

EL COMPLEJO ESQUISTO-GRAUWACKICO
EN EL AREA DE LAS HURDES
Y SIERRA DE GATA, PROVINCIAS DE
SALAMANCA Y CACERES, ESPAÑA

por

M. D. RODRÍGUEZ ALONSO *

RESUMEN

En el Complejo Esquisto-Grauwáckico de edad Precámbrico superior-Cámbrico inferior se distinguen dos unidades, Inferior y Superior. La Unidad Inferior es esencialmente arenosa, caracterizándose por la presencia de alternancias de areniscas y lutitas en diversas proporciones, junto con intercalaciones de rocas anfibólicas, conglomerados diversos y otros niveles con aspecto caótico, especialmente en la parte superior del conjunto. La Unidad Superior es fundamentalmente pelítica, presentando varios tramos de pizarras negras entre las que se encuentran otros compuestos por alternancias lutítico-arenosas con algún nivel conglomerático. En ocasiones se observa la presencia de niveles mixtos, carbonatado-detriticos discontinuos, así como de rocas cuarzo-anfibólicas y otros niveles conglomeráticos con clastos fosfatados. Se han caracterizado un conjunto de facies cuya asociación y organización indican que se trata de una sedimentación de abanicos submarinos profundos. Parte de las facies corresponden a la sedimentación turbidítica propiamente dicha y otras a la deposición autóctona de la cuenca.

Del estudio petrográfico y geoquímico se deduce la existencia de un área madre múltiple y de varios tipos de material intersticial, así como la presencia de un vulcanismo de carácter calcoalcalino contemporáneo con la sedimentación.

En el conjunto de estos materiales se pone de manifiesto una fase de deformación preordovícica con desarrollo de pliegues sin esquistosidad. Posteriormente fueron afectados por la primera fase de defor-

* Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. 37008 - Salamanca.

mación hercínica, formándose pliegues de dirección NW-SE con esquistosidad asociada. La interferencia entre los dos plegamientos es del tipo 1 de Ramsay, produciéndose domos y cubetas. Finalmente, se registran deformaciones posteriores de menor importancia regional.

ABSTRACT

Within the Complex of schists and graywackes of Precambrian-Lower Cambrian age two units are distinguished. The Lower Unit is characterized by alternating sequences of sandstones and mudstones with some amphibolic rocks, conglomerates and chaotic levels intercalated between them, mainly in the upper part of the Unit. The Upper Unit presents several levels of black slates with some pelitic, psammitic and conglomeratic alternances between them. Locally, some discontinuous layers of mixed, detritic-carbonated materials appear, as well as quartz-amphibolic rocks and conglomerates with phosphatized clasts. The facies association and organization suggest a deep sea fan sedimentation. Some facies point to a properly turbiditic sedimentation, whereas others suggest an autochthonous basin deposition.

Petrographic and geochemical data point to a multiple source area for the detritic grains and several kinds of interstitial materials, as well as the existence of a contemporaneous calcalkaline vulcanism.

The whole sequence is affected by two main deformation phases. The older, preordovician, develops folded structures without schistosity and the second, hercynian, forms NW-SE folds with associated schistosity. Finally there are some other deformational structures of minor regional significance.

I. INTRODUCCION

El área estudiada se sitúa en las provincias de Salamanca y Cáceres, al sur de la línea de Ciudad Rodrigo-Peña de Francia. Comprende parte de la llanura salmantina al sur de la Fosa terciaria de Ciudad Rodrigo, la Sierra de Gata, la Comarca Hurdana y parte del denominado Corredor de Béjar.

Desde el punto de vista geológico, se encuadra dentro de la Zona Centro Ibérica, en la división de la cadena hercínica establecida primeramente por LOTZE (1945) y modificada por JULIVERT et al. (1972).

Los materiales que constituyen la zona estudiada corresponden en su mayoría al Complejo esquistograuáckico anteordovícico * que

* Denominación introducida por CARRINGTON DA COSTA (1950) en Portugal. En lo sucesivo se utilizará con las iniciales originales CXG.

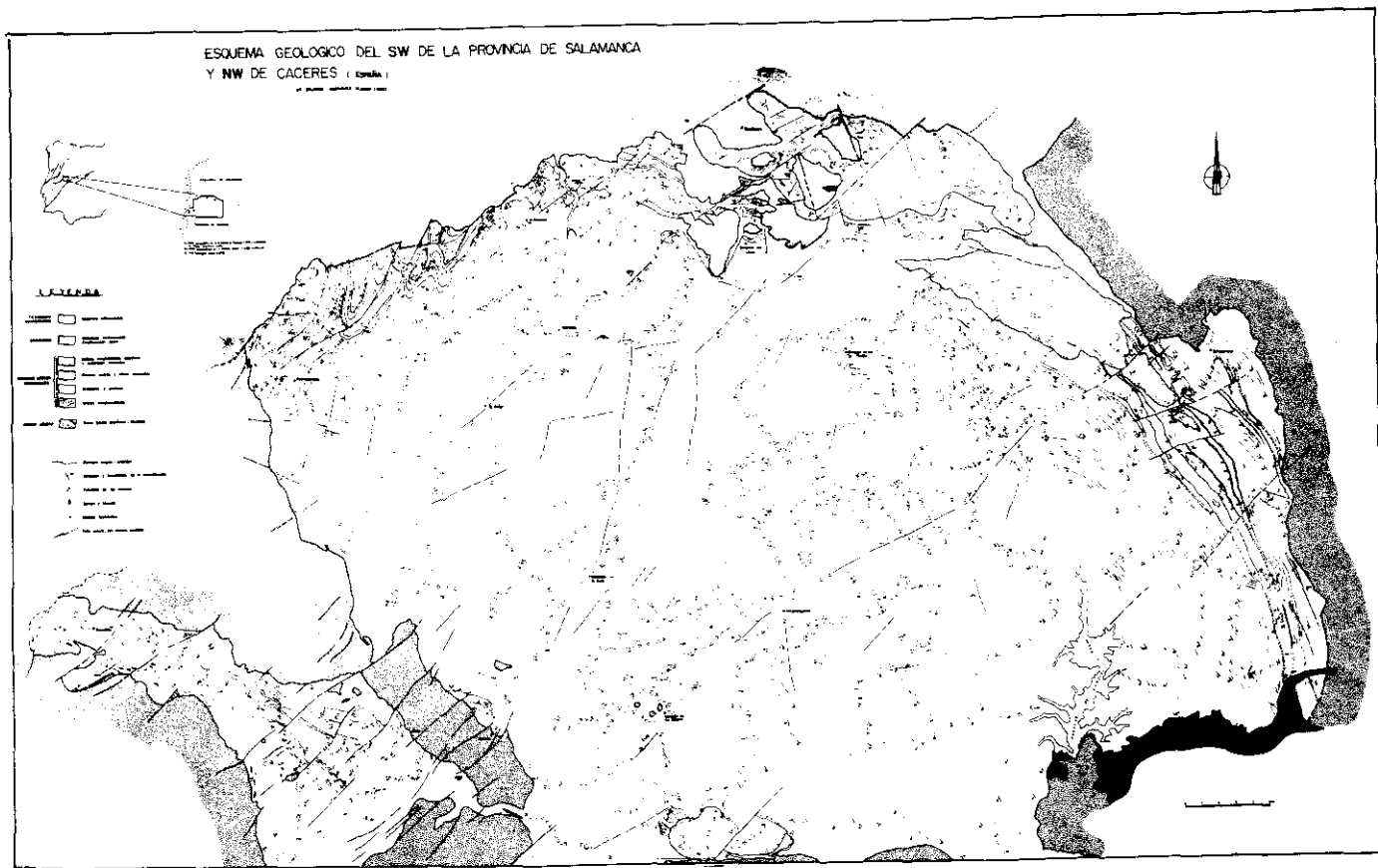


FIG. 1.—Esquema geológico del SW de la Provincia de Salamanca y NW de Cáceres (España).
 1: Cobertera. 2: Ordovícico. CXG: 3: Calizas, conglomerados calcáreos y materiales asociados. 4: Pizarras negras y rocas asociadas. 5: Areniscas, pizarras y niveles conglomeráticos. 6: Rocas ígneas graníticas.
 C: Casares de las Hurdes. CR: Ciudad Rodrigo. F: Fuenteguinaldo. N: Navasfrías. P: Pastores. PI: Pinofranqueado.
 S: Sotoserrano. T: Torrecilla de los Angeles.

aflora en grandes extensiones en la zona central del Macizo Hespérico. Sobre ellos se superponen discordantemente al NE y S los conjuntos ordovícicos de la Peña de Francia-Batuecas y de la Sierra de Dios Padre respectivamente (fig. 1).

Dado el bajo grado de metamorfismo, el área ofrece unas condiciones óptimas para el estudio de las formaciones anteordovícicas y éste ha sido el principal objeto del trabajo, aunque su homogeneidad litológica y la escasez de niveles guía han dificultado en muchos casos la cartografía. No obstante, se han distinguido dos unidades superpuestas, Inferior y Superior, con características litológicas diferentes.

Los objetivos principales de este trabajo se han centrado en mostrar los rasgos más importantes de la secuencia sedimentaria del CXG establecida para toda la región en la que, a partir de la descripción y análisis de las litofacies encontradas, se propone un esquema interpretativo coherente de sus mecanismos de formación, así como de sus posteriores modificaciones. Finalmente, se presentan los aspectos más característicos de la deformación presente en dichos materiales.

II. ANTECEDENTES

Sin olvidar los primeros trabajos generales efectuados en la región, a cargo de EGOZCUE y MALLADA (1886) y GIL y MAESTRE (1880), el de SCHMIDT-THOME (1945) representa una gran aportación al conocimiento de los materiales existentes en las provincias de Salamanca y Cáceres. Asimismo, las publicaciones de GARCIA DE FIGUEROLA (1954, 1966, 1970, 1972) y GARCIA DE FIGUEROLA y UGIDOS (1971) resultan de gran interés, tanto para el estudio de los granitoides como el de las rocas metamórficas de la zona Centro-Oeste.

Hay que destacar además la publicación de algunos mapas geológicos, como el de la provincia de Salamanca (LOPEZ DE AZCONA et al., 1967), Fuenteguinaldo (LOPEZ DE AZCONA et al., 1971), Serradilla del Arroyo (MINGARRO et al., 1971) y Plasencia (IGME, 1971), que al recoger una síntesis de la cartografía existente, aunque imprecisa en algunos puntos, resultan de gran ayuda.

Entre los trabajos más destacados se encuentra el de RÖLZ (1972), cuyos aspectos descriptivos desde el punto de vista petrográfico y de la deformación de los materiales metasedimentarios, así como su esquema cartográfico, han servido de base a algunas afirmaciones que aquí se presentan. Además, hay que señalar a SANZ DONAIRE (1979), que publica un estudio geomorfológico sobre el denominado Corredor de Béjar y áreas adyacentes y a MACAYA (1981), que presenta un trabajo centrado especialmente en datos estructurales, en la región de

Las Batuecas-Peña de Francia. Su cartografía se ha utilizado como base en el esquema que aquí se incluye.

Finalmente, la autora describe las formaciones anteordovícicas al SE de Ciudad Rodrigo y las características de la deformación que les ha afectado (RODRIGUEZ ALONSO, 1976, 1979), modificando posteriormente algunos de los datos presentados (1982).

Asimismo, con ocasión de la publicación del mapa «Síntesis Geológica del Basamento (zona del Centro-Oeste español)» (DPTO. PETROLOGIA. UNIV. SALAMANCA, 1983), dicha autora ha tratado de recopilar en un volumen (en prensa) los datos existentes referentes a los terrenos metasedimentarios (CXG y Paleozoico), con el fin de presentar el estado actual de conocimientos sobre la región. Las principales conclusiones obtenidas sobre la estratigrafía, sedimentología y composición de los materiales del CXG son ahora reflejadas en el presente trabajo.

III. CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS

III.1. LA UNIDAD INFERIOR

La Unidad Inferior abarca la mayor extensión del área cartografiada, situándose en las partes centrales. Su límite inferior es desconocido y el superior se ha situado en el muro del primer nivel cartografiable de pizarras negras que se considera la base de la Unidad Superior.

La Unidad Inferior es esencialmente arenosa, caracterizándose por presentar alternancias de areniscas y lutitas en diversas proporciones, junto con intercalaciones de niveles de rocas anfibólicas, conglomerados diversos y otros niveles con aspecto caótico especialmente en la parte superior del conjunto (fig. 2).

Dicha Unidad Inferior puede ser equivalente y correlacionable a grandes rasgos con la Formación Monterrubio descrita en el área Salamanca-Peña de Francia (DIEZ BALDA, 1980, 1982, 1983). Asimismo, las características señaladas están también presentes en los tramos b y c descritos por CARNICERO (1980) al W de la provincia de Salamanca.

Las areniscas.—Su coloración varía entre los términos grises claros a negros, dependiendo del contenido en cuarzo, opacos, materia orgánica y fragmentos de roca. Son bastante compactas, excepto aquellas con mayor proporción de feldspatos, que suelen ser más deleznable y de color rojizo debido a la alteración. El tamaño de grano

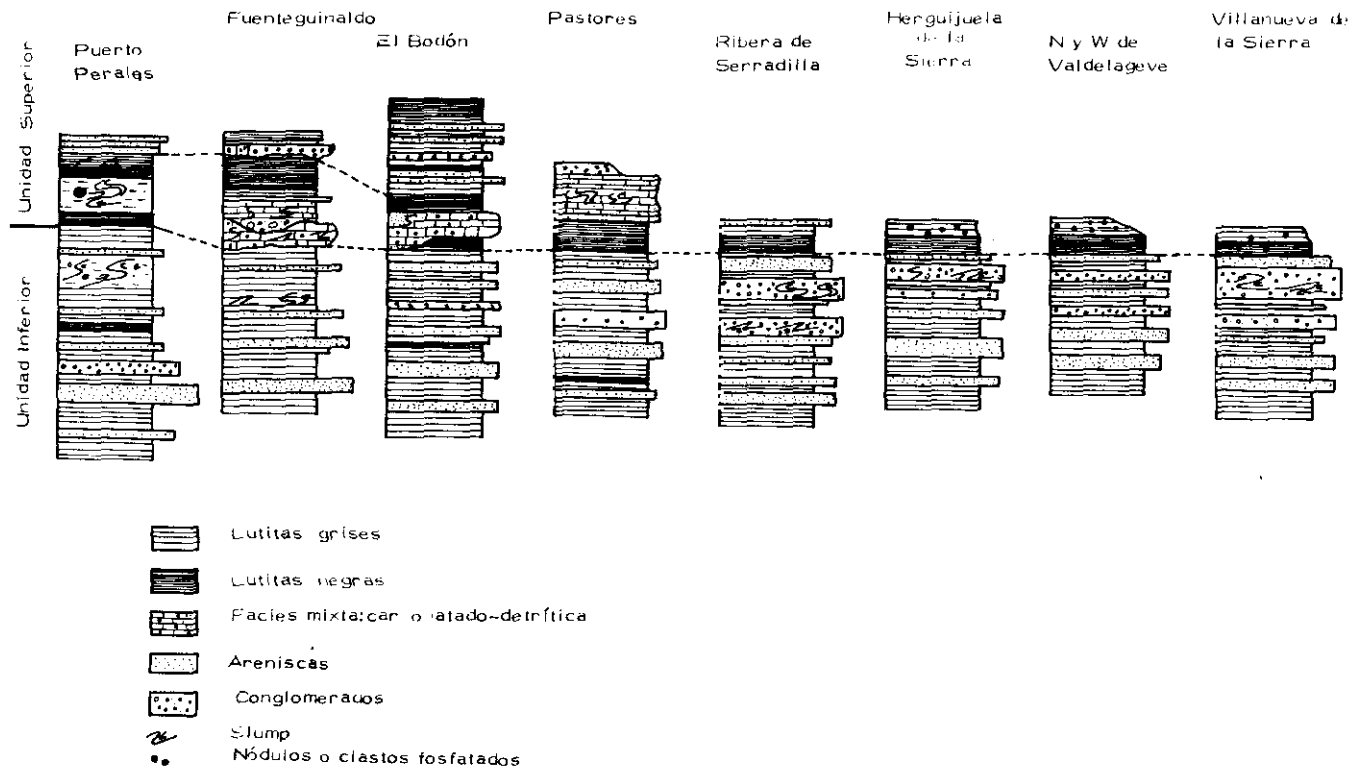


FIG. 2.—Representación esquemática de las columnas estratigráficas para distintos puntos del área de (sin escala).

varía de muy fino a grueso, con clastos mayores de 2 mm aislados en su interior.

En ellas la esquistosidad se marca débilmente o no lo hace en absoluto, según la proporción de matriz pelítica que contengan y del nivel estructural en que se encuentren.

Se presentan en bancos de geometría tabular o lenticular a escala de afloramiento, con límites netos y planos o algo erosivos. Su potencia es variada, desde mayor de 8 m hasta pequeñas láminas de espesor milimétrico que alternan con los materiales lutíticos. En general, se disponen asociados en varios bancos con espesores diversos, constituyendo secuencias típicas de potencia creciente y/o decreciente hacia el techo (en zonas con predominio arenoso). Estos se separan entre sí por tramos con mayor abundancia lutítica o alternancias rítmicas de bancos de 4-15 cm compuestos por una capa arenosa y otra pelítica.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes en las areniscas son: granoselección, laminación paralela, ripples de corriente, estratificación cruzada, estructuras de deformación por carga, sole marks y slumps, encontrándose también bancos arenosos sin estructuras o con aspecto caótico.

Las lutitas.—Su color varía entre gris claro a beige y gris oscuro, en función de su contenido en cuarzo, material pelítico, materia orgánica y opacos. Son bastante compactas y generalmente presentan superficies de esquistosidad, aunque existen términos en las que ésta no se desarrolla. El tamaño de grano oscila de fino a medio, según la proporción de cuarzo y material arcilloso que contengan.

Se encuentran asociadas a los estratos arenosos, constituyendo una capa de grano más fino con frecuentes laminaciones paralelas y ripples, o en tramos en los que predomina al material pelítico con finas laminaciones milimétricas o centimétricas arenosas y limolíticas. También pueden presentarse en forma masiva.

Los conglomerados.—Son de color gris claro a muy oscuro, con clastos de tamaños y naturaleza diversa (cuarzo, feldespato, arenisca, lutita y otros fragmentos de roca), por lo general muy redondeados y englobados en una matriz pelítica o pelítico-arenosa que puede ser muy abundante o escasa.

En conjunto, todos los conglomerados se disponen en bancos de potencia variable y geometría lenticular, con grandes variaciones texturales laterales y verticales. Su interior puede ser masivo o presentar estructuras como granoselección y estratificación horizontal o cruzada. Frecuentemente se asocian con niveles lutíticos y arenosos, slumpizados o en bloque, intercalándose ambos entre materiales de la misma naturaleza perfectamente estratificados.

III.2. LA UNIDAD SUPERIOR

La Unidad Superior aflora principalmente en los bordes del área y se ha definido como el conjunto de materiales que reposan sobre la Unidad Inferior en contacto frecuentemente gradual y a veces erosivo. Su límite inferior se sitúa en la base del primer nivel potente de lutitas o pizarras negras y el superior lo constituyen, en esta zona, los metasedimentos de edad ordovícica que se disponen discordantemente sobre ella.

La Unidad Superior se caracteriza por un predominio lutítico, presentando varios tramos de pizarras negras entre los que se encuentran otros compuestos por alternancias lutítico-arenosas con algún nivel conglomerático, ambos de colores claros (grises o beige). En ocasiones se observa la presencia de niveles mixtos carbonatado-detriticos discontinuos, así como de rocas cuarzo-anfibólicas y otros niveles conglomeráticos con clastos fosfatados aislados en su interior (fig. 2).

Esta unidad es correlacionable en líneas generales con la Formación Aldeatejada descrita en el área Salamanca-Peña de Francia (DIEZ BALDA, 1980, 1982, 1983), si bien su límite inferior se sitúa en niveles más bajos dentro de la serie (por encima del último banco potente de conglomerados) y el superior lo constituyen ya sea las areniscas y pizarras del Cámbrico inferior, que se superponen concordantemente sobre ellas en algunos lugares, o las cuarcitas ordovícicas, que lo hacen discordantemente.

Las pizarras negras.—Se presentan en tramos constituidos por lutitas arcillosas con gran cantidad de materia orgánica y piritita. En ellos se observan intercalaciones generalmente arcillosas más claras, con menor proporción de materia orgánica, formando una laminación milimétrica paralela o ligeramente oblicua.

Esporádicamente se intercalan niveles arenosos o incluso conglomeráticos casi negros y muy ricos en fragmentos de roca, o de color blanco, esencialmente cuarzosos, que presentan granoselección positiva y/o ripples en el techo.

Este conjunto, que se observa perfectamente estratificado en algunos puntos (N. de Pastores y en la carretera de Ciudad Rodrigo a El Bodón), presenta intercalaciones pizarrosas y arenosas más claras y un aspecto caótico, slumpizado y brechificado en las bandas existentes al SW del área estudiada; en ellas se encuentran pequeños niveles de rocas anfibólicas que aparecen también como bloques o masas redondeadas aisladas entre las pizarras.

La sedimentación mixta carbonatado-detritica.—Presenta estrecha relación con la de las pizarras negras, en el sentido de que siempre

aparece ligada a ellas, ya sea en su interior, inmediatamente encima o debajo, como puede observarse en la zona NW de la cartografía.

Los materiales cartografiados como carbonatados comprenden un conjunto discontinuo muy variado litológicamente, en el que se observan, desde calizas más o menos arenosas perfectamente estratificadas, con algún slump y brecha intraformacional en su interior, hasta niveles conglomeráticos calcáreos o silíceos, a veces subarcóicos y otros areniscosos y lutíticos en variación lateral y vertical. Su contacto inferior es neto con las pizarras negras a través de un conjunto areniscoso-conglomerático, pero en ocasiones el conjunto carbonatado-detrítico parece presentar un contacto erosivo sobre los materiales inferiores. Otras veces, aparecen en bloques de escasas dimensiones incluidos dentro de las pizarras negras o en bandas discontinuas situadas por debajo de ellas y separadas por un tramo pelítico-arenoso con slumps-brecha y rocas anfibólicas y volcanoclásticas intercaladas.

Las estructuras sedimentarias presentes en este conjunto suelen ser muy variadas: laminación paralela, estratificación cruzada planar y en surco, ripples, granoselección, pistas en el muro de algunos estratos arenosos, slumps y en ocasiones un aspecto caótico brechificado.

Los materiales existentes entre las bandas pizarrosas negras y carbonatadas.—Están constituidos por tramos de lutitas beigeas con laminación paralela y ripples junto con otros tramos compuestos por banquitos arenosos de 2-3 cm con ripples; ambos se alternan con niveles lutíticos de mayor potencia en los que se desarrolla laminación paralela. Todo el conjunto presenta una coloración gris clara. Entre todos ellos se intercalan algunos niveles arenosos de color gris sin estructuras, con clastos pelíticos en su interior. Otros niveles son conglomeráticos, de 2-3 m de potencia, con clastos bastante redondeados y de tamaño entre 0,5-1 cm pelíticos, arenosos, carbonatados y de cuarzo; la matriz es abundante, de naturaleza pelítica, y lateralmente puede perder los clastos. A veces se observan bancos discontinuos de conglomerados calcáreos y también cantos y bloques de la misma naturaleza englobados en masas pelíticas.

En otros puntos los conglomerados están constituidos esencialmente por clastos redondeados de cuarzo y feldespato (con tamaño entre 1 cm - 1 mm) y muy poca matriz intersticial; lateralmente pasan a unas areniscas de grano grueso, con clastos arcillosos irregulares en su interior.

Hay que resaltar también que en varios puntos al E de la zona, se encuentran sobre las pizarras negras unas alternancias arenosas en bancos lenticulares (de 5-20 cm de potencia), con lutitas grises, beigeas o casi negras, con laminación paralela. Estos bancos arenosos contienen frecuentemente clastos grandes aplastados y redondeados, cons-

tituidos por un material criptocristalino de color negro compuesto por apatito, cuarzo y minerales arcillosos (com. pers. de J. POZAS por Rayos X y por análisis químico).

Además, en estos lugares es frecuente la presencia, directamente sobre las pizarras negras, de masas paraconglomeráticas constituidas por una matriz lutítica de color gris oscuro, con cantos negros ricos en fosfato en su interior, semejantes a los descritos anteriormente.

El tránsito gradual de los niveles superiores de esta unidad a las areniscas cámbricas se observa únicamente en el área Salamanca-Peña de Francia. Está constituido por pizarras cuarcíticas gris verdosas con tramos arenosos de 20 a 30 cm de potencia, con laminación paralela y ripples que en algunos casos parecen ser debidos a olas (DIEZ BALDA, 1980, 1982, 1983).

III.3. LITOFACIES Y MODELO DEPOSICIONAL

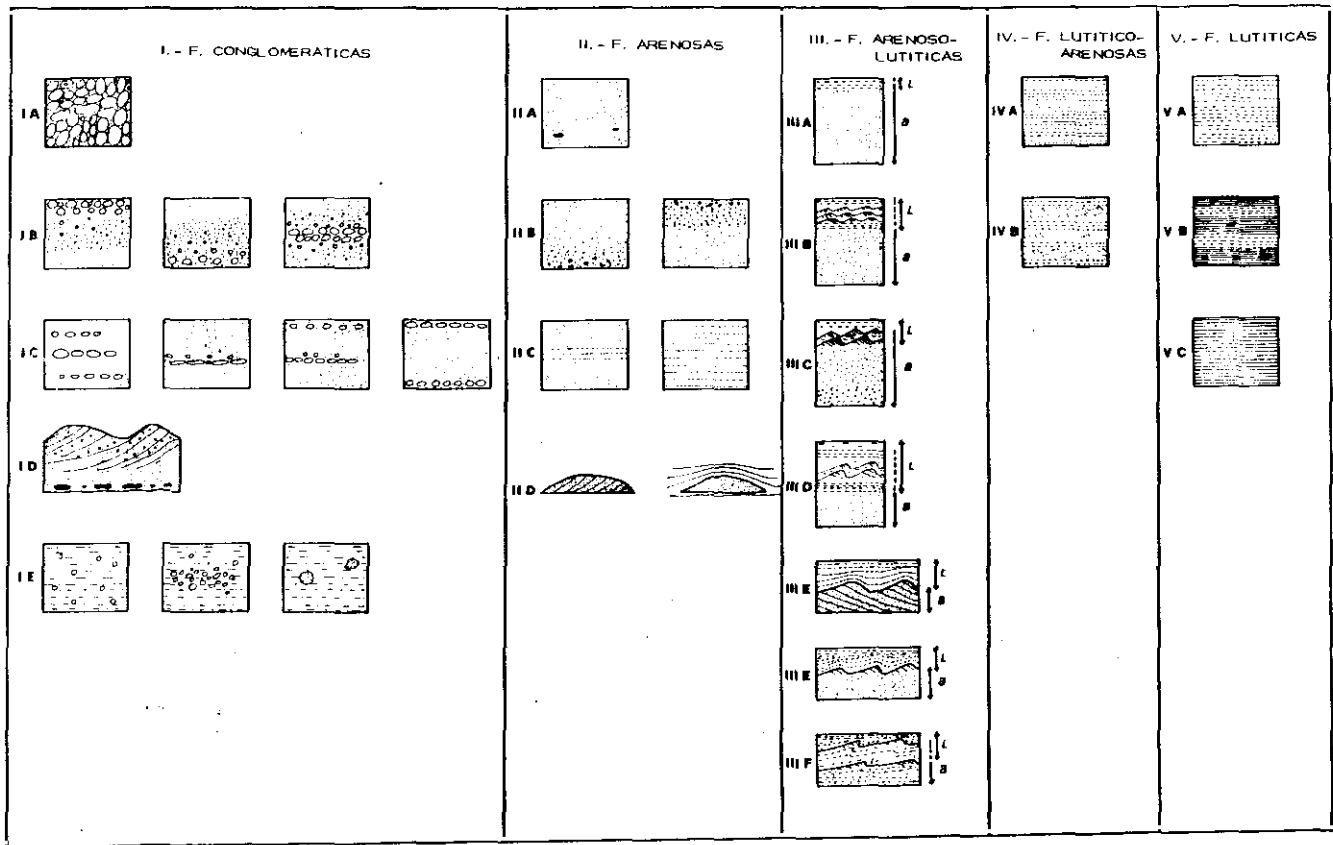
Desde el punto de vista sedimentológico se ha caracterizado un conjunto de facies * (fig. 3) cuya asociación y organización indican que se trata de una sedimentación equivalente a la que en la actualidad se reconoce como de abanicos submarinos profundos y cuyos modelos han sido aplicados a sedimentos antiguos por distintos autores.

En la figura 4 se representan las principales características de las facies en los depósitos de abanicos submarinos, según MUTTI y RICCI LUCCHI (1972, 1975), RICCI LUCCHI (1978) y RICCI LUCCHI et al. (1981), junto con una equivalencia de las litologías observadas en el área de las Hurdes-Sierra de Gata.

En la Unidad Inferior se reconocen *facies arenoso-lutíticas* (III) y *lutítico-arenosas* (IV) caracterizadas por presentar una granoselección desde el tamaño arena o grava a arcilla, junto con una secuencia de estructuras que pueden ser analizadas en términos de la secuencia de BOUMA (1962). De este modo, el intervalo arenoso sin estructuras, con clastos aislados o granoclasificado que presentan algunas de estas facies, corresponde al término *a* en la secuencia de BOUMA, que puede ser el más desarrollado (III a, b y c, «coarse-grained turbidites») o incluso faltar (III e, f, «thin-bedded turbidites»), según se trate de la deposición por flujos de suspensión turbulenta de alta o baja densidad, respectivamente.

Por otro lado, se encuentran las *facies arenosas* (II) sin estructuras, con granoselección normal e inversa o con una ligera laminación interna, que no pueden describirse en términos de la secuencia de

* Una descripción detallada de los distintos tipos se encuentra en RODRIGUEZ ALONSO (1982 y en prensa).



47 FIG. 3.—Representación esquemática de algunas litofacies descritas (explicación en el texto): a: arenas; l: lutitas.

FACIES	SUBFACIES	TIPO DE FOLIA TEXTURA	POTENCIA	GEOMETRIA	RELACION ARENA/ARCILLA	ESTRUCTURAS COSTRUCTIVAS	SEDIMENTA DE BUEN	MECANISMO DEPOSITACIONAL	EQUIVALENCIA
A	A ₁	Congl. organizados con matriz arenosa. Areniscas congl. Frecuente amalgamación. Areniscas gruesas a medias.	0,5-15 m.		Muy alta, hasta 100% arena		no es aplicable	Grain flow, Flujo turbulento de alta densidad, Gravity debris flow	I a, I b, I c III a ?
	A ₂	Congl. desorganizadas. Pequeño mudstone						Debris flow, mud flow	I c
B	B ₁	Areniscas tamaño grueso-medio con algunas clavos mayores aislados. A veces un intervalo pelítico en el techo.	10-200 cm.		> 1 Amalgamación masas frías cuantía.		no es aplicable	Flujo fluidificado, Flujo turbulento de alta densidad	II a, b, c Facies B Mutti y Ricci Lucchi (1972)
	B ₂		20-8 cm.		Variable, generalmente alta. Frecuente amalgamación			Flujo tractivo	II d, I d
C	C ₁	Alternancia arena/lutita. Arena gruesa-fina. Sorting pobre.	20-300 cm.		Alta. Amalgamación esporádica.		Ta/a/e; Ta/e	Flujos turbulentos de alta y baja densidad respectivamente.	III a, b, c
	C ₂	Alternancia arena/lutita. Arena media-fina. Sorting moderado-buena					Tebada Teb/a/e Teb/d/e		III d
D	D ₁	Alternancia arena/lutita	1,50-16 m.		> 1		Tb-o Tb-e Tb-m	Flujos turbulentos de baja densidad. Deposición en condiciones de tracción + decantación al tiempo que disminuye la energía de flujo	III e, f
	D ₂	Alternancia arena/lutita	2 cm - variegado		< 1				IV a, b
	D ₃	Pelita. A veces con algo de limo.	0-8 cm.		0		Ta	Flujos turbulentos de baja densidad D ₂ disminuyendo su energía.	V a
E		Alternancias arena/lutita. Arena gruesa-medio. Sorting pobre-moderado	5-20 cm.		Alta. Frecuente amalgamación		No es aplicable. Teb, Tdura/ e Teb/a/e	Flujo tractivo	
F		Bloques y masas desmenuadas.	Variable					Desmoronamiento por gravedad slumping. Transición a debris flow al aumentar la proporción de agua.	VII
G		Pelitas, margas, margas arenosas, limolitas, arcillas.	Hasta 60 cm.				No es aplicable.	Deposición hemipelágica	V b, c

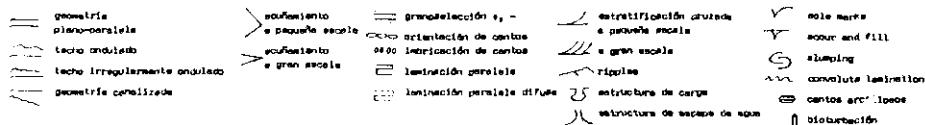


FIG. 4.—Características de las facies en los depósitos de abanicos submarinos según Mutti y Ricci Lucchi (1972, 1975) y Ricci Lucchi (1978, 1981) y su equivalencia con las observadas en este área.

BOUMA. No obstante, están en estrecha conexión con ellas, de modo que las «turbiditas clásicas», antes citadas, pasan gradualmente a este tipo de facies por la disminución de su potencia en los términos superiores, aumento del tamaño de grano, de la potencia de las capas arenosas y de las canalizaciones o superficies irregulares en la estratificación (WALKER, 1978). Este tipo de depósito se interpreta como el resultado de la sedimentación en masa de flujos gravitatorios con gran concentración de sedimento en suspensión, en los que el mecanismo de transporte de los granos ha sido la interacción granular y los mecanismos tractivos están ausentes (MIDDLETON y HAMPTON, 1973, 1976).

Se encuentran además otros tipos de facies no relacionadas con la secuencia de BOUMA, pero que son citadas frecuentemente en el análisis de facies de abanicos submarinos profundos. Entre ellas cabe señalar las *facies conglomeráticas* (I a, b y c) sin estructuras, con granoselección normal o inversa o inversa-normal y los conglomerados con granoselección y estratificación interna, que son el resultado de la deposición de materiales transportados en masa por un mecanismo de *grain flow* o de suspensión turbulenta de alta densidad (WALKER, 1975, 1977, 1978).

En efecto, la presencia de granoselección en la base de algunos estratos muestra que al menos parte del material fue transportado en suspensión de modo tal, que los clastos podían moverse libremente y establecer una selección entre sus tamaños. WALKER (*op. cit.*) relaciona las facies conglomeráticas granoclasificadas y estratificadas entre sí y establece varios modelos de conglomerados resedimentados, mostrando su respectiva posición dentro del abanico interno. Según dicho autor, el modelo con granoselección inversa-normal se forma en zonas más próximas y con mayores pendientes que el que presenta granoselección normal.

A su vez, en zonas de menor pendiente se desarrolla una estratificación interna sobre el intervalo granoclasificado, lo cual implica la existencia de un mecanismo de tracción y de una carga de fondo sobre la que se modelaría la estratificación paralela o cruzada. Por otro lado, existe una gradación entre los conglomerados con granoselección normal y estratificación interna y las areniscas conglomeráticas, que se formarían por el mismo proceso en áreas de menor pendiente del abanico.

En cambio, las facies conglomeráticas en las que el soporte es la matriz (I e) representan el depósito característico de un *debris flow*. El mecanismo que soporta a los granos es la cohesión y densidad del fango (HAMPTON, 1972) en el que flotan clastos de todos los tamaños, pudiendo presentar localmente granoselección inversa y cierta orien-

tación e imbricación o un aspecto caótico, según se trate de un *debris flow* con flujo laminar o turbulento (ENOS, 1977).

Por otro lado, y en menor proporción, se encuentran las facies conglomeráticas y arenosas con estratificación cruzada (I d y II d), que representan un depósito producido claramente por un flujo tractivo semejante a las facies B₂ propuestas por MUTTI y RICCI LUCCHI (1975). Este tipo es interpretado como el resultado de la acción tractiva de una corriente de turbidez sobre un fondo arenoso.

Finalmente, las *facies caóticas* (VII) intercaladas entre las otras en el tramo superior de la unidad engloban depósitos de diversa naturaleza que se presentan brechificados, slumpizados o en bloques intercalados entre materiales perfectamente estratificados. Estas facies representan los depósitos formados por el deslizamiento gravitacional con mayor o menor deformación plástica, de masas semi-consolidadas o rígidas que descienden a lo largo de un plano manteniendo su coherencia interna (RUPKE, 1978). Algunos de estos depósitos, frecuentemente asociados a las facies conglomeráticas tipo I e, representan olistostromas en el sentido de ABBATE y SAGRI (1981) y son considerados como el producto de eventos excepcionales y catastróficos en la cuenca, debidos al transporte gravitacional en masa.

Las asociaciones de facies presentes en la Unidad Inferior (fig. 5) muestran cierta organización que a gran escala está marcada por el predominio de zonas alternantes con facies arenosas y arenoso-lutíticas y otras lutítico-arenosas en general. A menor escala se observa, espe-

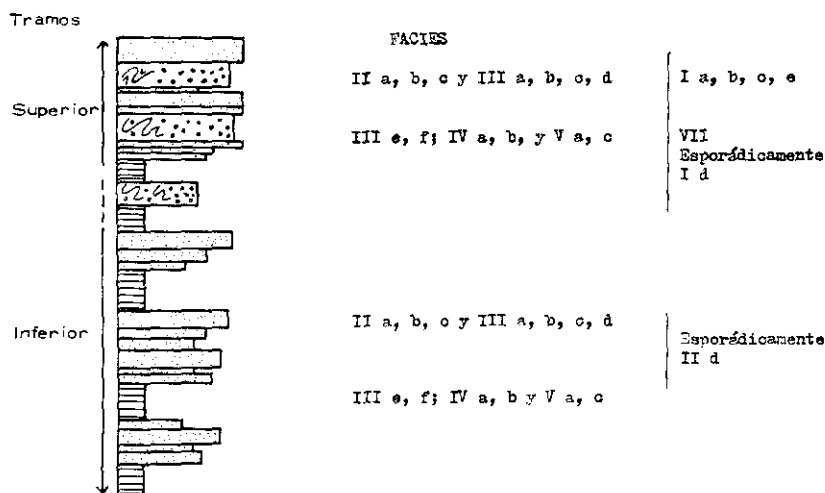


FIG. 5.—Representación esquemática de los tipos y asociaciones de facies en la Unidad Inferior para el área de Las Hurdes y Sierra de Gata.

cialmente en el conjunto arenoso, una cierta disposición de las capas en secuencias con potencia y granulometría mayor o menor hacia el techo (secuencias «coarsening and thickening» y «finning and thinning upward») y también secuencias cíclicas y otras no definidas.

Lo mismo ocurre con los conglomerados, que en varias ocasiones se disponen en la base de una secuencia arenoso-pelítica, es decir, en la que el tamaño de grano y la potencia de los estratos disminuyen hacia el techo.

A la vista de lo expuesto, se propone un modelo deposicional de abanico submarino profundo para la sedimentación de los materiales de la Unidad Inferior.

Así, los cuerpos esencialmente arenosos (compuestos por las facies II a, b, c y III a, b, c, d), organizados en secuencias positivas y negativas junto con otras más complicadas en las que existen amalgamaciones y canalizaciones, tienen gran semejanza con las facies de lóbulo deposicional. Representan las áreas de mayor acumulación de sedimento arenoso que se sitúan en la boca de los principales canales distributarios del abanico; en zonas más proximales están surcadas por algunas canalizaciones que en áreas distales no existen. La progradação de los lóbulos produce las típicas secuencias negativas, mientras que el cambio de posición de éstos, la agradación y las canalizaciones, con posterior relleno y abandono de las mismas, tienden a producir ciclos positivos y otros más complejos (MUTTI y RICCI LUCCHI, 1974; RICCI LUCCHI, 1975, 1978; RICCI LUCCHI et al., 1981).

Asimismo, los materiales finamente estratificados con predominio lutítico, que separan los cuerpos arenosos (compuestos por las facies III e, f, IV a, b y V a), corresponden a los depósitos de facies D de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), modificados por RICCI LUCCHI (1978) y denominados también T B T'S (Thin bedded turbidites) por MUTTI (1977). Dichos depósitos pueden ser descritos como secuencias de BOUMA en las que falta el término basal. Este tipo de facies es típico del abanico externo, llanura abisal y también de zonas de intercanal, de depósitos de desbordamiento y de la base del talud (MUTTI, 1977; MUTTI y JOHNS, 1978; RICCI LUCCHI, 1978; RICCI LUCCHI et al., 1981). Representan el desbordamiento o el estadio final de deposición de corrientes de turbidez que han descargado la mayor parte del material en suspensión en los lóbulos y alcanzan zonas más lejanas, disminuyendo progresivamente su energía hasta que todo el sedimento es depositado.

Igualmente, las *facies lutíticas* (V c y quizá V a) podrían corresponder con la G de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), representando la deposición autóctona de la cuenca, cuando las corrientes de turbidez dejan de tener incidencia sobre ella.

Según lo expuesto, la progradación y migración lateral de los lóbulos, junto con la deposición esencialmente lutítica en el techo de éstos cuando son abandonados, así como en sus bordes y las zonas de intercanal, produciría una sucesión vertical como la presentada para los términos más bajos de la Unidad Inferior: alternancia de cuerpos esencialmente arenosos entre otros lutíticos.

Por otro lado, las facies caóticas y conglomeráticas que se intercalan en los términos superiores de dicha unidad, parecen indicar mayor proximidad. Según WALKER (1978), el abanico superior (*upper fan*) es probablemente el área de deposición de las facies conglomeráticas. Las secuencias «fining upward» con base conglomerática han sido interpretadas como correspondientes al relleno de canales. Asimismo los slumps, bloques, debris, etc., constituyen frecuentemente los depósitos de relleno de los canales principales del abanico y también de la base del talud (MUTTI y RICCI LUCCHI, 1972; STANLEY y UNRUG, 1972; WALKER y MUTTI, 1973; WALKER, 1978), aunque también pueden presentarse entre facies turbidíticas bien desarrolladas en el abanico superior o en cualquier otro lugar del abanico bordeado por el talud (NELSON y KULM, 1973).

En el área de Las Hurdes-Sierra de Gata no se encuentran evidencias de canalizaciones importantes en la Unidad Inferior, aunque se observan límites inferiores erosivos en algunos conglomerados con geometría lenticular, o asociados a facies arenosas y pelíticas constituyendo secuencias de potencia y tamaño de grano decreciente. Además, la distribución por todo el área de las facies caóticas asociadas generalmente a *debris flow*, hace pensar en la existencia de un episodio o acontecimiento en la cuenca que crease una especial inestabilidad, de modo que se produjeran slumps, deslizamiento de bloques, avalanchas, *debris flow* (olistostromas) y otros conglomerados probablemente canalizados. Cabe añadir la existencia de un vulcanismo contemporáneo con este tipo de materiales, manifestado en fragmentos de roca de tamaño arena y grava, que también está en relación con rocas anfibólicas. Dicho vulcanismo podría ser la causa de la inestabilidad que habría de provocar la formación de las facies caóticas y conglomeráticas en un momento determinado de la sedimentación turbidítica.

En la Unidad Superior se produce un cambio en las características de la sedimentación (fig. 6). La presencia de *lutitas negras* carbonosas finamente bandeadas (Facies V b), la abundancia de piritita y las pequeñas intercalaciones limolíticas o arenosas, sugieren unas condiciones de deposición lenta, con escaso aporte de detríticos gruesos, en un ambiente reductor y con gran riqueza de materia orgánica. Tales condiciones son las típicas de las facies euxínicas (KRUMBEIN y SLOSS, 1963; PETIJOHN, 1975) o de los sedimentos depositados en ambientes anóxicos (DEMAINSON y MOORE, 1980), cuyas características más

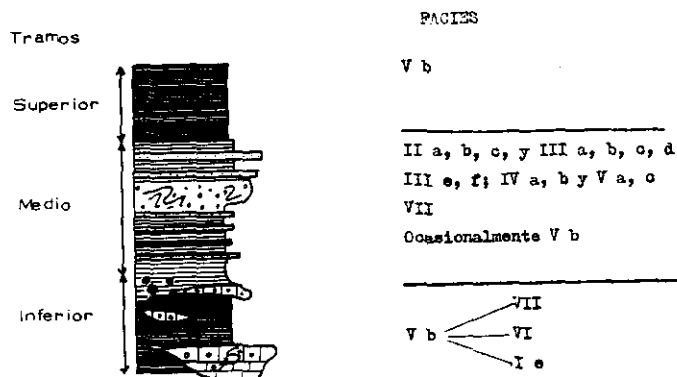


FIG. 6.—Representación esquemática de los tipos y asociaciones de facies en la Unidad Superior para el área de Las Hurdes y la Sierra de Gata.

significativas son el grano muy fino, gran proporción de materia orgánica y pirita, junto con altas concentraciones de U, Cu, Mo, Ni, P y S.

La presencia de nódulos o clastos con gran riqueza en material fosfatado (entre las lutitas negras y también en algunas areniscas o englobados en material lutítico arenoso de color gris oscuro) parece coherente en este ambiente, ya que las condiciones establecidas favorecen la precipitación de apatito, siempre que haya un aporte de fosfato adecuado y algunos puntos que permitan su nucleación (WEAVER y BECK, 1977; MANHEIM et al., 1975).

Este hecho es constatado en varios lugares donde, asociados a lutitas negras carbonosas, se encuentran grandes concentraciones de apatito en nódulos o clastos y láminas, como ocurre en la formación Phosphoria (Pérmica), en el Terciario de California (Norteamérica) y actualmente en la costa sudoeste africana y del Perú (DEMAINSON y MOORE, 1980).

En el caso que aquí se presenta, los nódulos o clastos fosfatados constituyen un depósito de *debris flow* en el que se encuentran mezclados con partículas arenosas de cuarzo y abundante matriz pelítica.

Otra característica a destacar, que ya estaba presente durante la sedimentación de la Unidad Inferior, es la existencia de una inestabilidad en la cuenca constatada por la presencia de slumps y bloques extraños incluidos en las facies de lutitas negras. Asimismo, las rocas anfóblicas presentan frecuentemente un carácter caótico.

Además, las intercalaciones entre las pelitas negras, de capas arenosas y conglomeráticas, algunas con características turbidíticas claras (bancos arenosos granoclasificados con ripples en el techo), indican un aporte esporádico de detríticos gruesos desde el área madre.

En este contexto, la sedimentación de la *facies mixta, carbonatado-detrítica* (VI) reviste especial interés debido a su carácter discontinuo (a veces los afloramientos son de pocos metros), la gran variedad litológica y el frecuente aspecto caótico asociado a slumps, brechas y conglomerados, junto a su diferente posición respecto a las lutitas negras carbonosas.

En efecto, existen términos bien estratificados con laminación paralela y ripples muy suaves, en una alternancia de capas con espesor constante en las que varía la proporción detrítica, que parecen indicar una sedimentación lenta. En cambio, la presencia de estratificaciones cruzadas a gran escala y diversos tipos, en estratos de geometría lenticular, junto con la existencia de ripples simétricos, indican un predominio de las corrientes tractivas. A esto hay que añadir la existencia de un conglomerado brechoide del tipo conglomerado desorganizado de WALKER (1975, 1978), que corta erosivamente a las capas carbonatadas (Fuenteguinaldo).

Por otra parte, se encuentran conjuntos claramente canalizados sobre las lutitas negras, en las que se observan secuencias granodecrecientes, desde conglomerados a lutitas con laminación paralela muy fina (secuencias de relleno de canal).

En otros casos, los conglomerados parecen ser producto de un mecanismo del tipo *debris flow*, en el que el fango carbonatado fue mezclado con material terrígeno de diversa naturaleza y granulometría, o simplemente de la fracturación y brechificación debida a un slump (Fuenteguinaldo y Pastores). En algunos bloques se reconocen oolitos, restos de tejidos algales y otros aloquímicos (NE de El Bodón).

Hay que destacar, además, el fuerte aporte detrítico que existe en algunos lugares y que se mezcla y sustituye lateralmente al material carbonatado, junto a la frecuente presencia de fragmentos de roca volcánica y rocas anfibólicas y volcanoclásticas.

En conjunto, las características estructurales y geométricas presentes en esta facies indican, de nuevo, una gran inestabilidad en la cuenca en el momento de su sedimentación que fue capaz de reunir tal variedad litológica y de estructuras en un espacio mínimo. De este modo, los términos perfectamente estratificados de Pastores y Fuenteguinaldo indican un modo de deposición en condiciones más estables que las que refleja todo el conjunto. A su vez, ellas mismas se encuentran slumpizadas, brechificadas y pasando lateralmente a conglomerados del tipo *debris flow*. Todo ello sugiere que se trata de sedimentos carbonatados procedentes de la plataforma, que se han re-depositado en distintas zonas y momentos, en un área con determinada pendiente (slumps, debris y canales asociados), mezclados con material detrítico grueso y fino. El mecanismo de transporte responsable

parece ser el deslizamiento en masa por medio de slumps, asociado a *debris flow* y corrientes de turbidez.

Estas características son las típicas de asociación de facies de talud (MUTTI y RICCI LUCCHI, 1972; MOUNTJOY et al., 1972; COOK y TAYLOR, 1977; HUBERT et al., 1977), en las que sobre materiales finos, generalmente depositados por suspensión (en este caso las lutitas negras), se encuentran otros de aspecto caótico, producto de deslizamientos gravitacionales o de transporte en masa de sedimentos semiconsolidados procedentes de zonas más someras.

Estos materiales han sido redepositados en un área con determinada pendiente, ya que su contacto inferior es erosivo y posteriormente son surcados por canales rellenos de material grueso desorganizado o constituyendo secuencias granodecrecientes.

Estas características en la sedimentación se reflejan igualmente allí donde no existen facies carbonatadas asociadas a las lutitas negras carbonosas. Así, la presencia de clastos fosfatados englobados en abundante matriz pelítico-arenosa gris oscura en el borde E del área, indica también un modo de transporte en masa de tipo *debris flow*, que habría redepositado estos clastos en zonas más profundas.

Las condiciones anóxicas existentes durante la deposición de las lutitas negras y facies carbonatadas son superadas gradualmente en los sedimentos superiores, junto con un aumento del aporte detrítico grueso con características deposicionales turbidíticas. Se encuentran facies arenosas, lutítico-arenosas y conglomeráticas del tipo *debris flow* asociadas a slumps y facies caóticas en las que esporádicamente aparecen materiales carbonatados. Encima se instalan de nuevo las condiciones anóxicas y la deposición de lutitas negras carbonosas, que son interpretadas en ambos casos como productos de la deposición autóctona de la cuenca.

Finalmente, en el área entre Salamanca y la Peña de Francia se observa un paso gradual de estos sedimentos a facies arenosas someras pertenecientes al Cámbrico inferior (DIEZ BALDA, 1980, 1982, 1983).

IV. PETROGRAFIA Y COMPOSICION QUIMICA

En el conjunto descrito se han señalado varios grupos de rocas con orígenes y relaciones diversas entre ellos. El estudio de sus características texturales y de composición ha proporcionado interesantes datos sobre la naturaleza de la roca madre de la que proceden, los mecanismos de transporte sufridos y el grado de modificación postdeposicional.

Entre ellos cabe resaltar la existencia de un área madre múltiple

y de varios tipos de material intersticial, así como la presencia de un vulcanismo contemporáneo con la sedimentación*.

IV.1. ROCAS CARBONATADO-DETRÍTICAS

En este grupo se han descrito varios tipos petrográficos: calizas cristalinas arenosas, calizas ricas en Fe, a veces arenosas y bandeadas, dolomías cristalinas y conglomerados y brechas carbonatadas diversas.

En general, las rocas carbonatadas presentan texturas frecuentemente recrystalizadas y dolomitizadas. No obstante, en varios lugares pueden reconocerse algunas características de las texturas originales, entre las que se destaca lo siguiente:

1. Los aloquímicos: oolitos, posibles intrasclastos y restos orgánicos.
2. La existencia de micritización por boring en algunos aloquímicos.
3. La cementación calcárea temprana, previa a la compactación.
4. La presencia de apatito: en forma de clastos, rellenando poros y reemplazando al carbonato.
5. Reemplazamiento de algunos aloquímicos por un mineral actualmente convertido en biotita o moscovita y clinocloro (minerales arcillosos tipo glauconita inicialmente?) y que conserva las texturas.
6. Silicificación parcial tardía, que borra todas las texturas.

Todo ello, sugiere la consideración de varios aspectos sobre las condiciones de su formación y diagénesis.

En primer lugar, parece universalmente aceptado que la formación de oolitos se produce en medios someros con aguas agitadas y saturadas en carbonato cálcico.

En segundo lugar, el resto de los puntos considerados sobre modificaciones diagenéticas en estos materiales dejan abierta la posibilidad de que se estuviera desarrollando un *hardground* submarino, si bien quedan muchos aspectos de campo por reconocer, según señalan los principales autores conocedores del tema (KENNEDY y GARRISON, 1975; BATHURST, 1975).

Por otro lado, la dolomitización es siempre un proceso secundario que borra prácticamente todas las texturas anteriores, respetando en ocasiones ciertas diferencias en el tamaño del grano. En algunos casos,

* Una descripción detallada de los distintos tipos petrográficos y del tratamiento geoquímico se encuentra en RODRIGUEZ ALONSO (1982 y en prensa).

se efectúa a través de los planos de estratificación, y otras, masivamente.

Además, entre algunos conglomerados asociados a estas facies se encuentran clastos de dolomía muy redondeados cuya procedencia resulta difícil de determinar entre el resto de los clastos claramente procedentes del exterior de la cuenca (areniscas y lutitas).

Finalmente, hay que considerar la existencia, en un nivel conglomerático calcáreo, de acritarcos del tipo *Synsphaeridium* sp., que han sido recientemente descritos y clasificados por DIEZ BALDA y FOURNIER VINAS (1981) en la Formación Aldeatejada de los alrededores de Salamanca. Según estas autoras, dichos microfósiles presentan una relativa dispersión, siendo abundantes en el Cámbrico inferior, aunque también se encuentran en el Precámbrico superior. En el área de Las Hurdes-Sierra de Gata se han observado algunos ejemplares más en un conglomerado de la Unidad Inferior.

Los resultados de los análisis químicos de algunos conglomerados con fragmentos de roca fosfatada señalan, como cabía suponer, una alta proporción de $P_2 O_5$ superior a lo normal en rocas carbonatadas.

IV.2. LUTITAS

Las características texturales de las lutitas, lutitas arenosas y rocas arenoso-lutíticas reflejan claramente los mecanismos de deposición invocados para ellas. Las abundantes laminaciones paralelas y oblicuas por migración de ripples parecen ser el resultado de la deposición por mecanismos de tracción más decantación o simple decantación en algunos casos, pudiendo tratarse de los últimos estadios de una corriente de turbidez muy diluida, que va perdiendo energía (TBT'S) o de la deposición del material autóctono de la cuenca.

Su mineralogía es banal: cuarzo, sericita y clorita como minerales esenciales, destacando algunas con mayor contenido en sílice o en materia orgánica que da el color negro a la roca.

Entre los minerales autigénicos resalta la presencia de pirita y turmalina.

La pirita es especialmente característica y frecuente en las lutitas negras. En tales ambientes anaeróbicos, su formación se produce como resultado de la reacción del SH_2 disuelto en el agua del mar con minerales de Fe. La fuente de éste puede estar en los minerales de Fe detríticos, que son solubilizados por procesos bacterianos o inorgánicos. Por otro lado, el SH_2 puede originarse por dos vías: reducción bacteriana de sulfatos o por la descomposición de compuestos orgánicos con azufre, a partir de organismos muertos (BERNER, 1970, 1971).

La turmalina, en cristales idiomórficos aislados, es un mineral autigénico frecuente en rocas pelíticas debido a la capacidad de adsorción de boro de los minerales arcillosos detríticos o autigénicos. La proporción de aquél en el agua del mar está controlada por el aporte de los ríos, la actividad volcánica y biológica y la reacción con los minerales de la arcilla (adsorción) (HARDER, 1974).

Los resultados de los análisis químicos de las lutitas muestran una composición normal dentro de la media de rocas pelíticas.

IV.3. CONGLOMERADOS, ARENISCAS DETRÍTICAS Y VOLCANOCLÁSTICAS

Las características texturales

En el conjunto de los conglomerados se han señalado varios tipos: ortoconglomerados cuarzosos, feldespáticos y polimícticos, así como paraconglomerados diversos.

En general, las características texturales de los conglomerados reflejan claramente el mecanismo de deposición invocado para ellos: *grain flow*, *debris flow* y deslizamientos por gravedad o slumps.

Se trata de sedimentos polimodales en los que el transporte en masa no ha podido seleccionar los tamaños ni modificar su morfología notablemente. Por tanto, la extraordinaria redondez de sus clastos debió ser adquirida anteriormente, ya sea en un ciclo sedimentario anterior, o por abrasión prolongada en el caso de algunos granos de cuarzo y chert, y no tan fuerte para los metaestables.

Por otro lado, entre las areniscas se han distinguido las siguientes variedades petrográficas: cuarciarenitas, a veces bandeadas; areniscas feldespáticas y subfeldespáticas, sublitarenitas y areniscas líticas, grau-wackas cuarzosas, en ocasiones bandeadas, y tres tipos de areniscas volcanoclasticas.

Respecto a las características texturales de dichas areniscas, llama la atención, en primer lugar, su relativa homogeneidad en el tamaño de grano, casi siempre fino o medio, siendo mucho menos abundante las de grano medio a grueso. El calibrado suele ser moderado a pobre por lo general, aunque en algunas cuarciarenitas es moderadamente bueno ($< 0,5$). En estas últimas destaca, además, el redondeamiento de los granos y su gran madurez mineralógica, que, dado el ambiente de sedimentación deducido, sólo ha podido ser adquirida por una abrasión prolongada antes de ser depositadas en este medio o a través del reciclaje de sedimentos de la misma naturaleza.

Por lo demás, la mayoría de las areniscas son inmaduras desde el punto de vista textural (cuarzowackas) y casi todas ellas lo son también mineralógicamente.

Las características mineralógicas

La mineralogía de los granos, tanto en los conglomerados como en las rocas arenosas, revela varias áreas de procedencia: sedimentaria, metamórfica-plutónica y volcánica y/o subvolcánica.

Respecto a los FR sedimentaria detrítica, lutitas y areniscas, hay que señalar su semejanza textural y composicional con los paquetes estratificados existentes en el área. En cambio, su redondeamiento, grado de compactación y la orientación interna de algunos de sus constituyentes permiten afirmar que no se trata de intraclastos, sino que proceden del desmantelamiento de un área madre sedimentaria cercana que había alcanzado un cierto grado de litificación, conservando aún sus características texturales originales. Su asociación mineralógica coincide con la presente en la matriz y en el resto de las rocas asociadas y, probablemente, fue adquirida al mismo tiempo.

De igual modo, el buen redondeamiento de algunos fragmentos de chert lleva a hacer la misma deducción, aunque la abrasión sufrida para alcanzarlo debió ser mayor para que los FR metaestables, por lo que pueden tener procedencias distintas. En cambio, la presencia de algunos granos de chert subangulosos sugiere un área madre sedimentaria cercana.

Por otro lado, la morfología y textura de los FR fosfatada (irregulares o muy redondeados, con frecuentes grietas en su interior y algunos compuestos por agregados de masa subredondeadas) hacen pensar que se trate más bien de intraclastos, que fueron formados como nódulos o lechos en otra zona de la cuenca y transportados posteriormente en forma de *debris flow* a zonas más lejanas. Su morfología y color guardan gran semejanza con los descritos por PETTIJOHN (1975).

En lo que atañe a los FR volcánica, hay que considerar dos aspectos: en primer lugar, su naturaleza básica o intermedia a ácida. En segundo lugar, el alto grado de redondeamiento de algunos clastos hace pensar en su procedencia de un área madre volcánica próxima que está siendo erosionada, mientras que otros, con formas irregulares o con un comportamiento más plástico ante la deformación, parecen ser los productos de un vulcanismo contemporáneo subaéreo o subacuático, cuyas partículas han sido transportadas por un mecanismo de corrientes de turbidez.

Respecto a los FR con textura granular compuestos esencialmente por cuarzo policristalino grueso con extinción ondulante y algunos cristales de feldespato y moscovita o clorita, pueden ser considerados como de origen ígneo de grano fino o metamórfico de alto grado.

La morfología y características internas de los granos de cuarzo descubren además otros aspectos:

1. Existen unos granos de tamaño bastante uniforme, comprendido entre arena media y gruesa, que presentan formas poligonales (cuadradas, trapezoidales, triangulares y exagonales) con las esquinas muy redondeadas. Son frecuentemente monocristalinos o están algo fracturados en su interior, aunque también se encuentran policristalinos. Suelen ser muy limpios, pero en ocasiones contienen internamente o en sus bordes un agregado microcristalino de cuarzo y sericita.

Otras veces, este tipo de granos muestra formas irregulares y angulosas, difícilmente adquiridas por fracturación o disgregación.

Este conjunto de características recuerdan fuertemente a las de los cristales de cuarzo de origen volcánico o subvolcánico.

2. Otros granos de cuarzo no presentan una morfología tan característica; son mono o policristalinos, con cristales inequigranulares en su interior que muestran extinción recta o ligeramente ondulante. Este tipo es el más común en el área y no parece ser diagnóstico de un área madre determinada, sino de cualquiera, ígnea o metamórfica sin deformar o que haya sufrido un cierto grado de deformación sin recristalización (FOLK, 1974; YOUNG, 1976).

3. Clastos de cuarzo policristalino fino, con cristales de tamaño menor de 0,2 mm con límites y extinción rectos, que escasas veces contienen inclusiones de mica entre los cristales (Recrystallized metamorphic y Schistose Metamorphic de KRYNINE); características típicas del cuarzo procedente de un área madre metamórfica que ha sufrido recristalización en el estado sólido: areniscas o limolitas recristalizadas, chert recristalizado, cuarzo filoniano deformado, etc. (YOUNG, *op. cit.*; FOLK, *op. cit.*).

En este sentido hay que apuntar que RÖLZ (1972) cita en un caso la presencia de distena como mineral pesado entre las areniscas, lo cual viene a confirmar la existencia de aportes provenientes de materiales metamórficos.

4. Granos de cuarzo con inclusiones de rutilo o de vermiculita que pueden derivar a su vez de rocas ígneas o metamórficas (FOLK, *op. cit.*).

La morfología y características internas de los feldespatos permiten hacer las siguientes deducciones:

1. La presencia de plagioclasa y feldespatos alcalinos idiomórficos, subidiomórficos y anhedrales, con bordes angulosos y muy redondeados dentro de la misma granulometría y su asociación con los FR volcánica, sugiere de nuevo (especialmente en las rocas volcanoclásticas) la existencia, dentro de un contexto volcánico, de clastos aportados a la cuenca procedentes de erupciones contemporáneas; éstos se encuentran junto a otros que podrían ser producto de la erosión de erupciones anteriores en el edificio volcánico, y por ello presentan mayor grado de redondeamiento y a veces mayor alteración. No obstante, hay que pen-

sar también en otro tipo de área fuente (plutónica o metamórfica) para algunos feldespatos.

2. El tipo de maclado más frecuente encontrado en las plagioclasas es el polisintético según la ley de la Albita, siguiéndole en importancia la textura en damero; esporádicamente se encuentran clastos con maclas de Periclina y algunas más complejas (Tipos 1 y 3 de GORAY, 1951, en SMITH, 1974). Aunque la composición (An_{3-13}) o el maclado de Albita y Periclina no son diagnóstico de ningún área madre específica (ígneas o metamórficas), las maclas complejas parecen presentarse solamente en rocas volcánicas y plutónicas (GORAI, *op. cit.*). Por otro lado, los clastos con textura en damero pueden proceder de diferentes tipos de rocas (ígneas y metamórficas) en las que haya tenido lugar un metasomatismo sódico con subsiguiente reemplazamiento de un feldespato potásico original (SMITH, *op. cit.*).

3. Los feldespatos alcalinos se presentan en forma de ortosa o microclina, frecuentemente pertitzados y en ocasiones maclados según Carlsbad.

4. Los clastos con intercrecimientos de cuarzo y feldespato con textura granofidica cuneiforme, esferulítica, radial o insular, han podido ser originados por crecimiento rápido y simultáneo de feldespato y cuarzo a partir de un líquido de composición casi eutéctica o cotéctica; ello ocurre frecuentemente en la mesostasis o incluso en megacristales de algunas rocas volcánicas y subvolcánicas, si bien este tipo de textura puede formarse en algunos casos por desvitrificación, metasomatismo o infiltración (SMITH, *op. cit.*).

El material intersticial

Los constituyentes intersticiales pueden ser agrupados en dos categorías distintas: matriz y cemento.

La matriz en los conglomerados suele ser arenoso-pelítica o pelítico-arenosa, siendo más o menos abundante y en general fácilmente identificable. En las rocas arenosas está constituida por minerales arcillosos, sericita y/o clorita, con alguna proporción de cuarzo. En todos los casos se encuentra recristalizada y frecuentemente orientada por la deformación, con la consiguiente dificultad en la diferenciación de un posible material intersticial de origen diagenético (epimatriz de DICKINSON, 1970). No obstante, es fácil observar en algunos casos la existencia de un empaquetamiento inhomogéneo entre los granos del esqueleto, que dejan campos de magnitud mayor de la normal existente entre los clastos, rellenos de material arcilloso o filosilicatos en general, dispuestos sin ninguna ordenación especial. En estos casos, puede tratarse tanto de epimatriz como pseudomatriz (DICKINSON,

op. cit.). Asimismo, en algunas muestras resulta evidente que parte del material intersticial procede de la disgregación del FR esencialmente volcánicos, los cuales pierden fácilmente su entidad; de ello puede deducirse que el proceso de grauwackización es importante en aquellas rocas con granos metaestables.

En cuanto al *material cementante* observado fundamentalmente en las areniscas se puede distinguir varios tipos:

1. Cemento silíceo en continuidad óptica con los clastos y en forma de cuarzo microcristalino.
2. Cemento clorítico o sericítico rellenando los poros o bordeando los clastos (*Pore filling y clay coat* de GALLOWAY, 1974, 1979).
3. Cemento carbonatado con textura granular y escasas veces poiquiloblástico.

Las secuencias de cementación encontradas muestran, en la mayoría de las láminas, una primera cementación silícea temprana allí donde no existen minerales arcillosos o sericita, seguida de una cementación clorítica que rellena la porosidad residual dejada por la sílice. Posteriormente, y sólo en algunas muestras, se observan reemplazamientos por carbonato que corroen tanto el cemento como los clastos.

Otras muestras, en cambio, presentan únicamente una cementación granular carbonatada primaria o siguiendo a una previa cementación silícea en continuidad óptica. Además, en contados casos, se observa un posterior reemplazamiento por apatito.

Entre las posibles fuentes de sílice para la cementación de cuarcarenitas y rocas volcanoclásticas se ha sugerido la disolución por presión, diversas transformaciones diagenéticas de silicatos (arcillas y feldespatos), alteración de fragmentos de roca y vidrio volcánico y disolución de esqueletos de organismos con naturaleza silícea (PETTI-JOHN et al., 1972; BLATT, 1979).

Otros autores señalan, además, la compactación química de cuarcarenitas o limolitas próximas, reemplazamiento en otro lugar de cuarzo por carbonato y la diagénesis de minerales arcillosos en lutitas próximas, que liberarían sílice susceptible de precipitar como cemento en otras zonas (SCHMIDT y MCDONALD, 1979).

Igualmente, la formación de cemento de naturaleza clorítica y sericítica en ambos tipos de rocas ha sido constatada por diversos autores (DICKINSON, 1970; WILSON y PITTMAN, 1977; GALLOWAY, 1974, 1979; BLATT, 1979; MORRIS et al., 1979), que añaden a su vez criterios para su reconocimiento. Entre las fuentes posibles de autigénesis de estos minerales se encuentra la alteración diagenética de feldespatos, junto con la de FR y vidrio volcánicos.

Por otro lado, los componentes necesarios para la precipitación de carbonato en las areniscas debían estar presentes ampliamente en las aguas marinas, como ocurre actualmente en algunos medios.

La presencia de apatito no detrítico en cantidades mayores de las acostumbradas provoca necesariamente la pregunta sobre cuál puede ser la fuente del P en el medio y la causa de su abundancia. A este respecto, cabe apuntar la posibilidad de que el P sea aportado al agua del mar por las emanaciones gaseosas y soluciones hidrotermales que conllevan las erupciones de materiales volcánicos en el mar o submarinas. Tales soluciones son ricas en SiO₂, Fe, Mn, As, P, Ba, B y otros elementos que pueden precipitar para formar parte de los sedimentos (STRAKHOV, 1967).

El apatito es relativamente abundante en los materiales del CXG en diversos lugares, no sólo como componente fundamental de algunos clastos (clastos negros en el conglomerado de Beleña, Salamanca), sino como agregados no detríticos dispersos entre las areniscas, como han señalado ya diversos autores (PELLITERO, 1980; FRANCO, 1980).

4. En algunas areniscas, y especialmente en las rocas volcanoclásticas del tipo 1 y 2, se destaca la presencia de un material intersticial microcristalino, de refrigencia mayor que el cuarzo, y birrefrigencia más baja; su naturaleza feldespática o cuarzofeldespática se pone de manifiesto cuando pueden verse pequeños cristales de plagioclasa en su interior o cuando en la masa se individualizan cristales irregulares maclados, de composición $An > 30$. Este material es idéntico al que aparece en las mismas muestras como fragmentos de roca volcánica básica (R. volcanoclásticas tipo 1 y 2) y en otros lugares como componentes esenciales de las rocas anfibólicas del tipo 1 y 2.

En algunas muestras se percibe una cierta reacción de este material intersticial con los componentes detríticos del esqueleto (cuarzo y feldespatos) corroyendo sus bordes. Además, su actual tamaño de grano conduce a pensar que originalmente fuese afanítico o vítreo.

La composición cálcica de la plagioclasa en facies de esquistos verdes no plantea problemas a la hora de analizar las asociaciones de facies del metamorfismo. Como es conocido, la presencia de anfíbol junto con epidota, clorita, plagioclasa, cuarzo y un mineral de titanio \pm carbonatos, micas y un óxido de Fe³⁺, constituye la asociación común de los esquistos máficos, cuyos minerales varían en su composición según el grado metamórfico.

En este caso concreto hay que tener en cuenta que en el área considerada se ha desarrollado un metamorfismo de baja presión; por ello el paso de Ab a plagioclasa $An > 20$ tiene lugar a una temperatura cercana o incluso inferior a la que se produce la transición de actinolita a hornblenda a baja presión (dentro de la facies de esquistos verdes). Cuando este cambio se efectúa, la plagioclasa es más cálcica en las

zonas de baja presión que en las de presión más alta, según han demostrado distintos autores (MIYASHIRO, 1961, 1973; LAIRD and ALBEE, 1981; PLYUSNINA, 1982; MARUYAMA et al., 1982; MOODY et al., 1983). Ello explica la presencia de una plagioclasa más cálcica en las rocas con esta asociación, cuando la composición de aquélla en los esquistos adyacentes es aún Albita.

No obstante, la existencia en algunas muestras de plagioclasa con An 20 %, anfíbol hornbléndico e incluso diópsido, en facies de esquistos verdes, conduce a pensar, dado el origen volcanoclástico propuesto para estas rocas, que tales asociaciones sean metaestables en el conjunto. En este caso, el metamorfismo regional no habría logrado homogeneizar las paragénesis minerales en todos los materiales presentes en el área; por ello pueden encontrarse asociaciones de grado medio de metamorfismo en algunas rocas en las que el retrometamorfismo no ha alcanzado aún la facies de esquistos verdes.

De todos modos, son muy diversas las opiniones expresadas sobre la mineralogía y origen de estas rocas. SCHERMERHORN (1956) presenta la descripción de unas rocas con las mismas características señaladas aquí. Se trata de esquistos con anfíbol intercalados entre filitas y esquistos asociados a conglomerados cuarzosos y grauwackas en el CXG al NE de Portugal.

La semejanza de dichas rocas con las descritas como volcanoclásticas del tipo 1 es obvia, e igualmente con las denominadas por otros autores rocas calcosilicatadas, nódulos de caloesquistos, cuarcitas anfibólicas, etc., en las zonas de mayor metamorfismo. Asimismo, en numerosas ocasiones se ha evocado para ellas un origen exclusivamente sedimentario derivado de rocas margosas o detrítico-carbonatadas (MARTINEZ GARCIA y NICOLAU, 1973; MARTINEZ, 1975; CARNICERO, 1980; FRANCO, 1980; PELLITERO, 1980). Únicamente GARCIA DE FIGUEROLA y FRANCO (1975) describen, en el área SE de la provincia de Salamanca, ortoanfíbolitas concordantes con la estratificación en el mismo apartado que los esquistos o nódulos calcosilicatados, asociándolos a metabasitas en facies de grado medio.

La composición química

Los datos sobre la composición química de este grupo de rocas (conglomerados, areniscas detríticas y volcanoclásticas) han permitido ampliar y profundizar su conocimiento en diferentes aspectos.

En primer lugar, se ha identificado la naturaleza de los clastos fosfatados, cuya observación al microscopio está limitada por el tamaño de grano y el color.

Además, se han obtenido datos sobre la composición de los principales grupos de areniscas, a partir de los cuales, en el caso de las areniscas volcanoclásticas, se ha intentado caracterizar el vulcanismo que le dio origen.

De los resultados obtenidos destaca la alta relación $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (siempre > 1) y la mayor proporción de CaO y MgO en los dos primeros tipos, que son más básicos que el tercero.

Se han calculado los parámetros de NIGGLI (1920) y de DE LA ROCHE (1978), proyectándose después en los respectivos diagramas que tratan de separar los campos correspondientes a las rocas de origen ígneo y sedimentario con diferentes criterios, resultando que varias de ellas se sitúan en el campo de las rocas ígneas (figs. 7 y 8). Así, se seleccionó un grupo de muestras que por sus características químicas y texturales podía reflejar con mayor fidelidad la composición del magma original. Tales muestras fueron tratadas como rocas volcánicas.

Con objeto de determinar su composición mineralógica hipotética en el caso de que fueran verdaderas lavas, se efectuó el cálculo de la norma de RITTMAN (1974) en facies volcánica, proyectando los resultados en el doble triángulo de STRECKEISEN (1979) (fig. 9).

De acuerdo con los resultados obtenidos, parece tratarse de un vulcanismo de tipo calcoalcalino que incluye términos extremos desde dacitas a inclusive riolitas con feldespatos de tendencia alcalina. Los términos más básicos corresponden a las R. volcanoclásticas del tipo 1 y 2, con contenidos normativos de An_{30-36} en la plagioclasa, frente a los de An_{13-6} del tipo 3. Ello explica la composición de la plagioclasa observada en el material intersticial y FR de estas areniscas.

IV.4. ROCAS ANFIBÓLICAS

En este grupo de rocas se engloba un conjunto de materiales con características muy específicas que se encuentran interestratificados tanto en los niveles superiores de la Unidad Inferior como en los niveles más bajos de la Unidad Superior. Aparecen en la parte W del área estudiada asociados frecuentemente a las rocas volcanoclásticas y su importancia cuantitativa es mínima.

Sus características más significativas son las siguientes:

1. Se encuentran ya sea como masas estratificadas, centimétricas a métricas, que a veces presentan disyunción en bolas, o bien constituyendo bloques aislados o asociados, de formas redondeadas u ovaladas que se descaman concéntricamente. Son de colores oscuros y de grano muy fino, destacando únicamente a simple vista pequeñas agujas de anfíbol en su interior. Al microscopio se reconocen diversas tex-

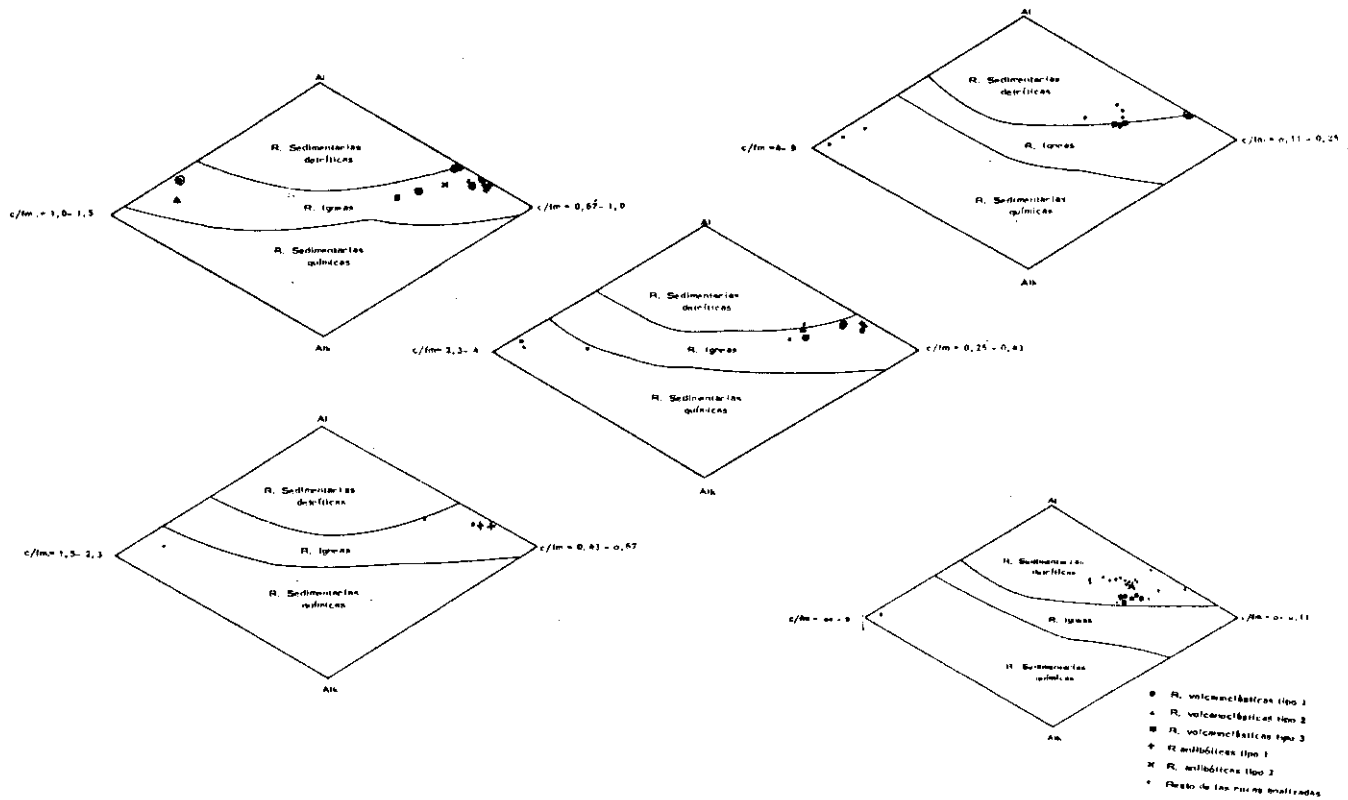
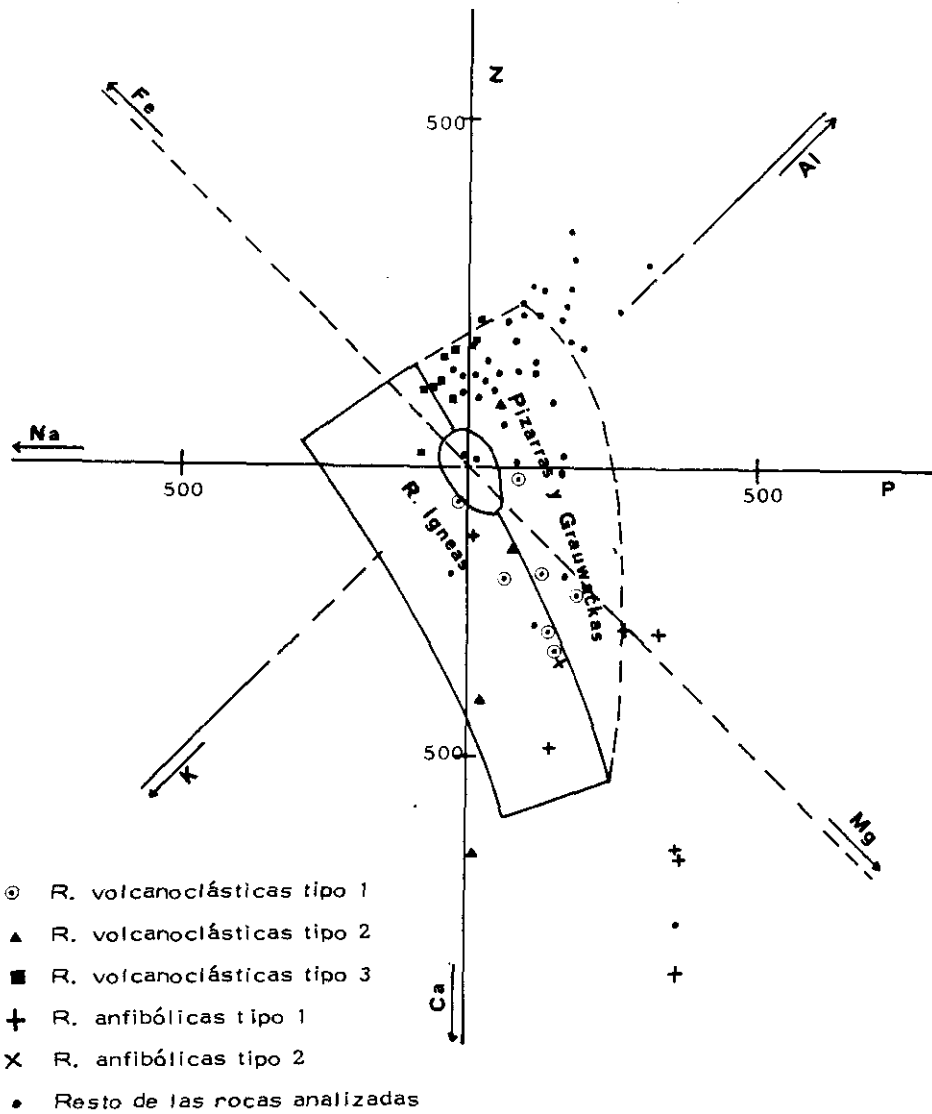


FIG. 7.—Diagramas de Niggi.



(FIG. 8.—Diagrama de De la Roche (1978).

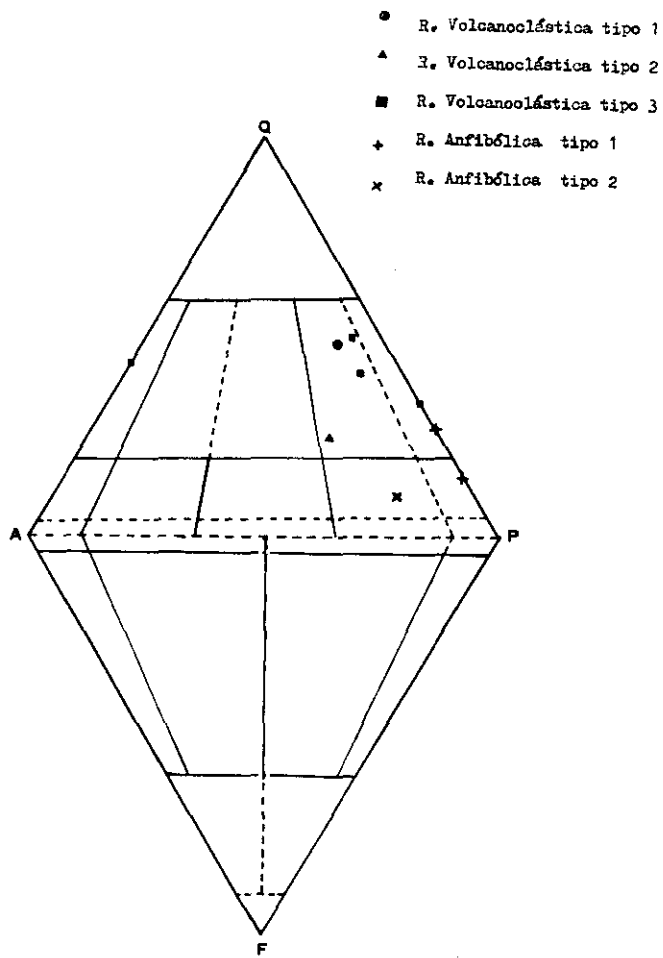


FIG. 9.—Proyección en el Diagrama de Streckeisen de los datos obtenidos.

turas y una composición diorítica o cuarzo-diorítica y anfibolítica, habiéndose distinguido dos tipos (Rocas anfibólicas tipo 1 y 2).

2. La asociación mineralógica presente en estas rocas y en algunos casos, las características texturales, parecen indicar una relación con el material volcánico a partir del cual se derivan las areniscas volcanoclásticas del tipo 1; éstas, a su vez, se encuentran interestratificadas con ellas o conteniendo clastos de la misma naturaleza.

Así, en algunas muestras puede identificarse claramente un aporte detrítico (granos de cuarzo, minerales arcilloso-micáceos), pero en otros casos el carácter microcristalino no permite afirmarlo. Por otro lado, la presencia de masas microcristalinas de plagioclasa bastante cálcica, a juzgar por su refringencia en mayor proporción que el cuarzo, resultan difíciles de explicar con un origen exclusivamente sedimentario.

Existe, además, un grupo de muestras que corresponde a las partes centrales de algunos cuerpos subredondeados, de composición diorítica o cuarzodiorítica cuya textura es holocristalina e hipidiomórfica, con características que conducen a pensar en un origen ígneo.

El análisis de la asociación mineralógica presente en estas rocas remite, por su semejanza, a la discusión presentada en el caso de las rocas volcanoclásticas del tipo 1. Por ello, las asociaciones encontradas:

Plagioclasa - tremolita - clinzoisita - esfena \pm epidota - clorita - moscovita, ox. Fe.

Plagioclasa - clinzoisita - clorita - esfena \pm calcita, biotita, ox. Fe.

Plagioclasa - actinolita/tremolita - esfena \pm biotita.

parecen corresponder a metabasitas en facies de bajo grado.

3. Los resultados de los análisis químicos han recibido un tratamiento idéntico al expuesto para las rocas volcanoclásticas; los datos obtenidos muestran que una buena parte de las rocas anfibólicas del tipo 1 b, correspondientes tanto a la periferia como al interior de las masas redondeadas, no presentan características de un posible origen ígneo (relaciones $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ muy bajas junto con un alto contenido en CaO y muy bajo en TiO_2). Asimismo, en otro grupo perteneciente a las partes centrales (1 a y una muestra de 1 b) se reconocen tales indicios en su composición, que de acuerdo con los cálculos normativos podrían tratarse de dacitas y basaltos.

Finalmente, el análisis químico de la roca anfibólica del tipo 2 revela también un posible origen ígneo (relación $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$, junto con proporciones de CaO y TiO_2 normales en una roca ígnea), correspondiendo probablemente a una andesita (figs. 7, 8 y 9).

Todo ello conduce a pensar que se trata de un conjunto de rocas con asociaciones mineralógicas semejantes en las que, en ocasiones,

se reconocen los componentes detríticos claramente y cuyas características geoquímicas reflejan, en unos casos, un claro aporte de naturaleza volcánica básica, mientras que en otros no puede deducirse esta presencia. En estas muestras puede pensarse que el aporte detrítico ha enmascarado al de carácter ígneo, si es que lo hubo, o más bien que hayan sufrido algún tipo de alteración que no permita actualmente reconocer su quimismo original. De todas formas, si se evoca un origen exclusivamente sedimentario para ellas resulta difícil de explicar su composición mineralógica y química en una facies de metamorfismo en la que, por lo general, pueden reconocerse las texturas originales en todo el conjunto examinado.

En cualquier caso, en la medida en que el quimismo de este tipo de rocas y de las areniscas volcanoclásticas refleja la composición del magmatismo contemporáneo con la sedimentación, resulta evidente su carácter calcoalcalino, con términos desde riolitas a andesitas y basaltos.

IV.5. EL VULCANISMO CONTEMPORÁNEO CON LA SEDIMENTACIÓN

La existencia de un vulcanismo, tanto de naturaleza ácida como básica, en los materiales del CXG ha sido puesta de manifiesto por diversos autores.

En el área considerada, GARCIA DE FIGUEROLA (1970) señala previamente tramos con carácter básico al NW de Fuenteguinaldo. Asimismo, RÖLZ (1972) indica también la presencia de FR efusiva básica y vidrio volcánico como componentes de algunas grauwackas y conglomerados. A su vez, RODRIGUEZ ALONSO (1979) describe grauwackas con participación volcánica básica y otros FR volcánica con textura traquítica.

En las provincias de Salamanca, Zamora y Avila se ha constatado la existencia de vulcanitas ácidas y formaciones vulcanosedimentarias (conglomerados con feldespatos y porfiroides), que constituyen también un nivel estratigráfico bastante continuo y cartografiable (MARTINEZ GARCIA y NICOLAU, 1973; GARCIA DE FIGUEROLA y FRANCO, 1975; FRANCO, 1980; CARNICERO, 1980; PELLITERO, 1980).

Los mismos autores han descrito niveles, frecuentemente asociados a los anteriores, de gneises o cuarcitas anfibólicas, bandas y nódulos de calcoesquistos y algunas intercalaciones de anfibolitas, en facies de metamorfismo generalmente de más alto grado que los esquistos verdes.

Igualmente, en Portugal son descritos frecuentemente niveles semejantes intercalados entre los materiales del CXG (TORRE DE ASSUNÇÃO, 1969; SCHERMERHORN, 1956; BERNARDO DE SOUSA, 1981b), denominándolos rocas calcosilicatadas, metagrauwackas con

minerales calcomagnesianos o esquistos con anfíbol. Como ya ha sido referido, en casi todos los casos, estos materiales han sido interpretados como productos del metamorfismo regional sobre areniscas con cemento carbonatado o rocas margosas. Sin embargo, en el área estudiada resulta más coherente argumentar un origen volcanoclástico para ellas.

Por otra parte, todo este conjunto de rocas se encuentra en un intervalo muy concreto de la sedimentación dentro del área, que puede tener correlación con el existente en las zonas adyacentes. Esto hace pensar en un episodio de carácter regional, al que, por otro lado, está asociado una importante mineralización de wolframio (PELLITERO, 1981).

Su significado geodinámico resulta aún oscuro, ante la escasez de datos. No obstante, las características del medio de sedimentación indican que se produjo en una cuenca submarina profunda y la composición de algunos FR sugieren la existencia de un área madre sedimentaria y volcánica cercana que estaba desmantelándose al tiempo que se producía el vulcanismo.

El área madre sedimentaria debía ser de naturaleza muy semejante a la que se estaba formando, a juzgar por la semejanza en los FR pelítica y arenosa de varios tipos (algunos con FR volcánica de textura traquítica en su interior). Su cercanía resulta obvia al tratarse en su mayoría de FR metaestables. Además de esto, se hace necesario invocar también el aporte de detritos de otras zonas más lejanas, metamórficas o ígneas, a partir de un sistema deltaico, el único capaz de alimentar una cuenca turbidítica de dimensiones considerables.

A su vez, el área madre volcánica aportaría, al erosionarse, la mayoría de los feldespatos y FR volcánica que aparecen bien redondeados, y los fragmentos líticos y cristales de la misma composición, en los momentos de activación del vulcanismo.

Por otro lado, el carácter calcoalcalino de éste sugiere una paleogeografía muy concreta: la presencia de un margen continental o un arco de islas, pero parece todavía aventurado el hacer una u otra afirmación.

V. CORRELACION CON OTRAS AREAS

En el área aquí considerada parecen destacarse como acontecimientos regionales en primer lugar, la sedimentación de los niveles cáotico-conglomeráticos en la Unidad Inferior, encuadrados dentro de un ambiente de sedimentación turbidítica y relacionados con un vulcanismo contemporáneo; en segundo lugar, la instalación de las condiciones anóxicas apropiadas para la deposición de las lutitas negras carbonosas y los materiales fosfatados. En tercer lugar, cabe destacar también

las condiciones de inestabilidad de la cuenca en determinados momentos, que provocan la sedimentación, en lugares muy concretos, de materiales carbonatados procedentes de la plataforma (facies mixta carbonatado-detritica).

A lo largo del texto se ha puesto de manifiesto la presencia de dichos acontecimientos reflejados de modo muy semejante en las áreas próximas a la aquí considerada. Así, las Unidades Inferior y Superior se corresponden, a grandes rasgos, con las Formaciones Monterrubio y Aldeatejada, definidas entre Salamanca y la Peña de Francia (DIEZ BALDA, 1980, 1982, 1983), con las que se encuentra en continuidad cartográfica. En dicha zona puede observarse además el tránsito gradual de la Formación Aldeatejada con las formaciones arenosas y carbonatadas datadas como Cámbrico inferior y depositadas en un medio de llanuras mareales (VALLADARES y CORRALES, 1980).

Este esquema se mantiene al W de la provincia de Salamanca (CARNICERO, 1980; CORRETGE y LOPEZ PLAZA, 1976; RODA, 1981), mientras que es menos conocido al N de ella y al SW de la provincia de Zamora (área Ledesma-Arribes del Duero). (Véase el mapa Síntesis geológica del Basamento (Zona del Centro-Oeste español), DPTO. PETROLOGIA UNIV. SALAMANCA, 1983). No obstante, cabe añadir que recientemente ARRIBAS et al. (1983) y MARTIN IZARD y ARRIBAS (1984) citan, en el área NW de Ciudad Rodrigo, en la que se encuentran predominantemente materiales correlacionables con los de la Unidad Superior, diversas estructuras entre las cuales destacan los ripples de oscilación. Dichos materiales (pelitas negras y grises, grauwackas, conglomerados subarcóicos, calizas y rocas anfibólicas) son interpretados como depositados en el borde externo de una plataforma continental siliciclástica, en la que predominan las condiciones anóxicas. Sin embargo, tales observaciones no concuerdan con las apuntadas por CORRETGE y LOPEZ PLAZA (*op. cit.*) y RODA (*op. cit.*) para la misma zona.

Además, hay que resaltar un cambio importante en la composición de los niveles inferiores del CXG a lo largo de una franja de dirección NW-SE (Área de Las Yemas, Castellanos, Sierra de El Alamo, Sando-Fregeneda y Villaseco-Pereruela), con respecto a los que afloran más al Sur (Área de Las Hurdes-Sierra de Gata). Se trata de un notable predominio de los materiales cuarzo-feldespáticos en la sucesión (esquistos cuarzo-feldespáticos, conglomerados subarcóicos, porfiroides, etc.; todos ellos con probable participación efusiva ácida), que confieren a esta zona una peculiaridad especial al ser afectada por un metamorfismo regional de alto grado (GARCIA DE FIGUEROLA, et al., 1983).

Por otro lado, la semejanza litológica de los materiales aquí presentados con los de otras zonas más alejadas, en los Montes de Toledo

y en la Región del Duero inferior (NE de Portugal), hace pensar en una posible relación entre ellas, que resulta actualmente arriesgada de exponer ante el desconocimiento de la paleogeografía general. No obstante, pueden señalarse algunos aspectos comunes.

En los Montes de Toledo se describe, para los materiales preordovícicos, una Formación turbidítica superior (CAPOTE et al., 1977) o Unidad Superior (SAN JOSE LANCHA, 1980, 1983) que comienza con un nivel conglomerático, olistostrómico o de megabrecha (MORENO, 1974, 1975; SAN JOSE LANCHA, *op. cit.*); éste se interpreta como un depósito de talud sobre el que se dispone todo un conjunto continuo hasta por encima de las calizas del Cámbrico inferior. En él se reconocen sucesivamente sedimentos con características turbidíticas (pizarras del Pusa), que son superpuestos por una formación detrítica de plataforma somera (Areniscas de Azorejo). Este conjunto guarda semejanza, a grandes rasgos, con la sucesión descrita entre los alrededores de Salamanca y la Peña de Francia por DIEZ BALDA (1982) de las Areniscas de Tamames, la Formación Aldeatejada y la parte superior de Monterrubio. Igualmente, la Unidad Superior y la parte alta de la Unidad Inferior descritas en el área de Las Hurdes-Sierra de Gata pueden correlacionarse con las partes basales de dicho conjunto; si bien, a escala de detalle y haciendo una correlación exclusivamente litológica, no puede decirse lo mismo.

Por otro lado, el límite entre la Unidad Superior de los Montes de Toledo y la Formación o Unidad Inferior es difuso según unos autores (CAPOTE et al., *op. cit.*), o está marcado por una discordancia, según otros (HERRANZ et al., 1977; SAN JOSE LANCHA, *op. cit.*). La Unidad Inferior está formada por un conjunto detrítico (pizarras de Torrilejo del Alcudiense Superior) interpretado primeramente como turbidítico (HERRANZ et al., *op. cit.*) y posteriormente como de plataforma somera (SAN JOSE LANCHA, *op. cit.*). Esta Unidad es semejante, desde el punto de vista litológico, al tramo basal de la Unidad Inferior descrito en Las Hurdes-Sierra de Gata y probablemente con la mayor parte de la Formación Monterrubio de DIEZ BALDA (*op. cit.*). No obstante, estos materiales presentan características claramente turbidíticas en la provincia de Salamanca y N de Cáceres, no habiéndose reconocido, hasta el momento, la presencia de una discordancia respecto a los niveles superiores.

Además, tanto en los Montes de Toledo como en el Valle de Alcudia, aflora una potente sucesión de materiales por debajo de estos términos que hacia el NW resultan desconocidos.

En cambio, en la región del Duero inferior (NE de Portugal) la mayor potencia de los materiales del CXG se encuentra en el tramo que podría ser equivalente a parte de la Unidad Superior de Las Hurdes-Sierra de Gata.

Así, los primeros términos aflorantes, Formación de Bateiras con esquistos negros y calizas, parecen ser semejantes a los presentados al N de Pastores (BERNARDO DE SOUSA, 1981 a, 1982) y por encima de ellos se encuentra un conjunto de formaciones, algunas con características turbidíticas, cuya correlación es difícil de establecer por el momento.

VI. LA DEFORMACION

En los materiales del CXG se pone de manifiesto una fase de deformación que desarrolla pliegues con dirección NE-SW a E-W sin esquistosidad. Su geometría es variable, siendo muy suaves, asimétricos y de plano axial vertical en el área central y oriental, mientras que hacia el W y S son mucho más apretados, pudiendo llegar en algún caso a invertir la estratificación. Esta deformación no afecta al Ordovícico y corresponde probablemente a la Fase Sárdica (Cámbrico superior).

La primera fase de deformación hercínica produce pliegues de dirección NW-SE con esquistosidad asociada (S_1). Su geometría varía de asimétricos a isoclinales con plano axial subvertical o buzando al SW, respectivamente. La esquistosidad del tipo *slaty cleavage* es la estructura más penetrativa en el área; su intensidad es variable, existiendo desde zonas restringidas en las que no se desarrolla, hasta las zonas periféricas, donde llega a ser una *schistosity* en los bordes E y SW cercanos a los granitos.

La interreferencia resultante de la superposición de las dos deformaciones señaladas es del tipo 1 de RAMSAY (1967), produciéndose domos y cubetas tanto a pequeña como a gran escala.

Entre las deformaciones posteriores hay que destacar:

a) La existencia local de una esquistosidad de crenulación subvertical (S_2) de dirección próxima a E-W en el borde occidental del área que desarrolla suaves megaestructuras. Esta deformación parece ser la responsable de los cambios de dirección de la S_1 en la zona (pliegues con S_1 asociada de dirección N-S y NE-SW en los alrededores de Fuenteguinaldo y El Bodón).

b) La inversión de la esquistosidad en algunos lugares debido a la intrusión granítica y el desarrollo de una crenulación subhorizontal restringida a sus bordes.

c) La presencia local, en los extremos E y SW de la zona de una fuerte esquistosidad de crenulación que traspone la S_1 ; su dirección es NW-SE y está probablemente en relación con cizallas senestras que afectan a los granitos (S_3).

d) El desarrollo de suaves megaestructuras de dirección NE-SW con esquistosidad de fractura muy grosera asociada (S_4), que producen estructuras de interferencia del tipo 1 de RAMSAY (1967) visibles especialmente en los materiales ordovícicos.

e) La existencia de una importante fracturación tardía que condiciona la morfología actual de la región.

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE, E., y SAGRI, M. (1981): *Olistostromes in the Oligocene Macigno Formation (Florence area)*. 2nd IAS regional meeting Excursion guidebook. Ed. Ricci-Lucchi, F., 163-203.
- ARRIBAS, A.; MARTÍN IZARD, A., y MONTES, J. (1983): Las mineralizaciones de Uranio de la Zona de Alameda de Gardón y su posición en el contexto geotectónico y metalogénico de las pizarras del Oeste de la provincia de Salamanca. VIII Reunión Geol. del Oeste Peninsular. *Stvd. Geol. Salm.*, XVIII, 201-224.
- BATHURST, R. G. C. (1975): *Carbonate sediments and their diagenesis*. 2nd. ed, Elsevier, 658 pp.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1981 a): Complexo xisto-grauváquico do Douro: a Formação de Bateiras: Fácies, ocorrência e significado Litoestratigráfico. VII Reunión sobre Geología del Oeste Peninsular, Madrid. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, 645-651.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1981 b): Skarns e rochas calco-silicatadas do Complexo xisto-grauváquico do Douro (NE Portugal). Seu enquadramento litoestratigráfico. *Serv. Geol. Portugal*, 67, 2, 169-172.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1982): Litoestratigrafía e estrutura do «Complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico». Grupo do Douro (Nordeste de Portugal). Tesis Doctoral. Univ. Coimbra.
- BERNER, R. A. (1970): Sedimentary pyrite formation. *Am. Jour. Sci.*, 268, 1-23.
- BERNER, R. A. (1971): *Principles of Chemical Sedimentology*. McGraw Hill Book Comp., 240 pp.
- BLATT, H. (1979): Diagenetic processes in sandstones. In: *Aspects of diagenesis*. SEPM Spec. Publ. 26, 141-157.
- BOUMA, A. H. (1962): *Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ CASALS, M. J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y VEGAS, R. (1977): The Precambrian in the central part of the Iberian Massif. *Est. Geol.*, 33, 343-355.
- CARNICERO, A. (1980): Estudio petrológico del metamorfismo y los granitoides entre Cipérez y Aldea del Obispo (W de la prov. de Salamanca). Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950): Noticia sobre una carta geológica de Buçaco, de Nery Delgado. *Com. Ser. Geol. Portugal*, 28 pp.
- COOK, B. E., y TAYLOR, M. E. (1977): Comparison of continental slope and shelf environments in the upper Cambrian and Lowest Ordovician of Nevada. In: *Deep water carbonates*, SEPM Spec. Publ., 25, 51-81.
- CORRETEGE, L. G., y LÓPEZ PLAZA, M. (1976): Geología del área granítica y metamórfica al W de Ciudad Rodrigo (Salamanca): I. El Complejo esquistó-grauváquico: estratigrafía, metamorfismo y deformación. *Stvd. Geol.*, XI, 121-149.

- DE LA ROCHE, H. (1978): La chimie des roches présentés e interpretés d'après la estructura de leur faciès minéral dans l'espace des variables chimiques: fonctions spécifiques et diagrammes qui s'en déduisent-application aux roches ignées. *Chem. Geol.*, 21, 1/2, 63-88.
- DEMAISON, G. J., y MOORE, G. T. (1980): Anoxic Environments and oil Source bed genesis. *Am. Ass. Petr. Geol.*, 64, 8, 1179-1209.
- DPTO. PETROLOGÍA, UNIV. SALAMANCA (1983): Síntesis Geológica del Basamento (Zona del Centro-Oeste español). Escala 1/200.000.
- DICKINSON, W. R. (1970): Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. *Jour. Sed. Petr.*, 40, 2, 695-707.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1980): La sucesión del complejo esquistograuváquico al Sur de Salamanca. *Est. Geol.*, 36, 131-138.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1982): El Complejo esquistograuváquico, las Series Paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca. Tesis Doctoral Univ. Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1983): El complejo esquistograuváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca. Serie: Resúmenes de Tesis Doctorales. Fac. Ciencias Univ. de Salamanca T-C-310, 38 pp.
- DÍEZ BALDA, M. A., y FOURNIER VINAS, Ch. (1981): Hallazgo de acritarcos en el Complejo esquistograuváquico al Sur de Salamanca. *Acta Geol. Hisp.*, 16, 3, 131-134.
- EGOZCUE, J., y MALLADA, L. (1876): Memoria Geológico-Minera de la provincia de Cáceres. *Mem. Com. Mapa Geol. España, Madrid.*
- ENOS, P. (1977): Flow regimes in debris flow. *Sedimentology*, 24, 133-142.
- FOLK, R. L. (1974): *Petrology of Sedimentary rocks*. Hemphill Publ. Co., 182 pp.
- FRANCO, M. P. (1980): Estudio petrológico de las formaciones metamórficas y plutónicas al Norte de la depresión del Corneja-Amblés (Sierra de Avila). Tesis Doctoral. Univ. Salamanca.
- GALLOWAY, W. E. (1974): Deposition and diagenetic alteration of sandstone in NE Pacific arc-related basins: Implication for graywacke genesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 379-390.
- GALLOWAY, W. E. (1979): Diagenetic control reservoir quality in arc derived sandstones: implications for petroleum exploration. In: *Aspects of Diagenesis. SEPM Spec. Publ.*, 26, 251-262.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1954): Contacto entre el granito y facies de los esquistos verdes en Perosín (Peñaparda, Salamanca). *Not. y Com. IGME*, 33, 25-56.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1966): Datos petrológicos de la Sierra de Gata (Cáceres). *Rev. Fac. Ciencias*, VII, 1, 53-82. Oviedo.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1970): La existencia de pliegues en el Complejo esquistograuváquico de la provincia de Salamanca. *Act. Geol. Hisp.*, V, 4, 105-108.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C., y UGIDOS, J. M. (1971): Rasgos geológicos de la región entre el Sinclinal Sequeros Ahigal de los Aceiteros y Cañaverál (prov. de Salamanca y Cáceres). *I Cong. Hisp. Luso-Amer. Geol. Econ.*, 197-212.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C., y FRANCO, M. P. (1975): Las formaciones infraordovicicas y el borde de las granodioritas al E de Guijuelo (Salamanca). *Est. Geol.*, XXXI, 487-500.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.; FRANCO, P., y CASTRO, A. (1983): Características petrológicas del Complejo Laminar Pegmatoide («Serie del Alamo») de las provincias de Salamanca y Avila. *Stvd. Geol. Salm.*, 19, 33-73.
- GIL Y MAESTRE, A. (1880): Descripción física y minera de la provincia de Salamanca. *Mem. de la Com. del Mapa Geol. de España*. Madrid.
- GORAI, M. (1951): Petrological studies on plagioclase twins. *Am. Mineral.*, 36, 884-901.

- HAMPTON, M. A. (1972): The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *Jour. Sed. Petr.*, 42, 775-793.
- HARDER, H. (1974). Boron. In: *Handbook of Geochemistry*, II-1, 5B-50. Ed. Wedepohl, Springer-Verlag.
- HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A., y VILAS, L. (1977): Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matachel. *Est. Geol.*, 33, 327-342.
- HUBERT, J. F.; SUCHECKI, R. K., y CALLAHAN, R. K. M. (1977): The Cow Head breccia: Sedimentology of the cambro-ordovician continental margin, Newfoundland. In: *Deep water carbonates. SEPM Spec. Publ.*, 25, 125-154.
- IGME (1971): Mapa Geológico de España, escala 1/200.000. Síntesis de la cartografía existente. Hoja núm. 43, Plasencia.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1972): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1/1.000.000 IGME. Madrid.
- KENNEDY, W. J., y GARRISON, R. E. (1975): Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of Southern England. *Sedimentology*, 22, 311-383.
- KRUMBEIN, W. C., y SLOSS, L. L. (1969): *Estratigrafía y Sedimentación*. UTEHA. México.
- LAIRD, J., y ALBEE, A. L. (1981): Pressure, temperature and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Am. Jour. Sc.*, 281, 2, 127-175.
- LÓPEZ DE AZCONA, J. M.; MINGARRO MARTÍN, F., y LÓPEZ DE AZCONA, M. C. (1967): Mapa Geológico de la prov. de Salamanca, escala 1/200.000. IGME.
- LÓPEZ DE AZCONA, M. C.; MINGARRO, E., y MINGARRO, F. (1971): Mapa Geológico de España, escala 1/50.000, núm. 550, Fuenteguinaldo. IGME.
- LOTZE, F. (1945 a): Einige Probleme der Iberischen Meseta. *Geotekt Forsch.*, 6, 1-12, Berlín. Trad. por J. M. Ríos: Algunos problemas de la Meseta Ibérica. *Publ. Ext. Geol. España*, 5, 43-58. Madrid, 1950.
- LOTZE, F. (1945 b): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, 78-92. Berlín. Trad. por J. M. Ríos: Observaciones respecto a la división de las Variscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*, 5, 149-166. Madrid, 1950.
- MACAYA MIGUEL, J. (1981): Estudio geológico-estructural de la Sierra de Francia (provincia de Salamanca y Cáceres). VII Reunión del Oeste Peninsular, Madrid. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 567-576.
- MANHEIM, F.; ROWE, G. T., y JIPA, D. (1975): Marine phosphorite formation off Peru. *Jour. Sed. Petr.*, 45, 1, 243-251.
- MARTÍN IZARD, A., y ARRIBAS MORENO, A. (1984): Relaciones entre la estratigrafía y las mineralizaciones uraníferas del Complejo Esquisto-Grauváquico en el Oeste de la provincia de Salamanca. *I Congr. Esp. Geol.* Tomo II, 577-587.
- MARTÍNEZ, F. J. (1975): Composición y origen de las anfíbolitas de Fermoselle (SO de Zamora, España). *Brev. Geol. Asturica*, 19, 4, 59-63.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E., y NICOLAU, J. (1973): Los terrenos infraordovícicos de la antiforma de Martinamor (Salamanca). *B. G. M. E.* LXXXIV-VI. 407-418.
- MARUYAMA, S.; LIOU, J. G., y SUZUKI, K. (1982): The peristerite gap in low-grade metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81, 268-276.
- MIDDLETON, G. V., y HAMPTON, M. A. (1973): Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: *Turbidites and deep water sedimentation. SEPM Short course*. Ed. Middleton and Bouma, 1-38.
- MIDDLETON, G. V., y HAMPTON, M. A. (1976): Subaqueous Sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: *Marine Sediment transport and environmental management*. Ed. Stanley and Swift. 197-218.

- MINGARRO, E.; LÓPEZ AZCONA, M. C., y MINGARRO, F. (1971): Mapa Geológico de España escala 1/50.000. núm. 526, Serradilla del Arroyo. IGME.
- MIYASHIRO, A. (1961): Evolution of metamorphic belts. *Jour. Petrology*, 2, 277-311.
- MIYASHIRO, A. (1973): *Metamorphism and metamorphic belts*. New York, John Wiley and Sons, 492 pp.
- MOODY, Y. B.; MEYER, D., y JENKINS, J. E. (1983): Experimental characterization of the greenschist amphibolite boundary in mafic systems. *Am. Jour. Sci.*, 283, 48-92.
- MORENO, F. (1974): Las formaciones anteordovícicas del anticlinal de Valdelacasa. *B. G. M. E.*, LXXXV-IV, 396-400.
- MORENO, F. (1975): Olistostromas, fangoconglomerados y «Slump folds». Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa (Prov. de Toledo, Cáceres y Ciudad Real). *Est. Geol.*, 31, 249-260.
- MORRIS, R. C.; PROCTOR, K. E., y KOCH, M. R. (1979): Petrology and diagenesis of deep-water sandstones, Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma. In: *Aspects of diagenesis, SEPM Spec. Publ.*, 26, 263-279.
- MOUNTJOY, E. W.; COOK, H. E.; PRAY, L. C., y McDANIEL, P. N. (1972): Allochthonous carbonate debris flows. Worldwide indicators of Reef complexes, Banks or Shelf Margins. 24 th. I.G.C. Sect. 6, 172-189.
- MUTTI, E. (1977): Distinctive thin bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-Central Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, 24, 107-131.
- MUTTI, E., y RICCI LUCCHI, F. (1972): Le torbiditi del l'Apennino settentrionale: introduzione al l'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Italiana*, 11, 161-199. Trad. al inglés por T. H. Nilsen: Turbidites of the Northern Apennines: Introduction to facies analysis. *A. G. I. reprint Series* 3, 1978.
- MUTTI, E., y RICCI LUCCHI, F. (1974): La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites. *Bull. Soc. Geol. France*, 7, XVI, 6, 557-582.
- MUTTI, E., y RICCI LUCCHI, F. (1975): Turbidite facies and facies association. In: *Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines*, 21-36. IX Congr. Inter. Sedim. Nice, Field trip A 11.
- MUTTI, E., y JOHNS, R. (1978): The role of Sedimentary by-passing in the genesis of fan fringe and basin plain turbidites in the Hecho Group System (South Central Pyrenees). *Mem. Soc. Geol. It.*, 18, 15-22.
- NELSON, C. H., y KULM, V. (1973): Submarine fans and deep sea channels. In: *Turbidites and deep-water sedimentation*. SEPM Short Course, 39-78.
- NIGGLI, P. (1920): *Lehrbuch der Mineralogie*. 1. Aufl. Berlin. Bornträger.
- PELLITERO, E. (1980): Caracteres petrogenéticos y metalogénicos de los yacimientos de wolframio de la provincia de Salamanca. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca.
- PELLITERO, E. (1981): La zona wolframífera centro-oriental de Salamanca. *Lab. Xeol. Laxe*, Cuad. 2, II, 227-243.
- PETTIJOHN, F. J. (1975): *Sedimentary rocks*. Harper and Row. Third ed. 628 pp.
- PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E., y SIEVER, R. (1972): *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, 370 pp.
- PLYUSNINA, L. P. (1982): Geothermometry and geobarometry of Plagioclase-Hornblende bearing assemblages. *Contrib. Miner. Petrol.*, 80, 140-146.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill Book Comp. Trad. por F. Bastida e I. Gil Ibarbuchi: *Plegamiento y fracturación de rocas*. Ed. Blume, 1977.

- RICCI LUCCHI, F. (1975): Depositional cycles in two turbidite formations of Northern Apennines (Italy). *Jour. Sed. Petr.*, 45, 3-43.
- RICCI LUCCHI, F. (1978): Turbidite dispersal in a Miocene deep sea plain. *Geol. Mijnbouw*, 57, 559-576.
- RICCI LUCCHI, F.; COLELLA, A.; ORI, G. C., y COLALONGO, M. L. (1981): Pliocene fan deltas of the Intra-Apenninic Basin, Bologna. *2nd IAS Reg. Meet. Excur. guidebook*, 76-138.
- RITTMANN, A. (1974): *Minerals, rocks and inorganic materials. Stable assemblages on igneous rocks*. Springer-Verlag. 262 pp.
- RODA, J. (1981): Investigaciones sobre el «Complejo esquisto-grauváquico» al NW de Ciudad Rodrigo. Salamanca. Tesis de Licenciatura. Univ. Barcelona.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. (1976): Estudio geológico de los materiales ordovícicos y anteordovícicos de la Zona SE de Ciudad Rodrigo (Salamanca-España). Tesis de Licenciatura. Univ. de Salamanca.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. (1979): El complejo esquisto-grauváquico y los materiales ordovícicos al SE de Ciudad Rodrigo (Salamanca-España). *Stvd. Geol.*, XIV, 7-34.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. (1982): Contribución al conocimiento del Complejo esquisto-grauwáckico en el Sector occidental del Sistema Central español (Las Hurdes y Sierra de Gata). Tesis Doctoral. Univ. Salamanca.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. (en prensa): El Complejo esquisto-grauwáckico y el Paleozoico en el Centro-Oeste español. *Acta Salmaticensia*. Ed. Univ. Salamanca.
- RÖLZ, P. (1972): Beiträge zum Aufbau des junprä-Kambrischen und altpaläozoischen Grundgebirges in den Provinzen Salamanca und Cáceres (Sierra de Tames, Sierra de Francia und östliche Sierra de Gata). Spanien (Ausng). Technischen Universität München.
- RUPKE, N. A. (1978): Deep clastic seas. In: *Sedimentary environments and facies*, 372-415. Ed. H. G. Reading. Blackwell Scient. Publ.
- SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A. de (1980): Estudio estratigráfico de los materiales preordovícicos del anticlinal de Navalpino (prov. de Badajoz y Ciudad Real). Fundación Juan March.
- SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A. de (1983): El Complejo sedimentario pelítico grauváquico. En: *Los tiempos precámbricos y paleozoicos. El ciclo hercínico*. Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España. Tomo I, 91-100.
- SANZ DONAIRE, J. J. (1979): *El Corredor de Béjar*. CSIC. Inst. Geol. Apli. 195 pp.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1956): Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro-Daire-São Pedro do Sul-Sátão region (Northern Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 37.
- SCHMIDT-THOME, P. (1945): Paläozoisches Grundgebirge und junges Deckgebirge in Westlichen Zentralspanien (Provinz Salamanca und Cáceres). *Goeth, Forsch.*, 6, Berlin. Trad. por J. M. Ríos: Basamento paleozoico y cobertura moderna en la parte occidental de España central (Prov. de Salamanca y Cáceres). *Publ. Extr. Geol. España*, V. Madrid, 1950.
- SCHMIDT, V., y McDONALD, D. A. (1974): The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: *Aspects of diagenesis, SEPM Spec. Publ.*, 26, 175-207.
- SMITH, J. V. (1974): *Feldspar Minerals*. Vol. VII, Springer-Verlag. 690 pp.
- STANLEY, D. J., y UNRUG, R. (1972): Submarine channel deposits, fluxoturbidites and other indicators of slope, and base of slope environments in modern and ancient marine basins. In: *Recognition of ancient sedimentary environments, SEPM Spec. Publ.*, 16, 287-340.
- STRAKHOV, N. M. (1967): *Principles of Lithogenesis*. T. I. Trad. del ruso. Ed. Tomkeieff y Memingway. Consultants Bureau. Oliver and Boyd. 245 pp.

- STRECKEISEN, A. (1979): Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks. Recommendations and suggestions of the IUGS subcommission on the Systematics of igneous Rocks. *Geology*, 7, 331-335.
- TORRE DE ASUNÇÃO, C. (1969): Sur la petrographie du complexe des schistes et grau-wackes ante-ordoviciennes (Trás-os-montes). *Com. Ser. Geol. Portugal*, LIII.
- VALLADARES, I., y CORRALES, I. (1980): Las series carbonatadas del Cámbrico inferior de Salamanca. *IX Congr. Nac. Sed. Salamanca*. Guía de sesiones de campo, 15-25.
- WALKER, R. G. (1975): Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 737-748.
- WALKER, R. G. (1977): Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in south western Oregon. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 273-285.
- WALKER, R. G. (1978): Deep-Water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps. *Am. Assoc. Petr. Geol.*, 62, 6, 932-966.
- WALKER, R. G., y MUTTI, E. (1973): Turbidite facies and facies associations. In: *Turbidites and deep-water sedimentation. SEPM Short Course*, 119-157.
- WEAVER, Ch. E., y BECK, K. C. (1977): Miocene of S. E. United States: a model for chemical sedimentation in a peri-marine environment. *Sed. Geol.*, 17, 1/2, 1-234.
- WILSON, M. D., y PITTMAN, E. D. (1977): Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *Jour. Sed. Petr.*, 47, 3-31.
- YOUNG, S. W. (1976): Petrographic textures of detrital Polycrystalline Quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks. *Jour. Sed. Petr.*, 46, 3, 595-603.