

Tomo 85. Núms. 1-4

Año 1990

BOLETÍN  
DE LA  
REAL SOCIEDAD ESPAÑOLA  
DE  
HISTORIA NATURAL

FUNDADA EN 15 DE MARZO DE 1871

SECCIÓN GEOLÓGICA

FACULTADES DE BIOLOGÍA Y GEOLOGÍA  
Ciudad Universitaria  
28040 MADRID  
1990

ISSN 0583-7510

Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.), 85 (1-4), 1990, 83-100.

**Sedimentación de plataforma durante el Carbonífero Inferior (Formación Terena) en el área de Santa Olalla del Cala (Huelva, España)**

**Lower Carboniferous shelf sedimentation (Terena Formation) in the Santa Olalla del Cala area (Huelva Province, Spain)**

Juan I. Santisteban Navarro (\*), Gaspar Alonso Gavilán (\*\*)  
y Cristino J. Dabrio (\*\*\*)

**PALABRAS CLAVE:** Sedimentación de plataforma, corrientes densas y de resaca, oleaje, Carbonífero Inferior, Formación Terena, Ossa Morena, Huelva, España.

**KEY WORDS:** Shelf sedimentation, density currents, storm surges, waves, Terena Formation, Lower Carboniferous, Ossa Morena, Huelva, Spain.

RESUMEN

La Formación Terena (Carbonífero Inferior) representa un caso de sedimentación de plataforma en un contexto tectónicamente activo. La sucesión general está constituida por una unidad basal carbonatada seguida de tres unidades terrígenas de carácter granodecreciente. La unidad basal representa depósitos de plataforma carbonatada estable mientras que las unidades siliciclásticas se interpretan en relación con corrientes de resaca densas y diluidas producidas por oleajes de tormenta. El depósito de la Formación Terena registra un cambio en la naturaleza de la cuenca, que pasa de carbonatada a siliciclástica, con tres episodios de desestabilización relacionados genéticamente con pulsaciones tectónicas.

ABSTRACT

The Lower Carboniferous Terena Formation records deposition on a tectonically active shelf context. It is composed of a carbonate basal unit followed upwards by three fining upwards siliciclastic units. The basal unit represents sedimentation on a stable shelf. The siliciclastic units record sedimentation from dense and dilute storm surges on an unstable shelf. These deposits record a change in the nature of the basin, from carbonate to siliciclastic realms, with three episodes of reactivation genetically related to three tectonic pulses.

(\*) Instituto Tecnológico y Geominero de España (I.T.G.E.). Río Rosas, 21-23. 28003 Madrid.

(\*\*) Dpto. de Geología (Estratigrafía), Facultad de Ciencias, Universidad. 37008 Salamanca.

(\*\*\*) Departamento de Estratigrafía, Facultad de Geológicas, Universidad Complutense. 28040 Madrid.

## 1. INTRODUCCIÓN

La Formación Terena constituye un conjunto de materiales sinorogénicos, de edad Carbonífero Inferior, situados en el límite meridional de la Zona Ossa-Morena y aflora dentro del sinclinorio de Barrancos-Hinojales, el cual se halla limitado por los macizos de Olivenza-Monesterio, al norte, y por el de Aracena al sur (Fig. 1). En el área de Santa Olalla del Cala (Huelva), presenta una potencia máxima de 450 m y se ubica en tres sinclinales menores de dirección NO-SE (Fig. 1).

Litológicamente se halla compuesta por areniscas (*grauvacas sensu PETIJOHN et al., 1972*) y pizarras entre las que se pueden intercalar conglomerados y calizas. Estos materiales reposan discordantes sobre las series paleozoicas infrayacentes (SCHERMERHORN, 1971; PERDIGAO *et al.*, 1981; APALATEGUI *et al.*, 1984; SANTISTEBAN NAVARRO, 1987, *etc.*).

Hasta hoy día los sedimentos de la Formación Terena han sido considerados como depósitos de tipo flysch sinorogénico (MCGILLAVRY, 1961; SCHERMERHORN, 1971; APALATEGUI *et al.*, 1984), sedimentado en ambientes profundos (PFEFFERKORN, 1968; SCHERMERHORN, 1971; PERDIGAO *et al.*, 1981) durante el Devónico Superior-Carbonífero Inferior en una cuenca sedimentaria alargada (surco) de dirección NO-SE y alimentado por los macizos de Monesterio-Olivenza y Aracena.

Este trabajo pretende definir formalmente la Formación Terena, precisar su estratigrafía y discutir su edad. Se ha realizado a partir de un estudio sedimentológico minucioso y del análisis de facies y sus asociaciones en su contexto geodinámico y paleogeográfico.

## 2. ESTRATIGRAFÍA

La Formación Terena se apoya discordantemente sobre los materiales del Ordovícico y Silúrico. Una de las principales controversias sobre esta formación es su posición cronoestratigráfica y su modelo sedimentario, en relación con el marco geotectónico. Hasta ahora se le consideraba como una unidad sinorogénica, de edad Devónico Superior-Carbonífero Inferior, sedimentada en un surco profundo independiente de las cuencas sedimentarias adyacentes (BARD, 1966; PFEFFERKORN, 1968; SCHERMERHORN, 1971), en una zona orogénica ortotectónica (APALATEGUI *et al.*, 1984). Al realizar este trabajo los resultados que hemos obtenido confirman parte de estas ideas pero están en contradicción con otras, lo cual nos obliga a modificar sustancialmente los esquemas genéticos propuestos.

### 2.1. Cronoestratigrafía

La cronoestratigrafía de la Formación Terena ha sido ampliamente debatida a lo largo de los años. SCHERMERHORN (1971) ofrece una buena síntesis y discusión de las distintas opiniones.

BOOGAARD & VÁZQUEZ GUZMÁN (1981) estudiaron los conodontos de los depósitos carbonatados (que para ellos estaban situados a techo) de la Formación Terena y les atribuyeron una edad Tournaisiense Superior considerando, por extrapo-

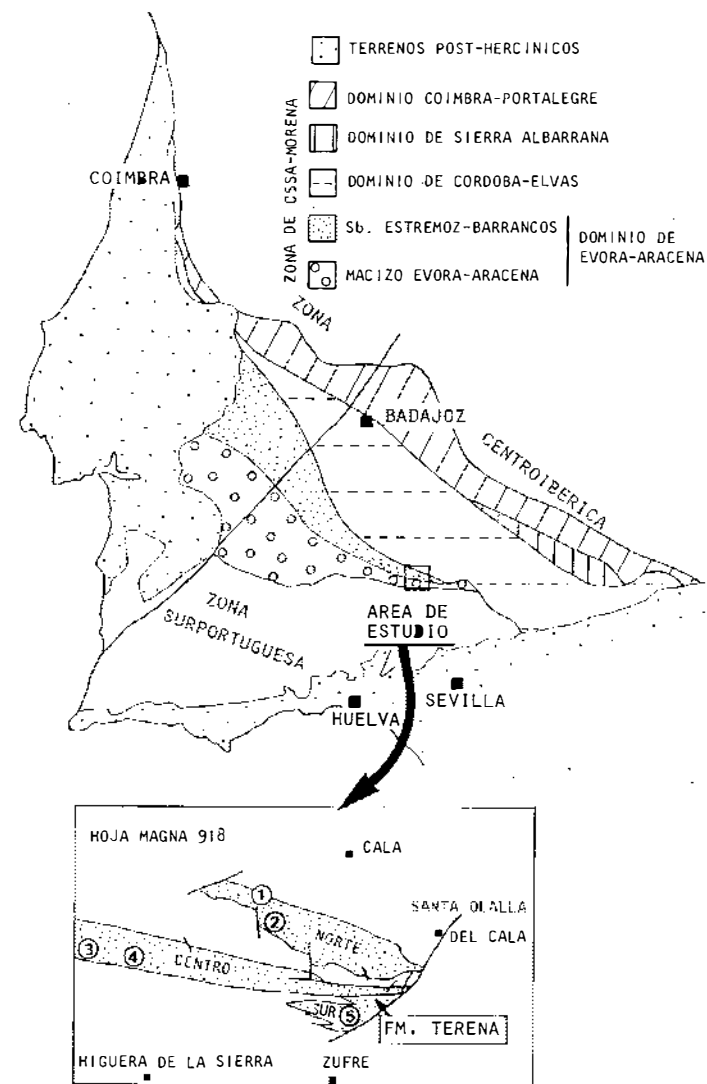


Fig. 1.—Arriba, esquema geológico del suroeste Peninsular (simplificado de CHACÓN *et al.*, 1983). Abajo, esquema de los afloramientos de la Formación Terena en la Hoja de Santa Olalla del Cala y situación de las sucesiones levantadas: 1: antiguo camino a Minas de Cala; 2: antiguo ferrocarril a Minas de Cala; 3: carretera de Aracena a la cola del Pantano; 4: Los Molinillos y 5: El Cucharero.

Fig. 1.—Above, schematic geologic map of southwestern Iberian Peninsula (simplified from CHACÓN *et al.*, 1983). Below, outcrops of the Terena Formation and location of the stratigraphic sections measured: 1: former path to Minas de Cala; 2: former railway to Minas de Cala; 3: road from Aracena to the water reservoir (Pantano); 4: Los Molinillos and 5: El Cucharero.

lación, que todos los depósitos de la Unidad eran de la misma edad. Sin embargo nosotros hemos comprobado por criterios estructurales (esquistosidades) y estratigráficos (estructuras sedimentarias) que estos depósitos carbonatados constituyen la base de la Formación Terena y no el techo como supusieron BOOGAARD & VÁZQUEZ GUZMÁN (1981). Este hecho indica que la sedimentación de la Formación Terena se inició en el Tournaisiense y no que concluyó al finalizar éste.

Esto concuerda con la atribución de SCHERMERHORN (1971) quien la considera de edad Tournaisiense Superior-Viseense Inferior. Según este autor, se depositó en relación con el vulcanismo del Complejo Vulcano-Sedimentario del Culm de la zona Surportuguesa y se deformó tiempo después, en el Westfaliense A-D.

En nuestra opinión, aunque el lapso de tiempo comprendido entre el inicio de la sedimentación (Tournaisiense) y la deformación (Westfaliense) es aparentemente muy amplio, nos ofrece la posibilidad de correlacionar estos materiales con los de la franja del Ficalho y la base del Culm de la zona Surportuguesa. Además, el que se pueda precisar sus edades mínima y máxima relativas nos permite introducir variaciones muy importantes en los esquemas cronoestratigráficos y de correlación propuestos hasta la fecha y abren la puerta al establecimiento de relaciones paleogeográficas que eran impensables hasta el momento.

## 2.2. Unidades Litoestratigráficas

Sobre la superficie de discordancia (infrayacente) se ha diferenciado una macrosecuencia basal carbonatada y tres siliciclásticas que forman en conjunto una megasecuencia positiva.

La macrosecuencia basal sólo se ha localizado en el centro y en el sur del área de Santa Olalla y está representada por materiales carbonatados, interpretados como de origen arrecifal, y siliciclásticos finos relacionados lateralmente con ellos. Su ausencia en la región norte es debida a la erosión causada durante el depósito de las unidades siguientes.

Sobre esta macrosecuencia se implantan las otras tres siliciclásticas marcando un cambio en la naturaleza de los sedimentos y en el estilo de sedimentación. Cada una de ellas presenta un carácter granodecreciente vertical (de muro a techo de la sucesión general de los depósitos) y horizontal (de norte a sur). Todas ellas presentan el máximo espesor en el centro y el mínimo hacia el sur.

La primera macrosecuencia siliciclástica está caracterizada por incluir materiales más gruesos que las dos siguientes y por presentar una ruptura de carácter local que permite individualizar dos (macro)secuencias de orden inferior. La segunda macrosecuencia presenta un dominio de los materiales finos en la región meridional. Las granulometrías finas predominan ya en la parte central de la región de estudio en la tercera macrosecuencia.

## 3. ANÁLISIS DE FACIES

Los materiales representados en los depósitos de la Formación Terena se han agrupado en tres clases, empleando como criterio diferenciador la litología (Tabla I). De menor a mayor importancia son:

Tabla I.—Rasgos característicos de las facies diferenciadas en la Formación Terena.  
Table I.—Distinctive features of the facies distinguished in the Terena Formation.

FACIES	CARACTERÍSTICAS
<b>Vulcanoclásticas</b>	
Tobas (V)	Niveles milimétricos. Alta porosidad rellena por cemento silíceo o piritita. Gran extensión lateral. Laminación horizontal y granoselección.
<b>Carbonatadas</b>	
Brechas bioclásticas (Cb)	Bancos (0,4 - 0,1 m) de aspecto tabular y poca continuidad lateral. Aspecto masivo y recristalizadas; restos de braquiópodos y corales.
Calizas laminadas (Cl)	Bancos métricos de poca continuidad lateral y laminación ondulada de color claro y oscuro (distinto contenido en materia orgánica); recristalizadas.
<b>Siliciclásticas</b>	
<b>Grupo I</b>	Elevada inmadurez textural y mineralógica, con pasos graduales entre los términos que la componen:
Conglomerados (Co)	Masivos o con estratificación grosera en bancos deci- a hemimétricos de reducida extensión lateral. Textura matriz-sostenida ( <i>mud supported</i> ); mala selección.
Microconglomerados (Mc)	Bancos deci- hemimétricos, tabulares pero restringidos lateralmente. Masivos o con estratificación cruzada planar. Textura matriz-sostenida, mala selección.
Areniscas de grano grueso (Ag), medio y fino (Am)	Bancos deci- a hemimétricos tabulares de gran extensión lateral. Estratificación cruzada planar, laminación paralela y cruzada de <i>ripples</i> de corriente. Elevada proporción de matriz y mala selección.
Limolitas (L)	Bancos centimétricos de gran extensión lateral. Elevado contenido en matriz (selección pobre) y separación de poblaciones. Laminación paralela y laminación cruzada de <i>ripples</i> de corriente.
<b>Grupo II</b>	Separación de poblaciones y alta madurez textural
Lutitas (fangos) oscuras (F)	Arcillas laminadas con intercalaciones mili- a centimétricas de limo en bancos tabulares muy extensos lateralmente. La estructura interna de estas capitas es laminación paralela y cruzada de <i>ripples</i> de corriente, algunos del tipo deficitario en arena ( <i>starved ripples</i> ).

### Vulcanoclásticos.

Los materiales vulcanoclásticos (facies V) se localizan en niveles centi-milimétricos, están constituidos por tobas con piritita y se hallan dispersos por toda la unidad. Presentan laminación composicional y granoselección positiva. Se interpretan como el retrabajado de productos volcánicos ácidos por corrientes de baja energía.

### Carbonatados.

Los carbonatos aparecen como lentejones en la base de la Formación. Se diferencian calizas bioclásticas (facies Cb) y calizas laminadas (facies Cl) con posible origen algal. Hacia el norte estos carbonatos pasan lateralmente a limolitas y pizarras que se se acuñan en el mismo sentido.

Siliciclásticos.

Las facies siliciclásticas son, volumétricamente, el grupo más importante y se caracterizan por su gran riqueza en fragmentos líticos (volcánicos, metamórficos e intraformacionales) y alto contenido en matriz. Si se tiene en cuenta la textura del sedimento se pueden diferenciar, dentro de este grupo, dos subgrupos (Tabla I). El primero (Grupo I) está constituido por una serie gradacional formada por conglomerados (Co), microconglomerados (Mc), areniscas de grano grueso (Ag), medio y fino (Am) y fangos limosos (L). Está caracterizado por su inmadurez textural y por formar una secuencia positiva en la que disminuyen hacia arriba el tamaño de grano y el valor de la energía cinética registrado en las estructuras sedimentarias primarias. El segundo (Grupo II) está constituido por fangos (F) que alternan con láminas de limos (bien seleccionados con laminación paralela y cruzada de *ripples* de corriente) y de arcillas. Las fracciones limo y arcilla se organizan formando microsecuencias granoderecientes que se apilan en bancos de considerable espesor.

#### 4. MODELO DE FACIES

##### 4.1. Facies carbonatadas

Las dos facies incluidas en este grupo se encuentran relacionadas lateralmente y presentan intercalaciones de pizarras similares a las que se encuentran hacia el norte, en continuidad lateral con ellas.

Los restos de braquiópodos, crinoides y corales identificados dentro de las brechas (Cb) corresponden a faunas de tipo arrecifal. En consecuencia se interpretan estas facies como depósitos de brechas relacionados probablemente con montículos arrecifales (Fig. 2B). La facies laminadas (C1) indican unas condiciones de energía fluctuante, con desarrollo de tapices estromatolíticos de origen algal.

La aparición hacia el norte de pizarras y limolitas, relacionadas lateralmente con las facies carbonatadas, indica que en esas zonas existían condiciones más restringidas de energía relativamente baja (Fig. 2C y D).

La relación e interconexión lateral de estas facies permite invocar un modelo de banco carbonatado (arrecife?)-lagoon, con el mar abierto hacia el sur. En el área de estudio se hallan preservadas las brechas arrecifales (Fig. 2B) y las facies de lagoon (C1) (Fig. 2C) y, probablemente, litoral terrígeno del lagoon (Fig. 2D).

TEXEIRA (1951) y TEXEIRA & THADEU (1967) identificaron esta formación pero en depósitos correspondientes a las facies de núcleos arrecifales y brechas asociadas. Por otra parte, BOOGAARD & VÁZQUEZ GUZMÁN (1981) encontraron, en estas mismas calizas, conodontos correspondientes a medios someros, por lo que este arrecife se debió desarrollar en aguas relativamente poco profundas y en condiciones ambientales agitadas.

##### 4.2. Facies siliciclásticas

En los depósitos de estas facies se identifican varios tipos de asociaciones dentro de cada Grupo (Fig. 3 y Tabla I):

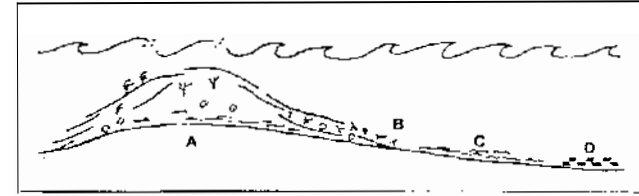


Fig. 2.—Modelo de génesis y asociación de facies arrecifales (A): Núcleo del arrecife; (B): Brechas arrecifales (caliza bioclástica, facies Cb); (C): Lagoon protegido (caliza laminada, facies C1) y (D): Lagoon (fangos, facies L).

Fig. 2.—Conceptual model of carbonate facies associations in a reef-mound environment. Key: A, reef core; B, reef breccia (bioclastic limestone, facies Cb); C, sheltered lagoon (laminated limestone, facies C1); D, lagoon (mudstones, facies L).

##### 4.2.1. Asociación Tipo I (Co-Mc-Ag)

Conglomerados (Co), microconglomerados (Mc) y areniscas de grano grueso (Ag) (Fig. 3a y b). Esta asociación es la que presenta el tamaño de grano más grueso de la Formación. Aparece en cuerpos de escasa entidad, cuya potencia no supera el metro, inmersos dentro de las otras asociaciones. Lateralmente pasa a asociaciones de grano más fino a la vez que disminuye el espesor.

Hacia el norte la asociación se encuentra incompleta (Co-Mc) mientras que hacia el sur aparece truncada (Mc-Ag y Ag) y, además, sólo se halla registrada en la base de la columna estratigráfica general. Esta asociación se caracteriza por una gran inmadurez textural y una ausencia generalizada de estructuras tractivas, lo cual la diferencia de las del Tipo II.

En nuestra opinión estos rasgos indican que se depositaron a partir de la deceleración de corrientes de alta densidad y viscosidad. Cuando la asociación aparece incompleta se debe, probablemente, a la erosión del techo de la asociación por corrientes que circulaban sobre ellas, mientras que cuando están truncadas y aparecen estructuras generadas por corrientes de tracción ello se debe a una dilución de la corriente (Fig. 3b) lo cual parece indicar un transporte más prolongado.

Si a estas características se añade el tamaño de grano, y su reducida extensión lateral, concluimos que se trata de la sedimentación en las partes más proximales de la corriente. Con todo, éstos depósitos no corresponden a facies canalizadas *s. str.* ya que presentan geometrías con valores muy altos de la relación anchura/profundidad. Atribuimos este hecho a que las corrientes circulaban por superficies ligeramente onduladas (no canales). A causa de ello la corriente presenta una gran superficie de incorporación de fluido, lo cual provoca una dilución rápida y la pérdida de viscosidad en las áreas proximales. Los fenómenos de tracción adquirirían cada vez más importancia a medida que avanzaba la corriente, de tal modo que las facies más groseras se desplazarán como megariipples sobre superficies cada vez más planas.

##### 4.2.2. Asociación Tipo II (Am-L)

Areniscas de grano medio y fino (Am) y limos (L) (Fig. 3c). Esta asociación está en continuidad tanto lateral como vertical con los depósitos de la asociación del Tipo I e intercala niveles de tamaños de grano más groseros o finos.

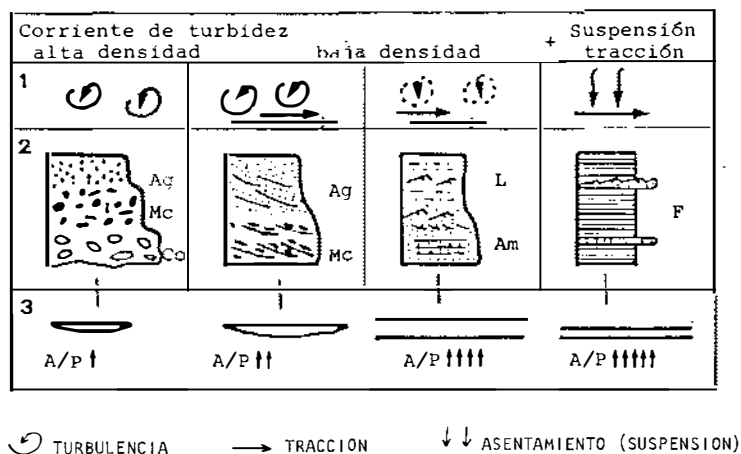


Fig. 3.—Asociación de facies siliciclásticas. (1) mecanismos, (2) asociaciones de facies en las que las letras tienen el mismo significado que el texto. (3) geometría de las capas en las que A/P expresa la relación anchura/profundidad y el número de flechas verticales el valor de esa relación.

Fig. 3.—Siliciclastic facies association. 1, processes of sedimentation; 2, facies associations, with the same letters than in the text; 3, bed geometries, A/P means width/depth ratios (number of arrows indicative of increasing values).

Se caracteriza por presentarse en bancos decimétricos granodecipientes de extensión lateral kilométrica, en los cuales aparecen abundantes estructuras sedimentarias de media a pequeña escala, generadas por corrientes de tracción. Hacia el norte, sólo aparece hacia el techo de la sucesión estratigráfica general mientras que hacia el sur es la asociación dominante.

Interpretamos que esta asociación se generó por corrientes más diluidas que la del Tipo I aunque, según indica la textura de los sedimentos, aún son viscosas y densas. La extensión, geometría y tamaño de grano inducen a pensar que se formaron en áreas más distales y más planas que la asociación de Tipo I.

Durante el proceso de dilución de la corriente tienen lugar los procesos de migración de formas de fondo por tracción y en un estadio más avanzado se da el paso a flujos subcríticos con fluctuaciones en la velocidad de la corriente. En esa fase los fenómenos de autoselección (como los descritos por HESS & CHOUGH, 1980) generarían las estructuras tractivas de la facies L.

Al norte, el techo de estas asociaciones está retocado por oleaje según indican las superficies erosivas, la laminación cruzada y los *ripples* de oscilación preservados a techo de las capas, cuyas crestas son paralelas a la dirección supuesta de la costa.

#### 4.2.3. Asociación Tipo III (F)

Está formada por los sedimentos más finos que aparecen en el área de estudio. Consisten en láminas tabulares centimétricas cada una de las cuales presenta granoselección positiva, con extensión lateral casi kilométrica. Esta facies está escasamente representada al norte mientras que hacia el sur alcanza un notable espesor.

El hecho de encontrar una separación neta entre las distintas poblaciones que componen el sedimento y un alto grado de madurez textural induce a pensar que su génesis está relacionada con corrientes diluidas.

En estos depósitos se pueden identificar dos procesos de sedimentación distintos: floculación de arcillas a partir de la suspensión y depósito de limos con estructuras tractivas a partir de corrientes diluidas. Esto significa probablemente que la sedimentación autóctona estaba dominada por la floculación de arcillas y que, de vez en cuando, quedaba interrumpida temporalmente porque llegaban corrientes de fondo que actuaban como barrera, impidiendo que el material que caía desde la suspensión alcanzara el fondo. Al disminuir la intensidad de las corrientes desaparecía el efecto de barrera física y se reanudaba el asentamiento masivo de las arcillas bloqueadas por la corriente.

A partir de ello suponemos que el depósito se realizó en zonas tranquilas distales y profundas a partir de corrientes de fondo que transportaban limos y los depositaban bajo cierta energía registrada como laminaciones paralelas de alto régimen de flujo y laminación cruzada de *ripples* de corriente.

Hay que destacar que la fracción dominante es la arcilla y que se alcanzan valores muy altos de la relación arcilla/limo (hasta 20/1). Ello puede interpretarse como una indicación de que la sedimentación autóctona era muy elevada, pero existe una interpretación alternativa que supone que ésta sedimentación tan abundante tenía un carácter episódico y estaba relacionada con elevaciones temporales del contenido en sedimento fino en suspensión. Este proceso cíclico de variación en la tasa de floculación sería similar al descrito por KOMAR (1976) para las capas turbias («plumas» nefeloides). En el caso de la Formación Terena la transición observada de muro a techo en cada banco entre las poblaciones de limo y arcilla parece apuntar más hacia la segunda hipótesis.

#### 4.3. Rasgos de conjunto

Del análisis de las facies se deducen los siguientes hechos:

1) Los materiales siliciclásticos que integran las asociaciones de Tipo I y II se depositaron a partir de corrientes densas (Fig. 3a, b y c) mientras que los del Tipo III (Fig. 3d) lo hicieron a partir de la floculación de los sedimentos en suspensión que alternaba con depósito relativamente rápido a favor de corrientes densas ya diluidas en las que se producían procesos de transporte por tracción.

2) La laminación cruzada de *ripples* de oscilación y las morfologías preservadas de éstos y su posición a techo de los bancos indican que se formaron cerca del nivel de base del oleaje, observándose una coincidencia entre las direcciones de oscilación y las de flujo de corrientes de turbidez y de fondo. A partir de ellos se infiere una batimetría que puede oscilar entre 150 y 200 m (aunque no se tiene una idea precisa del límite inferior a que pueden aparecer los *ripples* de oscilación) y unas características del oleaje como periodo, altura de la ola y potencia propias de condiciones tormentosas. Estos datos se deducen de las observaciones y modelos propuestos por KOMAR *et al.*, (1972), KOMAR (1976) y DIEM (1985). Así mismo estos *ripples* se traducen en las superficies erosivas de techo en las zonas más proximales (coincidiendo con las observaciones de FENTON & WILSON, 1985).

3) La sedimentación se produjo en áreas someras de fondo relativamente plano y homogéneo cuya distalidad aumentada de norte a sur.

De los resultados anteriores se pueden extraer dos conclusiones útiles a la hora de establecer un modelo paleogeográfico general válido para el área de Santa Olalla del Cala:

A) Los tipos de asociaciones descritos se relacionan lateralmente de tal forma que los Tipos I y II, cuya génesis se asimila a depósito por corrientes densas, se dan al norte mientras que las del Tipo III, que se interpretan en relación con depósitos a partir de fracciones diluidas de esas corrientes densas que alternan con floculación de arcillas, se concentran predominantemente en las áreas del sur. En nuestra opinión ello refleja un dispositivo paleogeográfico en el que las áreas proximales se situarían al norte y las distales hacia el sur.

B) El mecanismo generador de ambos tipos de corriente puede ser el oleaje que generaba corrientes de resaca de tempestad (*storm surge ebb*). Esta idea está sostenida por la coincidencia de las paleodirecciones medidas en los depósitos de corrientes densas y de corrientes de fondo y de las crestas de *ripples* de oscilación, además del hecho de que aparezcan asociados en continuidad vertical sugiriendo asimismo una continuidad temporal.

## 5. MODELO SEDIMENTOLÓGICO

### 5.1. Procesos sedimentarios

El modelo propuesto para mostrar la interrelación de los procesos sedimentológicos que tienen lugar en la génesis de los depósitos de la Formación Terena (Fig. 4) se resumiría así:

Durante los periodos de máxima intensidad de las tormentas se removilizaría mucho material del fondo en las partes más proximales de la cuenca sedimentaria que sería transportado hacia el interior. La fracción fina se concentraría en niveles

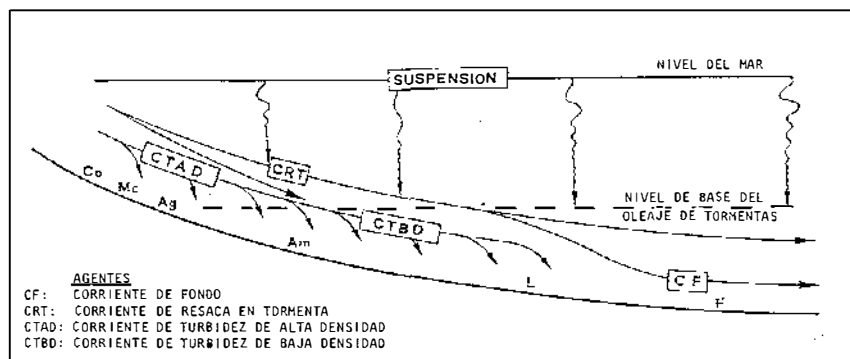


Fig. 4.—Modelo conceptual de los procesos sedimentarios implicados en la génesis de las asociaciones de facies siliciclásticas (iguales siglas que en el texto y en las figuras anteriores).

Fig. 4.—Conceptual model of the sedimentary processes involved in the genesis of siliciclastic facies associations (same letters than in the text and former figures).

concretos de las aguas formando capas turbias (*turbid layers*) y se mantendría en ese estado durante mucho tiempo viajando a largas distancias. La fracción gruesa sería empujada hacia las partes internas de la cuenca por corrientes de resaca en forma de flujos de alta densidad (similar a las corrientes de turbidez). Al disminuir la agitación de las aguas producida por el oleaje de tormentas, decrecería la competencia de las corrientes de resaca (es decir su capacidad de transporte) y éstas se limitarían mayormente a retocar sus propios depósitos transportándolos algo más lejos como corrientes de fondo. Cesada la turbulencia cercana al fondo (que actuaba como barrera para el asentamiento y la floculación de los finos apresados en las capas turbias) se produciría la floculación de arcillas.

### 5.2. Interpretación de las Unidades

En la historia sedimentaria de la Formación Terena se pueden diferenciar dos etapas. La primera de sedimentación típica de plataforma carbonatada en un contexto tectónico tranquilo, sobre una superficie preexistente ligada a la primera fase de deformación hercínica de Ossa-Morena. En la segunda, la sedimentación carbonatada es sustituida brusca y radicalmente por otra siliciclástica asociada a corrientes densas en un contexto tectónico de cierta inestabilidad.

Cabe preguntarse ¿Por qué se produjo el cambio en las condiciones de sedimentación desde una plataforma carbonatada a detrítica?. Creemos que la respuesta se halla registrada en la elevada inmadurez textural y mineralógica y en la potencia que muestran los depósitos siliciclásticos. Estos cambios sólo pueden achacarse a una elevación y rápido desmantelamiento del área madre como respuesta a los esfuerzos tectónicos a la vez que se configuraba la cuenca.

Normalmente se acepta que la Formación Terena es sincrónica con los primeros movimientos de la fase II hercínica de Ossa-Morena y que constituye una serie sinorogénica sobre una superficie basal de discordancia (BARD, 1971; SCHERMERHORN, 1971; APALATEGUI *et al.*, 1984). Sin embargo, cuando se considera que la unidad carbonatada es la base de la Formación y no su techo (Fig. 5), la idea cambia radicalmente. En nuestra opinión, es precisamente el paso de plataforma carbonatada estable a plataforma siliciclástica inestable el que marca el comienzo de esta fase orogénica (Fig. 6) y no la discordancia basal como se venía aceptando hasta ahora. Para nosotros esta superficie se halla ligada a la fase anterior.

A partir de este cambio de condiciones tectónicas, lo que se encuentra registrado es una megasecuencia provocada por el amortiguamiento del mecanismo disparador (pulsación tectónica) con pulsaciones menores que generaron las megasecuencias subordinadas.

## 6. DISCUSIÓN

Al comparar los materiales estudiados con los modelos sobre depósitos de corrientes de turbidez en ambientes profundos existentes en la bibliografía, se encuentra un conjunto de analogías con ellos. Estas son: la similitud de facies y secuencias que se observan y que han sido ampliamente discutidas por PIPER (1978), PICKERING (1984), FENTON & WILSON (1985), etc. y con respecto a la sucesión vertical

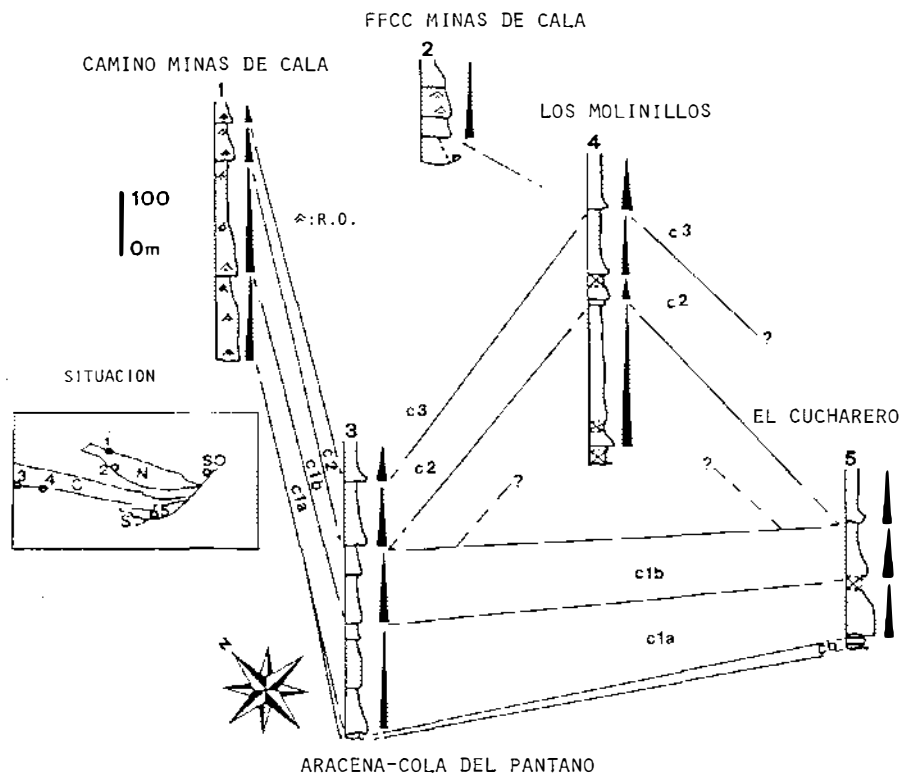


Fig. 5.—Correlación de las principales macrosecuencias sedimentarias identificadas en las cinco sucesiones de la Formación Terena. Clave: (?), línea de correlación no determinada. SO: Santa Olalla del Cala, N, C y S, sectores norte, centro y sur respectivamente.

Fig. 5.—Correlation chart of the main megasequences distinguished in the Terena Formation. Key: (?) indetermined correlation line; SO, Santa Olalla del Cala; N, C and S, north, central and south sectors.

las citadas, entre otros, por BOWEN *et al.*, (1984), STOW & SHANMUGAM (1980), y LAMENS (1985).

Dado que estas características no han permitido observar grandes diferencias entre los depósitos estudiados y los definidos en la bibliografía, se ha recurrido a otras tales como la geometría de los depósitos, las relaciones espaciales entre ellos, etc.

En el caso de las turbiditas de ambientes profundos, es ampliamente reconocido que se depositan a partir de una afluencia de material a través de una zona canalizada surcando el talud y depositados en la cuenca profunda (STANLEY *et al.*, 1978). Estos materiales se dispersan por el efecto de Venturi y se depositan formando lóbulos (MUTTI & RICCI-LUCHI, 1978; WALKER & MUTTI, 1975). Así pues, lo característico de estos aparatos sedimentarios es la presencia de zonas canalizadas, la asociación con facies de talud y la morfología de los cuerpos en forma de lóbulos quedan paleocorrientes divergentes a partir del punto de salida (MUTTI & ROSELL, 1969).

En el ejemplo descrito en este trabajo nos encontramos con la ausencia de estos rasgos, ya que los depósitos no presentan ningún tipo de canalización (ni en sus zonas proximales ni en ninguna otra parte). Solamente aparecen pequeños surcos en las zonas proximales cortando a la capa turbidítica infrayacente. Por ésto y por las características geométricas que presentan (elevada relación anchura/profundidad) indican que no debieron de actuar como vía principal de transporte de sedimento. Así mismo se infiere que las pendientes no fueron elevadas ya que la superficie erosiva es de escaso relieve lo que implica un bajo poder erosivo de la corriente.

Con respecto a una posible relación con el talud, además del dato expuesto, hay que mencionar la ausencia de rasgos tales como *slumps*, brechas intraformacionales y otros rasgos típicos de estas zonas, así como las asociaciones típicas descritas por MUTTI *et al.*, (1978) ya que las áreas más proximales observadas muestran una granulometría grosera que no coincide con la esperada en un talud. Por otro lado, los depósitos finos relacionados con ellos pertenecen a corrientes turbidíticas de baja densidad que discurren en el mismo sentido, lo que les diferencia de unos depósitos de dique (WALKER, 1985).

En cuanto a las morfologías presentes, éstas no recuerdan en nada a posibles lóbulos sino que más bien constituyen extensos mantos con una extensión lateral superior a los 15 km. y en los que las medidas de paleocorrientes muestran una dispersión prácticamente nula con respecto a la tendencia general.

A partir de todo ésto, podemos concluir que los depósitos por corrientes de turbidez del área estudiada no corresponden al clásico modelo de abanico turbidítico sino que se adapta mejor a un modelo de alfombras de turbidez discurrendo sobre pendientes de bajo ángulo, sufriendo una brusca dilución. Además la ausencia de rasgos evidentes de ambientes profundos y la presencia de *ripples* de oscilación a techo de algunas capas nos invita a pensar en un ambiente relativamente somero (plataforma externa) agitada episódicamente por eventos de removilización del sedimento en las zonas proximales, de carácter areal más que puntual.

Llama, no obstante, la atención la ausencia de estructuras sedimentarias que se consideran genéticamente relacionadas con tempestades (*hummocky cross-stratification*...). En nuestra opinión ésto se debe a que en los afloramientos de la zona estudiada se observan casi siempre facies demasiado profundas para el buen desarrollo de estas estructuras. El depósito se realizó, pues, esencialmente por debajo de la zona que en la figura 4 aparece indicada sobre el nivel de base del oleaje de tempestad, de modo que se potenciaron los rasgos propios de las turbiditas.

## 7. EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA

Con los datos expuestos hasta ahora se puede elaborar un nuevo modelo paleogeográfico y evolutivo de la Formación Terena (Fig. 6).

Esta unidad se sedimentó en un área marina caracterizada por un suave pendiente hacia el sur. La distribución de espesores (mínima en las partes distales ubicadas al sur y máxima en el sector central), la aparición de *ripples* de oscilación, junto con la ausencia de depósitos característicos de zonas de talud (*slumps*, canales, etc.) y rasgos de cuenca (cuerpos bien definidos, asociación a contornitas, etc.) llevan a identificar este área como una plataforma.

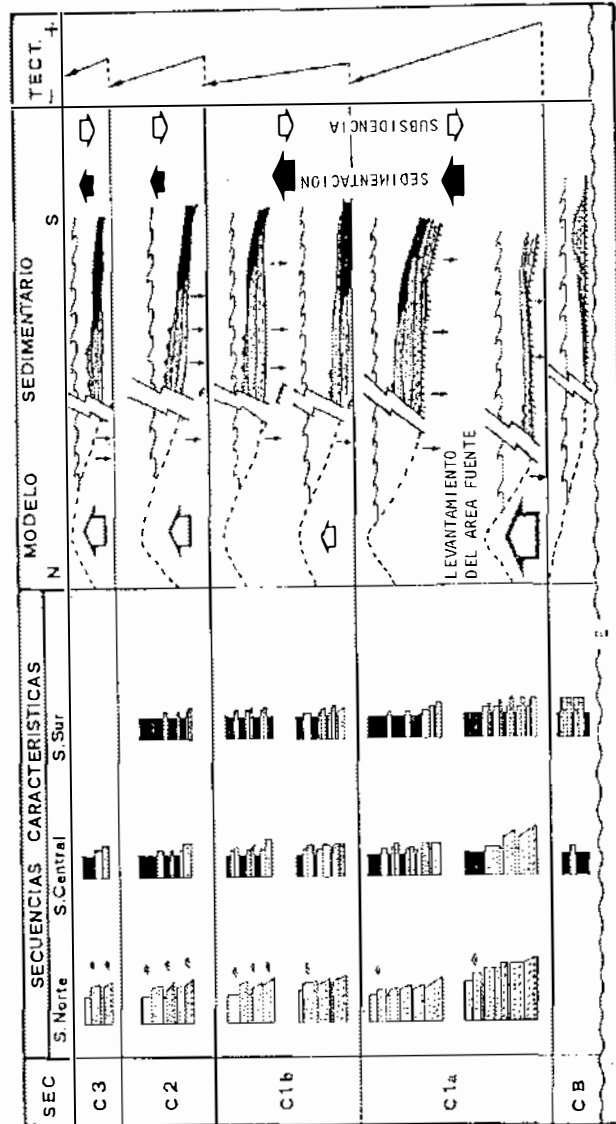


Fig. 6.—Resumen de los acontecimientos más importantes registrados en los depósitos de la Formación Terena en relación con su contexto geotectónico y paleogeográfico. Siglas: SEC: macrosecuencia; (+): activación; (—): amortiguamiento y (E): superficie erosiva de la discordancia basal.

Fig. 6.—Summary of the main events recorded in the deposits of Terena Formation as related to their geotectonic and paleogeographic contexts. Key: SEC macrosequence; (+) activation; (—) vaning; (E) erosional surface of the basal unconformity.

El área madre se encontraba al norte, en el Macizo de Olivenza-Monesterio y estaba constituida por rocas precarboníferas afectadas por la primera fase de deformación hercínica. Estos hechos chocan de frente con los modelos de sedimentación profunda en un surco que habían propuesto anteriormente PFEFFERKORN (1968) y SCHERMERHORN (1971).

El comienzo de la actuación de la fase II hercínica de Ossa-Morena provocó la elevación del área fuente y su rápido desmantelamiento, aportando grandes volúmenes de sedimentos a la cuenca. La actividad tectónica estuvo acompañada por vulcanismo registrado en la composición mineralógica de los sedimentos y en la presencia de niveles tobáceos.

El aporte masivo de siliciclásticos causó la desaparición del sistema carbonatado y la desestabilización de la plataforma, al encontrarse ésta con una gran cantidad de sedimentos y al variar el contexto tectónico. El oleaje de tormentas activo en las partes más someras ocasionó la redistribución del sedimento: la fracción fina pasó a formar parte de capas de agua cargadas de sedimento en suspensión que se movían por la cuenca (*turbid layer flows*) mientras que la fracción gruesa era transportada por corrientes densas de resaca desde la plataforma interna a la externa.

Mediante esta redistribución de material la plataforma tendía a estabilizarse y los sedimentos de plataforma crecían por acreción vertical en las partes distales, aménorándose el efecto de las corrientes, hasta que una nueva pulsación tectónica volvía a iniciar una nueva macrosecuencia y el depósito de otra unidad siliciclástica.

Con respecto a este modelo hay que señalar que estas corrientes densas de resaca de tempestad generan depósitos con secuencias similares a las de una corriente de turbidez (turbiditas). Las principales diferencias con aquellas son su carácter más somero y su distribución espacial.

Un aspecto que debe considerarse es la posible influencia de las variaciones eustáticas del nivel relativo del mar. En principio, parece lógico pensar que la unidad carbonatada basal debería formar parte de una secuencia deposicional (en el sentido de VAN WAGONER *et al.*, 1988) durante el periodo de nivel del mar alto (*highstand systems tract*), yaciendo directamente sobre la superficie erosiva del límite de secuencia. Según eso debería ir seguida por una caída relativa del nivel del mar (*lowstand*) y de una nueva elevación (*highstand*). Este segundo episodio de nivel del mar alto generó el espacio necesario para albergar las grandes masas de material derivado de la erosión de los relieves adyacentes levantados durante la fase II hercínica. De este modo se produjo el crecimiento vertical (*aggradation*) de la plataforma que originó las tres unidades siliciclásticas (nuevo *highstand systems tract*). Probablemente se produjo este solapamiento del eustatismo y de la tectónica, pero todavía no hemos encontrado criterios que demuestren que se produjo la previsible caída del nivel relativo del mar. ROSS & ROSS (1988) han estudiado con detalle las variaciones del nivel del mar durante el Carbonífero, ilustrando importantes caídas del nivel en el paso Tournaisiense-Visense y durante el Visense. Cabe suponer que alguna de ellas pudiera corresponder con las sugeridas aquí, pero nuestro control cronoestratigráfico carece, por el momento, de la necesaria precisión.

## 8. CONCLUSIONES

La Formación Terena constituye un conjunto de carácter sinorogénico sedimentado en una plataforma abierta hacia el sur durante el Carbonífero Inferior. En ella



se diferencian dos estadios: uno inicial de plataforma carbonatada estable y otro posterior, presumiblemente más prolongado, de plataforma siliciclástica inestable con un nivel relativo del mar más alto. El principal agente sedimentario en esta plataforma era el sistema de corrientes densas de resaca de tempestad (storm surge ebb) pero la evolución del sistema dependía, en último extremo, de un control tectónico. Esta actividad tectónica se corresponde con el inicio de la fase II de la orogenia hercínica en Ossa-Morena (que es, además, la responsable de la deformación de estos materiales) y permite relacionar la Formación Terena con los materiales de la franja del Ficalho y los de la base del Culm de la zona Surportuguesa.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Instituto Tecnológico y Geominero de España (ITGE) y a INGEMISA (Córdoba) la financiación y las facilidades concedidas para realizar este estudio dentro del proyecto de ejecución de la Hoja MAGNA 918 (Santa Olalla del Cala). En particular agradecemos a O. Apalategui, F. J. Roldán y A. Jorquera (INGEMISA) y a C. Quesada (ITGE) su apoyo y consejo durante todo este tiempo. R. Mas (U.C.M.) revisó el manuscrito y planteó interesantes sugerencias al modelo evolutivo que han sido parcialmente incorporadas. Gracias, en fin, a un revisor anónimo que nos ofreció sugerencias muy oportunas sobre diversos aspectos.

Recibido el día 5 de diciembre de 1989

Aceptado el día 3 de marzo de 1990

#### BIBLIOGRAFÍA

- APALATEGUI, O., BARRANCO, E., CONTRERAS, F., DELGADO QUESADA, M., ROLDÁN, F.J., GARROTE, A., LOCUTURA, J., SÁNCHEZ RODRÍGUEZ, A., OLIVERA, V., GOINHAS, J.A. & QUESADA, C.  
1984. *Mapa geológico de España, E. 1:50.000, MAGNA, Hoja n.º 917 (Aracena)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid. 100 págs.
- BARD, J.P.  
1966. Quelques précisions sur la lithologie du «Silurien» de la région d'Aracena (Huelva), Espagne. *Not. Com. IGME*, **83**: 93-97.  
1971. Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sudibérique. Comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogènes «orthotectoniques». *Bol. Geol. y Min.*, **82**(3-4): 324-345.
- BOOGAARD, M. VAN DEN & VÁZQUEZ GUZMÁN, F.  
1981. Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 5: Lower Carboniferous conodonts at Santa Olalla del Cala (Spain). *Scripta Geol.*, **61**: 1-8.
- BOWEN, A.J., NORMARK, W.R. & PIPER, D.J.W.  
1984. Modelling of turbidity currents on Navy Submarine Fan, California Continental Borderland. *Sedimentology*, **31**: 169-185.
- CHACÓN, J., OLIVEIRA, V., RIBEIRO, A. & OLIVEIRA, J.T.  
1983. La estructura de la Zona de Ossa Morena. In: *Geología de España*. J.A. COMBA (coord. gen.) Instituto Geológico y Minero de España. Libro Jubilar. J.M. Ríos. I: 490-504. Madrid.
- DIEM, B.  
1985. Analytical method for estimating paleowave climate and water depth from wave ripple marks. *Sedimentology*, **32**: 705-720.
- FENTON, M.W. & WILSON, C.J.L.  
1985. Shallow-water turbidites: An example from the Mallacoota Beds, Australia. *Sedim. Geol.*, **45**: 231-260.
- HESS, R. & CHOUGH, S.K.  
1980. The Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea: I Deposition of parallel-laminated levee-muds from the viscous sublayer of low density turbidity currents. *Sedimentology*, **27**: 697-711.
- KOMAR, P.D., NEUDECK, R.H. & KULM, L.D.  
1972. Observations and significance of deep-water oscillator and ripple marks on the Oregon Continental Shelf. In: D.J.P. SWIFT, D.B. DOUANE & D.H. PILKEY (eds.) *Shelf Sediments. Transport Process and Pattern*. Dowden, Hutchinson and Ross Inc., Stroudsburg, Pennsylvania: 601-619.
- KOMAR, P.D.  
1976. The transport of cohesionless sediments on continental shelves. In: D.J. STANLEY & D.J.P. SWIFT: *Marine Sediment Transport and Environment Management*. Wiley Interscience, New York: 107-125.
- LAMENS, J.  
1985. Transition from turbidite to shallow-water sedimentation in the Lower Salmian (Tremadocian, Lower Ordovician) of the Stavelot Massif, Belgium. *Sediment. Geol.*, **44**: 121-142.
- MCGILLAVRY, H.J.  
1961. Deep or not deep, fore-deep or «after-deep»? *Geol. Mijnbouw*, **40**: 133-148.
- MUTTI, E., NILSEN, T. & RICCI-LUCCHI, F.  
1978. Outer fan depositional lobes of the Laga Formation (Upper Miocene and Lower Pliocene), East-Central Italy. In: D.J. STANLEY & G. KELLING (eds.) *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches*. Dowden, Hutchinson and Ross Inc., Stroudsburg, Pennsylvania: 210-223.
- MUTTI, E. & RICCI-LUCCHI, F.  
1978. Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis. *Intern. Geol. Rev.*, **20**(2): 127-161.
- MUTTI, E. & ROSELL, J.  
1969. Osservazioni sedimentologiche sul Flysch senoniano dei dintorni di Pobla de Segur (Prov. di Lerida, Spagna). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **88**: 453-467.
- PERDIGAO, J., OLIVEIRA, J.T. & RIBEIRO, A.  
1982. *Carta geológica de Portugal, E. 1:50.000. Folha n.º 44-B Barrancos*. Mem. Serv. Geol. Port., 54 págs.
- PETTJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R.  
1972. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, New York. 618 págs.
- PFEFFERKORN, H.  
1968. Geologie der Gebiets zwischen Serpa und Mértola, (B. Alentejo, Portugal). *Münster Forsch. Geol. Paleontol.* **9**: 143 págs.
- PICKERING, K.T.  
1984. Facies, facies-associations and sediment, transport deposition processes in late Precambrian upper basin-slope/pro-delta, Finnmark, N. Norway. In: D.A. V. STOW & D.J. W. PIPER (eds.) *Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies*. Geol. Soc. Spec. Publ., **15**: 343-362.
- PIPER, D.J.W.  
1978. Turbidite Muds and Silts on Deep sea Fans and Abyssal Plains. In: D.J. STANLEY & G. KELLING (eds.) *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches*. Dowden, Hutchinson and Ross Inc., Stroudsburg, Pennsylvania: 163-176.
- ROSS, C.A. & ROSS, J.R.P.  
1988. Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. *S.E.P.M. Spec. Pub.* **42**: 239-268.
- SANTISTEBAN NAVARRO, J.I.  
1987. *Sedimentación de plataforma durante el Carbonífero Inferior (Fm. Terena). Santa Olalla del Cala, Huelva*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Salamanca 82 págs. (inédita).
- SCHERMERHORN, L.G.G.  
1971. An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Bol. Geol. Min.*, **82**(3-4): 239-268.
- STANLEY, D.J., PALMER, H. & DILL, R.  
1978. Coarse sediment transport by mass flows and turbidity current processes and downslope transformations in Annot Sandstone canyon-fan valley systems. In: D.J. STANLEY & G. KELLING (eds.) *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches*. Dowden, Hutchinson and Ross Inc., Stroudsburg, Pennsylvania: 85-115.
- STOW, D.A.V. & SHANMUGAM, G.  
1980. Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimen. Geol.*, **25**: 23-42.

- TEXEIRA, C.  
1951. Notas sobre a geologia da regioao de Barrancos e, em especial, sobre a sua flora de Psilofitineas. *Com. Serv. Geol. Portugal*, **32**: 75-83.
- TEXEIRA, C. & THADEU, D.  
1967. Le Dévonien du Portugal. *Proc. Int. Sympos. Devonian Systems*: 189-199. Calgary.
- WAGONER, J.C. VAN, POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL P.R., SARG, J.F., LOUTIT, T.S. & HAN-  
DERBOL, J.  
1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *S.E.P.M. Spec. Publ.* **42**: 39-45.
- WALKER, R.G.  
1985. Mudstones and thin-bedded turbidites associated with the Upper Cretaceous Wheeler Conglomerates, California: a possible channel-levee complex. *J. Sedim. Petrol.*, **55**(2): 279-290.
- WALKER, R.G. & MUTTI, E.  
1975. Turbidites and deep water sedimentation. *S.E.P.M. Pacific Section Short Course*: 119-158.