la sillimanita.

Toda el área está afectada por una esquistosidad, que en las zonas de bajo grado corresponde a un «slaty cleavage», mientras que en las de alto grado es una «schistosity» que debe tener su origen en la superposición de dos deformaciones ya que se encuentra afectada por pliegues intrafoliales y además en ocasiones se observa que corresponde ella misma a una crenulación muy desarrollada.

La disposición de los buzamientos de la esquistosidad es algo irregular. En la escama de Les Pedritxes se observa que dibuja un arco coincidiendo con el trazado de la escama alpídica, lo cual hace pensar que su disposición ha sido, por lo menos en alguna medida, modificada por las deformaciones de esa edad.

BIBLIOGRAFIA

ALMELA, A. y LLOPIS, N., 1947: Mapa Geológico de España E. 1:50000, Hoja nº 392 (Sabadell). Inst. Geol. Esp., Memoria Expl. : 1-106.

CAS, R., 1978: Silicic lavas in Paleozoic flyschlike deposits in New South Wales, Australia: behavour of deep subaqueous flow. *Soc. Geol. Amer. Bull.*, 89: 1708-1714.

DURAN, H., 1986: *El Paleozoico de Les Guilleries*. Res. Tesis Doct., Publ. Univ. Auton. Barcelona: 1-34.

DURAN, H., GIL-IBARGUCHI, J.I., JULIVERT, M. y UBACH, J., 1981: Early Paleozoic acid volcanism in the Catalonian Coastal Ranges (Northwestern Mediterranean). In F.P. Sassi y M. Julivert Edit.s, *Newsletter IGCP Project* nº 5, 6: 33-43.

JULIVERT, M. y MARTINEZ, F.J., 1980: The Paleozoic of the Catalonian Coastal Ranges (Northwestern Mediterranean). In F.P. Sassi y G. Zirpoli Edit., *Newsletter IGCP Project nº 5*, 2: 124-128.

LLOPIS, N. 1945: La estructura de la Sierra de las Pedritxes. *Estudios Geol.*, 1: 169-238.

PEON, A., ALONSO, F., ROSELL, J., TRILLA, J. y OBRADOR, A., 1975: Mapa Geológico de España E. 1:50000, Hoja nº 392 (Sabadell), Mem. Explicativa: 1-31.

THOMPSON, J.B., 1975: A graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Ann. Mineral.*, 42: 842-858.

VAN DER SIJP, J.W.C.M., 1952: Petrographic analysis of some metamorphic rocks from the Guillerias (NE Spain). *Proc. Kon. Neder. Akad. Wetensch.*, 55: 1-91.

VILLAS, E., DURAN, H. y JULIVERT, M., 1987: The upper Ordovician clastic sequence of the Catalonian Coastal Ranges and its Brachipod fauna. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 174 (1): 55-74.

WINKLER, H.G.F. 1974: *Petrogénesis de las rocas metamórficas.* Edit. Blume: 1-347.