Implicaciones paleoambientales y paleogeográficas de dos discontinuidades estratigráficas en los depósitos pliocénicos de Cádiz (SW de España)

JULIO AGUIRRE

Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias, Universidad de Granada. Campus Fuentenueva s/n, 18071, Granada. España.

Resumen: En los depósitos pliocénicos de la vertiente atlántica de Cádiz (SW de España) existen dos discontinuidades que limitan tres unidades estratigráficas somerizantes hacia techo, denominadas Unidades I, II y III de muro a techo. La discontinuidad inferior es una superficie de omisión, formada durante una bajada relativa del nivel del mar y como consecuencia de una reducida o nula tasa de sedimentación. La discontinuidad superior es una discordancia angular y erosiva. El evento tectónico que originó la discordancia se produjo hacia la base del Plioceno superior, una edad similar a la obtenida para una discordancia intrapliocénica detectada en otras cuencas del S y SE de España. Durante el depósito de la Unidad I la paleocosta migró de N a S y de E a W a lo largo del actual Valle del Guadalquivir. Una bajada relativa brusca del nivel del mar en el límite entre las Unidades I y II causó la exposición subaérea de la mayor parte de la zona estudiada. Sólo se formaron depósitos marinos en pequeñas ensenadas localizadas en las proximidades a la actual línea de costa. Tras la discordancia de la base de la Unidad III se produjo el hundimiento de la Bahía de Cádiz, anteriormente emergida, formándose una amplia ensenada. Asimismo, se estableció una posible conexión entre el río Guadalquivir y esta ensenada por medio de un canal distributario del Guadalquivir. Este canal formó un delta, que fue colmantando la ensenada durante el depósito de la Unidad III con cantos metamórficos procedentes de la Meseta Ibérica.

Palabras claves: Bioestratigrafía, Cádiz (SW de España), discontinuidades, discordancia intrapliocénica, paleogeografía, Plioceno.

Abstract: In the pliocene deposits of the Atlantic coast of Cádiz (SW Spain) there are two discontinuities, which bound three shallowing-upward stratigraphic units, called Units I, II and III from bottom to top. The lower discontinuity is an omission surface, formed during a relative fall in sea level and as a consequence of a very slow or starved depositional period. The upper discontinuity is an angular and erosive unconformity. The tectonic event which caused this unconformity occurred at the base of the Late Pliocene, a similar age to that obtained for an intrapliocenic unconformity observed in other basins of the S and SE Spain. During the Unit I deposition the palaeocoast shifted from N to S and from E to W along the present-day Guadalquivir Valley. A rapid relative fall in sea level at the Units I-II boundary caused the emersion of the great part of the study area. Marine sediments only deposited in small bays located near to the present-day coast. After the unconformity at the base of the Unit III, the bay of Cádiz, previously emerged, was sunken originating a wide bay. Likewise, a possible connection between the Guadalquivir river and this bay by means of a distributary channell of the Guadalquivir was established. This distributary channell originated a delta, which was filling the bay during the Unit III deposition with metamorphic pebbles coming from the Iberian Meseta.

Key words: Biostratigraphy, Cádiz (SW Spain), discontinuities, intrapliocene unconformity, palaeogeography, Pliocene.

Julio Aguirre (1995): Implicaciones paleoambientales y paleogeográficas de dos discontinuidades estratigráficas en los depósitos pliocénicos de Cádiz (SW de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (3): 161-174.

Mac-Pherson (1873) definió dos unidades estratigráficas superpuestas en los depósitos del Plioceno marino de Cádiz. En la unidad superior, que denominó "calcáreo basto", diferenció dos niveles: 1) uno inferior de lumaquela o coquina, sin apenas contenido en material detríti-

co, y 2) otro superior constituido por un conjunto conglomerático con cantos de cuarzo, cuarcitas y fragmentos del nivel inferior de coquina (Mac-Pherson, 1873).

Gavala (1916, 1921, 1927, 1959) atribuyó las dos unidades al Plioceno medio o Astiense, y correlacionó el

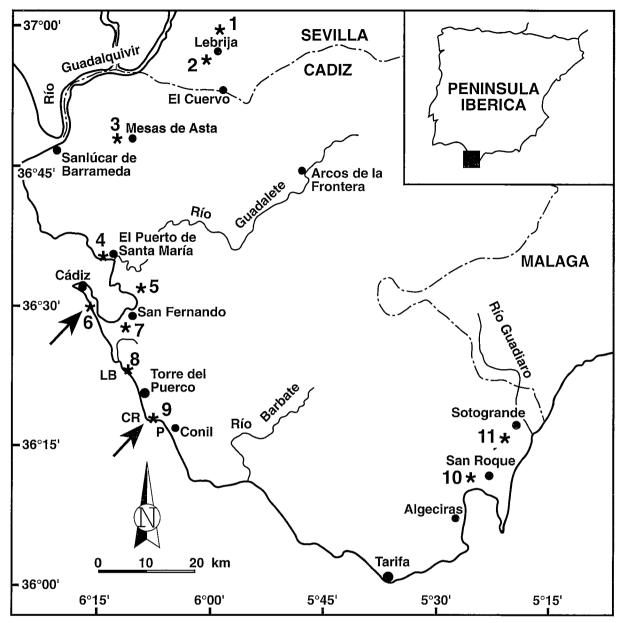


Figura 1.- Situación geográfica de las diferentes localidades de las provincias de Cádiz y Sevilla citadas en el texto. Las flechas indican los afloramientos donde se pueden observar la superficie de discontinuidad inferior y con asterisco se indica donde aflora la discordancia angular. 1: Cerro San Benito; 2: Castillo de Lebrija; 3: Cortijo el Rosario (Mesas de Asta); 4: Castillo de Santa Catalina; 5: Cantera del Pinto (Puerto Real); 6: Playa de Santa María del Mar (actualmente desaparecido. Ver texto); 7: Cerro de los Mártires; 8: La Barrosa (LB); 9: Cabo Roche (CR)-El Puntalejo (P); 10: Loma de la Pólvora (Estación de San Roque); 11: Km 130,5 de la carretera nacional 340 Cádiz-Málaga.

"calcáreo basto" de Mac-Pherson (1873) con las facies conocidas en la región como "piedra ostionera" o "roca ostionera". También citó, por primera vez, la presencia de unas calizas lacustres dispuestas en concordancia sobre el conjunto Astiense, que supuso de edad Plioceno superior (Gavala, 1916, 1959). Este es el esquema estratigráfico que ha quedado hasta la actualidad, con sólo algunas modificaciones menores.

La evolución sedimentaria y ambiental de estos materiales se ha considerado como un proceso continuo y gradual que se inició tras una transgresión en el Plioceno inferior (Gavala, 1916, 1927; Viguier, 1974, 1976; Benkhelil, 1976; Zazo et al., 1983, 1985; Gutiérrez Mas et al., 1991). Tras la inundación del Plioceno inferior siguió una regresión durante el tránsito Plioceno inferior-

Plioceno superior, que favoreció el desarrollo de condiciones sedimentarias cada vez más someras, hasta formarse cordones litorales y lagunas costeras ("lagoon") al final del Plioceno superior o tránsito Plioceno-Pleistoceno. Estos depósitos quedaron limitados a una posición próxima a la actual línea de costa, mientras que tierra adentro se desarrollaron áreas con una influencia marina cada vez más restringida según progresó la regresión, hasta su total desconexión del medio marino. Se produjo, así, la sedimentación de los depósitos de calizas lacustres.

La estratigrafía de los materiales pliocénicos marinos, transicionales y continentales de Cádiz ha sido objeto de recientes revisiones (Aguirre, 1991, 1992, 1995; Ferriz y Aguirre, 1992; Aguirre *et al.*, 1993, 1995). En

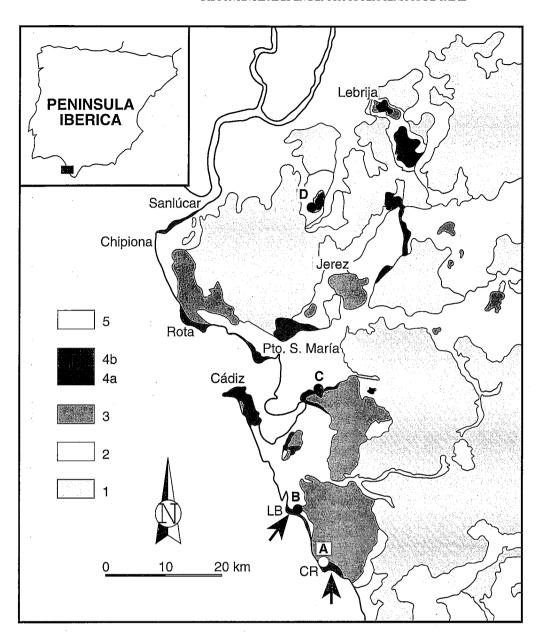


Figura 2.- Mapa geológico del área estudiada mostrando la extensión de las tres unidades identificadas (modificado de Gutiérrez Mas et al., 1991). 1: Materiales prepliocénicos; 2: Mioceno superior; 3: Unidad I: 4a: Unidad III en facies marinas y transicionales; 4b: Unidad III en facies continentales; 5: Cuaternario-actual. Las flechas indican los afloramientos donde se exponen la Unidad II. A-D: Posición de las columnas estratigráficas representadas en la Fig. 8.

estos trabajos se propone un nuevo esquema estratigráfico, constituido por tres unidades estratigráficas denominadas informalmente como Unidades I, II y III de muro a techo, separadas por discontinuidades ampliamente representadas (Fig. 1). La discontinuidad inferior, entre la Unidad I y II, está representada por una superficie de no depósito, y la superior, que separa la Unidad III de materiales más antiguos, es una discordancia angular y erosiva. Este esquema estratigráfico, que será usado en este trabajo, supone una modificación en la evolución sedimentaria y paleogeográfica considerada por autores anteriores, ya que incluye dos rupturas estratigráficas. En este trabajo se analizarán las implicaciones paleoambientales y paleogeográficas que presentan ambas discontinuidades en la vertiente atlántica de Cádiz, entre Sanlúcar de Barrameda y la playa de El Puntalejo (Conil de la Frontera, Fig. 1), y hacia el interior.

Estratigrafía y sedimentología de las unidades pliocénicas

Unidad I

Es la unidad de mayor extensión geográfica (Fig. 2) y homogeneidad litológica y en facies. No obstante, los depósitos de la Unidad I son empleados como terrenos de cultivo, lo que dificulta su estudio en detalle debido a la falta de buenos afloramientos. Las secciones más completas de esta unidad se encuentran en los acantilados de La Barrosa y de Roche. En el resto de las localidades, debido a la dispersión de los afloramientos, sólo es posible observar secciones parciales con espesores inferiores a 10 m.

La Unidad I se corresponde, aproximadamente, con la unidad inferior de arenas y arcillas definida por Mac-Pherson (1873) y con las arenas con pectínidos de Gutiérrez Mas *et al.* (1991). Se dispone discordantemente sobre materiales de distintas edades dependiendo de los puntos. Este contacto aflora en las proximidades a la Torre del Puerco y en la cala del Hotel Flamenco (al NW de Conil) (Fig. 1). En ambos casos el Plioceno se dispone discordante sobre arcillas de la parte alta del Mioceno superior (Aguirre, 1995).

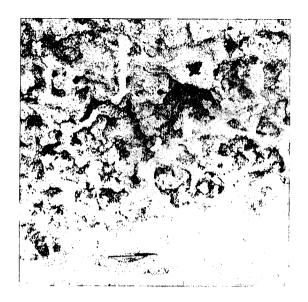


Figura 3.- Discontinuidad que limita la Unidad I de la Unidad II, representada por una superficie densamente bioturbada por trazas de *Thalassinoides* (Cabo Roche). Las galerías están rellenas por arenas bioclásticas de la Unidad II.

El límite superior de la unidad aflora ampliamente en los alrededores de Cabo Roche. En la playa de Santa María del Mar (Cádiz) (Fig. 1) también era posible observar esta superficie límite (Ferriz, 1991). No obstante, en la actualidad este afloramiento ha desaparecido debido a la construcción del paseo marítimo de la ciudad y a la ampliación de la playa. En el primer área el techo de la Unidad I está caracterizado por una superficie intensa-

una fase previa a la formación del fondo endurecido (ver Fürsich, 1979 y Ekdale, 1985 para una diferenciación entre ambos tipos de substratos). En Santa María del Mar, este límite aparecía como una superficie cementada, con grietas de expansión horizontales, truncamiento de trazas de bioturbación y pequeñas concentraciones de serpúlidos cementados y en posición de vida. Todos estos rasgos fueron considerados indicativos de un fondo endurecido (Ferriz, 1991).

La Unidad I muestra una tendencia vertical somerizante. En los acantilados de Roche, situados en posiciones distales, la base está constituida por arcillas azules depositadas en un ambiente de plataforma abierta, por debajo del nivel del oleaje de tormentas (Aguirre, 1990, 1995). Hacia la parte media se pasa gradualmente a limos y arenas finas muy bioturbados con algunas intercalaciones de niveles de areniscas masivas, o con una cierta gradación positiva, de 10 cm de espesor y con muros y/o techos bioturbados. Se interpretan como tempestitas distales (Aguirre, 1995). Por tanto, el conjunto de limos y arenas corresponden a sedimentos de plataforma interna distal afectada por esporádicos depósitos de tormentas. La asociación de fósiles que caracteriza esta unidad en Roche está dominada por Amusium cristatum y otros pectínidos pequeños, de concha fina y poco ornamentados, característicos de medios profundos. La inmensa mayoría de ellos muestran un buen estado de preservación, indicativo de un ambiente con escasa turbulencia (Aguirre, 1990, 1995).

En La Barrosa, localizada en una posición proximal, la Unidad I está constituida por calcarenitas con intercalaciones de bancos de arenas finas-medias que buza lige-

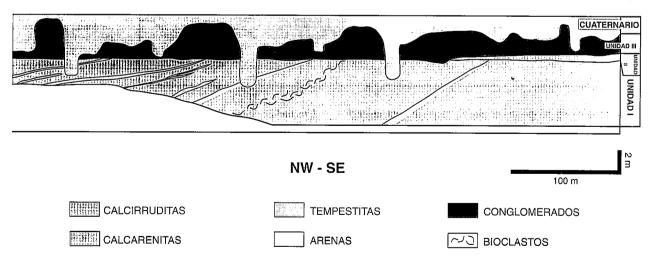


Figura 4.- Perfil estratigráfico realizado en los acantilados de La Barrosa.

mente bioturbada, con trazas de *Thalassinoides*, con algunas mineralizaciones de óxidos de hierro entre las galerías (Fig. 3). Se trata de un fondo firme ("firmground") (Aguirre, 1995), aunque anteriormente había sido interpretada como un fondo endurecido ("hardground") (Aguirre, 1990, 1991, 1992; Aguirre *et al.*, 1993). Esta distinción se establece ya que no se observan claros indicios de cementación temprana, por tanto se trataría de

ramente hacia el NNW (Figs. 4 y 7). Las propiedades tafonómicas de los fósiles, la presencia de estratificaciones cruzadas y la presencia de tempestitas, más proximales hacia la parte alta de la sección, indican unas condiciones de depósito de plataforma somera afectada por el oleaje de tormentas. Esta sección está dominada en la base por *Chlamys* spp, equinodermos, briozoos y balánidos, mientras que *Pecten* spp, *Ostrea edulis* y moldes de

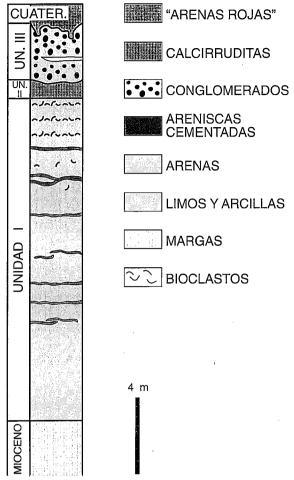


Figura 5.- Columna estratigráfica sintética de la Unidad I en los alrededores de la Bahía de Cádiz.

Panopea sp predominan en la parte alta (Aguirre, 1995).

En los alrededores de la Bahía de Cádiz los afloramientos de esta unidad están más dispersos, lo que dificulta hacer una sección completa. No obstante, observaciones puntuales permiten realizar una sección sintética (Fig. 5). La evolución vertical en estos afloramientos muestra una tendencia similar a la descrita en Roche. La base son unos limos arcillosos, muy bioturbados y dominados por A. cristatum, depositados en una plataforma por debajo del nivel de acción del oleaje de tormentas. Hacia la parte media se pasa gradualmente a arenas finas con intercalaciones de niveles centimétricos de tempestitas, que ocasionalmente muestran estratificación cruzada de tipo "hummocky". Por todo ello, estos materiales se interpretan como depósitos de plataforma afectada por tormentas. Estos materiales están caracterizados por una abundante y diversa asociación de bivalvos y gasterópodos fósiles. Entre los más significativos se encuentran Palliolum (Lyssochlamys) excisum y Chlamys seniensis. Finalmente, en el techo hay unas arenas con intercalaciones de niveles fosilíferos, con superficies internas de amalgamación, dominados por C. seniensis y moldes de bivalvos. Son sedimentos formados en un ambiente de plataforma proximal por encima del nivel de base del oleaje de tormentas.

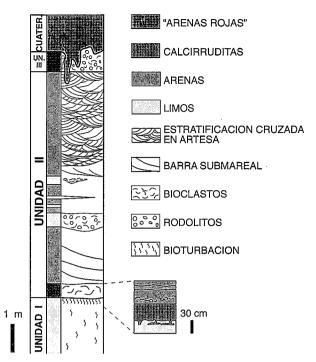


Figura 6.- Columna estratigráfica de la Unidad II realizada al E de Cabo Roche y detalle del nivel calcirrudítico inferior.

Unidad II

El único afloramiento donde se expone esta unidad completa es en los alrededores de Cabo Roche. Antes de la construcción del paseo marítimo de Cádiz también afloraba la Unidad II completa en la playa de Santa María del Mar (Ferriz, 1991; Aguirre, 1991). En el extremo SE de La Barrosa se puede reconocer un nivel de 75 cm de espesor máximo atribuible a esta misma unidad (Fig. 4) (Aguirre, 1991, 1995). Esta limitación geográfica dificulta enormemente su estudio en detalle, así como las interpretaciones paleoambientales.

En el área de Cabo Roche la Unidad II tiene unos 8 m de espesor máximo y se acuña entre las Unidades I y III, hacia el WNW y hacia el E. Se dispone concordantemente sobre la Unidad I, cubriendo la superficie bioturbada. El techo está delimitado por una discordancia angular y erosiva, que se describirá más adelante.

En la base de la unidad hay un nivel de calcirruditas que rellenan las galerías de Thalassinoides. Internamente muestra una estructura compleja, con diversas superficies erosivas y de amalgamación (Fig. 6). Predominan lo organismos con un modo de vida encostrante (balánidos, serpúlidos y briozoos) junto con gran cantidad de fragmentos de bivalvos (Ostrea edulis, Pecten jacobaeus y Glycymeris sp). Se interpretan como depósitos de tormentas proximales amalgamados (Aguirre, 1995). Por encima se disponen unas arenas cuarzosas con estratificación cruzada de gran escala, con una ligera cóncavidad hacia arriba, interpretadas como depósitos de barra submareal (Aguirre, 1995). En la parte alta de las arenas se intercalan capas de limos de espesor centimétrico, que incluyen nódulos y niveles de carbonato pulverulento. En el interior de los limos hay cuerpos canalizados que

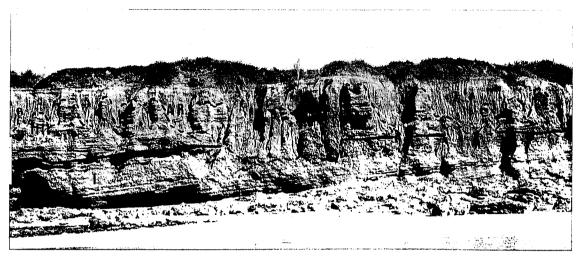


Figura 7.- Vista panorámica de la discordancia angular y erosiva en los acantilados de La Barrosa, separando la Unidad I (I) de la Unidad III (III) (línea continua). A.R.: "Arenas rojas" rellenando la superficie erosiva desarrollada en el techo de los depósitos pliocénicos (línea discontinua). Escala = 4 m.

contienen abundantes bioclastos, fundamentalmente balánidos, briozoos, Modiolus sp, ostreidos y rodolitos formados mayoritariamente por serpúlidos (nódulos de serpúlidos sensu Aguirre et al., 1993). Los limos se atribuyen a depósitos de laguna costera o zona protegida trasbarra que fue invadida eventualmente por material bioclástico procedente de mar adentro en épocas de tormentas, originando depósitos de desbordamiento ("washover") representados por los cuerpos canalizados de acumulación de fósiles (Aguirre, 1995). Los niveles y nódulos de carbonato se interpretan como depósitos de suelos hidromorfos, con una lámina de agua muy somera, que indica el carácter somero de estos depósitos. La sección finaliza con arenas con estratificaciones cruzadas en artesa (Fig. 6), muy lavadas de sedimento fino y sin apenas fósiles, atribuídas a materiales formados en la zona intermareal (Aguirre, 1995).

Unidad III

La Unidad III, que aflora en una amplia región, aunque de forma discontinua, presenta una gran diversidad litológica. Se encuentran facies marino someras y transicionales a lo largo de la costa occidental de Cádiz, desde Sanlúcar de Barrameda hasta la playa de El Puntalejo. Hacia el interior aparece en facies continentales, que se distribuyen hasta Lebrija (Sevilla) (Fig. 2) (Aguirre et al.,1995).

Esta unidad descansa en discordancia angular y erosiva sobre materiales de distintas edades dependiendo de los puntos: Unidad II (alrededores de Cabo Roche), Unidad I (La Barrosa, Fig. 7), margas del Mioceno superior (El Cuervo, límite con Sevilla) o sobre depósitos olistostrómicos formados por bloques triásico (Puerto Real). El paleorrelieve erosivo es más acentuado hacia las localidades septentrionales (cuenca de Jerez), mientras que hacia el S se atenúa el carácter erosivo (Cádiz, La Barrosa), siendo prácticamente nulo en los acantilados de Roche (Aguirre, 1995; Aguirre et al., 1995). El límite superior

de esta unidad está muy bien representado a lo largo de la costa. Es una superficie erosiva interpretada tradicionalmente como una superficie de carstificación. Es un paleorrelieve con rasgos morfológicos similares a las marmitas de gigante o pilancones formados en acantilados costeros (Fig. 7). Los sedimentos que rellenan dicho paleorrelieve se conocen como facies de "arenas rojas" (Fig. 7), considerados los primeros depósitos cuaternarios de los alrededores de la Bahía de Cádiz (Viguier, 1974; Zazo, 1979; Querol y Santonja, 1983).

Las secciones con depósitos marinos más completas y de mejor calidad de afloramiento pueden observarse en los acantilados costeros de la playa de La Barrosa y desde la urbanización de Roche hasta la playa de El Puntalejo.

En los acantilados de La Barrosa la Unidad III, con 9 m de potencia máxima, muestra una secuencia grano y estratocreciente hacia techo (Fig. 8b). En la base de la unidad hay un nivel calcirrudítico de 10 cm de espesor con abundantes rodolitos y cantos de cuarzo y cuarcitas. El resto de la sección está formada por conglomerados y arenas gruesas-microconglomerados fosilíferos, dominados por Ostrea edulis. Los conglomerados tienen estratificación cruzada en artesa hacia la base de la sección, pasando hacia techo a conglomerados masivos o con granoselección normal. El contenido y el tamaño de los cantos, casi exclusivamente de cuarzo y cuarcitas, disminuyen de NW a SE. En las arenas gruesas hay estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, planares, unidireccionales y con superficies de reactivación. El sentido de paleocorriente predominante es hacia el SSE. La alternancia de materiales y estructuras sedimentarias se atribuye a depósitos deltaicos retrabajados por el oleaje y, en menor medida, por las mareas, formando cordones de playas. El predominio hacia techo de los conglomerados indica una progradación del sistema deltaico (Aguirre, 1995).

En los afloramientos pliocénicos que hay distribuidos en la Bahía de Cádiz, la Unidad III aflora de forma discontinua y en secciones poco potentes. En la Cantera del Pinto (Puerto Real, localidad 5 en la Fig. 1) la Unidad III

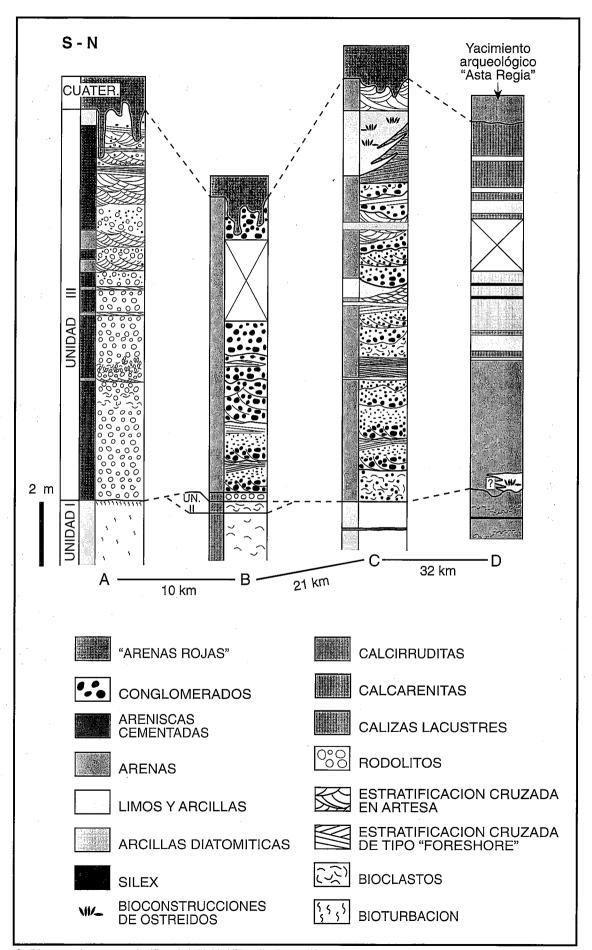


Figura 8.- Diversas columnas estratigráficas de la Unidad III realizadas en diferentes afloramientos. A: Cabo Roche; B: La Barrosa; C: Cantera del Pinto (Puerto Real); D: Cortijo del Rosario (Mesas de Asta). La posición de cada columna está indicada en la Fig. 2.

está caracterizada por conglomerados y arenas bioclásticas (Fig. 8c) depositados en un ambiente deltaico somero influenciado por el oleaje y las mareas (Ferriz y Aguirre, 1992). Se pueden reconocer cuerpos conglomeráticos canalizados y amalgamados con secuencias positivas y estratificaciones cruzadas en artesa, correspondientes a las facies de canales distributarios. Estas facies predominan en los afloramientos situados próximos a la actual desembocadura del río Guadalete (localidad 4 en la Fig. 1). En las arenas hay estratificaciones cruzadas, planares, unidireccionales y de bajo ángulo, típicas de la laminación de "foreshore". Lateralmente y/o intercalados entre los conglomerados y arenas hay limos y arcillas gris-verdosas atribuidas a depósitos de bahía interdistributaria y lagunas costeras (Ferriz, 1991; Ferriz y Aguirre, 1992). En el interior de estas facies es bastante frecuente la presencia de nódulos y niveles de carbonato cálcico pulverulento, que se corresponde con depósitos de suelos hidromorfos formados con una escasa columna de agua (Zazo et al., 1983; Aguayo, com. per.). Localmente se encuentran pequeñas bioconstrucciones de Saccostrea cuccullata y Crassostrea gryphoides preservadas en posición de vida. Son crecimientos similares a los que forma Crassostrea en ambientes salobres y protegidos de los sistemas deltaicos (Aguirre y Jiménez, 1994).

La presencia de un alto contenido en material detrítico grueso, fundamentalmente cantos de cuarzo y cuarcitas y de fragmentos de roca de las unidades subyacentes, hacen que esta unidad sea fácilmente correlacionable con el nivel superior que Mac-Pherson (1873) distinguió en el "calcáreo basto". Además, constituye una característica propia que puede usarse como criterio de correlación estratigráfica en este área y para su reconstrucción paleogeográfica.

En los alrededores de Cabo Roche afloran unos depósitos con características notablemente diferentes a las comentadas hasta ahora y descritos en detalle en otros trabajos (Aguirre, 1992; Aguirre *et al.*, 1993). Se trata de unas calcarenitas con un gran contenido en fósiles, entre los que dominan los rodolitos (Fig. 8a). Corresponden a materiales depositados en una bahía protegida. De muro a techo se pasa de un medio submareal profundo hasta intermareal-supramareal por la progradación de los sistemas de playas hacia el centro de la cuenca (Aguirre, 1992, 1995; Aguirre *et al.*, 1993).

En los depósitos continentales de la Unidad III se reconocen dos tramos bien diferenciados (Fig. 8d). Uno inferior formado por arenas cuarzosas de origen fluvial y otro superior constituido por intercalaciones de arcillas, calizas, margas diatomíticas y silex lacustres (Aguirre et al., 1995). Localmente, en la base del tramo inferior hay limos y arenas finas con concentraciones de *Crassostrea gryphoides* en posición de vida, correspondientes a los depósitos protegidos asociados al delta, que pasan hacia techo y lateralmente (?) a las arenas fluviales.

Bioestratigrafía

En la base de la Unidad I se encuentra una asociación de foraminíferos planctónicos caracterizada por *Globige*-

rinoides conglobatus, Globorotalia margaritae, G. cf. cibaoensis, Globigerina nepenthes, Sphaeroidinellopsis seminulina y S. paenedehiscens. Esta asociación es representativa de la zona PL 1a de Berggren et al. (1983), es decir, primera subzona del Plioceno inferior (Fig. 9).

El techo de esta unidad presenta una edad diferente dependiendo de los puntos, ya que fue erosionada (Aguirre et al., 1995), aspecto que se tratará más adelante. La edad más moderna se registra en Cabo Roche, donde prácticamente no se produjo erosión (Aguirre, 1995), por la presencia de Globorotalia puncticulata, G. crassaformis, G. cf. hirsuta y G. margaritae. G. hirsuta se considera que desciende de G. margaritae, dando formas intermedias entre ambas especies durante el tránsito Plioceno inferior-Plioceno superior, en los estadios iniciales (Parker, 1962, 1967, 1973; Kennett y Srinivasan, 1983). Keigwin (1982) señaló la primera aparición de G. hirsuta hace 3,41 Ma en el Océano Atlántico occidental (Keigwin, 1982, Tabla 3). Esta edad coincide con la edad del límite Plioceno inferior-Plioceno superior según la escala cronológica de Berggren et al. (1985). Considerando la escala de Cande y Kent (1992) (escala CK92) este límite está datado en 3,553 Ma. Keigwin (1982, Tabla 1) también señaló la coexistencia de G. hirsuta con G. puncticulata hacia la parte final del Plioceno inferior en el Site 502, Atlántico occidental. Por otro lado, la ex-

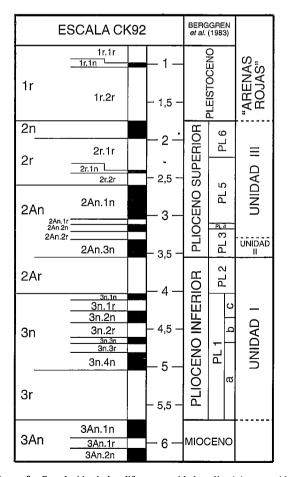


Figura 9.- Correlación de las diferentes unidades pliocénicas consideradas en este trabajo con la escala geocronológica de Cande y Kent (1992), CK92, y con la escala bioestratigráfica de Berggren *et al.* (1985). La línea discontinua indica una edad no precisada.

tinción de *G. margaritae* marca el límite Plioceno inferior-Plioceno superior (e. g. Cita, 1975; Berggren *et al.*, 1983; Channell *et al.*, 1990). Por todo lo expuesto, la presencia de *Globorotalia margaritae* junto con morfotipos atribuibles a *G. hirsuta* indicaría una edad próxima al límite Plioceno inferior-Plioceno superior, es decir, límite entre las zonas PL 2 y PL 3 de Berggren *et al.* (1983) (Fig. 9). En resumen, la Unidad I puede atribuirse en su totalidad al Plioceno inferior.

La Unidad III presenta un escaso contenido en microfauna, caracterizada fundamentalmente por foraminíferos bentónicos, dado el carácter somero y restringido de las facies. No obstante, en la parte baja de la unidad se encuentran algunos ejemplares de Sphaeroidinellopsis seminulina. La extinción de Sphaeroidinellopsis marca el techo de la zona PL 3 de Berggren et al. (1983), lo que indica que el inicio del depósito de la Unidad III debió producirse dentro de esta zona. También aparecen individuos de Globigerinoides extremus, especie que no pasa al Pleistoceno (Berggren et al., 1983; Kennett y Srinivasan, 1983; Channell et al., 1990). Por otra parte, los depósitos lacustres de esta unidad contienen una asociación de micromamíferos pertenecientes a la subzona de Dolomys de Mein et al. (1989-90), parte media de la zona MN 15 (Rusciniense superior) de la escala bioestratigráfica continental (Aguirre et al., 1995). Según criterios paleomagnéticos y de correlación de las escalas bioestratigráficas marina y continental, Aguirre et al. (1995) han atribuido estos materiales al subcrón inverso C2An.2r (o C2An.1r?) de la escala CK92; es decir, parte baja del Plioceno superior. Por tanto, los datos bioestratigráficos expuestos indican que la Unidad III puede asignarse al Plioceno superior (Fig. 9). No obstante, no se puede descartar una edad de Pleistoceno para el techo de la misma dada la ausencia de datos.

La Unidad II no ha podido ser datada hasta el momento debido al carácter somero de las facies. No obstante, de los resultados expuestos anteriormente se desprende que el depósito de esta unidad tuvo que tener lugar dentro de la zona PL 3. Es decir, entre la base del crón C2An y la parte media del subcrón C2An.2n según la correlación de la escala bioestratigráfica de Berggren et al. (1985) con la escala CK92. Consecuentemente, la discordancia angular debe ser también de edad Plioceno superior basal (Aguirre, 1995) (Fig. 9).

Discusión

Las superficies de discontinuidad

La superficie que limita las Unidades I y II está bien representada a lo largo de los acantilados de Cabo Roche. Es una superficie intensamente bioturbada, con trazas de *Thalassinoides* (Fig. 3), de los que se han preservado casi exclusivamente la red de galerías horizontales, característica de la parte más profunda de este tipo de trazas. La alta densidad de bioturbación indica que la tasa de retrabajamiento del sedimento por los organismos bioturbadores excedió a la tasa de acumulación de sedi-

mento (Dodd y Stanton, 1981; Dam, 1990; Bromley, 1990). Por tanto, la superficie límite entre las Unidades I y II se interpreta como una superficie de interrupción sedimentaria o de omisión (Aguirre, 1995).

El hecho de que se preserven preferencialmente las galerías horizontales de los *Thalassinoides* indica que el techo de la Unidad I sufrió una ligera erosión. Ya que el techo de la Unidad I se formó en un ambiente de plataforma de baja turbulencia en el área de Cabo Roche, es posible que la erosión esté ligada al depósito de la base de la Unidad II, como tempestitas amalgamadas proximales en un ambiente submareal somero (Aguirre, 1995).

La parada o ralentización en la tasa de sedimentación que representa la superficie de Thalassinoides implica un notable cambio en las facies y en los medios de depósito. Este cambio se pone de manifiesto ya que se pasa de sedimentos depositados en un ambiente de plataforma interna distal (techo de la Unidad I) a depósitos submareal someros (base de la Unidad II). La relación existente entre estas dos unidades hace fácilmente interpretable la Unidad II como una secuencia submareal progradante en el sentido de Plint (1988). Este marcado cambio en las facies se interpreta como un descenso relativo en el nivel del mar, como han puesto de manifiesto numerosos autores en otros ejemplos similares (e. g. Bergman y Walker, 1987; Plint, 1988; Walker y Eyles, 1991; Pattison y Walker, 1992). Una tasa de sedimentación muy baja y/o transferencia del sedimento a zonas más profundas de la plataforma durante el descenso relativo del nivel del mar pudieron condicionar la formación de la superficie límite entre las Unidades I y II.

Como consecuencia del descenso relativo del nivel del mar, gran parte de los sedimentos de plataforma del techo de la Unidad I de las áreas proximales quedaron expuestos subaéreamente, lo que causó su erosión.

El evento tectónico que provocó la discordancia de la base de la Unidad III acentuó la exposición subaérea de la Unidad I en áreas proximales (hacia el N), ya iniciada tras la bajada relativa del nivel del mar comentada anteriormente. En los alrededores de la Bahía de Cádiz la discordancia produjo un notable cambio en los sistemas deposicionales. Se reconoce por primera vez en el registro pliocénico un importante aporte continental, aspecto que se explicará más adelante. Por tanto, este hecho puede usarse como criterio de correlación de la Unidad III en esta zona.

Una discordancia angular que divide el registro pliocénico en dos conjuntos diferentes ha sido reconocida en un amplio rango geográfico del orógeno Bético-Rifeño y en la cuenca de Alborán: en diversas cuencas del N de Marruecos (Choubert y Ambroggi, 1953; G.R.N.L.G., 1977; Nachite, 1993), en la vertiente atlántica de Cádiz y en Lebrija (Sevilla) (Aguirre, 1990, 1991, 1995; Aguirre et al., 1995), en diversas cuencas de Almería (Brebion et al., 1971; Bousquet et al., 1978; Montenat et al., 1990b; Ott d'Estevou et al., 1990; Griveau et al., 1990; La Chapelle, 1990; Aguirre, 1995), en las cuencas entre Cartagena y Alicante (Montenat, 1977; Montenat et al., 1990a), en la cuenca de Málaga (Sanz de Galdeano y Ló-

pez-Garrido, 1991), en la cuenca de Guadix (Viseras, 1991), en la cuenca de Nerja (Guerra-Merchán y Serrano, 1993; Aguirre, 1995), y en el subsuelo del Mar de Alborán (Megías *et al.*, 1983; Campillo *et al.*, 1992; Campos *et al.*, 1992).

Los resultados bioestratigráficos comentados anteriormente indican que la discordancia angular se produjo dentro de la zona PL 3 de Berggren et al. (1983), primera zona del Plioceno superior. Esta edad coincide con la asignada por Montenat et al. (1990b) para la discordancia intrapliocénica reconocida en la cuenca de Almería-Níjar y con la obtenida por Aguirre (1995) en diversas cuencas pliocénicas del S de la Península Ibérica. La correlación de la escala bioestratigráfica de Berggren et al. (1985) con la escala CK92 proporciona un intervalo cronólogico entre 3,553 y 3,17 Ma para la zona PL 3. Por tanto, el evento tectónico que provocó la discordancia intrapliocénica está acotado en este rango temporal. No obstante, esta sería su duración máxima, ya que la Unidad II se formó en este intervalo y la Unidad III comenzó a depositarse también en la zona PL 3.

Según numerosos autores, el origen de la discordancia está ligado a un levantamiento tectónico del conjunto Bético-Rifeño y de la cuenca de Alborán debido a un reajuste isostático (Estévez y Sanz de Galdeano, 1980; Rehault *et al.*, 1985; Weijermars, 1985, 1988; Montenat *et al.*, 1987; Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1991; Van der Beek y Cloetingh, 1992; Cloetingh *et al.*, 1992; Janssen *et al.*, 1993). No obstante, las causas de dicho levantamiento no parecen estar claras, y existen diversidad de criterios y opiniones entre los autores (Weijermars, 1985; Montenat *et al.*, 1987; Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1991; Cloetingh *et al.*, 1992).

Implicaciones paleogeográficas de las discontinuidades

La bajada relativa del nivel del mar que aconteció entre el depósito de las Unidades I y II condicionó un importante cambio paleogeográfico y en los medios de depósito. Así, durante la máxima transgresión hacia la base del Plioceno inferior la paleocosta se extendió por el ac-

tual Valle del Guadalquivir, hasta alcanzar los alrededores de Córdoba (Fig. 10a). A lo largo de la vertiente atlántica de Cádiz, la paleocosta durante este periodo de tiempo se situó en las proximidades a Conil de la Frontera. La Unidad I muestra una somerización progresiva en la vertical que refleja una migración de la paleocosta de N a S y de E a W a lo largo del actual Valle del Guadalquivir, hacia zonas próximas a la costa actual (Fig. 10b). De este modo, se reconocen sedimentos marinos cada vez más modernos en esas direcciones (Sierro *et al.*, 1990, 1992).

Según el esquema paleogeográfico de Viguier (1976) para la zona de estudio, desde Chiclana hasta Conil se establecieron condiciones sedimentarias de plataforma somera durante el Plioceno inferior. Esto contrasta con los datos expuestos anteriormente, ya que la Unidad I en el área de Cabo Roche finaliza con depósitos formados en una plataforma interna distal, afectada ocasionalmente por tormentas.

Tras el descenso relativo del nivel del mar al final del depósito de la Unidad I, la mayor parte del área estudiada quedó emergida. La sedimentación marina quedó restringida a pequeñas ensenadas situadas próximas a la costa actual. Esto podría explicar la distribución tan dispersa de los afloramientos, así como el carácter somero de las facies de la Unidad II (Fig. 11). En este contexto paleogeográfico, gran parte del techo de la Unidad I estuvo sometido a erosión mientras que en determinadas áreas quedó sumergido, con sedimentación marina y con una erosión mínima.

La exposición subaérea de los sedimentos del techo de la Unidad I fue más acusada y prolongada hacia zonas del interior, como la cuenca de Jerez. Esto se pone de manifiesto, además de por el carácter erosivo del techo de la unidad, porque la asociación de foraminíferos planctónicos encontrada en la parte alta de esta unidad se puede atribuir a la subzona PL 1c de Berggren et al. (1983): Globigerina nepenthes, Globorotalia margaritae y G. crassaformis. Esta asociación de foraminíferos corresponde a una edad más antigua que la encontrada en las zonas más distales que quedaron permanentemente

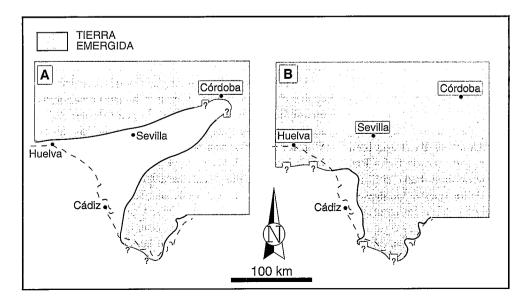


Figura 10.- Esquema paleogeográfico propuesto para el depósito de la Unidad I. A: Situación de la paleocosta durante el máximo transgresivo de la base del Plioceno inferior (adoptado de G.R.N.L.G., 1977). B: Paleogeografía durante el depósito de la parte media-alta de la Unidad I. Línea discontinua: Línea de costa actual; Línea continua: Paleocosta. Los interrogantes indican una posición incierta de la paleocosta.

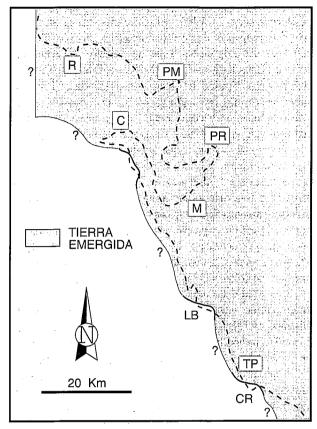


Figura 11.- Modelo paleogeográfico propuesto durante la formación de la Unidad II a lo largo de la costa occidental de Cádiz. R: Rota; PM: El Puerto de Santa María; C: Cádiz; PR: Puerto Real; M: Cerro de los Mártires (San Fernando); LB: La Barrosa; TP: Torre del Puerco; CR: Cabo Roche. Simbología igual que en la Fig. 10.

sumergidas (Cádiz, La Barrosa, Cabo Roche) (Aguirre, 1995; Aguirre *et al.*, 1995).

La discordancia intrapliocénica, que limita la Unidad

III en su base, provocó el hundimiento de determinadas zonas que estaban emergidas durante el depósito de la Unidad II. De esta forma, en la Bahía de Cádiz, se formó una amplia ensenada en la actual marisma del Guadalete (Fig. 12) con morfología triangular, abriéndose hacia el Atlántico. El hundimiento de la zona de la Bahía de Cádiz probablemente estuvo condicionado por una falla normal que pasa por el borde S de la Sierra de San Cristóbal (Viguier, 1974; Zazo et al., 1983). En el interior de la ensenada quedaron pequeñas islas, como el Cerro de los Mártires en San Fernando, que modificaron las direcciones de paleocorrientes (Ferriz, 1991; Ferriz y Aguirre, 1992).

Desde La Barrosa hasta un poco más al N de la Torre del Puerco los materiales de la Unidad III corresponden a depósitos litorales (Aguirre, 1990, 1995). Esto sugiere que la paleocosta siguió un trazado aproximadamente paralelo y próximo a la línea de costa actual (Fig. 12). En el promontorio donde está emplazada la Torre del Puerco se originó un relieve positivo, probablemente emergido, que individualizó una zona protegida al S del mismo, entre la Urbanización de Roche y la playa de El Puntalejo (Fig. 12). Se trata de una bahía donde se desarrollaron profusamente los crecimientos de algas corallináceas, formando rodolitos, y una abundante fauna acompañante. Esta bahía se originó a favor de fallas normales y fue colmatándose por la progradación de los cordones de playas hacia el centro de la cuenca (Aguirre, 1992, 1995; Aguirre et al., 1993).

Como se puede observar, al S de la Bahía de Cádiz permanecieron condiciones marinas durante todo el Plioceno, hecho que contrasta con el esquema paleogeográfico propuesto por Viguier (1976), que considera la zona al S de Chiclana emergida desde el Plioceno "medio". Según este autor, únicamente permaneció sedimentación marina en el área de la Bahía de Cádiz.

Además de la reestructuración paleogeográfica con respecto a la paleogeografía anterior, también se produjo

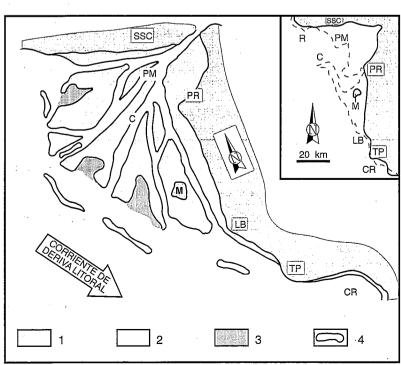


Figura 12.- Esquema idealizado (sin escala) del modelo deposicional propuesto para el área estudiada durante el depósito de la Unidad III. El esquema de la esquina superior izquierda representa la paleogeografía del mismo área. 1: Tierra emergida; 2: Plataforma del frente deltaico; 3: Bahías interdistributarias; 4: Barras arenosas. La simbología es la misma que en la Fig. 10 y las abreviaturas son iguales que en la Fig. 11. SSC: Sierra de San Cristóbal.

una variación en los sistemas de depósito. En este sentido, la ensenada formada en la Bahía de Cádiz se fue rellenando por la progradación de un delta (Fig. 12).

Los cantos incluidos en los sedimentos de la Unidad III son de origen metamórfico, por tanto, deben proceder de la Meseta, ya que es el único área fuente de estos materiales (Zazo et al., 1985). El río Guadalquivir es el único medio de transporte próximo a la Bahía de Cádiz que transporta material procedente de la Meseta en la actualidad. No obstante, la distribución de facies y la tendencia en el tamaño de grano y las estructuras sedimentarias indica que el material metamórfico debió descargarse en las proximidades a la actual desembocadura del río Guadalete. Así, facies de conglomerados canalizados y amalgamados están presentes en los acantilados costeros de El Puerto de Santa María y depósitos de playas aparecen hacia el W-NW y E-SE. Zazo et al. (1985) propusieron la existencia de una posible conexión entre el Guadalquivir y la Bahía de Cádiz por medio de un canal distributario del Guadalquivir que descargara sedimentos en las cercanías de la actual desembocadura del Guadalete. Esta conexión, sin duda jugó un papel crucial en la entrada del material metamórfico en la Bahía de Cádiz. No obstante, Zazo et al. (1985) sugirieron que dicha conexión se estableció durante la transición Plioceno-Pleistoceno o Pleistoceno inferior. Los datos estratigráficos y bioestratigráficos presentados en este trabajo señalan que debió ocurrir durante el depósito de la Unidad III, es decir, durante el Plioceno superior.

El canal distributario del Guadalquivir desarrolló un sistema deltaico en su desembocadura que progradó hacia el S-SE (Fig. 12). Esta dirección de progradación se pone de manifiesto ya que existe un cierto retardo en la entrada masiva de los cantos detríticos gruesos de N a S-SE. El sedimento detrítico grueso aportado a la Bahía de Cádiz fue redistribuido por las corrientes de deriva litoral, dirigidas hacia el SE según Zazo et al. (1983), y el oleaje, formando cordones de playas. Estos depósitos alcanzaron hasta La Barrosa, el extremo meridional de la ensenada formada durante este tiempo. Anteriormente se había propuesto un modelo sedimentario de isla-barrera y lagoon (Viguier, 1974; Zazo et al., 1977, 1983, 1985). Este modelo sedimentario no es excluyente con el modelo deltaico aquí desarrollado, sino que se considera complementario (Ferriz y Aguirre, 1992).

Conclusiones

1. En el Plioceno de la vertiente atlántica de Cádiz pueden reconocerse tres unidades estratigráficas separadas por discontinuidades. La discontinuidad inferior que separa la Unidad I de la Unidad II está representada por una superficie de no depósito. Se trata de un fondo endurecido ("hardground") o un fondo firme ("firmground") dependiendo de los puntos. La discontinuidad superior, que separa la Unidad III de los materiales más antiguos, está representada por una discordancia angular y erosiva que puede ser correlacionada con la discordancia intrapliocénica detectada en otras cuencas de la cadena Bético-Rifeña y en el subsuelo del Mar de Alborán.

- 2. La base de la Unidad I pertenece a la zona PL 1a de Berggren et al. (1983). El techo muestra edades diferentes debido a que estuvo sometido a erosión diferencial, más acusada en las zonas del interior. La edad más reciente detectada es límite Plioceno inferior-Plioceno superior. La Unidad III puede ser asignada al Plioceno superior sin más precisión en base a criterios bioestratigráficos marinos y continentales y magnetoestratigráficos (Aguirre et al., 1995). Consecuentemente, la Unidad II y el evento tectónico que produjo la discordancia debieron producirse durante la parte basal del Plioceno superior. Esta edad coincide con la atribuida por otros autores para una discordancia intrapliocénica detectada en diversas cuencas del sur y del sureste peninsular (Montenat et al., 1990b; Aguirre, 1995). Dicha discordancia pudo estar producida por un levantamiento tectónico que afectó, al menos, a todo el dominio occidental del Mediterráneo (Aguirre, 1995).
- 3. El comienzo del depósito de la Unidad I tuvo lugar en un amplio entrante marino a lo largo el actual Valle del Guadalquivir. La somerización reflejada hacia el techo de la unidad indica la migración de la paleocosta de N a S y de E a W hacia áreas próximas a la línea de costa actual.
- 4. La discontinuidad inferior implica un descenso relativo en el nivel del mar, condicionando un importante cambio paleogeográfico y en los medios sedimentarios. No obstante, la recostrucción paleogeográfica de la Unidad II es bastante difícil de establecer dada la escasez y el carácter local de los afloramientos.
- 5. Durante el depósito de la Unidad III los sedimentos aportados a la Bahía de Cádiz procedían de la Meseta Ibérica, probablemente por la existencia de un canal distributario del Guadalquivir que conectaba ambas áreas. Este canal desarrolló un delta dominado por el oleaje y las mareas en las proximidades a El Puerto de Santa María y cuya influencia alcanzó hasta La Barrosa. Al sur de la Torre del Puerco se desarrolló una bahía protegida. La gran abundancia de material detrítico en la Unidad III señala el comienzo de la sedimentación deltaica y un cambio en los medios deposicionales previamente existentes. Por tanto, este rasgo puede ser usado con fines de correlación local y reconstrucción paleogeográfica.

Quisiera expresar mi agradecimiento a los Drs. J. M. Martín y J. C. Braga por la lectura y comentarios realizados durante la elaboración del trabajo. Los Drs. L. Cabrera, A. Marcos y un revisor anónimo han aportado valiosas sugerencias con sus revisiones, que han contribuido a mejorar la calidad del manuscrito. También quisiera agradecer la ayuda ofrecida por los Drs. F. Sierro y J. Civis sobre la bioestratigrafía y los foraminíferos planctónicos. Este estudio ha sido financiado por los Proyectos de Investigación DGICYT PB90-0854 y PB93-1113, el Grupo de Investigación 4076 de la Junta de Andalucía y por una beca F.P.D.I. de la Junta de Andalucía.

Bibliografía

Aguirre, J. (1990): El Plioceno Marino de la Costa de Cádiz Entre Chiclana y Conil. Tesis de Licenciatura (no publicada), Univ. Granada, 106 pp.

Aguirre, J. (1991): Estratigrafía del Plioceno de la Costa de Cádiz entre Chiclana y Conil. Geogaceta, 9: 84-87.

Aguirre, J. (1992): Evolución de las asociaciones fósiles del Plioceno

- marino de Cabo Roche (Cádiz). Rev. Esp. Paleont., Extra: 3-10.
- Aguirre, J. (1995): Tafonomía y Evolución Sedimentaria del Plioceno Marino en el Litoral Sur de España Entre Cádiz y Almería. Tesis Doctoral (no publicada), Univ. Granada, 419 pp.
- Aguirre, J., Braga, J. C. y Martín, J. M. (1993): Algal nodules in the upper Pliocene deposits at the coast of Cádiz (S Spain). In: Studies on Fossil Benthic Algae (F. Barattolo, P. De Castro y M. Parente, Eds.), 1-7.
- Aguirre, J., Castillo, C., Ferriz, F. J., Agustí, J. y Oms, O. (1995): Marine-continental magnetobiostratigraphic correlation of the *Dolomys* subzone (middle of Late Ruscinian): Implications for the Late Ruscinian age. *Palaeogeogr.*, *Palaeoclimat.*, *Palaeoecol.*, 117: 139-152.
- Aguirre, J. y Jiménez, A. P. (1994): ¿Por qué Saccostrea cuccullata Born, 1778 crece como crece y donde crece? X Jor. Paleontol., Madrid, 1-3.
- Benkhelil, J. (1976): Etude Néotectonique de la Terminaison Occidentale des Cordillères Bétiques (Espagne). Thése 3^{em} cycle, Univ. Nice, 180 pp.
- Berggren, W. A., Aubry, M. P. y Hamilton, N. (1983): Neogene magnetostratigraphy of Deep Sea Drilling Project Site 516 (Rio Grande Rise, South Atlantic). *Init. Repts. DSDP*, 72: 675-706.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Flynn, J. J. y Van Couvering, J. A. (1985): Cenozoic chronology. Geol. Soc. Am. Bull., 96: 1407-1418
- Bergman, K. M. y Walker, R. G. (1987): The importance of sea-level fluctuations in the formation of linear conglomerate bodies: Carrot Creek Member of Cardium Formation, Cretaceous Western Interior Saeway, Alberta, Canada. *Jour. Sed. Petrol.*, 57: 651-665.
- Bousquet, J. C., Montenat, C. y Philip, H. (1978): La evolución tectónica de las Cordilleras Béticas orientales. *Reun. Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*, Granada, 59-78.
- Brebion, P., Demarq, G., Lauriat, T. y Montenat, C. (1971): Le Pliocène de la région d'Elche (province d'Alicante, Espagne) et sa faune de mollusques. *Est. Geol.*, 27: 197-211.
- Bromley, R. G. (1990): Trace Fossils. Biology and Taphonomy. Unwin Hyman, 280 pp.
- Campillo, A. C., Maldonado, A. y Mauffret, A. (1992): Stratigraphic and tectonic evolution of the western Alboran Sea: late Miocene to Recent. Geo-Mar. Letters, 12: 165-172.
- Campos, J, Maldonado, A. y Campillo, A. C. (1992): Post-Messinian evolutional patterns of the Central Alboran Sea. Geo-Mar. Lett., 12: 173-178.
- Cande, S. C. y Kent, D. V. (1992): A new geomagnetic polarity time scale for late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, 97: 13917-13951.
- Channell, J. E. T., Rio, D., Sprovieri, R. y Glaçon, G. (1990): Biomagnetostratigraphic correlations from Leg 107 in the Tyrrhenian Sea. Proc. ODP, Sci. Results, 107: 669-682.
- Choubert, G. y Ambroggi, R. (1953): Note préliminaire sur la présence de deux cycles sédimentaires dans le Pliocène marin au Maroc. Prof. Rep. fr. Moroc Div. Min. Géol. Serv. géol., Notes et Mém. Serv. géol. 117: 3-72.
- Cita, M. B. (1975): Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VIII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision. Riv. Ital. Paleontol. Stratigr., 81: 527-544.
- Cloetingh, S., van der Beek, P. A., van Rees, D., Roep, T. B., Biermann, C. y Stephenson, R. A. (1992): Flexural interaction and the dynamics of Neogene extensional basin formation in the Alboran-Betic region. *Geo-Mar. Lett.*, 12: 66-75.
- Dam, G. (1990): Paleoenvironmental significance of trace fossils from the shallow marine lower Jurassic Neil Kinter Formation, East Greeland. Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol., 79: 221-248.
- Dodd, J. R. y Stanton, R. J. (1981): Paleoecology, Concepts and Applications. John Willy and Sons, 559 pp.
- Ekdale, A. A. (1985): Paleoecology of the marin endobenthos. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 50: 63-81.
- Estévez, A. y Sanz de Galdeano, C. (1980): La néotectonique des environs de la Sierra Arana. *Cuad. Geol.*, 11: 7-29.
- Ferriz, F. J. (1991): El Plio-Pleistoceno de la Bahía de Cádiz Entre Puerto Real, Cádiz y El Puerto de Santa María. Tesis de Licenciatura (no publicada), Univ. Granada, 110 pp.
- Ferriz, F. J. y Aguirre, J. (1992): Sedimentary evolution of the Atlantic

- coast of Cádiz (southwestern Spain) during the late Pliocene. *III Congr. Geol. Esp. SGE y VIII Congr. Latinoamer. Geol.*, Salamanca. 1: 118-122.
- Fürsich, F. T. (1979): Genesis, environments and ecology of Jurassic hardgrounds. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 158: 1-63.
- Gavala, J. (1916): Regiones petrolíferas de Andalucía. Bol. Inst. Geol. Min. España, 37: 29-221.
- Gavala, J. (1921): Los alumbramientos de aguas subterráneas en las manchas terciarias que rodean la Bahía de Cádiz. Bol. Inst. Geol. Min. España, 42: 355-362.
- Gavala, J. (1927): Cádiz y su bahía en el transcurso de los tiempos geológicos. Bol. Inst. Geol. Min. España, 49: 1-29.
- Gavala, J. (1959): La Geología de la Costa y Bahía de Cádiz y el Poema "Ora Maritima", de Avieno. Serv. Publ. Diputación de Cádiz (1992), 315 pags.
- Griveaud, P., Coppier, G., Montenat, C. y Ott d'Estevou, P. (1990): Le Pliocène des Sierras d'Aguila. Doc. et Trav. IGAL, 12-13: 221-238.
- Groupe de Recherche Néotectonique de L'Arc de Gibraltar (G.R.N.L.G.) (1977): L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. Bull. Soc. géol. France 19: 575-614.
- Guerra-Merchán, A. y Serrano, F. (1993): Análisis estratigráfico de los materiales Neógeno-Cuaternarios de la región de Nerja. In: *Geología de la Cueva de Nerja* (F. Carrasco, Ed.). Trabajos sobre la Cueva de Nerja, 3: 55-90.
- Gutiérrez Mas, J. M., Martín Algarra, A. Domínguez Bella, S. y Moral Cardona, J. P. (1991): *Introducción a la Geología de Cádiz*. Serv. Publ. Univ. Cádiz, 315 pp.
- Janssen, M. E., Torne, M., Cloetingh, S. y Banda, E. (1993): Pliocene uplift of the eastern Iberian margin: inference from quantitative modelling of the Valencia trough. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 119: 585-597.
- Keigwin, L. D., Jr. (1982): Neogene planktonic foraminifers from Deep Sea Drilling Project Sites 502 and 503. *Init. Repts. DSDP*, 68: 269-288.
- Kennett, J. P. y Srinivasan, M. S. (1983): Neogene Planktonic Foraminifera. A Phylogenetic Atlas. Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania, 265 pp.
- La Chapelle, M. A. (1990): Le couloir de Pulpi. Doc. et Trav. IGAL, 12-13: 195-206.
- Mac-Pherson, J. (1873): Bosquejo geológico de la provincia de Cádiz. Imprenta Rev. Médica, 156 pags.
- Megías, A. G., Leret, G. Martínez del Olmo, W. y Soler, R. (1983): La sedimentación neógena en las Béticas: análisis tectosedimentario. *Mediterránea, Ser. Geol.*, 1: 83-103.
- Mein, P., Moissenet, E. y Adrover, R. (1989-90): Biostratigraphie du Néogène supérieur du bassin de Teruel. *Paleont. i Evol.*, 23: 121-139.
- Montenat, C. (1977): Les bassins Néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia (Cordillères bétiques orientales - Espagne). Stratigraphie, Paleogeographie et evolution dynamique. *Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon.* 69: 1-345.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P. y Coppier, G. (1990a): Les bassins Néogènes entre Alicante et Cartagena.. *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13: 313-368.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P. y La Chapelle, G. (1990b): Le bassin de Nijar-Carboneras et le couloir du bas-Andarax. *Doc. et Trav.* IGAL, 12-13: 129-164.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P. y Masse, P. (1987): Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 11: 1-22.
- Nachite, D. (1993): Los Ostrácodos y la Evolución Paleoambiental del Neógeno del NO de Marruecos y del SE de España. Tesis Doctoral (no publicada), Univ. Granada, 310 pp.
- Ott d'Estevou, P., Montenat, C. y La Chapelle, G. (1990): La bassin de Vera-Garrucha. *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13: 165-188.
- Parker, F. L. (1962): Planktonic foraminiferal species in Pacific sediments. *Micropaleontology*, 8: 219-254.
- Parker, F. L. (1967): Late Tertiary biostratigraphy (planktonic foraminifer) of tropical Indo-Pacific deep-sea cores. *Bull. Am. Paleontol.*, 52: 115-208.
- Parker, F. L. (1973): Late Cenozoic biostratigraphy (planktonic forami-

nifer) of tropical Atlantic deep-sea sections. Rev. Esp. Micropale-ontol., 5: 253-289.

- Pattison, S. A. J. y Walker, R. G. (1992): Deposition and interpretation of long, narrow sandbodies underlain by a basinwide erosion surface: Cardium Formation, Cretaceous Western Interior Seaway, Alberta, Canada. *Jour. Sed. Petrol.*, 62: 292-309.
- Plint, A. G. (1988): Sharp-based shorface sequences and "offshore bars" in the Cardium Formation of Alberta: their relationship to relative changes in sea level. In: Sea-Level Changes: an Integrated Approach. (C. K. Wilgus, B. S. Hasting, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross y J. Van Wagoner, Eds.) Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 42: 357-370.
- Querol, M. A. y Santonja, M. (1983): El Yacimiento de Cantos Trabajados de El Aculadero (Puerto de Santa María, Cádiz). Excavaciones Arqueológicas en España, Ministerio de Cultura. 270 pp.
- Rehault, J. P., Boillot, G. y Mauffret, A. (1985): The western Mediterranean basin. In: *Geological Evolution of the Mediterranean Basin* (D. J. Stanley y F. C. Wezel Eds.) Springer-Verlag, 101-129.
- Sanz de Galdeano, C. y López-Garrido, A. C. (1991): Tectonic evolution of the Málaga basin (Betic Cordillera). Regional implications. Geodinámica Acta, 5: 173-186.
- Sierro, F. J., González-Delgado, J. A., Dabrio, C. J., Flores, J. A. y Civis, J. (1990): The Neogene of the Guadalquivir Basin (SW Spain). Paleontol. i Evol. 2: 209-250.
- Sierro, F. J., González-Delgado, J. A., Dabrio, C. J., Flores, J. A. y Civis, J. (1992): Excursion C (Spanish part). The Neogene of the western Guadalquivir Basin (SW Spain). Ciencias da Terra (U.N.I.), II: 73-97.
- Van der Beek, P. A. y Cloetingh, S. (1992): Lithospheric flexure and the tectonic evolution of the Betic Cordilleras (SE Spain). *Tecto-nophysics*, 203: 335-344.
- Viguier, C. (1974): Le Néogène de l'Andalousie Nord-Occidentale (Espagne). Thése 3^{cm} cycle, Univ. Bordeaux, 449 pp.

- Viguier, C. (1976): Individualisation et évolution structurale de la région de Cadix (Espagne du Sud-Ouest) au Néogène "post-nappe". Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine, 20: 107-112.
- Viseras, C. (1991): Estratigrafía y Sedimentología del Relleno Aluvial de la Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas). Tesis Doctoral, Serv. Publ. Univ. Granada, 327 pp.
- Walker, R. G. y Eyles, C. H. (1991): Topography and significance of a basinwide sequence-bounding erosion surface in the Cretaceous Cardium Formation, Alberta, Canada. *Jour. Sed. Petrol.*, 61: 473-496.
- Weijermars, R. (1985): Uplift and subsidence history of the Alboran Basin and a profil of the Alboran diapir (W-Mediterranean). Geol. in Mijnbouw, 64: 349-356.
- Weijermars, R. (1988): Neogene tectonics in the western Mediterranean may have caused the Messinian Salinity Crisis and an associated glacial event. *Tectonophysics*, 148: 211-219.
- Zazo, C. (1979): El problema del límite Plio-Pleistoceno en el litoral S y SE de España. *Trabajos N/Q.*, 9: 65-72.
- Zazo, C., Goy, J. L. y Dabrio, C. (1983): Medios marinos y marinossalobres en la Bahía de Cádiz durante el Pleistoceno. Mediterránea Ser. Geol., 2: 29-52.
- Zazo, C., Goy, J. L., Dabrio, C., Civis, J. y Baena, J. (1985): Paleogeografía de la desembocadura del Guadalquivir al comienzo del Cuaternario (provincia de Cádiz, España). Actas I Reun. del Cuaternario Ibérico, 1: 461-472.
- Zazo, C., Goy, J. L., Hoyos, M., Meco, J., Usera, J., García Vicente, J., Galvan, J. y Aguirre, E. (1977): El corte de Puerto Real y el problema del límite Plio-Pleistoceno en la Bahía de Cádiz. *Trabajos* N/O., 6: 319-339.

Manuscrito recibido el 30 de Junio de 1994 Aceptado el manuscrito revisado el 15 de Mayo de 1995