

Contribución al estudio de las facies de tránsito (Mioceno-Plioceno en el sector noroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (Valencina de la Concepción, Sevilla))

E. MAYORAL⁽¹⁾ e I. GONZÁLEZ⁽²⁾

(1) Dpto. de Geología y Minería. Universidad de Sevilla.

(2) Dpto. de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola. Facultat de Química. Universidad de Sevilla.

RESUMEN

Se dan a conocer las principales características mineralógicas, sedimentológicas e icnológicas de una secuencia rítmica lutítico-arenosa que define el tránsito Mioceno-Plioceno en el sector Noroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (Valencina de la Concepción, Sevilla).

Estos depósitos reflejan unas condiciones de sedimentación discontinua, alternante, lenta y rápida, posiblemente ligada a eventos de carácter energético alto (tormentas) dentro de un medio de plataforma marina somera relativamente estable.

Palabras clave: Mioceno-Plioceno. Cuenca del Guadalquivir. Sedimentación rítmica.

ABSTRACT

The Miocene-Pliocene boundary at Valencina de la Concepción area (NW Guadalquivir Basin) is built up of rhythmical clayey-sandy sequences which main mineralogical, sedimentological and ichnological characteristics are showed. These materials were deposited under slow and quick alternating sedimentary conditions probably associated to high energetic events (storms) in a relatively stable shallow marine platform environment.

Key words: Miocene-Pliocene. Rhythmical sedimentation. Guadalquivir Basin, Spain.

INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se sitúa al Oeste de la provincia de Sevilla, en las proximidades del término municipal de Valencina de la Concepción, quedando comprendida en la hoja n.º 984 del M.T.N. a escala 1:50.000 (fig. 1).

Este sector pertenece al borde septentrional de la Cuenca del Guadalquivir y engloba diferentes formaciones terciarias del período Mioceno-Plioceno que tienen gran extensión y continuidad a escala de cuenca.

El estudio se ha centrado en las facies de tránsito, constituida por una alternancia rítmica de términos lutíticos y areno-areniscosos, a través de la cual se pasa gradualmente de la Unidad inferior (Margas azules, Mioceno-Plioceno) a la Unidad de limos y arenas amarillentas (Plioceno inferior), fig. 1.

Desde el punto de vista sedimentológico las precisiones más importantes para este área han sido realizadas por Viguier (1974), Martínez del Olmo *et al.* (1984) y Portero García y Álvaro López (1984).

La presente comunicación tiene por objeto contribuir al conocimiento geológico del área aportando datos de tipo icnológico, sedimentológico y mineralógico, que sirvan para establecer las condiciones de depósito de esta facies de tránsito en la Cuenca del Guadalquivir.

DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES. PERFIL TIPO.

Se ha levantado el perfil tipo en la zona de Valencina de la Concepción, porque en este lugar es donde se ha encontrado la máxima potencia de la facies de tránsito (30-40 m).

Las características de este perfil, de muro a techo son las siguientes (fig. 2):

Tramo 1. Constituye la parte basal de la facies de tránsito. Está formado por una alternancia de niveles de ar-

cillas margosas gris azuladas, localmente negras, y bancos de arenas amarillentas. Los niveles arcillosos tienen una potencia de 5 a 2,5 m mientras que los de arenas miden de 0,6 a 2,5 m, en ambos casos el espesor decrece hacia el techo.

Los niveles arcillosos contienen abundante fauna de bivalvos que se encuentran como moldes internos o fragmentados. Desde el punto de vista tafonómico, los bivalvos presentan un *status* de resedimentación poco desarrollado, con las valvas articuladas y cerradas, y

el plano comisural de las mismas en posición horizontal. Se han identificado los siguientes taxones: *Pelecypoda (P.) brocchi* (DESHAYES), *Dosinia (Asa) lupinus* (LINNÉ), *Venus (Ventricoloidea) multilamella* (LAMARCK), *Circomphalus foliaceolamellosus* (DILLWYN), así como tellínidos, donácidos y gasterópodos de talla muy pequeña que no se han podido clasificar. Es frecuente la presencia de restos carbonosos dispersos en el sedimento.

El grado de bioturbación de las arcillas es particularmente intenso en sus tramos superiores. Las icnoco-

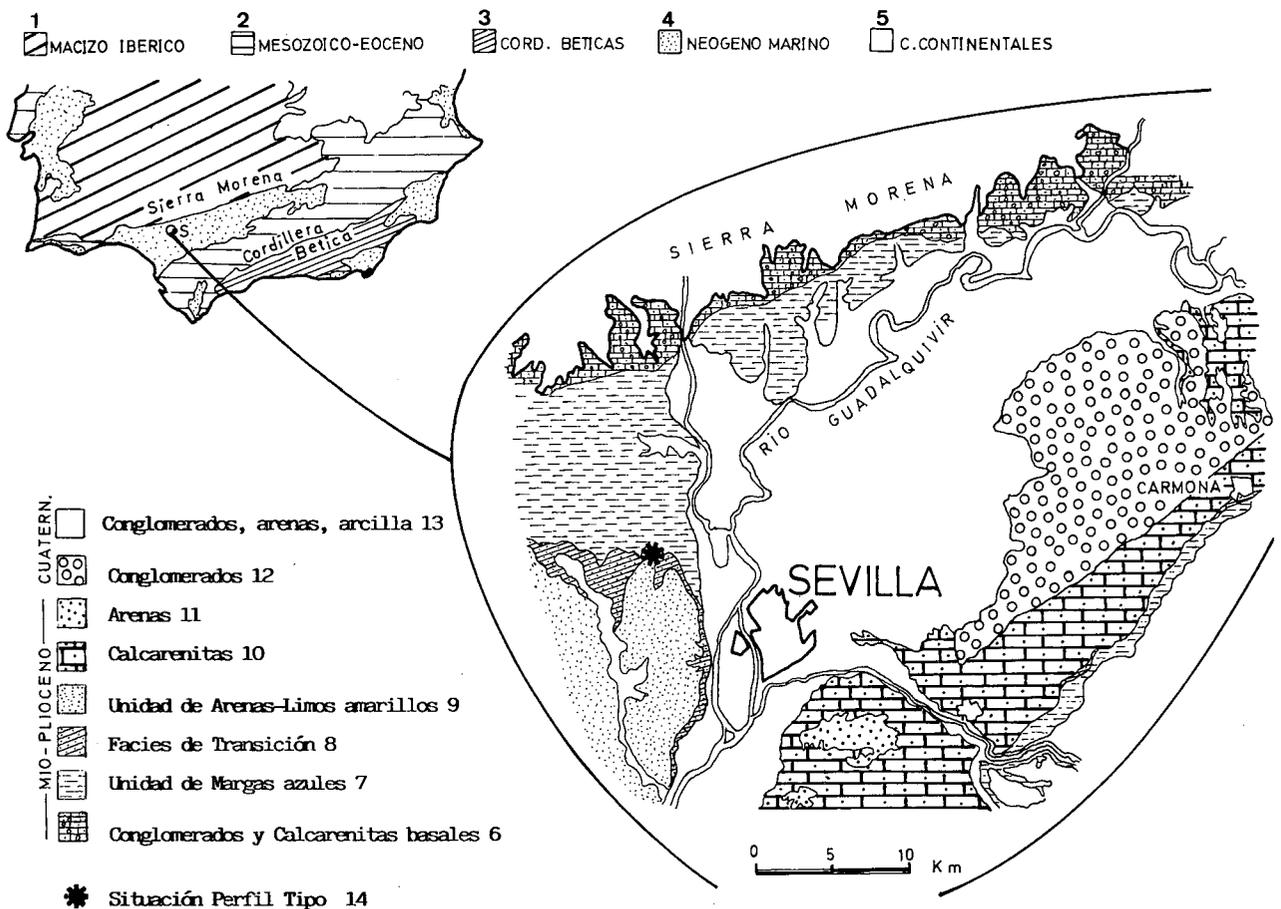


Figura 1. — Localización geográfica y geológica del perfil estudiado.

Figure 1. — Geographical and geological location of the profile surveyed.

- | | | |
|-----------------------|---|---------------------------------|
| 1. Iberian Massif | 6. Conglomerates and basal calcarenites | 11. Sands |
| 2. Mesozoic-Eocene | 7. Blue Marls Unit | 12. Conglomerates |
| 3. Betic Cordillera | 8. Transition Facies | 13. Conglomerates, sands, clays |
| 4. Marine Neogene | 9. Yellow Sands-Muds Unit | 14. Location Profile type |
| 5. Continental basins | 10. Calcarenites | |

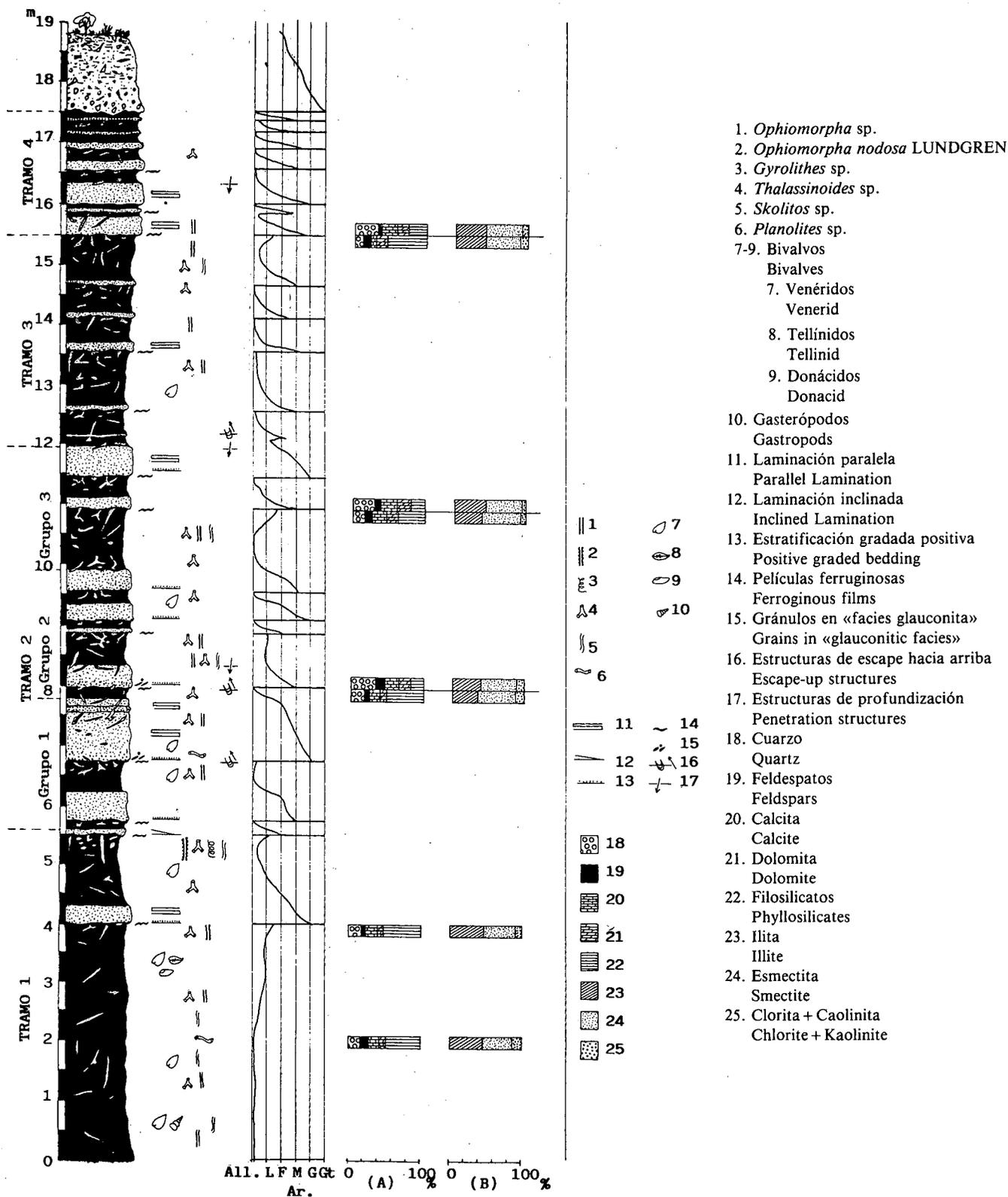


Figura 2. — Perfil tipo para la Facies de Transición (Plioceno inferior) en el área de Valencina de la Concepción (Sevilla). Características icnológicas, faunísticas, granulométricas y mineralógicas.

Figure 2. — Profile type in the Transition Facies (Lower Pliocene) at Valencina de la Concepción (Seville). Ichnological faunistical, granulometrical and mineralogical characteristics.

sis que las caracterizan están formadas por: *Ophiomorpha nodosa* (LUNDGREN), *Thalassinoides* sp., *Gyrolithes* sp., *Planolites* sp., y *Skolitos* sp.

Los bancos arenosos presentan estructuras internas con laminaciones paralelas horizontales o ligeramente inclinadas, y secuencias de granoclasificación positiva de pequeña escala (centimétrica). La base es erosiva, suavemente acanalada.

La interfase entre los niveles de areniscas y lutitas viene marcada por una fina película ferruginosa que costifica el techo de cada episodio lutítico, indicando una superficie diastémica en dicho tránsito. Por debajo de esta superficie las estructuras orgánicas se encuentran «decapitadas» en su parte más alta.

Tramo 2. Está formado por una sucesión alternante de capas arcillomargosas grises y arenas blanco amarillentas que se disponen en 3 grupos de ritmos de espesor variable. En el primer grupo las arcillas tienen un espesor de 0,40-1 m y las arenas 1-1,5 m; en el segundo los espesores son de 0,40-1 m para las arcillas y de 0,10-0,70 m para las arenas; y en el tercero las arcillas alcanzan una potencia de 0,70-2 m y las arenas 0,40-1 m.

Las capas arcillosas presentan una fauna de bivalvos venéridos que no se han podido clasificar debido a su deficiente estado de conservación. Presentan unas icnocenosis muy ricas en individuos pero de poca diversidad que se localizan en el techo de las capas. Los icnogéneros más abundantes son *Ophiomorpha* sp. con las paredes exteriores limonitizadas, y *Thalassinoides* sp. (en el 2º y 3º grupo se encuentran además *Skolitos* sp.).

Las capas arenosas más potentes presentan bioturbación en sus tramos medios y altos, con frecuentes estructuras de escape (éstas se pueden originar también en la interfase con los términos lutíticos inferiores). En pocas ocasiones se ha observado la existencia de pistas en la base de estas arenas, cuando existen son del tipo *Planolites* sp. (grupo 1º). El contenido en restos carbonosos y materia orgánica sigue siendo muy constante tanto en las capas lutíticas como en las arenosas y no es raro encontrar cantos blandos de naturaleza arcillosa intercalados entre las arenas.

Las estructuras sedimentarias de origen inorgánico de los niveles arenosos están constituidas por laminaciones paralelas horizontales asociadas a granoclasificación positiva. Cuando no están presentes, los bancos arenosos son totalmente masivos y pueden presentar o no granoclasificación.

El contacto entre un tipo y otro de litología es idéntico a los del tramo 1, si bien en algunas superficies apa-

recen concentrados gránulos en «facies glauconítica» no presentes en los términos inferiores.

Tramo 3. Formado por una alternancia de materiales de litología similar a las de los tramos anteriores, que se caracterizarían por una notable asimetría en el ritmo deposicional de las capas. Este ritmo está compuesto por un término lutítico de 0,80-1,90 m de espesor y un término arenoso de 0,20-0,40 m.

La macrofauna existente es muy escasa y se halla mal conservada. De cualquier forma persiste la presencia de bivalvos venéridos como grupo mayoritario.

Las icnocenosis que sólo se presentan en el techo de las capas arcillosas, siguen siendo igual de ricas que en los tramos inferiores y están representadas por los mismos géneros, a excepción de *Planolites* sp. Las capas de arena delgadas, de grano fino-medio, sólo presentan laminación paralela horizontal. La base de los niveles arenosos es erosiva, neta, regular, y suave, de morfología cóncava, truncando bruscamente la galerías. No se registra la presencia de glauconita en las interfases, pero sí existen películas ferruginosas de mayor o menor entidad.

Tramo 4. Constituye el tramo superior de la alternancia en este punto y está formado por una secuencia rítmica estratodecreciente de arenas y areniscas en bancos de 0,70-0,10 m con arcillas de 0,10-0,30 m de potencia.

No se han encontrado restos de macrofauna y se mantienen las mismas características de bioturbación y laminación que para el tramo inferior.

METODOLOGÍA

Para la caracterización de los materiales descritos se ha determinado su composición granulométrica y mineralógica.

El análisis granulométrico se ha realizado utilizando el sistema de tamices y la pipeta de Robinson. Los resultados se han distribuido en tres intervalos de fracciones: $> 63 \mu$ (arenas), $63-2 \mu$ (limos) y $< 2 \mu$ (arcillas). Como en la mayoría de las muestras los porcentajes mayores de 63μ eran bajos, no se han establecido subdivisiones entre ellos.

La composición mineralógica global de todas las muestras se ha determinado por difracción de rayos X (DRX). La fracción menor de 2μ se ha estudiado también por DRX sobre agregado orientado (AO) sin tratamiento, tratadas con líquidos orgánicos (etilenglicol y dimetilsulfoxido) y tratamiento térmico a 550° durante

dos horas. La estimación cuantitativa de las distintas fases minerales se ha realizado de acuerdo con la metodología seguida por Schultz (1964), Biscaye (1965) y Barahona (1974).

Para obtener información de la composición química de la illita se ha medido la relación de intensidades I002/I001 (Esquevin, 1969), la reflexión d001 y el parámetro b_0 (Ernest, 1963; Kodama *et al.*, 1971; Evans y Guidotti, 1966). Como parámetros de cristalinidad para la illita se han usado los índices de Kubler (Kubler, 1968) y el de Weaver (Weaver, 1960). El tamaño de partícula según el eje c se calculó mediante la ecuación de Scherrer (Cullity, 1964).

Para conocer el tipo de esmectita se realizó la medida del parámetro b_0 y el test de Green Kelly (1953) y como parámetro de cristalinidad se utilizó el índice de Biscaye (Biscaye, 1965).

RESULTADOS

Los resultados del análisis granulométrico para las distintas muestras se encuentran reflejados en la tabla I.

Se puede observar que la mitad del número total de las muestras tienen un contenido en fracción arena comprendido entre un 20-46%, con un rango de variación de un 11-46%. Los porcentajes de la fracción arcillosa varían entre un 17-60% presentando un máximo para valores comprendidos entre el 50-60%. El 75% del número

total de muestras tienen un contenido en fracción limo comprendido entre 30-40% siendo el rango de variación de un 24-40%. Se trata por tanto de arcillas limo-arenosas.

Los minerales presentes y que predominan son (tabla I) los siguientes: filosilicatos (18-56%), cuarzo (12-34%), calcita (14-21%) y en menor proporción feldespatos (6-12%) y dolomita (7-20%). No se observan variaciones en la composición mineralógica en la vertical del perfil, sólo un ligero aumento de calcita y dolomita hacia el techo (fig. 2).

Los minerales de la arcilla identificados así como los resultados del análisis semicuantitativo se dan en la Tabla I. Las esmectitas son los minerales de la arcilla más abundantes con porcentajes que varían de un 42-54%. La illita es el segundo mineral en orden de abundancia presentando valores comprendidos entre el 36-46%. Clorita y caolinita están presentes en todas las muestras en porcentajes menores del 13%. Se han identificado también interestratificados del tipo I-S, pero no se han podido cuantificar debido a su escasa proporción.

La composición química de las illitas determinada a partir del parámetro b_0 y de la medida del espaciado basal de la reflexión 001. La medida del grado de paragonitización, la relación I002/I001, así como la medida de los índices de cristalinidad y el tamaño de partícula se dan en la tabla II.

Del análisis de estos resultados se puede observar que las illitas tienen un bajo grado de paragonitización (0,088 media) pequeño tamaño de partícula (113 Å medio), una relación I002/I001 aproximada de 0,51 que

TABLA I. Resultados obtenidos del análisis mineralógico y granulométrico en la Facies de Transición.

TABLE I. Results obtained by the mineralogical and granulometrical analysis on the Transition Facies.

Muestra	> 63 μ	63-2 μ	< 2 μ	Q	C	D	F	FI	I	S	C/K
VC1	11	35	54	16	15	10	12	47	45	42	13
VC2	15	27	60	16	15	7	6	56	46	44	10
VC3	24	24	52	18	14	8	6	54	36	52	12
VC4	46	37	17	34	20	16	12	18	40	50	10
VC5	17	34	49	16	20	14	10	40	38	54	8
VC6	39	40	21	30	22	20	8	20	45	49	6
VC7	15	34	51	12	18	15	9	46	41	50	9
VC8	40	31	29	32	21	17	6	25	41	51	8

Q = Cuarzo, C = Calcita, D = Dolomita, F = Feldespatos, FI = Filosilicatos, I = Illita, S = Esmectitas, C/K = Clorita + Caolinita.

TABLA II. Composición química y parámetros cristaloquímicos para illitas.

TABLE II. Chemical composition and christolchemical parameters for illites.

M	b ₀	001	G.P.	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ^{VI}	Mg ^{VI}	IK (mm)	IW	∅ (Å)	1002/1001
VC1	9,041	10,04	0,000	2,82	1,18	1,395	0,305	0,327	7,34	2,66	109	0,60
VC2	8,994	9,97	0,133	3,23	0,77	1,885	0,070	0,047	7,02	3,73	114	0,58
VC3	9,016	9,97	0,133	3,23	0,77	1,656	0,180	0,178	6,48	3,06	125	0,44
VC4	9,022	9,97	0,133	3,23	0,77	1,593	0,210	0,214	7,38	2,38	109	0,33
VC5	9,006	9,97	0,133	3,23	0,77	1,760	0,130	0,119	6,80	2,54	117	0,50
VC6	9,006	9,97	0,133	3,23	0,77	1,760	0,130	0,119	7,20	2,50	109	0,39
VC7	9,024	10,01	0,000	2,82	1,18	1,572	0,220	0,226	7,38	3,21	109	0,60
VC8	9,008	10,01	0,000	2,95	1,05	1,739	0,140	0,130	7,26	2,75	104	0,60

G.P. = Grado de paragonización, IK = Índice de Kubler, IW = Índice de Weaver, ∅ = Tamaño de partícula.

TABLA III. Medidas del índice de Biscaye para esmectitas

TABLE III. Measurements Biscaye index for smectites.

Muestra	I.B.	Muestra	I.B.
VC1	0,80	VC5	0,74
VC2	0,72	VC6	0,70
VC3	0,71	VC7	0,89
VC4	0,73	VC8	0,80

indicaría que se trata de micas no fengíticas con una relación Al^{VI}-Fe^{VI} + Mg^{VI} en la capa octaédrica muy alta, lo que también se deduce de la determinación de estos cationes a partir de los parámetros b₀ y c.

El valor medio del índice de Kubler es de 7,10 y el de Weaver de 2,93 sin apreciarse variaciones de estos índices a lo largo del perfil.

DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN

Parece bastante probable que el origen de esta secuencia rítmica de materiales se produjera durante períodos alternos de tempestad (o de alta energía en general) y de calma. Los períodos de calma estarían representados por los términos lutíticos (sedimentación lenta y continua), texturalmente inmaduros. Esta estabilidad en la sedimentación queda reflejada por la abundancia de trazas orgánicas producidas por organismos fundamentalmente sedimentívoros (crustáceos decápodos constructores de *Ophiomorpha* y *Thalassinoides*, ané-

lidos, etc.) y también por el desarrollo de otros organismos infaunales de hábito suspensívoro filtrador (bivalvos venéridos) que coexistirían con los de tipo recolector (tellínidos).

Los términos detríticos (capas arenosas) consisten en sedimentos más maduros, bien calibrados, sin presencia de material fino y con evidencias de bioturbación muy escasas o nulas. Cuando estas trazas orgánicas existen suelen mostrar estructuras de escape, ya sea hacia arriba por la llegada de nuevo material detrítico que dificulta su supervivencia o hacia abajo, buscando seguramente un sustrato más favorable donde encontrar alimento o refugio en su caso.

Esta propia inestabilidad del medio originaría unas condiciones desfavorables para el asentamiento continuado de especies que vivieran enterradas en el sustrato, como es el caso de los bivalvos que aparecían en los términos granulométricamente más finos. De cualquier modo, las condiciones generales del medio ambiente serían bastante uniformes, ya que las trazas orgánicas no presentan cambios significativos cuando la naturaleza del sustrato es diferente. Este hecho viene también corroborado por la uniformidad en la composición de los minerales de la arcilla a lo largo del perfil. Los organismos responsables de la bioturbación debían de ser también muy tolerantes a las fluctuaciones del medio, ya que icnogéneros semejantes están presentes en cualquier tipo de litología (aunque son menos abundantes en los términos arenosos).

Todos los materiales acumulados debieron de haberse formado en el ámbito de una plataforma marina sublitoral, somera, posiblemente protegida en todo o en parte, de los lugares principales de aportes. Éstos, en especial las facies arenosas provendrían de un área litoral geográficamente muy próxima (Sur del Macizo

Ibérico; González Díez, 1986), depositadas probablemente a favor de corrientes de turbidez más o menos densas. Éstas transportarían consigo gran parte de las illitas y esmectitas procedentes de la desmantelación de perfiles de meteorización desarrollados en el área fuente. Las condiciones bajo las cuales se formarían dichos perfiles de meteorización serían medianamente hidrolizantes, probablemente bajo un clima templado con contrastes estacionales (Dester-Haas y Chamley, 1978).

En estas condiciones climáticas se producirían la degradación de las micas y formación de esmectitas a partir de las anteriores (illita de baja cristalinidad, esmectita de tipo beidellita de media a alta cristalinidad, e interstratificados illita-esmectita). La caolinita no se formaría y estaría presente como mineral heredado y la clorita quedaría parcialmente destruida. Posteriormente la erosión y desmantelación de estos perfiles cuando se rompe el equilibrio climato-sedimentológico por cambios climáticos a mayor aridez, conduce a producir los aportes detríticos a la cuenca (cuarzo, feldespatos, illita, esmectita, escasa proporción de caolinita y eventualmente clorita).

La existencia de gradaciones positivas en el tamaño de grano y de laminaciones paralelas horizontales o ligeramente inclinadas podrían en principio indicar un depósito que se hubiera formado por debajo del nivel de base de las olas, ya que estructuras físicas que evidencien tal acción: *hummocky cross bedding*, están totalmente ausentes del registro. También podría contemplarse la posibilidad de una destrucción de las anteriores estructuras por la actividad bioturbadora, aunque esta suposición parece un tanto forzada, pues no es de la magnitud suficiente como para borrar totalmente las mismas.

De cualquier forma, esta hipótesis no queda enteramente justificada por estas ausencias de estructuras, ya que los taxones de las especies de bivalvos que se han encontrado, aunque en su mayoría pueden considerarse euribatas, tienden a ser más frecuentes en las zonas sublitorales que en las circalitorales (con lo que el depósito se originaría por encima del nivel de base del oleaje). Los icnogéneros reconocidos tenderían a apoyar un rango de distribución batimétrica semejante al de los bivalvos.

En un sentido estricto, estas capas no pueden considerarse tormentitas o tempestitas, ya que carecen de la típica estratificación en montículos (*Hummocky*, Hamblin *et al.*, 1979), aunque sí podrían serlo en un sentido mucho más amplio (Seilacher, 1984).

Secuencias consideradas de este modo y que son idénticas a las aquí descritas han sido recogidas por García

Ramos (1984) y Goldring y Bridges (1973). Otros autores como Howard y Reineck (1972) exponen las dificultades que existen en la interpretación de las estructuras formadas por laminaciones paralelas asociadas a estratos arenosos y que según Reineck y Singh (1971) son debidas a la actividad de tormentas. (Observado actualmente en el Golfo de Gaeta y Sapelo Island, Georgia, en zonas de *offshore* superior, entre 2 y 20 m de profundidad).

Howard (1971) y (1972) establece las mismas conclusiones respecto a la presencia de este tipo de laminación en una secuencia del Cretácico superior de Utah.

Bourgeois (1980) describe también para el Cretácico superior de Oregón (Cape Sebastian Sandstone), una facies de limos y arenas bioturbadas con laminación paralela. Ésta que puede ser horizontal o de muy bajo ángulo, presenta trazaas orgánicas correspondientes entre otras a *Ophiomorpha*, *Planolites* y *Thalassinoides* y se halla asociada a débiles estructuras de estratificación en montículos. Esta facies se considera como el final del evento tormentoso producido en una plataforma marina externa, mar adentro de la influencia erosional de casi todas las olas de tormenta, estimando una batimetría de formación alrededor de los 50 m de profundidad.

La interpretación que se ha establecido en el presente trabajo concuerda perfectamente con la señalada por Portero-García y Álvaro López (1984), para la propia Cuenca del Guadalquivir. Estos autores describen una asociación de facies turbidíticas A₁-A₄ ligadas a la primera unidad tectosedimentaria (U.T.S. Ne-4 de Garrido *et al.*, 1983) en que se divide la Unidad de Margas Azules y que están retocadas por la acción del oleaje, con *ripples* de oscilación, estratificación *flaser* y de tipo *hummocky*. Estas estructuras producidas por la influencia de tormentas vuelven a repetirse en la segunda unidad tectosedimentaria (U.T.S. Ne-5) donde las facies son ya de plataforma marina somera, tipo *lagoon*.

BIBLIOGRAFÍA

- BARAHONA FERNÁNDEZ, E., 1974: *Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada: Evaluación de algunos ensayos de materias primas*. Tesis Doctoral, n° 49. Universidad de Granada, 398 pp.
- BISCAYE, P.E., 1965: Mineralogy and sedimentation of recent deep sea clays in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76: 803-832.
- BOURGEOIS, J., 1980: A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification: The Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), southwestern Oregon. *J. Sed. Petrol.*, 50 (3): 681-702.
- CULLITY, B.D., 1964: *Elements of X-ray diffraction*. Adison Wesley Pub. Co. London, 514 p.

- DESTER-HAAS, L. y CHAMLEY, H., 1978: Neogene paleoenvironment of Africa based in sediment from DSDP. Leg 14. *J. Sed. Petrol.*, 48: 879-896.
- ERNEST, W.G., 1963: Significance of phengite micas from low-grade schists. *Am. Mineral.*, 48: 1357-1373.
- ESQUEVIN, J., 1969: Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre. Rech. Pau (SNPA)*, 3: 147-154.
- EVANS, B.W. y GUIDOTTI, C.V., 1966: The sillimanite-potash feldspar isograd in Western Marine USA. *Contr. Miner. Petrol.*, 12: 25-62.
- GARCÍA RAMOS, J.C., 1984: Sedimentología de Estructuras Orgánicas. In: *Curso de Sedimentología para Post-Graduados*. Tomo II. Ed.: Instituto de Geología Aplicada. C.S.I.C. Madrid.
- GARRIDO MEJÍAS, A., LERET, G., DEL OLMO, M. y SOLER, R., 1983: La sedimentación neógena en las Béticas: Análisis tectosedimentario. *Mediterránea*, Ser. Est. Geol., 1: 83-104.
- GOLDRING, R. y BRIDGES, P., 1973: Sublitoral sheet sandstones. *J. Sed. Petrol.*, 43 (3): 736-747.
- GONZÁLEZ DÍEZ, I., 1986: *Estudio geológico del urbana de Sevilla y alrededores*. Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla: 289 pp.
- HAMBLIN, A.P., DUKE, W.H. y WALKER, R.G., 1979: Hummocky cross-stratification—indicator of storm—dominated shallow marine environment. *AAPG. Bulletin*, 63: 460-461.
- HOWARD, J.D., 1971: Comparison of the beach to-offshore sequence in modern and ancient sediments. In: J.D. Howard, J.W. Valentine y J.E. Warme, Eds. Recent advances in paleoecology and ichnology. *Am. Geol. Inst.*, Course Lecture Notes pp. 148-183.
- HOWARD, J.D. y REINECK, H.E., 1972: Georgia Coastal Region, Sapelo Island USA: Sedimentology and Biology. IV. Physical and biogenic sedimentary structures of the Nearshore Shelf. *Senckenbergiana marit.*, 4: 81-123.
- KODAMA, H., GATINEAU, L. y MEERING, J., 1971: Analysis of X-ray diffraction line profiles of microcrystalline muscovites. *Clays and Clay Min.*, 9: 405-413.
- KUBLER, B., 1968: Evaluation quantitative du metamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés dans ces dernières années. *Bull. Centre. Rech. Pau (SNPA)*, 2: 385-397.
- MARTÍNEZ DEL OLMO, W., GARCÍA MALLO, J., LERET VERDÚ, G., SERRANO OÑATE, A. y SUÁREZ ALBA, J., 1984: Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir. *I Congr. Esp. Geol.*, I: 199-213.
- PORTERO GARCÍA, J.M. y ÁLVARO LÓPEZ, M., 1984: La Depresión del Guadalquivir, cuenca de Antepais durante el Neógeno: Génesis, evolución y relleno final. *I Congr. Esp. Geol.*, III: 241-252.
- REINECK, H.E. y SINGH, I.B., 1971: Der Golf von Gaeta (Tyrrhenisches Meer). III. Die Gefüge von Vorstrand und Schelfsediment. *Senckenbergiana marit.*, 3: 185-201.
- SCHULTZ, L.G., 1964: Quantitative interpretation of mineralogical composition from x-ray and chemical data for the Pierre Shale. *Geol. Survey. Prof. Paper*, 391-C, 31 pp.
- SEILACHER, A., 1984: Storm beds: their significance in event stratigraphy. In: E. Seibold y Meulenkamp J.D., Eds. Stratigraphy Quo Vadis? *AAPG. Studies in Geology*, 16, I.U.G.S. Spec. Publ., 14: 49-54.
- VIGUIER, C., 1974: *Le Néogène de l'Andalousie Nord-Occidentale (Espagne)*. Histoire géologique du Bassin du Bas-Guadalquivir. Thèse, Univ. Bordeaux, 450 pp.
- WEAVER, C.E., 1960: Possible uses of minerals in search for oil. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 44: 1505-1518.