

EL TECHO DEL ORDOVICICO EN EL CENTRO DE LA PENINSULA IBERICA

M. ROBARDET*

R. VEGAS**

F. PARIS*

RESUMEN.- En el centro de la Península Ibérica (sinclinales de Herrera del Duque y del Guadarranque) el techo de la sucesión ordovícica contiene litofacies muy particulares del tipo de brecha heterométrica con elementos dispersos. Esta formación yace directamente sobre siltstones del Caradoc superior, datados por quitinozoarios, y se sitúa inmediatamente debajo de ampelitas con graptolites del Llandovery (base del Llandovery superior). Se discute el origen de estos depósitos, ya conocidos en las Cadenas Celtibéricas, en Portugal, en el Macizo Armoricano y en el noroeste de Africa.

RESUMÉ.- Dans le centre de la Péninsule Ibérique (synclinaux de Herrera del Duque et du Guadarranque) le sommet de la succession ordovicienne comporte des facies lithologiques très particuliers de brèche hétéométrique à éléments dispersés. Cette formation succède à des siltstones datés du Caradoc supérieur par des Chitinozoaires est elle surmontée par des ampélites à Graptolites du Llandovery (base du Llandovery supérieur). L'origine de ces dépôts, connus par ailleurs dans les Chaînes Celtibériques, au Portugal, dans le Massif Armoricain et le Nord-Ouest de l'Afrique, est discuté.

I N T R O D U C C I O N

Desde los trabajos de PRADO, VERNEUIL y BARRANDE (1885) y de EGOZQUE y MALLADA (1876) el Ordovícico y el Silúrico son conocidos en la región de las Sierras paleozoicas comprendida entre los Montes de Toledo y la Alta Extremadura. En esta zona las formaciones ordovícicas y silúricas ocupan el núcleo de los sinclinales bien delimitados por la Formación de las «Cuarcitas Armoricanas» (GUTIERREZ ELORZA y VEGAS, 1971). Estos sinclinales, que corresponden a megaestructuras de la 1.^a fase sinesquistosa hercínica, muestran un marcado carác-

* Centre Armorican d'Etude des Socles (Laboratoire C.N.R.S.), Laboratoire de Paléontologie et de Stratigraphie. Université de Rennes. 35042 RENNES Cedex, Francia.

** Departamento de Geomorfología y Geotectónica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. MADRID 3.

ter cilíndrico, de manera que una misma estructura se continúa durante varias decenas de kilómetros. Cuando la geometría de los sinclinales lo permite, existe una sucesión completa del Ordovícico, como en el caso de los sinclinales de Guadarranque y de Herrera del Duque (Fig. 1). Esta buena exposición de las series ordovícicas se pierde hacia el SE, en la región del Alto Guadiana, donde los ejes de las estructuras de 1.ª fase aparecen deformados (ROIZ y VEGAS, en preparación) y donde los sinclinales que contienen una gran extensión de materiales pelíticos de las «Pizarras con *Calymene*» aparecen progresivamente recubiertos por las formaciones plio-cuaternarias hasta sumergirse bajo la cobertera de La Mancha.

El sinclinal del Guadarranque ha sido objeto de numerosas publicaciones relativas a la estratigrafía o a ciertas faunas del Ordovícico (véase bibliografía in JULIVERT y TRUYOLS, 1974 y GIL CID *et al.* 1976). Por el contrario, las formaciones ordovícicas del sinclinal de Herrera del Duque sólo han sido estudiadas de manera somera en una publicación dedicada especialmente al Devónico (PUSCHMANN, 1970).

En el conjunto de estos trabajos ha sido definida la sucesión de las formaciones ordovícicas y se han podido establecer, por medio de las faunas, ciertas atribuciones estratigráficas, precisas sobre todo para la parte inferior de la sucesión. Es importante resaltar, sin embargo, que el espesor de algunas formaciones ha sido estimado a veces por exceso (sinclinal de Guadarranque) o por defecto (sinclinal de Herrera del Duque).

Los hechos nuevos descritos y discutidos en la presente nota se refieren a la sucesión ordovícica de los sinclinales del Guadarranque y de Herrera del Duque y más concretamente al techo de la misma que contiene, en espesores importantes (100-200 m.), litofacies muy particulares del tipo *brecha heterométrica con elementos dispersos*.

LA SUCESION LITOLOGICA DEL TECHO DEL ORDOVICICO

A) *Visión de conjunto de la sucesión ordovícica*

En los dos sinclinales la sucesión es análoga (Fig. 2), presentando una alternancia de formaciones arenosas y pelíticas; las primeras aparecen bien marcadas en la topografía al constituir crestas o alineaciones de cerros aislados (c.f. Hojas topográficas 1:50.000 núms. 681, Castañar de Ibor; 682, Sevilleja de la Jara; 708, Santa Quiteria, y Figs 5,6,7).

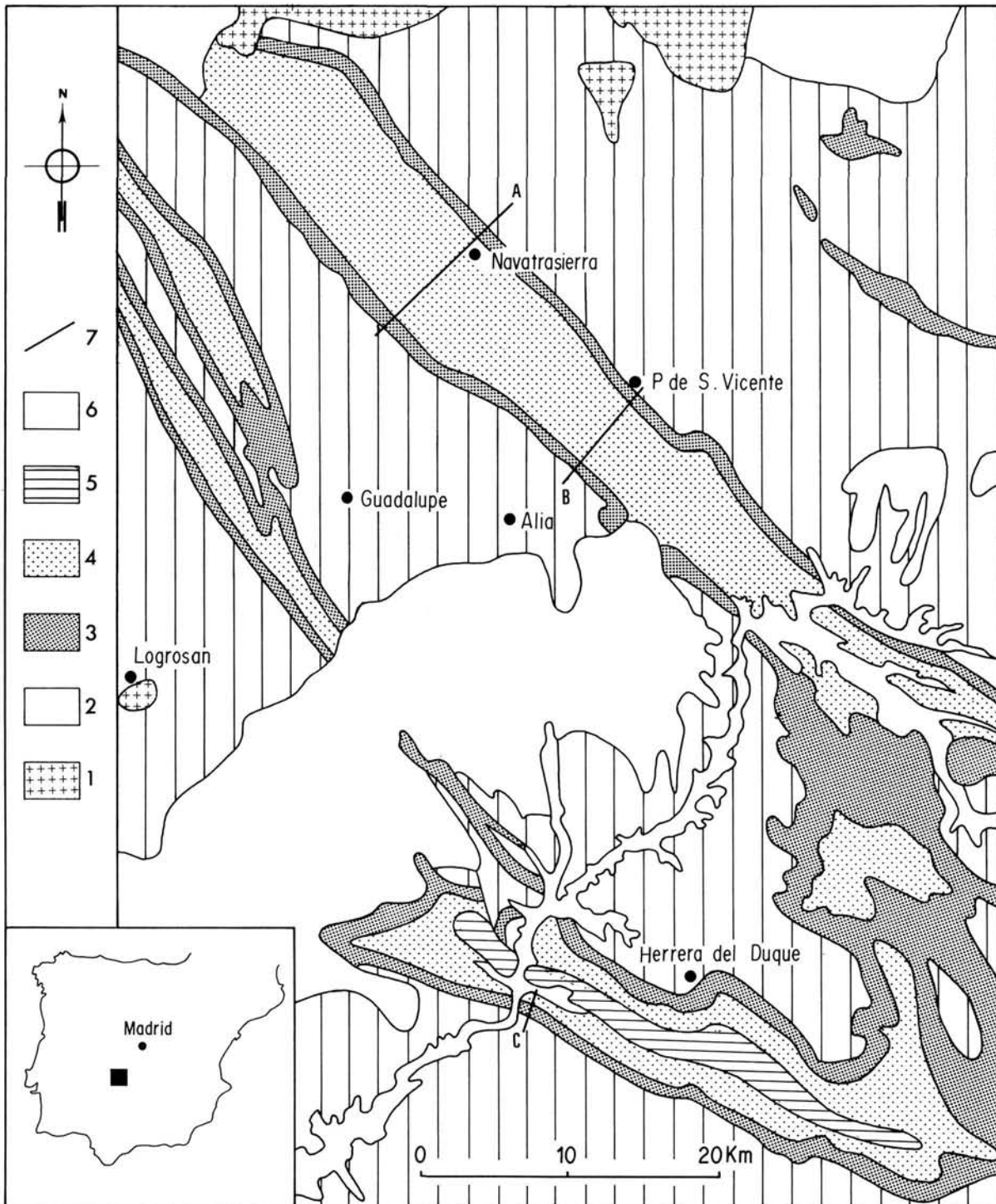


FIG. 1. Mapa geológico esquemático de los sinclinales del Guadarrama y de Herrera del Duque, según el Mapa Geológico del SW del Macizo Hespérico a escala 1:500.000 (L.C. García de Figuerola, ed., Salamanca, 1975) ligeramente modificado.

1: Granitos, 2: Anteordovícico, 3: Cuarcita Armoricana (Ordovícico inferior), 4: Ordovícico más Silúrico, 5: Devónico, 6: Postpaleozoico, 7: Perfiles estudiados.

Hemos estudiado las formaciones ordovícicas en los perfiles siguientes (Fig. 1):

— Sinclinal de Herrera del Duque, flanco sur, en las proximidades del embalse de Garcia Sola a lo largo de las carreteras en dirección a Peloché y Valdecaballeros.

— Sinclinal del Guadarranque, flancos norte y sur, a lo largo de las carreteras del Puerto de San Vicente a Alía y de Carrascalejo a Guadalupe por Navatrasierra.

La sucesión aquí presentada (Fig. 2) corresponde en su parte inferior a la establecida en los trabajos anteriores; hemos conservado la terminología en uso, retomando las denominaciones de «Cuarcita Armoricana» y de «Pizarras con *Calymene*», y hemos utilizado un término de introducción más reciente «Cuarcita de La Cierva» (GIL CID *et al.*, 1976) para el conjunto arenoso suprayacente que corresponde a la «Caradoc-Quartzit» de PUSCHMANN (1970) y al «nivel 7» de JULIVERT y TRUYOLS (1974). La parte superior de la sucesión difiere sensiblemente de las dos descripciones anteriores.

B) La parte superior de la sucesión ordovícica: La Formación de las «Pelitas con fragmentos».

Por encima de la «Cuarcita de La Cierva» (o de su homólogo en el sinclinal de Herrera del Duque) se desarrolla un conjunto de siltstones micáceos oscuros que corresponden a la parte inferior de las «Pizarras intermedias» de GIL CID *et al.*, (1976) y al «nivel 8» de JULIVERT y TRUYOLS, (1974). Esta formación ha sido atribuida al Caradoc por la presencia de trilobites Trinucleidos (GIL CID, GUTIERREZ ELORZA y VEGAS, 1971).

Por encima de las «Pizarras intermedias» comienza la Formación de las «Pelitas con fragmentos» con sus facies muy particulares de brecha heterométrica con elementos dispersos. La identidad de estas facies con las «Pelites à fragments» de Normandía (NE del Macizo Armoricano) nos inclina a adoptar para su designación la traducción del término utilizado en el Macizo Armoricano (BABIN *et al.*, 1976); esta denominación supone además la ventaja de no prejuzgar en absoluto el origen de estos depósitos, que puede ser objeto de discusión (c.f. apartados siguientes). En los dos sinclinales estudiados la Formación de las «Pelitas con fragmentos» contiene tres miembros bien diferenciados: Una barra arenosa bien definida (miembro medio) separa en dos masas (miembro inferior y superior) las facies típicas brechoides.

Estos tres miembros se observan de manera desigual según los perfiles (Véase Fig. 3):

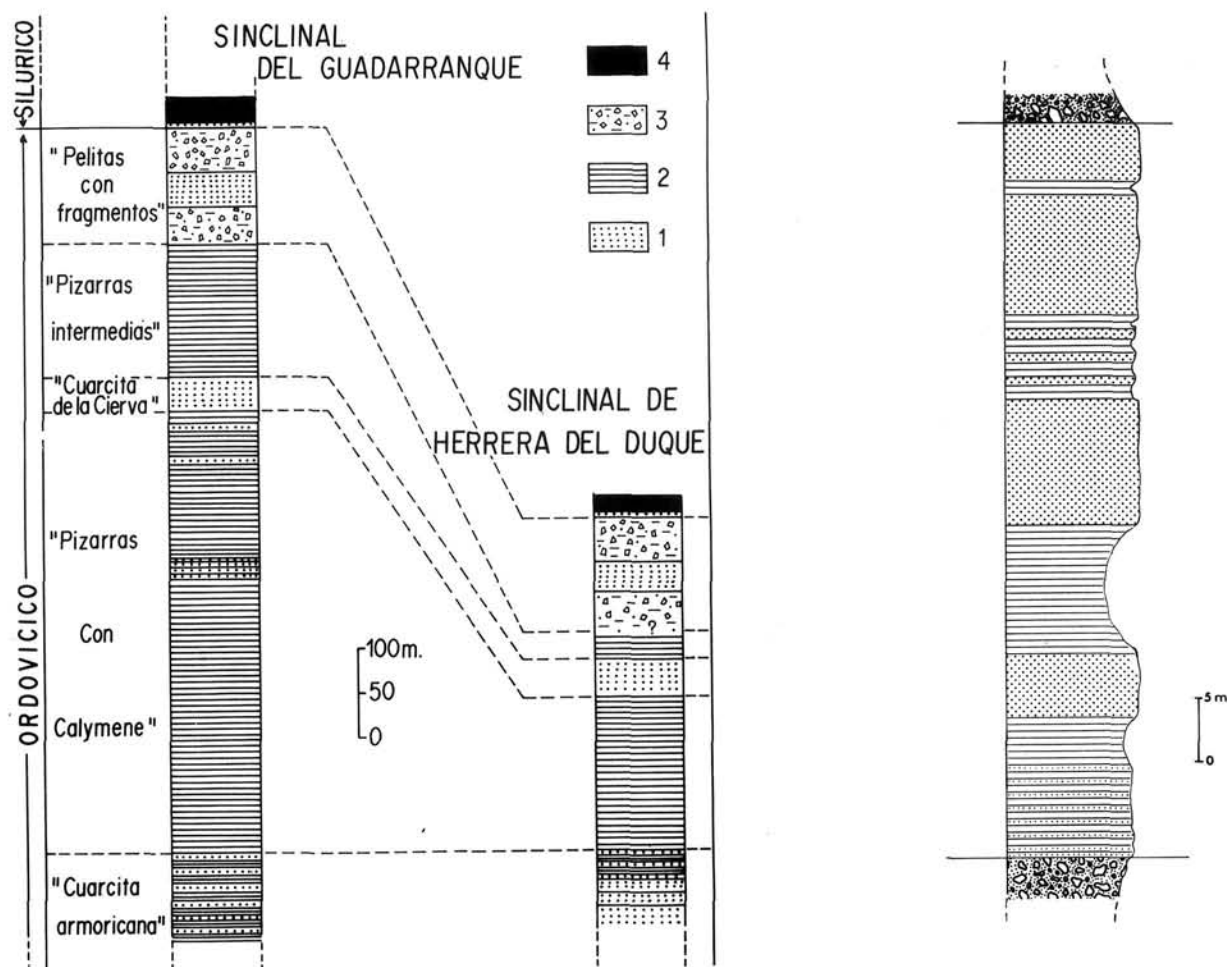


FIG. 2. Las formaciones ordovícicas de los sinclinales del Guadarranque y de Herrera del Duque.

1: Areniscas y cuarcitas, 2: Siltstones y mudstones, 3: Pelitas con fragmentos, 4: Ampelitas.

FIG. 3. Litología de la «Cuarcita de Las Majuelas», miembro medio de la Formación de las «Pelitas con fragmentos» (flanco sur del sinclinal del Guadarranque, corte de Navatrasierra). Ornamentación igual que en la fig. 2.

Miembro inferior (equivalente del techo de las «Pizarras intermedias» de GIL CID *et al.*, 1976; del «nivel 9» de JULIVERT y TRUYOLS, 1974; de las «Ashgill-Schiefer» de PUSCHMANN, 1970). Se observa bien en el sinclinal de Herrera del Duque (flanco S.) y en el del Guadarranque entre el Puerto de San Vicente y Alía (flanco S.) y entre el Collado del Hospital del Obispo y Navatrasierra (flancos N. y S.). En este último corte (flanco S.) la base de la formación aparece marcada por un nivel de 25 a 30 cm. de espesor que contiene fragmentos groseros (Fig. 9) y que no ha sido encontrado en los otros perfiles. El espesor del miembro inferior varía de un perfil a otro: Entre 25 y 40 m. en Herrera del Duque (incertidumbre debida a las condiciones de afloramiento); 35 m. en el Guadarranque en el flanco

N.; 100 m. en el flanco S. del mismo. Se pueden distinguir algunas intercalaciones arenosas en particular en el perfil de Navatrasierra (flanco S.)

Miembro medio. Está constituido por una alternancia de cuarcitas, siltstones y mudstones (Fig. 3). Las cuarcitas son predominantes dando una cresta bien marcada en la topografía (Fig. 5 y 7). Ha sido distinguido por los autores precedentes como: «Nivel 10» (JULIVERT y TRUYOLS, 1974); «Cuarcita de Las Ma-

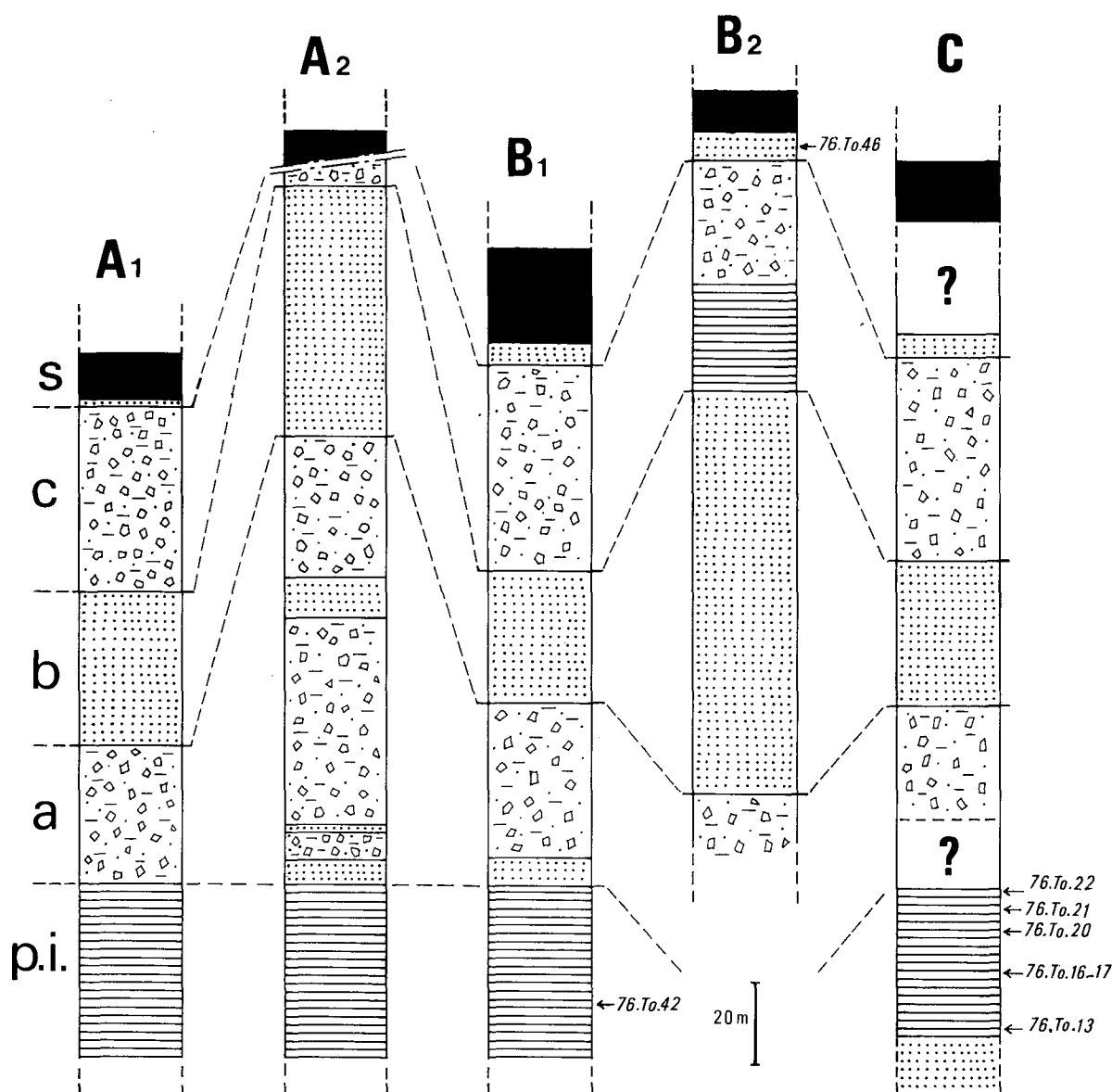


FIG. 4. La Formación de las «pelitas con fragmentos» en los dos sinclinales estudiados. Sinclinal del Guadarranque, A: CA₁, flanco norte; A₂, flanco sur), B: carretera del Puerto de San Vicente a Alía (B₁, flanco norte, B₂, flanco sur). Sinclinal de Herrera del Duque, C: carreteras de García Sola a Pelosche y Valdecaballeros (flanco sur). Ornamentación igual que en la Fig. 2; p.i.: pizarras intermedias; s: Silúrico; a, b, c.: Formación de las «Pelitas con fragmentos», a: miembro inferior, b: miembro medio («Cuarcita de las Majuelas»), c: miembro superior; 76. To. 13, 16, 17, ...etc.: niveles que han proporcionado quitinozoarios (véase texto).

juelas» (GIL CID *et al.*, 1976). Su espesor varía de un flanco a otro; es de 30 a 35 m. en el flanco N. del sinclinal del Guadarranque y en el flanco S. del de Herrera del Duque; en el flanco S. del sinclinal del Guadarranque alcanza 57 m. en el corte de Navatrasierra y 100 m. en el del Puerto de San Vicente, en ausencia aparente de anomalías tectónicas (Fig. 4).

—**Miembro superior.** Con la excepción de W. HAMMANN (1974, Fig. 4), los autores anteriores han considerado los niveles cuarcíticos del aquí denominado Miembro medio como situados en contacto directo con las ampelitas con graptolites del Silúrico (JULIVERT y TRUYOLS, 1974; GIL CID *et al.*, 1976; PUSCHMANN, 1970). En realidad por encima de esas cuarcitas se vuelve a encontrar, en todos los perfiles, las facies características de las «Pelitas con fragmentos», cuyo espesor alcanza en este miembro unos 50 m. cuando no hay ablación tectónica.

C) El Silúrico

La Formación de las «Pelitas con fragmentos» está recubierta por una barra cuarcítica poco potente, 5 a 6 m., (Fig. 2, 3, 7), por encima de la cual se observan las ampelitas con graptolites del Silúrico. El contacto entre estos dos conjuntos litológicos de propiedades mecánicas tan diferentes va acompañado por una trituration de las ampelitas en algunos puntos o por una disarmonía estructural local.

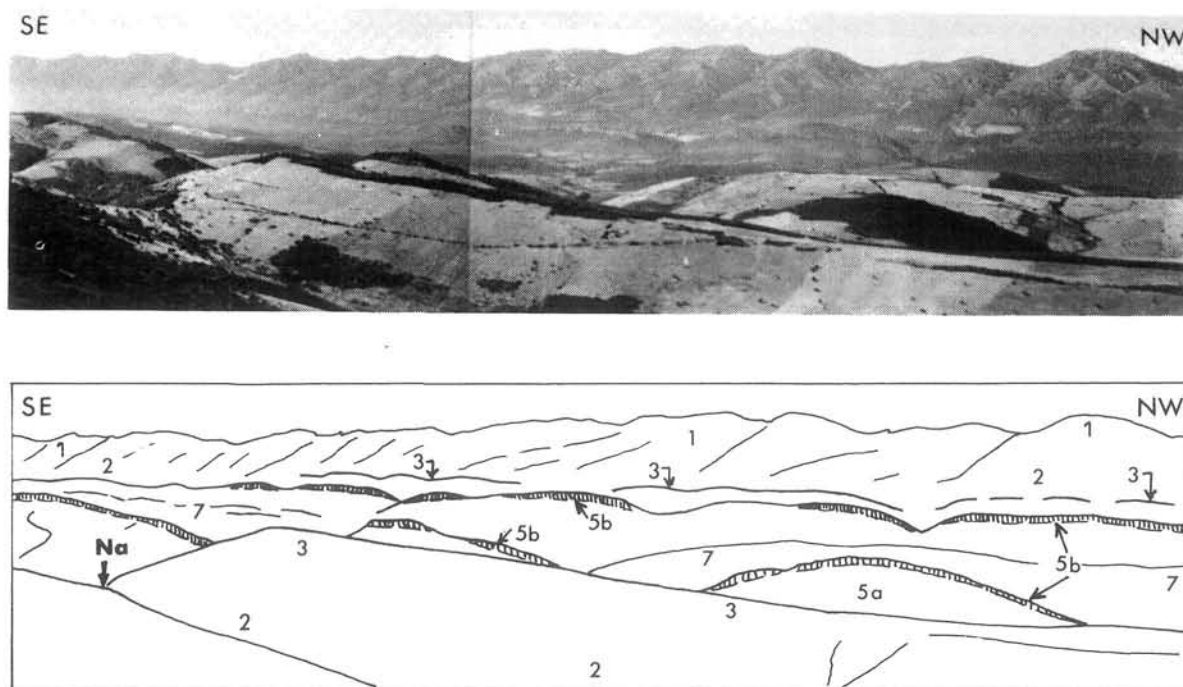


FIG. 5. El sinclinal del Guadarranque visto desde el Collado de Arrebatacapas (Km. 14 de la carretera de Carrascalejo a Navatrasierra). Na: Navatrasierra; 1: Cuarcita Armoricana; 2: Pizarras con Calymene; 3: Cuarcita de la Cierva; 4: Pizarras intermedias; 5: Pelitas con fragmentos, miembro inferior 5a, miembro medio (Cuarcita de Las Majuelas) 5b, miembro superior 5c; 6: cuarcitas y 7: ampelitas del Silúrico.

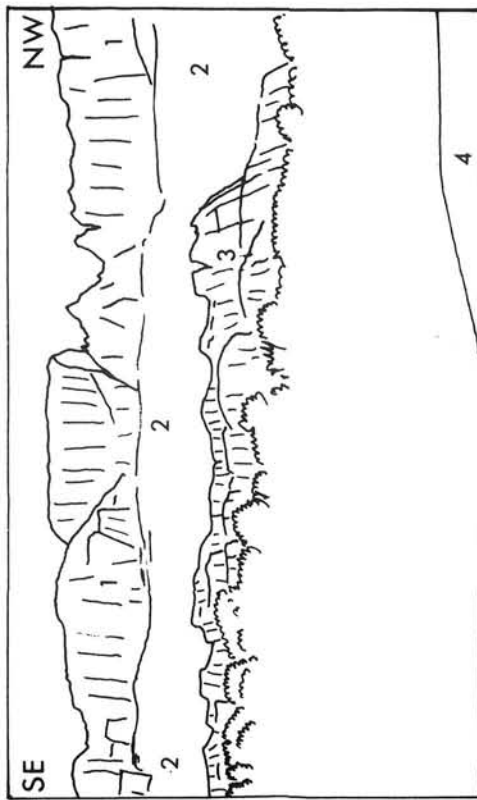
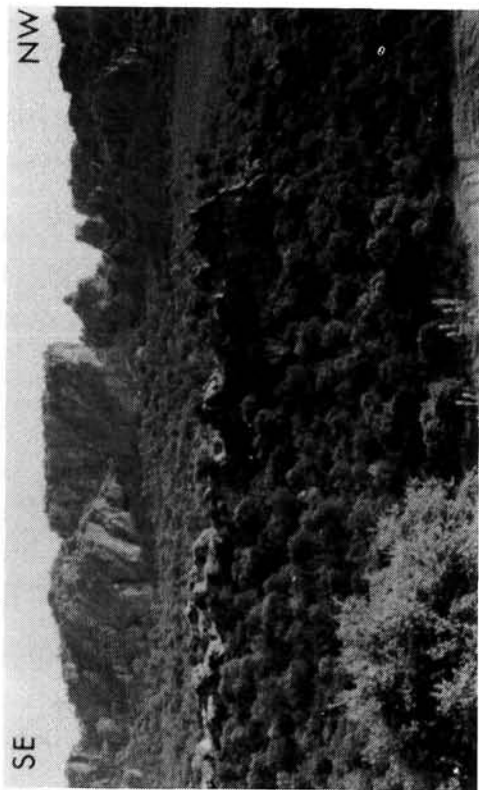
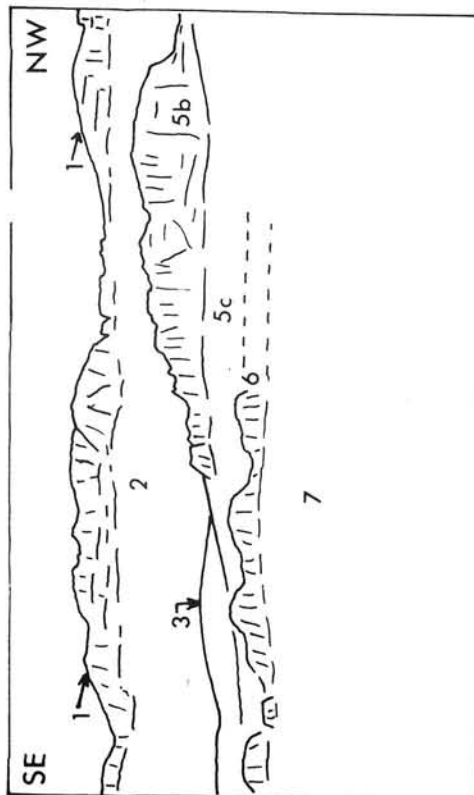
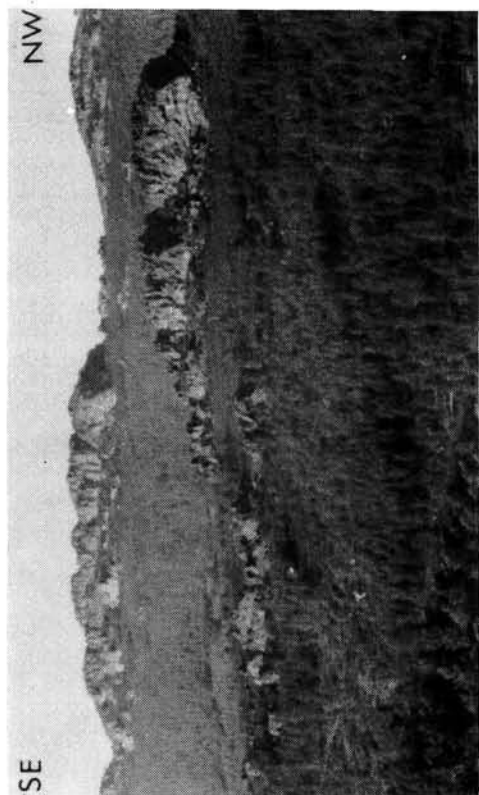


FIG. 6. Flanco sur del sinclinal de Herrera del Duque, carretera de Pelosche cerca de la presa de García Sola. Significado de la numeración igual que en la Fig. 5.

FIG. 7. El flanco sur del sinclinal de Herrera del Duque desde la margen septentrional del arroyo de Valmayor, carretera de Pelosche. Significado de la numeración igual que en la Fig. 5.

CARACTERES SEDIMENTOLOGICOS DE LAS «PELITAS CON FRAGMENTOS»

Las «Pelitas con fragmentos» aparecen como una brecha heterométrica con elementos dispersos en el seno de una matriz abundante, de tono oscuro, negra a gris-marrón por alteración. El conjunto de estas facies está desprovisto con frecuencia de planos de estratificación en espesores importantes (10-20 m.), aunque existen niveles mejor estratificados, apreciándose además algunos niveles arenosos interestratificados. Localmente estas rocas dan formas de alteración en bolas con capas concéntricas (Fig. 8).

Los fragmentos son de talla muy variable (Fig. 10), desde 1 mm. a algunos centímetros (5 cm. como máximo). Aunque no hemos realizado un estudio detallado de estos fragmentos, se puede citar la abundancia de elementos cuarzosos y, teniendo en cuenta los huecos dejados por su alteración, es posible además deducir que un número relativamente importante de estos fragmentos debía ser de naturaleza calcárea o arcillosa.

En lámina delgada la matriz aparece como una pelita arenosa micácea. Los granos de cuarzo, de tamaños muy diversos, presentan formas muy variadas, redondeadas, angulosas, a veces corroídas (Fig. 11). Se advierte igualmente la pre-

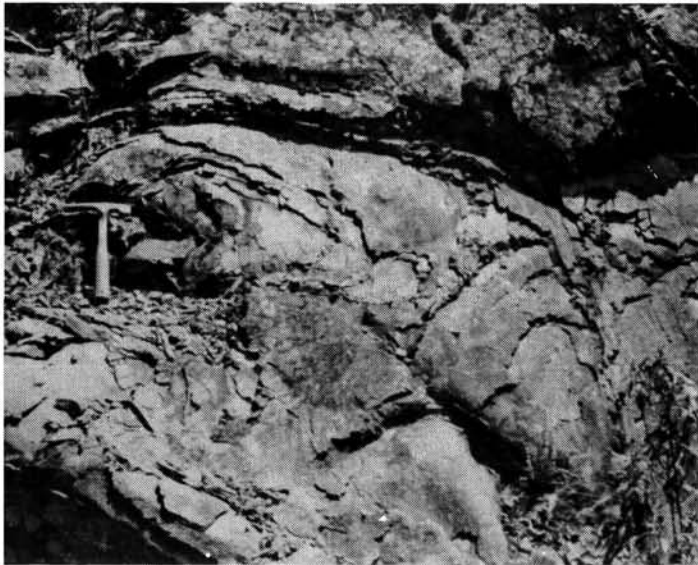


FIG. 8. Caso particular de alteración de las «Pelitas con fragmentos». Descomposición en bolas con capas concéntricas (perfil de Navatrasierra, flanco sur del sinclinal del Guadarranque).

FIG. 9. Nivel grosero de la base de la Formación de las «Pelitas con fragmentos» (perfil de Navatrasierra, flanco sur del sinclinal del Guadarranque).

sencia de moscovita, biotita y menos frecuentemente de plagioclasa. El cemento de la matriz, de tono oscuro, es fino y contiene partículas micáceas que envuelven los granos de cuarzo con un fino ribete.

Todos estos caracteres descritos anteriormente (macroscópicos y microscópicos) se vuelven a encontrar en la descripción detallada realizada para las «Pélités à fragments» del Macizo Armoricano (DANGEARD *et al.*, 1972; DORE *et al.*, 1973; DANGEARD y DORE, 1963; DORE y LE GALL, 1972).

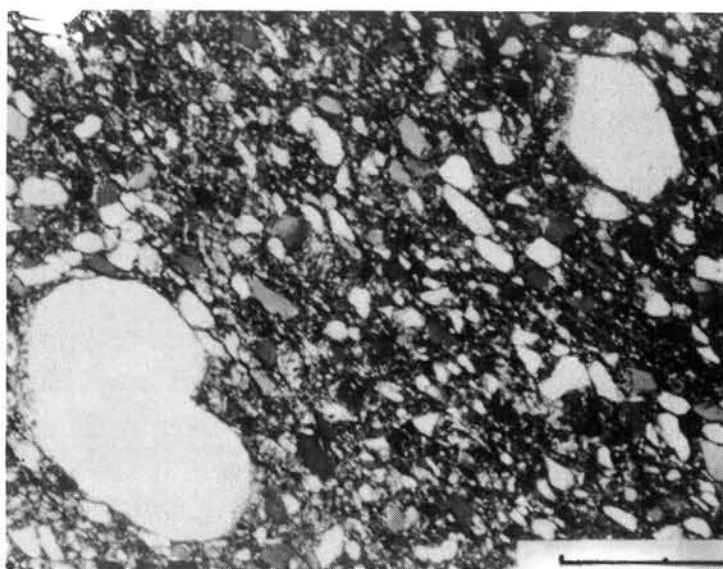


FIG. 10. Facies típica de las «Pelitas con fragmentos» (perfil de Navatrasierra flanco norte del sinclinal del Guadarranque).

FIG. 11. Aspecto en lámina delgada de la ganga de las «Pelitas con fragmentos» (muestra procedente del perfil de Navatrasierra, flanco sur del sinclinal del Guadarranque). Trazo-escala: 1mm.

REPARTICION GEOGRAFICA DE LAS FACIES DE TIPO «PELITAS CON FRAGMENTOS»

Un tipo de facies tan particular como el de las «Pelitas con fragmentos» se menciona aquí por primera vez para el centro de España. Nuestras observaciones nos permiten afirmar que estas facies no existen en el sinclinal de Corral de Calatrava, estando igualmente ausentes en la región de Almadén (SAUPE, 1973; LOZAC'H y VIDAL, 1976) así como en la Sierra Morena Oriental (TAMAIN, 1972; CHARPENTIER, 1976). Por el contrario, han sido reconocidas en otras regiones de la Península Ibérica. Así en Portugal (región de Valongo), en el mismo dominio paleogeográfico «Centro-Ibérico», depósitos idénticos a las «Pelitas con fragmentos» constituyen el miembro superior de la Formación de Sobredo con un es-

pesor de unos 160 m. (ROMANO y DIGGENS, 1974), habiendo sido fijada su posición entre el techo del Llandeilo y la base del Llandovery superior (Zona de *Rastrites linnaei*). en las cadenas Celtibéricas (GREILING, 1967; CARLS, 1975) constituyen la Formación Orea («Orea-Shales» u «Orea-Schiefer») que recubre o incluye por erosión las calizas del Ashgill.

Depósitos completamente idénticos son conocidos (DANGEARD *et al.*, 1962; DORE *et al.*, 1963; DANGEARD y DORE, 1971; DORE y LE GALL, 1972) en el noroeste del Macizo Armoricano (Normandía) donde erosionan e incluyen como elementos clásticos una caliza ashgilliense (WEYANT *et al.*, 1977). Este hecho representa, por otra parte, una de las numerosas similitudes existentes para el Paleozoico inferior entre las áreas centro-ibérica y medio-norte-armoricana (PARIS y ROBARDET, 1978).

Respecto a otras facies en cierto modo relacionables y situadas cerca del límite Ordovícico-Silúrico, ARBEY y TAMAIN (1971b)) han contabilizado en numerosas regiones anomalías en la sedimentación (entre otras, facies sedimentarias con bloques, pseudofragmentos, etc...), las cuales han sido consideradas por estos autores, como hipótesis de trabajo, como relacionadas con la glaciación fini-ordovícica. En este contexto, limitándose a formaciones estudiadas en detalle y análogas a las «Pelitas con fragmentos», deben ser citadas las «Lederschiefer» de Turingia (KATZUNG, 1961) y las arcillas microconglomeráticas del NW de Africa (BEUF *et al.*, 1971).

De esta manera, la repartición geográfica de las facies semejantes a las «Pelitas con fragmentos» situadas en cerca del límite Ordovícico-Silúrico induce a abordar el problema de su origen en un entorno geográfico superior al de la Península Ibérica.

EDAD DE LAS «PELITAS CON FRAGMENTOS»

La Formación de las «Pelitas con fragmentos» no ha proporcionado ninguna fauna en los dos sinclinales estudiados; las investigaciones de microfósiles (Quintinozoarios, Acritarcos) han sido negativas. Por tanto, el problema de su edad únicamente puede ser abordado de manera indirecta a partir de la edad de las formaciones que la enmarcan y a partir de los datos procedentes de otras regiones.

A) Silúrico suprayacente: *Ampelitas con graptolites*

En el sinclinal del Guadarranque (corte del Puerto de San Vicente a Alía) las ampelitas que recubren la Formación de las «Pelitas con fragmentos» han pro-

porcionado desde la base faunas de graptolites bien conservados. Hemos reconocido dos yacimientos:

— En el flanco sur, a lo largo del camino de I.C.O.N.A. que une la carretera de Alía (P.K. 149,1 = 99,1 del mapa topográfico) con las fincas Ventosillas, Posada Vieja y La Capitana. La delgada barra cuarcítica que delimita el techo de la «Pelitas con fragmentos» está en contacto disarmónico con las ampelitas cuya fauna (*Monograptus priodon* s.l., *Retiolites geinitziæ*, *Monograptus largus*) indica el techo del Llandovery o la base del Wenlock.

— En el flanco norte, por debajo del talud de la carretera del Puerto de San Vicente de Alía (P.K. 146,5 = 96,5 del mapa), en el valle de un arroyo. Aquí los niveles más bajos de las ampelitas han proporcionado una abundante fauna (*M. planus*, *M. marri*, *M. variabilis*, *M. exiguus primulus*, *M. halli* o *sedwicki*, *M. turriculatus*,...) que indica la parte inferior de la zona de *M. turriculatus* (Zona de *R. linnaei*), es decir, el comienzo del Llandovery superior. Los graptolites recogidos en los niveles más altos de las ampelitas caracterizan diferentes zonas del Wenlock.

Estos nuevos datos, concordantes con los de GIL CID *et al.* (1976), indican que las «Pelitas con fragmentos» son anteriores al Llandovery superior.

B) Ordovícico infrayacente: «Pizarras intermedias» Macrofósiles

Hasta el momento el único dato paleontológico sobre las «Pizarras intermedias» era el hallazgo de un trilobite Trinucleido en el flanco norte del sinclinal del Guadarranque (perfil de Navatrasierra). Este fósil, determinado como *Onnia goldfussi*, indica una edad Caradoc (GIL CID *et al.*, 1971; GIL CID *et al.*, 1976); incluso si este trilobite pudiese ser considerado como *Onnia* n. sp. aff. *grenieri* (vease HAMMANN, 1976, págs. 40-47) la atribución estratigráfica no cambiaría en nada.

Hemos vuelto a encontrar este nivel fosilífero con Trinucleidos situado a 35 m. de la base de las «Pelitas con fragmentos». Por otra parte, hemos descubierto otros yacimientos fosilíferos de las «Pizarras intermedias» en varias localidades. En el sinclinal de Herrera del Duque (flanco sur), muy cerca de la presa de García Sola (carretera hacia Peloche), el primer metro de la formación ha proporcionado numerosos briozoarios y braquípodos. En el sinclinal del Guadarranque el techo de las «Pizarras intermedias» contiene fragmentos de Trinucleidos (carretera de Alía, flanco norte). El número limitado de fósiles recogidos así como su mediocre conservación no permite una determinación estratigráfica precisa.

Microfósiles

Un total de 36 muestras, repartidas entre las dos áreas estudiadas, han sido analizadas con el objeto de encontrar quitinozoarios; 14 de las muestras proceden del sinclinal de Herrera del Duque y 22 del de Guadarranque (10 del corte de Navatrasierra y 12 de los afloramientos de la carretera del Puerto de San Vicente). Los resultados pueden parecer decepcionantes al compararlos con las cantidades extraídas en materiales semejantes de Bretaña o Portugal, ya que solamente una decena de muestras, la mayoría procedentes de las «Pizarras intermedias» del sinclinal de Herrera del Duque, son realmente microfosilíferas.

Los quitinozoarios, extraídos de manera clásica (ataque por HF; tamizado a 53 μ ; clasificación por micropipeta; examen al microscopio electrónico de barrido), están muy carbonizados y son en general poco abundantes (de 1 a 7 ejemplares por gramo de roca). Si bien algunos individuos aparecen fragmentados, otros por el contrario han conservado su volumen inicial (Fig. 12) probablemente a causa de un relleno de la panza por pirita framboidal o por una sustancia bituminosa (Fig. 12 a y b).

Teniendo en cuenta el mediocre estado de conservación de los quitinozoarios, las diversas formas observadas solamente sirven para atribuciones estratigráficas si se las compara con las especies descritas en el Ordovícico de Buçaco en Portugal (PARIS, 1979), las cuales pertenecen a la misma unidad paleogeográfica (dominio centro-ibérico en el sentido de PARIS y ROBARDET, 1978). Por otra parte, el uso del M.E.B. ha facilitado el trabajo de determinación, prácticamente irrealizable en este caso utilizando los métodos clásicos de investigación.

Han podido ser identificadas las especies y formas siguientes (Fig. 12): *Fungochitina tanvillensis* PARIS; *Rhabdochitina* cf. *gallica* TAUGOURDEAU; *Conochitina homoclaviformis* BOUCHE; *Desmochitina lenticularis* (BOUCHE); *Cyathochitina* sp.; *Pistillachitina* sp. (2)

En la distribución vertical de estos diferentes taxones aparece una cierta zonación (Fig. 3). Así, en el sinclinal de Herrera del Duque *Fungochitina tanvillensis* únicamente ha sido observada en la base de la Formación de las «Pizarras intermedias» (muestra 76. To. 13), mientras *Rhabdochitina* cf. *gallica*, bien representada sobre todo en los niveles más altos de la formación (muestras 76. To. 16 y 76. To. 17), existe todavía hacia el techo asociada a *Conochitina homoclaviformis*.

² En este material, así como en el procedente de la Formación de Louredo en Portugal, no ha sido posible distinguir una verdadera carena circumbasal en los *Rhabdochitina gallica*; el reborde agudo que simula una cicatriz de carena y rodea la base de este quitinozoario recuerda ciertas figuraciones del género *Spathachitina* COSTA (COSTA, 1970, 1971). Esto explica el punto de interrogación que sigue al nombre del género *Rhabdochitina*, el cual por el momento no se puede eliminar dado el estado de conservación del material observado.

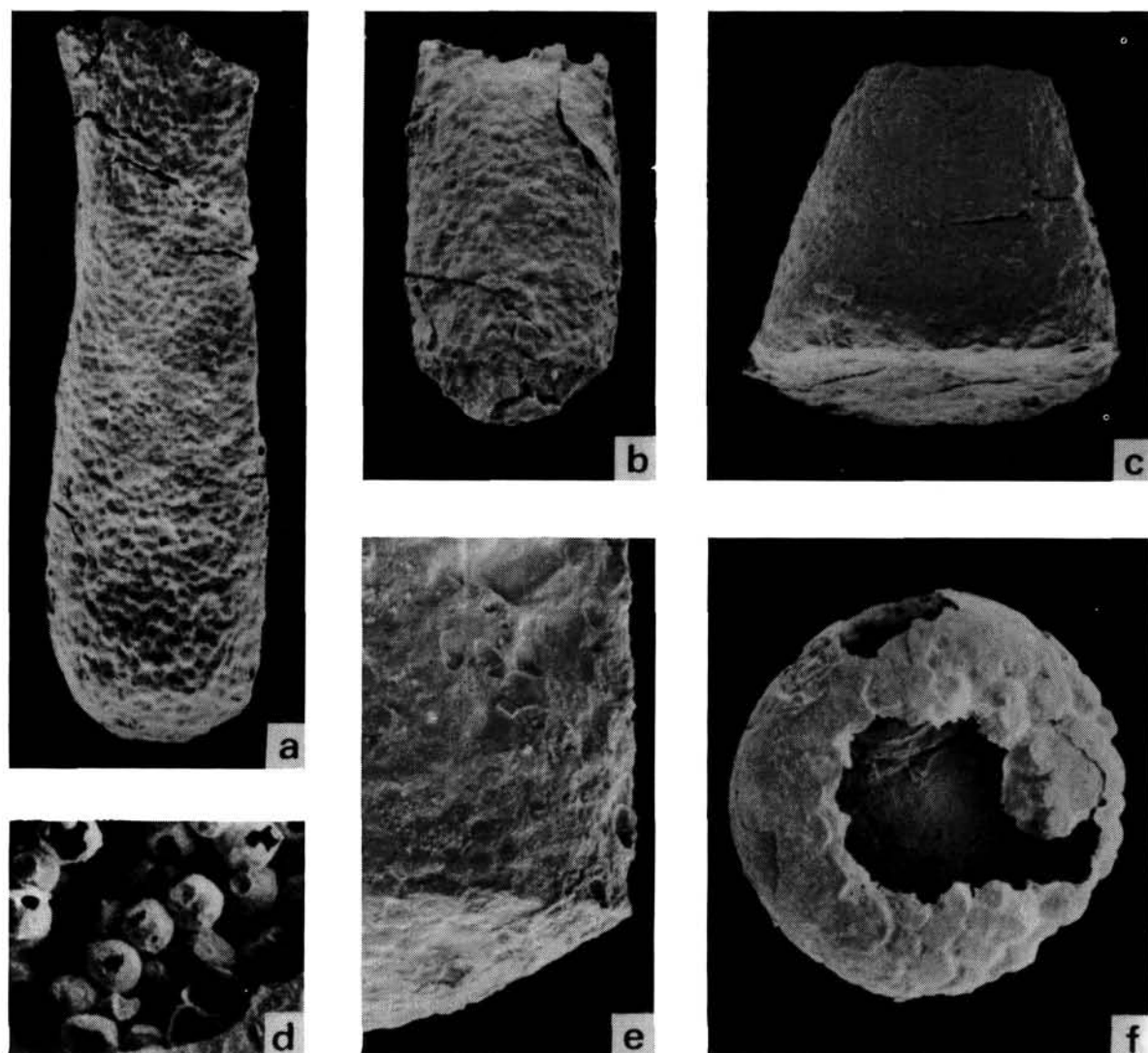


FIG. 12. Algunos quitinozoarios de las Pizarras intermedias.

a) *Conochitina homoclaviformis* BOUCHE (x 275), muestra 76. To. 22, IGR 51462 (N. 34.2); espécimen hinchado por relleno de pirita framboidal.

b) *Rhabdochitina* ? cf. *gallica* TAUGOURDEAU (x 300), muestra 76.To.17, IGR 51453 (O.35.1); parte aboral de un ejemplar roto mostrando un reborde peribasal.

c) *Cyathochitina* sp. (x 250), muestra 76.To.17, IGR 51453 (M. 34.1); panza de un individuo incompleto con arena rota.

d) *Rhabdochitina* ? sp. (x 1500), muestra 76.To.20 IGR 51459 (P. 44); detalle del interior de la panza mostrando corpúsculos esféricos que corresponden, al parecer, a las paredes de burbujas aparecidas en un líquido bituminoso y desorganizadas posteriormente.

e) *Rhabdochitina* ? cf. *gallica* TAUGOURDEAU (x 750), muestra 76.To.17, IGR 51453 (L. 35); detalle del reborde peribasal que recuerda la estructura existente en el género *Spathachitina*.

f) *Desmochitina lenticularis* (BOUCHE) (400), muestra 76.To.22, IGR 51462 (N. 40); ejemplar en el cual la parte oral ha sido deteriorada en el curso del montaje, el opérculo es visible en la cavidad central del quitinozoario.

mis (muestras 76. To. 20, 76. To. 21 y 76. To. 22). En el sinclinal del Guadarranque estos dos taxones aparecen igualmente en el techo de las «Pizarras intermedias» asociados a *Desmochitina lenticularis* (muestra 76. To. 42).

Las asociaciones de quitinozoarios así determinadas para las «Pizarras intermedias» permiten proponer algunas correlaciones con la Formación de Louredo en Portugal y, por consiguiente, algunas atribuciones estratigráficas. En Portugal y por encima de un nivel datado por quitinozoarios (PARIS, 1979) como Caradoc inferior (Costoniense superior-Harnagiense inferior) se encuentra, después de una laguna de sedimentación, especies como *Fungochitina tanvillensis* cuyo apogeo corresponde a la mitad inferior de la Formación de Louredo. Resulta por tanto, que en España la base de la Formación de las «Pizarras intermedias», que contiene esta especie, pertenece al Caradoc post-Harnagiense (muy probablemente Soudleyense). El resto de esta formación, que contiene *Rhabdochitina* cf. *gallica* y *Conochitina homoclaviformis* asociadas a veces a *Desmochitina lenticularis*, puede ser correlacionada con la parte superior de la Formación de Louredo, la cual contiene estas mismas especies. De esta manera y aunque no ha sido posible identificar *Conochitina robusta* EISENACK 1959, que define en Portugal la edad del techo de la Formación de Louredo (Actoniense-Onniense inferior), parece razonable atribuir la parte superior de las «Pizarras intermedias» al Caradoc superior (Marshbrookense a Onniense).

En este sentido, a pesar de la mediocre conservación de los quitinozoarios, es posible fijar una edad máxima para el comienzo del depósito de las «Pelitas con fragmentos». Esta formación que recubre las «Pizarras intermedias» no puede ser anterior al Caradoc superior.

Para completar este estudio de microfósiles se puede considerar que en Normandía estos mismos quitinozoarios (PARIS in ROBARDET *et al.*, 1972) se encuentran en la «Formación du Pont-de-Caen», la cual está recubierta, al igual que las «Pizarras intermedias», por la Formación de las «Pélites à fragments». Por otra parte, la ausencia de quitinozoarios en los sedimentos de las «Pelitas con fragmentos» debe corresponder a condiciones ecológicas desfavorables (salinidad del agua anormalmente débil en relación con la fusión del hielo, medio lacustre o laguno-marino,...).

Por último, algunos fragmentos de quitinozoarios indeterminables aparecen junto con acritarcos (principalmente «esferas microornadas») en una muestra (76. To. 46) procedente de un nivel de mudstones intercalado en la barra de cuarcitas que culmina la Formación de las «Pelitas con fragmentos» (corte del Puerto de San Vicente, flanco sur, camino de I.C.O.N.A.).

C) *Los datos de otras áreas geográficas*

En otras regiones donde se han reconocido depósitos del tipo de «Pelitas con fragmentos», la edad de las mismas se conoce en cada caso con más o menos precisión, pero siempre se sitúa en las proximidades del límite Ordovícico-Silúrico.

En Normandía, en Turingia en las Cadenas Celtibéricas estas facies erosionan o se apoyan sobre el Ashgill (WEYANT *et al.*, 1977; GREILING, 1967; CARLS, 1975) y yacen bajo niveles del Llandovery, a veces bastante altos (Normandía), con menos frecuencia basales (Turingia). En el caso más preciso, en Marruecos, los niveles microconglomeráticos del «Groupe du Deuxième Bani» están enmarcados por niveles fosilíferos del Ashgill superior (DESTOMBES, 1968).

Como conclusión sobre la edad de las «Pelitas con fragmentos» del centro de España es importante resaltar que todos los datos expuestos en los apartados anteriores son coherentes y delimitan el depósito de las facies características de las «Pelitas con fragmentos»: El comienzo de la sedimentación de las «Pelitas con fragmentos» es posterior al Caradoc superior; el final de la sedimentación de las mismas es anterior al Llandovery superior.

ORIGEN DE LAS «PELITAS CON FRAGMENTOS»: DISCUSION

Varios autores han considerado que los depósitos fini-ordovícicos del tipo de las «Pelitas con fragmentos» serían el resultado de una sedimentación marina incrementada en fragmentos por la fusión de masas de hielo flotantes relacionadas con la glaciación definida en esta época para el continente africano. Otros autores han interpretado estas facies como indirectamente relacionadas con ese mismo fenómeno climático recurriendo a las modificaciones paleogeográficas resultantes de las variaciones eustáticas de nivel del mar (CARLS, 1975, p. 141). Esta segunda interpretación no excluye, por tanto, la intervención de movimientos epirogénicos, los cuales resultan ser para otros autores la causa principal de este tipo de sedimentación (GREILING, 1967). Se puede resaltar que este problema interpretación se plantea de manera global para todos los sedimentos de la categoría de las «mixtitas» (SCHERMERHORN, 1975, p. 242) y ha dado lugar en ocasiones a fuertes controversias.

La glaciación continental del Ordovícico superior en Africa ha sido documentada mediante múltiples y espectaculares pruebas, que indican además la existencia de sedimentos periglaciares en ambientes continentales y marinos con una notable zonación de fenómenos en la periferia de las zonas cubiertas por los hielos (BEUF *et al.*, 1971a)

De todas maneras, aunque sea convincente la demostración hecha para el noroeste de Africa, es preciso reconocer que los problemas subsisten para las regiones cuya posición respecto al inlandsis no es conocida, como en el caso del Macizo Armoricano y de la Península Ibérica.

En este contexto, F. ARBEY y G. TAMAIN (1971) han descrito en Sierra Morena oriental (región de El Centenillo, prov. de Jaén) una superficie de «ravinement» infra-Llandovery, la cual han interpretado como un modelado típicamente glaciar indicador de la presencia de una masa de hielo sobre el substrato rocoso. Investigaciones posteriores (CHARPENTIER, 1976; LOZAC'H y VIDAL, 1976) no han aportado ningún argumento para confirmar o invalidar esta interpretación; esta manifestación ha sido considerada como puntual. (ARBEY *in* CHARPENTIER, 1976, p. 25). Incluso en este caso el admitir la existencia de esta erosión glaciar implica la existencia de hielos continentales mucho mas allá del inlandsis aparentemente limitado a Africa.

Por otra parte, se ha ido imponiendo la idea de que los fragmentos incluidos en la mixtita proceden de un área próxima al lugar de depósito (GREILING, 1976; DANGEARD y DORE, 1971; CARLS, 1975; WEYANT *et al.*, 1977). Si se hace intervenir la erosión de depósitos emergidos ya sea por la acción de movimientos epirogénicos o por descenso eustático del nivel del mar, la explicación propuesta no plantea nuevos problemas. Por el contrario, si se supone una erosión glaciar próxima a los lugares de sedimentación de la mixtita, se vuelve de nuevo al problema anteriormente evocado: La presencia de hielos continentales fuera de los límites admitidos para el inlandsis. Pero además es preciso considerar la indudable dificultad de localizar el área madre de los fragmentos si se tiene en cuenta la relativa ubicuidad de la mayoría de las facies del Paleozoico inferior desde el Macizo Armoricano hasta el noroeste de Africa.

Conviene, por tanto, no excluir *a priori* y sistemáticamente la intervención de un «control tectónico» en la medida en que ciertos caracteres de las «Pelitas con fragmentos», de fácil explicación en el marco de la intervención «glaciar», podrían ser también manifestaciones de una inestabilidad cortical (ausencia frecuente de estratificación, variaciones de potencia, contactos superior e inferior netos, intercalaciones de cuarcitas sin fragmentos).

AGRADECIMIENTOS

El trabajo de campo de uno de los autores (M.R.) ha sido realizado gracias a créditos de misión del C.N.R.S. de Francia. Agradecemos igualmente al Prof. H. Jaeger (Paleontologisches Museum, Berlin) por la determinación de los graptolites del Silúrico.

BIBLIOGRAFIA

- ARBEY, F. & TAMAIN, G. (1971a): *Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne)*. C.R. Acad. Sc. Paris, 272, 1721-1723.
- ARBEY, F. & TAMAIN, G. (1971b): *Les épisodes glaciaires siluro-ordoviens: essai de corrélation entre l'Europe et l'Afrique, hypothèses de recherche*. 30 p. inédit. Man. original n° 504. Centre Documentation C.N.R.S. Paris.
- BABIN, C.; CHAUVEL, J.J.; LARDEUX, H.; PARIS, F. & ROBARDET, M. (1976): *Lexique des formations de l'Ordovicien armoricain*. Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, 1976. n° spécial. Rennes.
- BEUF, S.; BIJU-DUVAL, B.; DE CHARPAL, O.; ROGNON, P.; GARIEL, O. & BENNACEF, A. (1971): *Les Grès du Paléozoïque inférieur au Sahara*. Publ. Inst. Fr. Petrole, 18, 464 p., 357 figs., 1 mapa. Ed. Technip. Paris.
- CARLS, P. (1975): *The Ordovician of the Eastern Iberian chains near Fombuena and Luesma (Prov. Zaragoza, Spain)*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 150 (2), p. 127-146. Stuttgart.
- CHARPENTIER, J.L. (1976): *Géologie et métallogénie de la Sierra Carolina (Jaen, Espagne)*. Thèse 3e cycle Univ. Paris Sud-Orsay, 156 p., 55 figs., 8 lám., 1 mapa.
- COSTA, N.M. (1970): *Pallachitina e Spathachitina, dois novos gêneros de Quitinozoários do Siluriano Brasileiro*. An. Acad. brasil. Ciênc., 42 (2); 207-218.
- (1971): *Quitinozoários Brasileiros e su importância estratigráfica*. An. Acad. brasil. Ciênc., 43, supl., 209-272.
- DANGEARD, L. & DORE, F. (1971): *Facies glaciaires de l'Ordovicien supérieur en Normandie*. Colloque Ordovicien-Silurien, Brest, Septembre 1971. Mém. B.R.G.M. Paris, 73, 119-125, 2 figs., 1 lám.
- DANGEARD, L.; DORE, F.; PONCET, J. & RIOULT, M. (1962): *Facies particulier de l'Ordovicien supérieur au Sud de Caen*. C.R. Acad. Sc. Paris, 254, 1128-1130.
- DESTOMBRES, J. (1968a): *Sur la présence d'une discordance générale de ravinement d'âge ashgill supérieur dans l'Ordovicien terminal de l'Anti-Atlas (Maroc)*. C.R. Acad. Sc. Paris, D, 267, 565-567.
- (1968b): *Sur la nature glaciaire des sédiments du groupe du 2e Bani, Ashgill supérieur de l'Anti-Atlas (Maroc)*. C.R. Acad. Sc. Paris, D, 267, 684-686.
- DORE, F. & LE GALL, J. (1972): *Sédimentologie de la «Tillite de Feuguerolles» (Ordovicien supérieur de Normandie)*. Bull. Soc. Géol. France, (7), t. 14, 199-211.
- DORE, F.; PONCET, J. & RIOULT, M. (1968): *Volcans de boue dans l'Ordovicien supérieur de Normandie*. Bull. Soc. Linn. Normandie, Caen, (10), t. 4, 49-63.
- EGOZCUE, J. & MALLADA, L. (1876): *Memoria geológico-minera de la provincia de Cáceres*. Mem. Comis. Mapa Geol. Esp., 368 pp., 6 mapas. Madrid.
- GIL CID, D.; GUTIERREZ ELORZA, M. & VEGAS, R. (1971): *Hallazgo de una Trinucleido en el sinclinal de Guadarranque-Gualija (Prov. de Cáceres)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 69 (1), 81-84, 3 figs. Madrid.
- GIL CID, M.D.; GUTIERREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C. & VEGAS, R. (1976): *El Ordovícico y Silúrico del sinclinal de Guadarranque-Gualija (Prov. de Cáceres, España)*. Com. Serv. Geol. Portugal, 60, 17-29, 2 figs., 2 lám. Lisboa.
- GREILING, L. (1967): *Der thüringische Lederschiefer*. Geologica & Palaentologica, 1, 3-11. Marburg.
- GUTIERREZ ELORZA, M. & VEGAS, R. (1971): *Consideraciones sobre la estratigrafía y la tectónica del E. de la provincia de Cáceres*. Est. Geol., 27, 177-180. Madrid.

- HAMMANN, W. (1974): *Phacopina und Cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien*. Senck. leth., 55, 1-151, 42 figs., 12 lams. Frankfurt a. M.
- . (1976): *Trilobiten aus dem oberen Caradoc der östlichen Sierra Morena (Spanien)*. Senckenberg. leth. 57, 1, 35-85. Frankfurt a M.
- JULIVERT, M. & TRUYOLS, J. (1974): *Nuevos datos sobre el Ordovícico del sinclinal de Guadarranque (Cáceres)*. Breviora Geol. Astúrica, 18 (4), 57-61, Oviedo.
- KATZUNG, G. (1961): *Die Geröllführung des Lederschiefer (Ordovicium) an der S.E. Flanke des Schwarzburger Sattels (Thüringen)*. Geologie, 10 (7), 778-802, 15 figs. Berlin.
- LOZACH, Y. & VIDAL, M. (1976): *Etude géologique de la terminaison occidentale de la vallée de l'Alcudia (Province de Badajoz-Espagne)*. Thèse 3e cycle Univ. Paris Sud-Orsay. 160 p., 103 figs., 3 lams., 1 mapa.
- PARIS, F. (1979): *Les Chitinozoaires de la Formation de Louredo, Ordovicien supérieur du synclinal de Buçaco (Portugal)*. Palaontographica, Abh. A, 1979. (sous presse).
- PARIS, F. & ROBARDET, M. (1978): *Paléogéographie et relations ibéro-armoricaines au Paléozoïque anté-carbonifère*. Bull. Soc. Géol. France, (7), t. 19, (sous presse). Paris.
- PRADO, C. de, VERNEUIL, E. de & BARRANDE, J. (1855): *Sur la géologie d'Almaden, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède. Description des fossiles trouvés dans les terrains silurien et dévonien d'Almaden, ...* Bull. Soc. Géol. France, (2), t. 12, 182-271, 1 mapa, 7 lams. Paris.
- PUSCHMANN, H. (1970): *Das Paläozoikum der nördlichen Sierra Morena am Beispiel der Mulde von Herrera del Duque (Spanien)*. Geologie, 19, 309-329, 8 figs. Berlin.
- ROBARDET, M.; HENRY, J.L.; NION, J.; PARIS, F. & PILLET, J. (1972): *La Formation du Pont-de-Caen (Caradocien) dans les synclinaux de Domfront et de Sées (Normandie)*. Ann. Soc. Géol. Nord, 92 (3); 117-137. Lille.
- ROMANO, M. & DIGGENS, J.N. (1974): *The stratigraphy and structure of Ordovician and associated rocks around Valongo, north Portugal*. Com. Serv. Geol. Portugal, 57; 23-50. Lisboa.
- SAUPE, F. (1973): *La géologie du gisement de mercure d'Almaden (province de Ciudad Real, Espagne)*. Sciences de la Terre, Mém. 29, 342. Nancy.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1975): *Tectonic framework of Late Precambrian supposed glacials*. In Ice Ages: ancient and modern, A.E. Wright & F. Moseley édit. Geol. Journal. sp. issue n° 6, 241-274. Liverpool.
- TAMAIN, G. (1972): *Recherches géologiques et minières en Sierra Morena Orientale*. Thèse Doc. Univ. Paris Sud-Orsay, 3 vol., 1052 p.
- WEYANT, M.; DORE, F.; LE GALL, J. & PONCET, J. (1977): *Un épisode calcaire ashgillien dans l'est du Massif armoricain: incidence sur l'âge des dépôts glacio-marins fini-ordoviéens*. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 284, D, 1147-1149.

(Recibido el 22 - VI - 78)