

CONTRIBUCION DE LA MINERALOGIA DE ARCILLAS A LA INTERPRETACION DE LA EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA DEL SECTOR OCCIDENTAL DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR

E. Galán * y I. González *

RESUMEN

Los minerales de la arcilla presentes en los materiales terciarios del SO de la Cuenca del Guadalquivir son illita, esmectitas, con clorita y caolinita en menores proporciones. El estudio de la variación vertical y lateral de las asociaciones mineralógicas ha permitido aportar datos que complementan los ya existentes de tipo estratigráfico o paleontológico. En concreto se han correlacionado espacialmente los distintos materiales, y se confirma por mineralogía de arcillas la ruptura sedimentaria propuesta por otros autores dentro de la Formación Arcillas de Gibrleón, también se observa un cambio mineralógico no detectado anteriormente en el paso de la Formación Arcillas de Gibrleón a la Serie de Transición o la Formación Arenas de Huelva.

Se da una interpretación sobre el medio y condiciones de depósito para los materiales autóctonos y para autóctonos y se propone como área fuente de estos materiales las pizarras aluminicas y ferromagnesianas del Macizo Ibérico y los materiales triásicos de la Cordillera Bética. Por último, se propone un modelo de evolución paleogeográfica de la cuenca.

Palabras clave: Mineralogía de arcillas, Evolución paleogeográfica, Cuenca del Guadalquivir.

ABSTRACT

Marine tertiary materials of the Guadalquivir basin consist of four major depositional sequences of great continuity in the whole basin which are separate by unconformities. The lower outcropping unit (unit 2) includes glauconite-rich sandstones and marly limestones (Fm. Calcarenitas de Niebla, Tortonian-Messinian) and Olisthostromic materials. This unit lies discordantly over the Paleozoic, and was sedimented in a shallow marine platform. Olisthostromic materials (Mesozoic and Miocene), composed of sand and clayey sand, were deposited during Tortonian-Messinian times. As a consequence of a transgressive pulse, the sedimentation of a thick marly series (Fm. Arcillas de Gibrleón) of the Messinian-Low Pliocene age took place. In the last stages of the filling of the basin (Pliocene) a regression began, and sands and silts were deposited (Fm. Arenas de Huelva and Fm. Arenas de Bonares).

Also, and as a final consequence of the regression stage, lacustrine sedimentary deposits (Upper Pliocene) occur at the south of the basin, which are composed of marly limestone and greenish palygorskite and sepiolite marls.

From a mineralogical point of view, autochthonous materials from this marine detrital-carbonate series, are mainly composed of calcite, quartz and phyllosilicates with minor dolomite and feldspars, and secondary gypsum. The clay minerals present are illite and smectite with minor kaolinite and chlorite. The evolution of the clay minerals associations varies from bottom to top as follows: Illite or Glauconite >> Smectite > Chlorite/Kaolinite (Fm. Calcarenitas de Niebla); Smectite \geq Illite > Kaolinite (Lower Fm. Arcillas de Gibrleón); Illite > Smectite \geq Kaolinite/Chlorite (Upper Fm. Arcillas de Gibrleón), and Smectite > Illite > Kaolinite (Fm. Arenas de Huelva y Fm. Arenas de Bonares). This vertical variation confirms a stratigraphical discontinuity (paraconformity) into the Fm. Arcillas de Gibrleón, which was observed by others from stratigraphical and paleontological data, and supports a new mineralogical change between the Fm. Arcillas de Gibrleón y Fm. Arenas de Huelva.

* Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Química. Universidad de Sevilla. Apartado 553. 41071 Sevilla.

Sedimentation of those materials above described took place in a shallow marine environment which was more superficial upward, according to palaeontological data. The illite crystal-chemistry characteristics, suggest that metamorphic and igneous rocks from the South Iberian Massif should be the source area for these sediments.

The mineralogical composition of allochthonous materials are quartz, opal-A and opal-CT, phyllosilicates, and calcite. The clay minerals are predominantly smectites and minor amounts of illite and kaolinite. The microfauna associations together with the absence of detrital minerals, may support that sedimentation of these materials took place in a rather shallow marine basin (< 150 m depth). The presence of opal A and CT, seem to indicate that sediments have only undergone an early diagenesis. The source area for these materials could be the Triassic materials of the Betic Cordillera.

Key words: *Clay minerals, paleogeographic evolution, Guadalquivir Basin, South Spain.*

Introducción

El sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir (fig. 1) ha sido estudiado en los últimos años por numerosos autores (Viguier, 1974; Latouche y Viguier, 1976; Portero y Alvaro, 1984; Martínez del Olmo *et al.*, 1984; Civis *et al.*, 1987; Sierro *et al.*, 1990), desde distintos puntos de vista, fundamentalmente sedimentológico, micropaleontológico y estratigráfico, lo que ha dado como resultado una interpretación evolutiva de la cuenca durante el Neógeno, según distintos modelos paleogeográficos.

Sin embargo, hasta el momento no se ha abordado un estudio detallado de la mineralogía de arcillas para la zona, cuya interpretación aporte datos sobre el medio y condiciones de depósito, y posibles áreas fuente.

El presente trabajo intenta correlacionar espacialmente los distintos materiales de la zona occidental de la Cuenca del Guadalquivir y aportar datos sobre sus condiciones de formación y posibles áreas fuente. También se propone un modelo de evolución paleogeográfica de la cuenca, introduciendo estudios de tipo mineralógico (especialmente de mineralogía de arcillas) en la interpretación geológica, como complemento de los criterios estratigráficos y paleontológicos tradicionalmente empleados, así como de las nuevas tendencias en el análisis de la cuenca (Unidades tectosedimentarias, Martínez del Olmo *et al.*, 1984 y Secuencias deposicionales, Sierro *et al.*, 1990).

Metodología

La caracterización de los materiales de la Cuenca se ha realizado estudiando la composición mineralógica de más de doscientas muestras.

De forma sistemática la composición mineralógica global se determinó por difracción de rayos-X (método de polvo), cuantificándose las distintas fases cristalinas siguiendo la metodología propuesta por Barahona (1974) basada en los poderes reflectantes de los distintos minerales, según datos propios y los de Schultz (1964).

Con los materiales más compactos (calcarenitas) se prepararon además láminas delgadas para su posterior estudio al microscopio petrográfico. En la fracción menor de 2 μm se han identificado y cuantificado los minerales de la arcilla, utilizando diagramas de agregado orientado (AO) normal y con distintos tratamientos (etilenglicol, dimetilsulfoxido y calentamiento a 550° C) (González García y Sánchez Camazano, 1968, Martín Pozas, 1968).

También se han determinado la cristalinidad de la illita mediante el índice de Kubler (Kubler, 1968) y el índice de Weaver (Weaver, 1960), y el tamaño de partícula según el eje por la ecuación de Scherrer (Cullity, 1964). En las muestras con esmectitas se efectuó el test de Green Kelly (1953) y se valoró su cristalinidad por el índice de Biscaye (Biscaye, 1965).

El análisis químico de los elementos mayoritarios se realizó mediante espectrofotometría de absorción atómica, excepto la sílice que se determinó por gravimetría.

El análisis granulométrico se ha efectuado mediante tamizado para las fracciones gruesas, y en medio acuoso por dispersión de rayos-X (Sedigraph) para las menores de 63 μm .

En las arenas glauconíticas se realizó una separación por tamaños mediante tamizado y posteriormente las fracciones más ricas en glauconita (500-250 μm , 250-129 μm , y 129-63 μm) se trataron con un separador magnético para obtener una mayor concentración de glauconita. Los concentrados se caracterizaron por: DRX (polvo), análisis químico y microscopía electrónica de barrido (Galán *et al.*, 1989a).

Los materiales diatomíticos (Olistostroma) se observaron con lupa binocular (100 aumentos) y los más ricos en microficies se estudiaron por microscopía electrónica para su identificación, determinándose además su composición mineralógica y química como se ha comentado anteriormente (Galán *et al.*, 1989 b).

Materiales

Los materiales que rellenan la parte occidental de la Cuenca del Guadalquivir son fundamentalmente neógenos (Mioceno-Plioceno) y se distribuyen de una forma bastante asimétrica condicionados por la disposición morfoestructural del sustrato (fig. 1).

El límite norte de la depresión es muy neto desde un punto de vista cartográfico, con una dirección SW-NE, donde se truncan bruscamente las directrices estructurales del Macizo Ibérico (Paleozoico) que constituye el borde pasivo. El borde sur (activo) marca el límite con las zonas externas de la Cordillera Bética y mantiene a grandes rasgos la dirección SW-NE

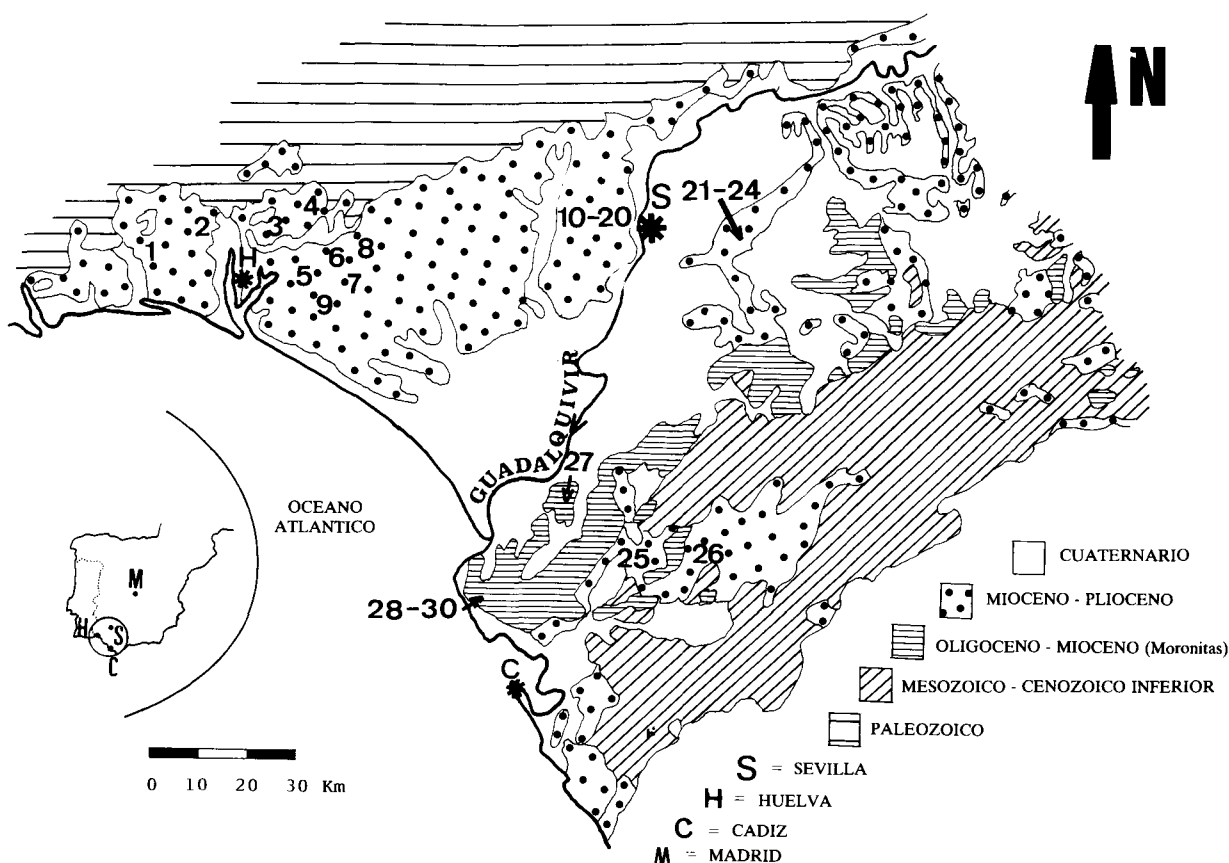


Fig. 1.—Situación geológica y localización de los perfiles estudiados.

propia de esta cordillera alpina, aunque con unos contactos menos netos que en el caso anterior.

Estos materiales terciarios son de origen marino, excepto en el área de Lebrija (Sevilla) donde existen depósitos continentales.

Los sedimentos marinos estudiados pueden subdividirse según su emplazamiento en dos grupos: a) Materiales autóctonos, formados en la propia cuenca de sedimentación y que no han sufrido ningún tipo de desplazamiento y b) Materiales paraúctonos, procedentes de áreas próximas y que han llegado a la cuenca mediante traslaciones.

Los primeros son abundantes en los sectores más septentrionales de la depresión y los últimos en los meridionales.

Materiales autóctonos: Están bien representados en las provincias de Huelva, Sevilla y Cádiz. Para el estudio detallado de estos sedimentos se han realizado 30 columnas litoestratigráficas cuya situación se da

en la figura 1, y posteriormente se sintetizaron en cuatro perfiles tipo (fig. 2). La litología de las distintas formaciones de muro a techo es la siguiente:

a) Formaciones detrítico-carbonatadas (Mioceno superior)

Se inician con niveles conglomeráticos discontinuos de escaso espesor (< 2m) que se disponen de forma erosiva sobre el zócalo paleozoico. Sobre ellos se encuentran depósitos de calcarenitas y hacia techo aparecen niveles de arenas fosilíferas de potencia reducida (< 10m), en las que es frecuente la existencia de restos de bioturbación y presencia de horizontes glauconíticos (Galán *et al.*, 1989 a). Estas arenas pasan gradualmente a limos y margas limosas (fig. 2a).

Las variaciones laterales de facies son muy frecuentes en este tramo. En la zona de Huelva se han denominado como Formación Calcarenitas de Niebla (Civis *et al.*, 1987).

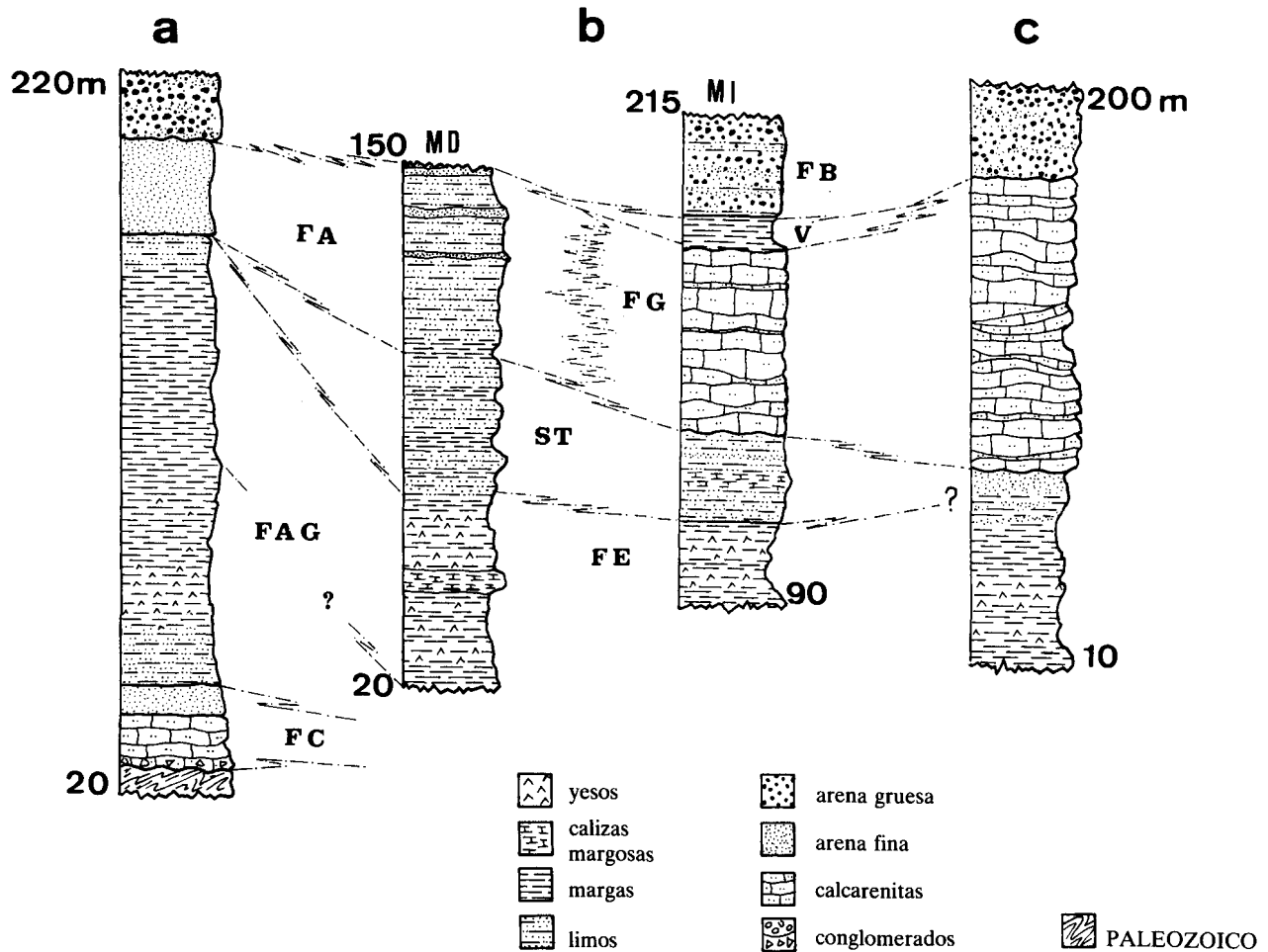


Fig. 2.—Perfiles litoestratigráficos tipo de: a) zona de Huelva, b) zona de Sevilla (MD = margen derecha del Guadalquivir, MI = margen izquierda del Guadalquivir), y c) zona de Cádiz. FC = Formación calcarenitas de Niebla, FAG = Formación arcillas de Gibralfón, FE = Formación Ecija, ST = Serie de Transición, FA = Formación arenas de Huelva, FG = Formación Guadaira, V = Margas verdes, FB = Formación arenas de Bonares.

b) Formaciones margo-arcillosas
(Mioceno superior-Plioceno)

Afloran ampliamente en toda la depresión y aumentan considerablemente de potencia hacia el sur. En superficie raramente superan los 60 m, pero por datos de sondeos se sabe que llegan a tener potencias de 2.000 m en algunas zonas. La litología es de margas arcillosas con intercalaciones limosas, ricas en microfauna lo que ha permitido establecer buenas dataciones. En los tramos superiores existen niveles con glauconita de hasta 2 m en algunos sectores de la zona oeste (Galán *et al.*, 1989 a). Estos materiales se han definido como Formación Arcillas de Gibralfón (Huelva) por Cavis *et al.*, 1987 o Formación Ecija (Sevilla) (Verdenius, 1970) (fig. 2b).

c) Formaciones arenosas más o menos limosas
(Plioceno inferior)

Están constituidas por limos y arenas muy ricos en macrofauna, especialmente en las provincias de Huelva y Cádiz, que se disponen sobre las margas mediante tránsitos graduales (alternancia de margas y limos) en el área de Sevilla (Serie de Transición), o superficies de paraconformidad marcadas en algunos casos por horizontes glauconíticos en la zona de Huelva. Su potencia no supera los treinta metros. Se han denominado como Arenas de Huelva (Cavis *et al.*, 1987) en función de la litología dominante.

Estos depósitos pasan lateralmente y/o a techo en los alrededores de Sevilla y en la provincia de Cádiz (Arcos de la Frontera) a otros de carácter detrítico-

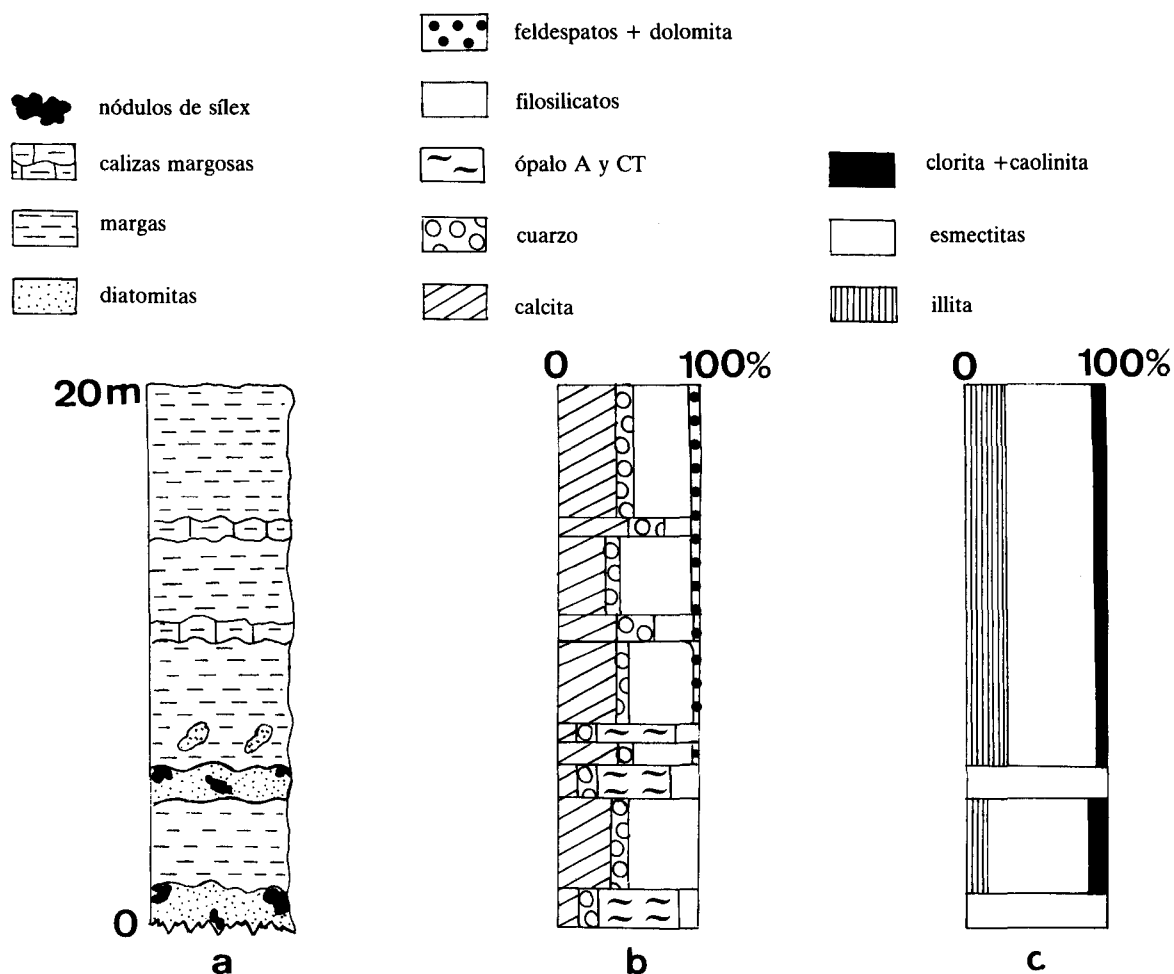


Fig. 3.—Perfiles tipo representativos de los materiales del Olistostroma: a) litoestratigráfico, b) composición mineralógica global y c) composición mineralógica de la fracción menor de 2 μm .

carbonatado (Calcarenitas), cuya potencia oscila entre los 60 m en Sevilla (fig. 2b) y los 100 m de Cádiz (fig. 2c). Se han denominado como Formación Guadaira. A techo de las calcarenitas y exclusivamente en la zona de Sevilla se han diferenciado unas margas verdes de menos de 10 m de potencia (González, 1986).

d) Formaciones detríticas pliocenas

Se disponen normalmente de forma erosiva sobre los tramos anteriores y están constituidas por arenas gruesas rojo-amarillentas. En las zonas de Huelva y Sevilla pasan gradualmente a niveles de arenas gruesas, conglomerados y/o gravas, mientras que en la de Cádiz lo hacen a calizas areniscosas o areniscas. Se

han definido como Formación Arenas de Bonares para la zona de Huelva (Mayoral y Pendón, 1986-1987) y como Arenas basales en la de Sevilla (IGME 1975). Posiblemente estos niveles, aún sin datar, se corresponden con otros similares de edad Pleistoceno de la Bahía de Cádiz (Zazo, 1980).

Materiales Parautóctonos: Este conjunto litológico tiene una amplia extensión en el SW de la Depresión, y se ha denominado localmente como «Moronitas» o «Albarizas». Está formado por margas blancas estratificadas, donde se intercalan niveles con alto contenido en diatomeas y otros organismos silíceos (radiolarios, espículas de esponjas, y silicoflagelados). La edad de estos materiales varía desde el Oligoceno al Mioceno medio-superior. Los mejores

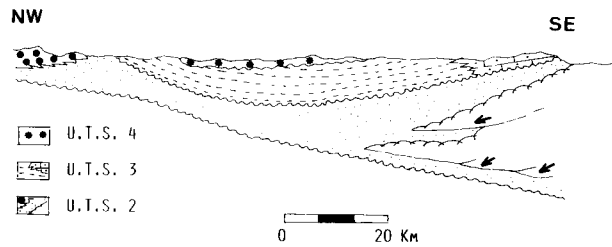


Fig. 4.—Unidades tectosedimentarias aflorantes en la Cuenca del Guadalquivir (según Martínez del Olmo *et al.*, 1984).

afloramientos se encuentran en la zona de Sanlúcar de Barrameda (fig. 3) y se han datado como Tortoniense por Curto y Matías (1990).

La aplicación en el análisis de cuencas de las unidades tectosedimentarias (U.T.S.) propuestas por Mitchum, *et al.* (1977) y Garrido (1982) permite que Martínez del Olmo *et al.* (1984) den un nuevo modelo para la Cuenca del Guadalquivir, identificando cuatro volúmenes principales de sedimentos o Unidades Tectosedimentarias (UTS), separadas por discontinuidades visibles por sísmica de reflexión (fig. 4).

Estas unidades tienen la ventaja de homogeneizar la terminología existente en la Cuenca para las distintas formaciones y simplificar el esquema general, ya que comprenden grandes volúmenes de materiales diferenciados por discordancias.

La litología de la UTS 1 (Langhiense-Serravaliense) es de calizas y margas en el sector interno y areniscas glauconíticas en el externo. Esta unidad no aflora en la cuenca y se ha diferenciado por datos de sondeos.

La UTS2 (Tortoniense-Messiniense) está constituida por limolitas, arcillas, arenas y calcarenitas, junto con materiales mesozoicos y miocenos correspondientes al olistostroma. Según el esquema clásico de la cuenca incluiría las Formaciones detrítico-carbonatadas de borde (Fm. Calcarenitas de Niebla) y parcialmente las formaciones margo-arcillosas (Fm. Ecija o Fm. Arcillas de Gibraleón), y los materiales parautoctonos del Olistostroma.

La UTS 3 (Messiniense-Plioceno inferior) está formada por margas, arcillas, arenas de formas planares y calcarenitas. Comprende parcialmente la formación margo-arcillosa (Fm. Arcillas de Gibraleón o Fm. Ecija), las limo arenosas (Serie de Transición y Arenas de Huelva) y la Fm. Guadaira (calcarenitas).

La UTS 4 está constituida por arcillas, arenas y limolitas, y sería equivalente a las formaciones detríticas pliocenas (Arenas de Bonares).

Más recientemente Sierro *et al.* (1990) proponen cinco *secuencias deposicionales* para la Cuenca del

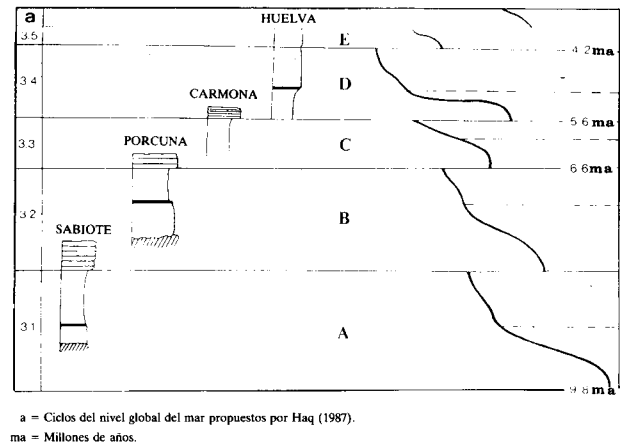


Fig. 5.—Correlación de las secuencias deposicionales diferenciadas en la Cuenca del Guadalquivir y los Ciclos del Nivel Global del Mar propuestos por Haq *et al.* (1987) según Sierro *et al.* (1990).

Guadalquivir (fig. 5). En la zona occidental sólo estarían representadas tres de ellas, C, D, y E, que se corresponderían parcialmente con las UTS 2, 3 y 4.

Un esquema aproximado de correlación entre las formaciones definidas clásicamente y las nuevas tendencias (UTS y Secuencias Deposicionales) se da en la figura 6. Como se puede observar en estos nuevos modelos la formación de arcillas y margas (Fm. Arcillas de Gibraleón o Fm. Ecija) quedaría dividida entre las UTS 2 y 3, y las secuencias C y D, lo que apoya la ruptura sedimentaria propuesta por Viguié en 1974 para esta formación.

Los *sedimentos continentales* (Plioceno superior) afloran en la zona de Lebrija en el límite de las provincias de Sevilla y Cádiz, y están constituidos por calizas silicificadas en la base que a techo pasan a calizas margosas, margas y arcillas donde se intercalan niveles con palygorskita y sepiolita (fig. 7).

Se han distinguido dos unidades claramente diferenciadas una inferior margoso-carbonatada y otra superior palygorskítica. En el contacto con el Plioceno marino se reconoce la presencia de un paleosuelo. La potencia total estimada es de 45 m (Galán y Ferrero, 1982).

Características de los materiales

Sedimentos marinos Mio-Pliocenos

En las formaciones estudiadas se observan grandes variaciones granulométricas en función de su litología (tabla 1). En general existe un aumento del tamaño medio hacia techo de las series, exceptuando el caso de las margas verdes del área de Sevilla.

Formaciones	UTS	Secuencias deposicionales
Olistostroma		?
Fm. Calcarenitas de Niebla Fm. Ecija o Fm. Arcillas Gibrleón	UTS 2	C
Serie de Transición Fm. Arenas de Huelva o Fm. Guadaira o Calcarenitas Margas verdes	UTS 3	D
Arenas basales o Fm. Arenas de Bonares	UTS 4	E

Fig. 6.—Esquema de correlación de los materiales terciarios según formaciones, unidades tectosedimentarias y secuencias deposicionales.

Desde un punto de vista *granulométrico* se trata de materiales limo arcillosos, excepto en las formaciones arenosas (Fm. Arenas de Huelva y Fm. Arenas de Bonares) que son claramente areno-limosos o arenosos.

El estudio microscópico de las calcarenitas ha permitido diferenciar dos tipos: biocalcarenitas esparíticas y calcarenitas bioesparíticas. En general, hay una gran heterometría de granos, alto contenido en microficies bentónicas y una fracturación muy abundante.

La *composición mineralógica global* de los depósitos autóctonos (UTS 2, 3 y 4, Secuencias C, D y E) (tabla 2) es de cuarzo, filosilicatos, y calcita como minerales mayoritarios aunque en proporciones variables según las formaciones (fig. 8). Los feldespatos están presentes en pequeñas cantidades y aumentan hacia techo de las series en las áreas de Sevilla y Cádiz. La dolomita se mantiene constante y en pequeños porcentajes en la zona de Sevilla, y el yeso está presente exclusivamente en la Fm. Ecija (fig. 8).

Los amplios rangos de variación de los minerales mayoritarios de la Fm. Arenas de Huelva (UTS 3) están condicionados por los cambios laterales de facies comentados, ya que en las zonas de Sevilla y Cádiz es predominantemente carbonatada y en la zona de Huelva predominan el cuarzo y los feldespatos. En el resto de las formaciones la composición mineralógica global es más homogénea, exceptuando la Fm. Calcarenitas de Niebla, que evoluciona verticalmente hacia sedimentos arenosos, lo que hace que en ella se observen amplios rangos de variación.

En los sedimentos paraúctonos (UTS 2, Olistostroma) se han podido diferenciar dos asociaciones mineralógicas (tabla 2) una con ópalo A y CT mayoritarios que caracterizan los materiales silíceos y otra con altos porcentajes en filosilicatos y carbonatos (materiales margosos) (fig. 3).

Tabla 1.—Distribución del tamaño de partícula de los materiales estudiados

UTS		N.º muestras	Rango > 63 µm %	Rango 63-2 µm %	Rango < 2 µm %
UTS 2	Olistostroma	25	4-15	29-52	30-46
	Fm. Ecija	88	5-20	30-58	39-68
UTS 3	Serie de transición	22	7-38	24-53	27-49
	Fm. Arenas de Huelva	20	10-76	14-52	10-38
	Margas verdes	15	12-28	20-50	26-51
UTS 4	Fm. Arenas de Bonares	10	33-75	7-50	16-22

Las diferencias mineralógicas comentadas anteriormente quedan también reflejadas en los resultados del *análisis químico* (tabla 3). Se observan dos grupos para la Fm. Arenas de Huelva, uno con alto porcentaje en sílice y bajo en calcio (muestras arenosas) y otro con alto contenido en calcio y pobre en sílice (calcarenitas). En el caso de la Fm. Calcarenitas de Niebla (UTS 2) se ha dado un análisis representativo de las arenas glauconíticas donde se pueden observar los altos contenidos en hierro y potasio.

En los materiales paraúctonos se han representado el análisis químico de las muestras diatomíticas y el de las muestras margosas, debido a las grandes diferencias de composición existentes.

La *composición mineralógica de la fracción menor de 2 µm*, es de esmectitas (tipo beidellita) e illita, con porcentajes menores de clorita, caolinita e interestratificados illita—esmectita (tabla 4).

Para los materiales autóctonos que constituyen la UTS 2, se observa una variación en la mineralogía de borde a centro de cuenca. La Fm. Calcarenitas de Niebla es predominantemente illítica (fig. 9) con niveles ricos en pellets glauconíticos y la Fm. Ecija (centro de cuenca) es mayoritariamente esmectítica, especialmente en la zona de Cádiz (fig. 9) próxima al borde activo (Cordillera Bética).

Hacia techo de la Fm. Ecija (comienzo de la UTS 3) existe un cambio en la composición mineralógica de la fracción arcilla, aumenta el contenido en illita y aparece la clorita en esta formación. La discontinuidad comentada para esta formación tanto por Viguer (1974), o teniendo en cuenta las secuencias deposicionales, y las UTS, se vuelve a poner de manifiesto por los datos de mineralogía de arcillas.

En la Serie de Transición (UTS 3) representada sólo en el área de Sevilla, existe un aumento del contenido en esmectita, decrece el de illita y caolinita y desaparece la clorita. En la Fm. Arenas de Huelva

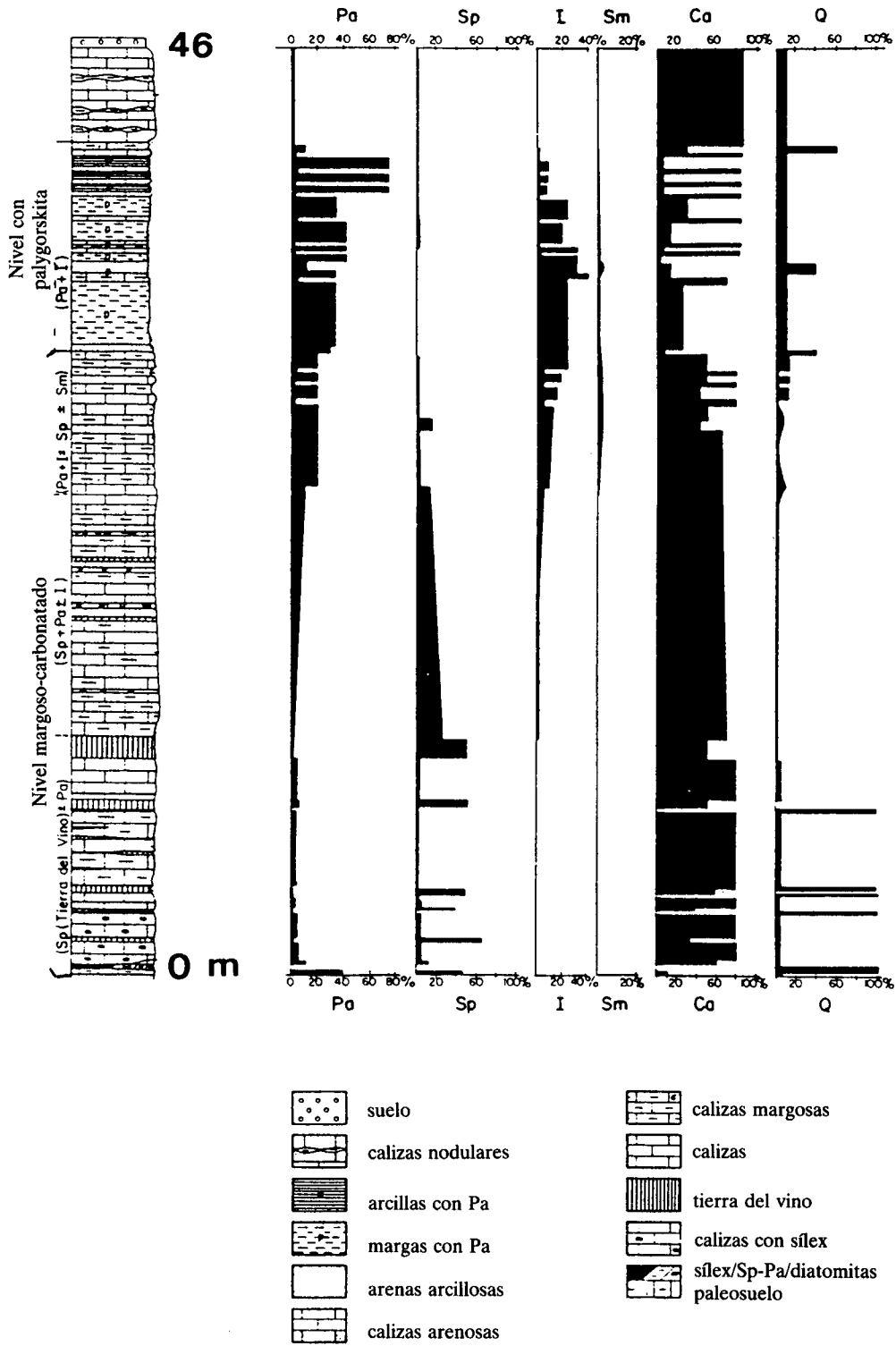


Fig. 7.—Perfiles representativos de los depósitos continentales del Plioceno. Pa = palygorskita, Sp = sepiolita, I = illita, Sm = esmecitas, Ca = calcita, Q = cuarzo.

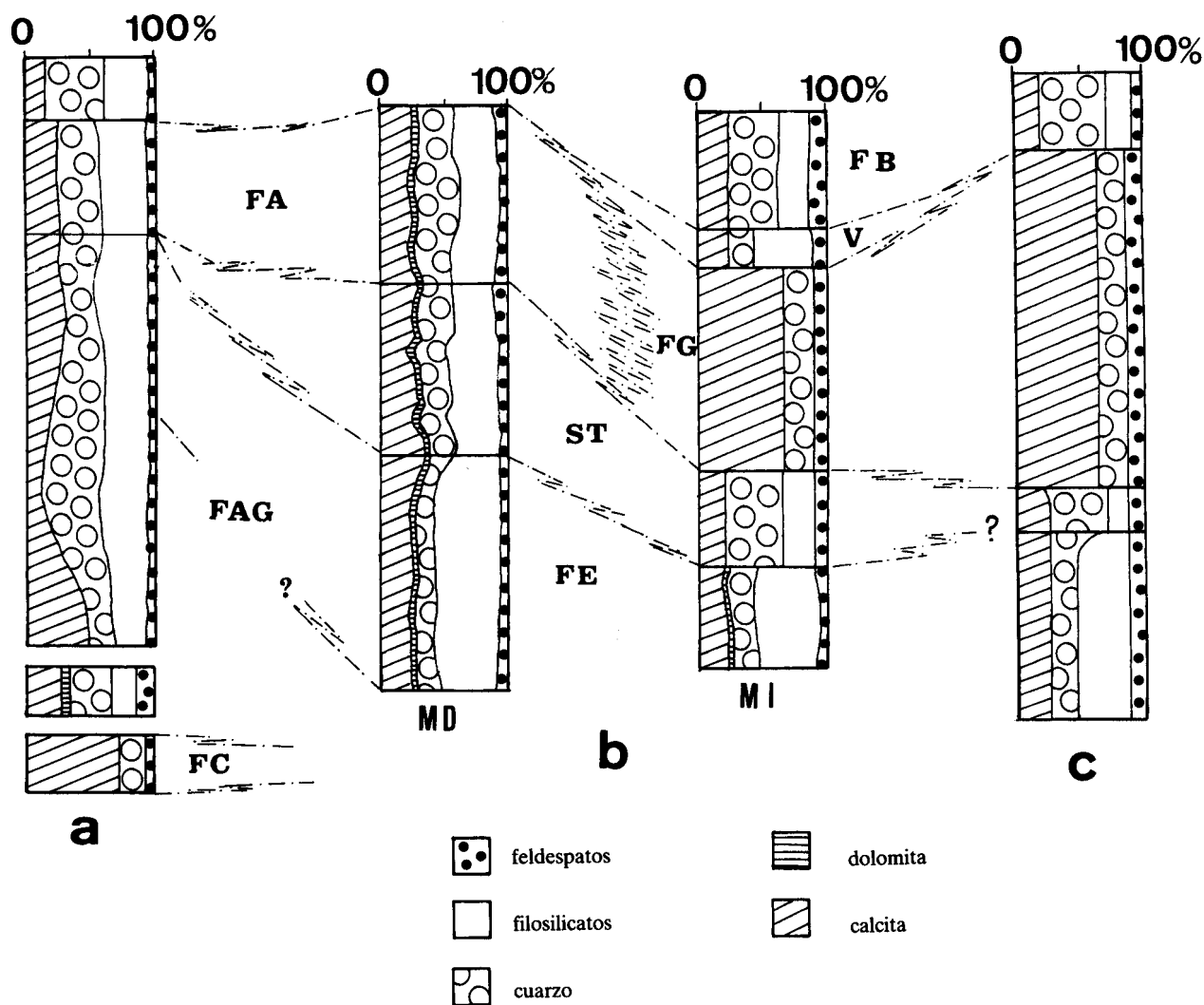


Fig. 8.—Perfiles mineralógicos representativos: a) zona de Huelva, b) zona de Sevilla (MD = Margen derecha y MI = Margen izquierda) y c) zona de Cádiz.

Tabla 2.—Composición mineralógica global de los materiales

UTS 2	Olistostroma (25)	Margas: Q (<15 %) - C (20-55 %) - F (10-45 %) - Fd, O-A, O-CT (<10 %)
	Fm. Calcarentas de Niebla (10)	Diatomitas: Q (<10 %) - C (20 %) - F (5-20 %) - O-A y O-CT (65 %) Q (30-35 %) - F (25-35 %) - C (20-23 %) - Fd (15-20 %) - D (<10 %)
UTS 3	Fm. Ecija (88)	Q (15-18 %) - F (45-55 %) - C (20-22 %) - Fd (<5 %) - D (<5 %) - G (<5 %)
	Serie de transición (22)	Q (12-36 %) - F (20-60 %) - C (16-37 %) - Fd (<8 %) - D (4-16 %)
UTS 3	Fm. Arenas de Huelva (30)	Q (14-60 %) - F (12-24 %) - C (28-86 %) - Fd (<5 %) - D (<5 %)
	Margas verdes (15)	Q (12-28 %) - F (25-47 %) - C (21-40 %) - Fd (<10 %) - D (<9 %)
UTS 4	Fm. Arenas de Bonares (10)	Q (54-71 %) - F (11-20 %) - C (5-15 %) - Fd (12-18 %)

Q = Cuarzo; C = Calcita; F = Filossilicatos; Fd = Feldespato; D = Dolomita; G = Yeso; O-A = Opalo A; O-CT = Opalo CT. () N.º de muestras por formación.

Tabla 3.—Análisis químico de los diferentes materiales estudiados

		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	P.C.
UTS 2	Olistostroma (1)	68,9	3,7	9,9	5,5	0,5	tr	0,4	0,6	9,9
	(2)	39,9	5,8	2,0	19,4	1,7	tr	2,8	0,9	25,9
	Fm. Calcarenitas de Niebla **	48,7	5,1	25,8	1,2	4,3	tr	0,4	7,8	7,2
UTS 3	Fm. Ecija	50,1	10,2	4,2	14,4	2,0	0,7	0,4	1,7	15,4
	Serie de transición	51,6	8,2	3,3	14,9	2,1	0,6	0,3	1,6	15,9
	Fm. Arenas de Huelva	52,4	6,0	2,2	17,7	1,5	0,5	0,3	1,2	16,8
UTS 4	Margas verdes	30,2 *	1,3 *	3,7 *	31,2 *	0,3 *	0,1 *	tr *	0,3 *	31,3 *
	Fm. Arenas de Bonares	53,5	6,8	2,1	16,0	2,0	0,4	0,3	1,5	16,7

(1) Muestras diatomíticas y (2) Muestras margosas.

* Calcarenitas.

** Muestras glauconíticas.

Tabla 4.—Composición mineralógica de la fracción < 2µm

UTS 2	Olistostroma:	Ilita (7-18 %) – Esmectita (71-84 %) – Clorita + Caolinita (4-11 %)
	Fm. Calcarenitas de Niebla:	Ilita o Glauconita (30-68 %) – Esmectita (10-26 %) – Clorita + Caolinita (10-15 %)
UTS 3	Fm. Ecija:	(1) Ilita (40-54 %) – Esmectita (25-30%) – Clorita (<6 %) – Caolinita (8-12 %) (2) Ilita (30-38 %) – Esmectita (46-56 %) – Caolinita (4-18 %)
	Serie de transición:	Ilita (28-40 %) – Esmectita (45-58 %) – Caolinita (<10 %)
	Fm. Arenas de Huelva:	Ilita (26-38 %) – Esmectita (50-58 %) – Caolinita (<10 %)
UTS 4	Margas verdes:	Ilita (22-46 %) – Esmectita (41-75 %) – Caolinita (<5 %)
	Fm. Arenas de Bonares:	Ilita (40-60 %) – Esmectita (22-30 %) – Caolinita (18-24 %)

(1) Nivel alto.

(2) Nivel medio.

(UTS 3) sigue el aumento de las esmectitas en detrimento de la illita, especialmente en el borde SE de la depresión. En el paso de esta formación a las Margas Verdes (presentes solamente en la parte central de la cuenca), disminuye el contenido en caolinita y se mantiene el aumento de las esmectitas.

La mineralogía de la UTS 4 (Arenas de Bonares) marca un nuevo cambio en la evolución de la cuenca aumentando la illita y caolinita, y disminuyendo la esmectita (fig. 9).

La variación de los parámetros cristaloquímicos de illita y esmectitas se puede observar en la tabla 5. Para los materiales autóctonos hay un aumento de la cristalinidad de la esmectita de muro a techo. En la UTS 2 se observa un aumento de la cristalinidad (0,58-0,64) de borde a centro de la cuenca (Fm. Calcarenitas de Niebla a Fm. Ecija) y hacia techo.

Hay una cierta tendencia de aumento de la cristalinidad de la illita de muro a techo excepto en la Fm.

Arenas de Huelva que tiene valores del $IK = 8$ e $IW = 2,7$, este hecho puede ser debido a la presencia de glauconita. Las illitas presentes en estos materiales son de pequeño tamaño de partícula (tabla 5).

En los materiales del olistostroma sólo se ha evaluado la cristalinidad ($I.B. = 0,80$) y tipo de esmectitas (beidellita) debido a que, las bajas proporciones de illita no han permitido determinar sus parámetros cristaloquímicos.

Materiales terciarios continentales

La unidad inferior de estos materiales (niveles calcáreo-margosos) tiene un contenido relativamente alto en calcita (40-70 %), cuarzo (10 %) y proporciones menores de sepiolita y palygorskita (fig. 7).

El nivel de palygorskita, consiste en una alternan-

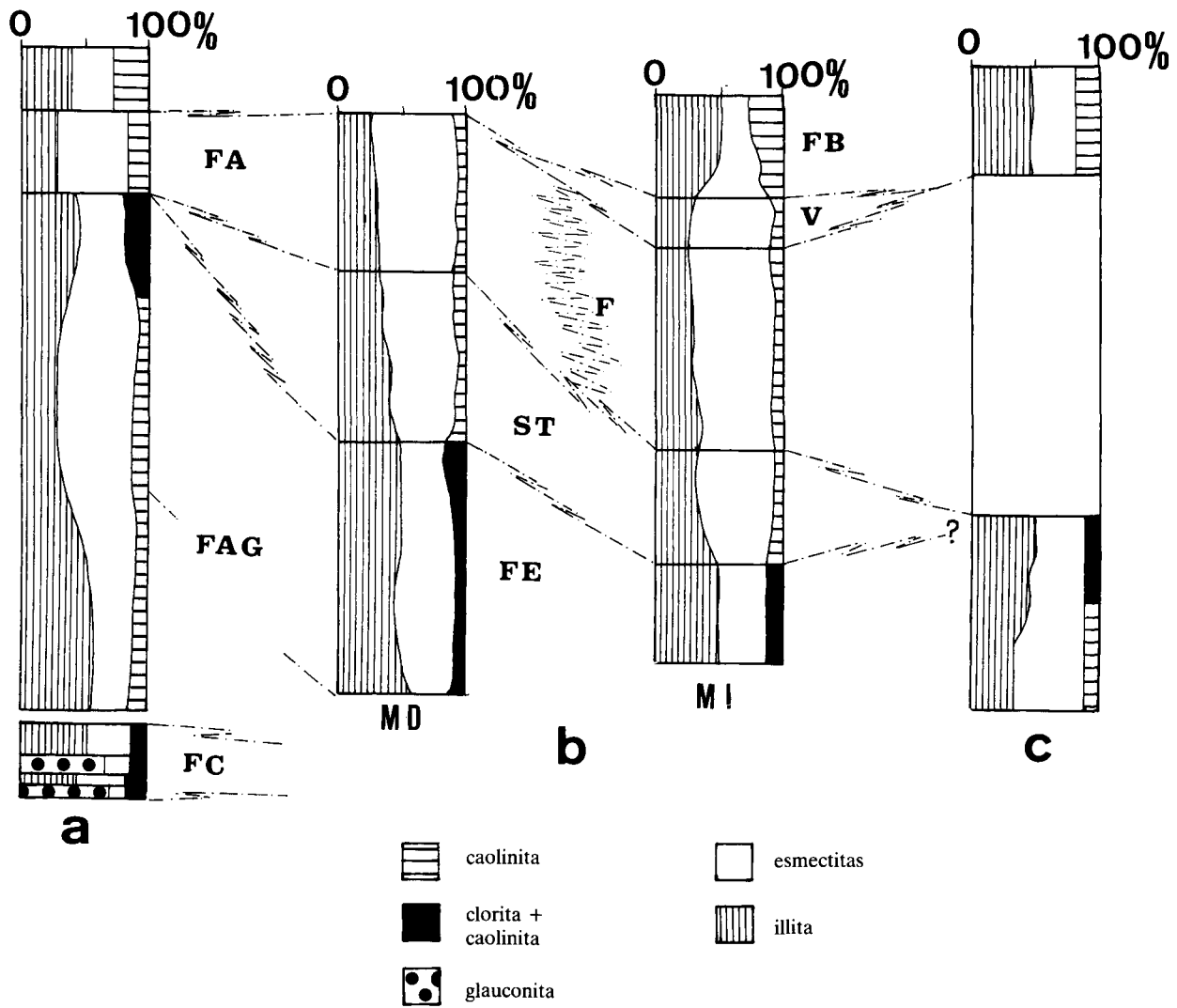


Fig. 9.—Variación vertical de los minerales de la arcilla en los perfiles estudiados: a) zona de Huelva, b) zona de Sevilla (MD = Margen derecha y MI = Margen izquierda), y c) zona de Cádiz.

Tabla 5.—Valores medios de los parámetros cristaloquímicos

		I.K. mm	I.W.	Φ Å	I.B.	
UTS 4	Fm. Arenas de Bonares	7,0	3,4	112	0,89	
	Margas verdes	7,3	3,2	115	0,78	
UTS 3	Fm. Arenas de Huelva	8,0	2,7	105	0,76	
	Serie de Transición	7,2	3,1	120	0,74	
UTS 2	Fm. Ecija	7,4	2,9	115	0,70	nivel alto
	Fm. Calcarenitas de Niebla	7,1	2,3	221	0,64	nivel medio
			7,9	2,6	267	0,58

I.K. = Indice de Kubler; I.W. = Indice de Weaver; Φ = Tamaño de cristalito, I.B. = Indice de Biscaye.

cia de margas, arcillas y calizas. La mineralogía de arcillas es de palygorskita + illita. Localmente se pueden presentar sepiolita y esmectitas en bajas proporciones. La palygorskita varía de un 35-75 % en las arcillas y margas, y en las calizas está presente en contenidos de un 5 %. La illita es más abundante en los niveles arcillosos (> 40 %), y el cuarzo se mantiene constante alrededor de un 10 %.

El Paleosuelo localizado en la base de este Plioceno continental, tiene altos porcentajes de palygorskita y óxidos de hierro y bajos en minerales carbonatados.

Aspectos paleontológicos

Materiales parautóctonos

Tienen gran abundancia de organismos epi y meso planctónicos (foraminíferos, radiolarios, diatomeas céntricas, silicoflagelados y nannoplancton calcáreo) de plataforma abierta. También existen organismos bentónicos (diatomeas pennales, foraminíferos, espículas silíceas de esponjas, radiolas de equínidos, y dientes de peces actinopterigios) (Galán *et al.*, 1989 b).

Materiales autóctonos

Se han identificado asociaciones de foraminíferos planctónicos que indican una edad desde el Mioceno superior al Plioceno. Las microfacies bentónicas (Ammonia, Florilus, Lenticulina, Cibicides, Marginulina, Nodosaria, etc.), indican unas condiciones de sedimentación marinas. Las asociaciones de macrofauna existentes son gasterópodos, bivalvos, equinoides y peces.

La Fm. Ecija, Serie de Transición y Fm. Arenas de Huelva, contienen en algunos niveles abundantes huellas de actividad de crustáceos (Ophiomorpha nodosa, Gyrolites sp., y Thalassinoides) (Mayoral, 1986). En el resto de las formaciones esta actividad es bastante menor.

La asociación de fauna de los materiales del Plioceno continental, indican claramente una sedimentación lacustre con oogonios de Characeas, Ostracodos y gasterópodos continentales (Galán y Ferrero, 1982).

Discusión y conclusiones

El estudio de las asociaciones mineralógicas de las distintas UTS y Formaciones (tabla 6) ha permitido realizar una correlación espacial entre las distintas

Tabla 6.—Asociaciones mineralógicas de los materiales estudiados

UTS 2	Borde activo (SE) Olistostroma	Calcita ≥ filosilicatos > cuarzo > feldespatos Esmectitas >> illita > clorita + caolinita
	Borde pasivo (NO) Fm. Calcarenitas de Niebla	Calcita >> cuarzo >> filosilicatos > feldespatos > dolomita Illita o glauconita >> esmectitas > clorita + caolinita
	Centro de Cuenca Fm. Ecija (nivel medio)	Filosilicatos > calcita > cuarzo > feldespatos > dolomita > yeso Esmectita > illita > caolinita
UTS 3	Fm. Ecija (nivel superior)	Filosilicatos > calcita > cuarzo > feldespatos > dolomita > yeso Illita > esmectitas > caolinita + clorita
	Serie de Transición	Filosilicatos > calcita ≥ cuarzo > feldespato > dolomita Esmectitas > illita > caolinita
	Fm. Arenas de Huelva o Fm. Guadaira Margas Verdes	Calcita o cuarzo > filosilicatos > feldespatos > dolomita Esmectita > illita > caolinita Filosilicatos ≥ calcita > cuarzo > feldespato > dolomita Esmectitas ≥ illita > caolinita
UTS 4	Fm. Arenas de Bonares	Cuarzo > filosilicatos > feldespatos > calcita Illita > esmectitas > caolinita
	Plioceno Continental	Calcita ≥ filosilicatos > cuarzo Palygorskita ≥ sepiolita > illita

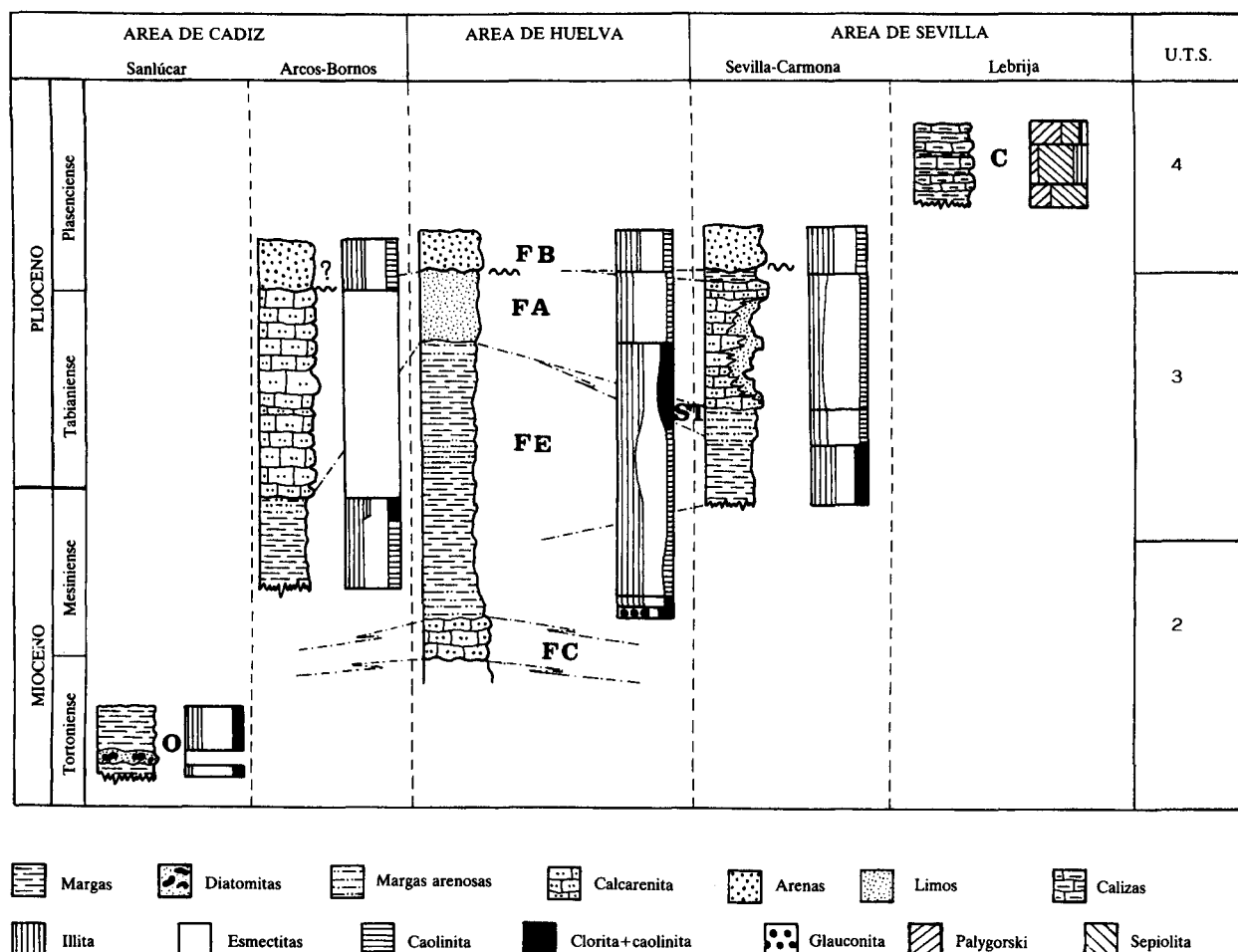


Fig. 10.—Esquema de correlación de los materiales terciarios en función de la mineralogía de arcillas.

formaciones y observar la evolución mineralógica vertical.

Los cambios laterales existentes en la UTS 2 están condicionadas por la litología de las formaciones, y su posición en la cuenca, que es central para la Fm. Ecija y de borde activo o pasivo para el Olistostroma y la Fm. Calcarenita de Niebla respectivamente. La variación vertical para esta unidad es casi inexistente. En el paso de la UTS 2 a la UTS 3 se produce un cambio en la mineralogía de arcillas (fig. 10), aumenta el contenido en illita y aparece la clorita.

En la UTS 3, existen variaciones laterales de mineralogía global bastante grandes, condicionadas por los cambios de litología. La variación vertical de los minerales de la arcilla se produce en el paso de la Fm. Ecija a la Serie de transición (o a la Fm. Arenas de Huelva) con un aumento de esmeectitas, disminución del porcentaje en illita y desaparición de la clorita. En el paso de esta unidad a la UTS 4 se produ-

ce un cambio vertical en la mineralogía global (condicionado por litología) y también existe una variación de la mineralogía de arcillas (fig. 10) con un aumento del contenido en illita y caolinita.

Si comparamos esta evolución de la mineralogía de arcillas con los modelos de secuencias deposicionales y UTS, observamos que concuerdan a gran escala, solamente se observaría un cambio mineralógico no detectado anteriormente, en el paso de la Fm. Ecija a la Serie de Transición y/o a la Fm. Arenas de Huelva.

Los datos mineralógicos y paleontológicos, permiten dar una interpretación sobre la génesis y condiciones de depósito de los sedimentos marinos, y obtener información sobre posibles áreas fuente.

Los materiales del olistostroma se sedimentaron en una cuenca marina abierta, poco profunda (< 150 m), de aguas cálidas (25° C), limpias y bien oxigenadas, donde existía una alta producción orgánica.

nica y buenas condiciones para la preservación en grandes cantidades de esqueletos silíceos. Galán *et al.*, 1988 b y Sierro *et al.*, 1989, sugieren la existencia de corrientes más frías procedentes del océano Atlántico ricas en plancton marino.

En función de la mineralogía, presencia de ópalo A y ópalo CT, abundancia de esmectitas de buena cristalinidad, así como la alta porosidad de los materiales se puede deducir que estos sedimentos corresponden a una etapa de diagénesis temprana (Aoyagi y Kamaza, 1980).

Los *materiales autóctonos* tienen un origen detrítico (excepto los carbonatos que son de origen químico o bioquímico) y su sedimentación tuvo lugar en una cuenca marina abierta.

La asociación de los minerales de la arcilla permite interpretar que el *área fuente* para los materiales de la zona N (provincias de Sevilla y Huelva) sería el macizo Ibérico, constituido por pizarras aluminicas y ferro-magnesianas) y rocas metamórficas (González, 1986). Los sedimentos de la zona sur (área de Arcos-Bornos) tendrían como posible *área fuente* los materiales triásicos de la Cordillera Bética.

Se puede suponer que en el *área fuente*, durante el Mioceno superior-Plioceno inferior, hubo unas condiciones climáticas templadas con contrastes estacionales donde la estación árida sería prolongada. Este hecho condicionó la degradación de micas y la formación de esmectitas por transformación, la destrucción de la clorita y la permanencia de la caolinita.

Cuando se cambian bruscamente las condiciones climáticas estos materiales del *área fuente* se erosionan y producen aportes detríticos que van rellenando la Cuenca del Guadalquivir (cuarzo, feldespatos, illita por degradación de micas, esmectitas por transformación, caolinita, sílice y geles de hierro).

El esquema de sedimentación que se propone a partir de todos estos datos sería el siguiente:

La serie se inicia con los depósitos de calcarenitas del borde N (Fm. Calcarenitas de Niebla), en un medio marino muy somero de alta energía y con gran abundancia de aportes detríticos. Posteriormente, tiene lugar la sedimentación de detríticos más finos (arenas) lo que indicaría mayor profundidad y estabilidad de la cuenca (evidenciado además por la presencia de glauconita). Sierro *et al.* (1990) dan una edad de 6,6 m.a. para el inicio de la sedimentación de las calcarenitas.

A finales del Tortoniense e inicio del Messiniense, tiene lugar una transgresión generalizada y se inicia la sedimentación de las arcillas y margas (Fm. Ecija), sobre una plataforma marina abierta, más somera hacia techo. En los términos más altos se registran nuevamente aportes detríticos (aumento del contenido en illita y aparición de clorita). En algunos sectores (área de Sevilla) se ha diferenciado una facies de

Transición que indicaría una clara regresión. Estos materiales se sedimentaron en una zona sublitoral (presencia de bioturbación) de 20-50 m de profundidad (Mayoral y González, 1987).

Por el contrario, en la zona W (área de Huelva) existe un cambio neto a una sedimentación detrítica (Fm. Arenas de Huelva), que tiene facies de glauconita y marca el inicio de una profundización de la cuenca (presencia de Neopycnodonte) y restos de vertebrados marinos, así como una intensa bioturbación, que indicaría unas condiciones medioambientales estables y con baja tasa de sedimentación (Galán *et al.*, 1989 a).

Las calcarenitas correlacionadas espacial y temporalmente con la Fm. Arenas de Huelva, se presentan como sedimentos de alta energía en un medio más somero sobre un substrato plástico móvil (Olistostroma o margas) que condicionan la presencia de cuencas pequeñas y aisladas donde tendría lugar la sedimentación de las Margas Verdes en la zona de Sevilla.

Por último tiene lugar una sedimentación detrítica, con altos contenidos en illita, en el Plioceno medio (Fm. Arenas de Bonares) en condiciones de mayor energía que indicaría un medio cada vez más somero. La sedimentación de estos materiales se interpreta como una ruptura en el equilibrio climático hacia condiciones de mayor aridez. La tendencia regresiva se mantiene sin interrupción en los sedimentos terciarios.

Los materiales continentales se depositan en un medio lacustre perimarino (oogonios de characeas, ostrácodos y gasterópodos). La existencia de una estabilidad tectónica y condiciones climáticas áridas favorece la formación de sepiolita y palygorskita, esta última por alteración (transformación de illita con aguas ricas en magnesio y sílice, Galán y Ferrero, 1982).

Referencias

- Aoyagi, K. y Kamaza, T. (1980). Transformational changes of clay minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis. *Sedimentology*, 26, 179-188.
- Barahona, E. (1974). *Las arcillas de ladrillería de la provincia de Granada: Evaluación de las materias primas y algunos ensayos técnicos*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 398 págs.
- 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.
- Brunton, G. (1955). Vapour glycolation. *Am. miner.*, 40, 124-126.
- Civis, J., Sierro, F. J., González Delgado, J. A., Flores, J. A., Andrés, I., Porta, J. y Valle, M. (1987). El Neógeno marino de la provincia de Huelva: Antecedentes y definición de unidades litoestratigráficas. In: *Paleonto-*

- logía del Neógeno de Huelva, Civis, J. (Ed.). Ediciones de la Universidad de Salamanca, 9-21.
- Cullity, B. D. (1964). *Elements of X-ray diffraction*. Addison Wesley Pub. Co. London, 514 págs.
- Curto, J. A. y Matías, M. I. (1990). Genese des laminites diatomitiques du Miocène supérieur de Sanlúcar de Barrameda (Cádiz, Espagne); donnés sur le nannoplanton siliceux et calcaire. In: *Paleobiologie Continentale*. Suc, J. P. (Ed.), 355-368.
- Galán, E. y Ferrero, A. (1982). Palygorskite-sepiolite clays of Lebrija Southern Spain. *Clays Clay Minerals*, 30, 191-199.
- Galán, E., González, I., Mayoral, E. y Vázquez, M. A. (1989 a). Caracterización y origen de la facies glauconítica de la Cuenca del Guadalquivir. *Estudios Geol.*, 45, 169-175.
- Galán, E., González, I., Mayoral, E., Miras, A. y Vázquez, M. A. (1989 b). Caracterización y condiciones de sedimentación de la facies diatomítica de Sanlúcar de Barrameda. Cuenca del Guadalquivir. SW de España. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 84, 101-113.
- Garrido, A. (1982). Introducción al análisis tectosedimentario. Aplicación al estudio dinámico de cuencas. *Actas V Congreso Latinoamericano de Geología*, Argentina, 1, 385-402.
- González, I. (1986). *Estudio geológico del área urbana de Sevilla y sus alrededores*. Tesis doctoral. Universidad de Sevilla, 289 págs.
- González, I. y Galán, E. (1988). Origin and environmental conditions of the tertiary marine deposits of the Seville area, Guadalquivir basin. Spain. *10th Conference on Clay Mineralogy and Petrology*. Ostrava 1986, 209-217.
- González García, S. y Sánchez Camazano, M. (1968). Differentiation of kaolinite from chlorite by treatment with dimethylsulfoxide. *Clay Min.*, 7, 447-452.
- Green-Kelly, R. (1953). Identification of montmorillonoides. *J. Soil Sci.*, 4, 233-237.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. y Vail, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- IGME (1975). *Mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja n.º 984 Sevilla, serie MAGNA*, Madrid.
- Kubler, B. (1968). Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années. *Bull. Centre. Rech. Pau. (SNPA)*, 2, 385-397.
- Latouche, C. y Viguié, C. (1976). L'évolution du cortège argileux dans la sédimentation marine néogène du bassin occidental du Guadalquivir, Espagne du S.O. *Acta Geol. Hisp.*, 9, 8-14.
- Martín Pozas, J. M. (1968). *El análisis mineralógico cuantitativo de los filosilicatos de la arcilla por difracción de rayos-X*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- Martínez del Olmo, W., García Mallo, J., Leret Verdú, C., Serrano Oñate, A. y Suárez Albo, J. (1984). Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir. *I Congreso Español de Geología*, 1, 199-213.
- Mayoral, E. (1986). *Tafonomía y Paleoecología del Plioceno de Huelva-Bonares*. Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla, 599 págs.
- Mayoral, E. y González, I. (1987). Contribución al estudio de las facies de tránsito Mioceno-Plioceno en el sector noroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (Valencia de la Concepción, Sevilla). *Acta Geol. Hisp.*, 21-22, 177-184.
- Mayoral, E. y Pendón, J. G. (1986-1987). Icnofacies y sedimentación en zona costera. Plioceno superior (?), litoral de Huelva. *Acta Geol. Hisp.*, 21-22, 507-513.
- Mitchun, R. M., Vail, D. R. y Thompson, S. (1977). The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *A.A.P.G. Mem.*, 26.
- Portero, J. M. y Alvaro, M. (1984). La Depresión del Guadalquivir cuenca antepaís durante el Neógeno; Génesis, evolución y relleno final. *I Congreso Español de Geología*, 3, 241-252.
- Schultz, L. C. (1964). Quantitative interpretation of mineralogical composition from x-ray and chemical data for the Pierre Shale. *Geol. Survey. Prof. Paper*, 391-396.
- Sierro, F. J., Flores, J. A., Barcena, M. A., Civis, J. y González Delgado, J. A. (1989). Afloramientos de aguas profundas atlánticas en el Estrecho Norbético: Implicación en la dinámica Atlántico Mediterráneo durante el Mioceno. *Abstracts V. Jorn. Paleont.*, Valencia, 147-148.
- Siero, F. J., González Delgado, J. A., Dabrio, C. J., Flores, J. A. y Civis, J. (1990). The Neogene of the Guadalquivir basin (SW Spain). In: *Paleontología i Evolución*. Agustí, J. (Ed.), 211-250.
- Verdenius, J. G. (1970). Neogene stratigraphy of the western Guadalquivir basin (Southern, Spain). *Utr. Microp. Bull.*, 3, 109 págs.
- Viguié, C. (1974). *Le Néogène de l'Andalousie Nord Occidentale (Espagne)*. Histoire géologique du Bassin du Bas Guadalquivir. Thèse Université. Bordeaux, 450 págs.
- Weaver, C. E. (1960). Possible uses of minerals in search for oil. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 44, 1505-1518.
- Zazo, C. (1980). *El Cuaternario marino-continental y el límite Plioceno-Pleistoceno en el litoral de Cádiz*. Tesis Doctoral, Universidad de Madrid, 560 págs.

Recibido el 21 de octubre de 1993
Aceptado el 30 de diciembre de 1993