

SEDIMENTOLOGÍA DEL MIOCENO DE LA CIUDAD AUTÓNOMA DE MELILLA

D. Gómez-Gras y D. Parcerisa

*Departament de Geologia, Facultat de Ciències, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Barcelona).
david.gomez@uab.es*

Resumen: En este trabajo se describen la estratigrafía y las facies de los materiales miocenos del territorio de la Ciudad Autónoma de Melilla y se realiza una correlación con las diferentes unidades cronoestratigráficas descritas en la cuenca que permite asignar una edad más precisa a estos materiales. Se definen tres nuevas unidades estratigráficas. La unidad carbonática inferior consta de dos subunidades. La subunidad inferior arrecifal está formada casi exclusivamente por colonias de corales de tipo *Porites* (*boundstones*), con facies bien desarrolladas de núcleo y talud arrecifal. Estas facies arrecifales son muy similares a las descritas en los arrecifes coralinos típicos del Messiniense. Adaptándose a las bioconstrucciones arrecifales se dispone una subunidad carbonática bioclástica compuesta principalmente por calizas (*grainstones-packstones*) de moluscos y algas rojas. La estratificación de esta subunidad exhibe diferentes grupos de clinoforras que indican una progradación hacia el O de esta plataforma bioclástica. Por encima se dispone la unidad detrítica intermedia, que está constituida por areniscas y limos de color amarillo depositados en un ambiente deltaico progradante que rellena la paleotopografía dejada por la unidad subyacente. La unidad carbonática superior se dispone sobre las dos anteriores y está constituida por capas de calizas oolíticas (*packstones/grainstones*) y por niveles estromatolíticos (*boundstones*) depositados en un ambiente de plataforma somera. Hacia el SO, la serie miocena pasa lateralmente a los sedimentos volcanoclásticos pertenecientes al cercano complejo volcánico del Gourougou. La similitud entre las facies de las tres unidades estratigráficas definidas en este trabajo y las de las unidades cronoestratigráficas descritas en la Cuenca de Melilla permite asignar una edad Messiniense para toda la serie terciaria del territorio de Melilla.

Palabras clave: unidades estratigráficas, facies, Messiniense, Ciudad de Melilla, NE Rif.

Abstract: We describe the stratigraphic units and the general facies patterns of the Tertiary succession of the territory of the Ciudad Autónoma de Melilla, and correlate them with the chronostratigraphic units established in the remainder of the Melilla basin in order to assign an age to these units. We define three new stratigraphic units. The lower carbonate unit is composed of two subunits. The lower reefal subunit is constituted by coral-colonies of *Porites* (*boundstones*) with well-developed reef-core and reef-slope facies. These reef facies are very similar to the Mediterranean Messinian coral mounds. Overlying and adapting this reefal subunit there is a bioclastic carbonate subunit, mainly composed of molluscan packstones/grainstones including red algae. Bedding in this subunit shows large sigmoid patterns, indicating westward progradation of a bioclastic limestone platform. Then follows an intermediate detrital unit, that consists of yellow, fine-grained siliciclastic sandstones deposited in a prograding deltaic system that filled paleotopographic depressions. The upper carbonate unit unconformably rests upon the previous ones, and is composed of oolitic packstones/grainstones and stromatolitic boundstones deposited in a shallow platform. To the SW, the whole succession changes into volcanoclastic sediments near the Gourougou volcanic complex. The similarity of the facies of the three stratigraphic units defined in this paper and the chronostratigraphic units described in the Melilla Basin permits to assign a Messinian age to the whole succession at the Melilla territory.

Key words: stratigraphic units, facies, Messinian, Melilla city, NE Rif.

Gómez-Gras, D. y Parcerisa, D. (2004): Sedimentología del Mioceno de la Ciudad Autónoma de Melilla. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17 (3-4): 169-185

Geológicamente, la Ciudad Autónoma de Melilla se encuentra dentro de la cuenca neógena de Melilla (o Melilla-Nador), que es una de las cuencas post-orogénicas del NE de la región del Rif en la que la sedimen-

tación marina comenzó durante el Tortoniense o incluso en el Serravallense. En Melilla y sobretudo en Marruecos, los afloramientos de estos materiales del Mioceno Superior fosilizan los principales eventos orogé-

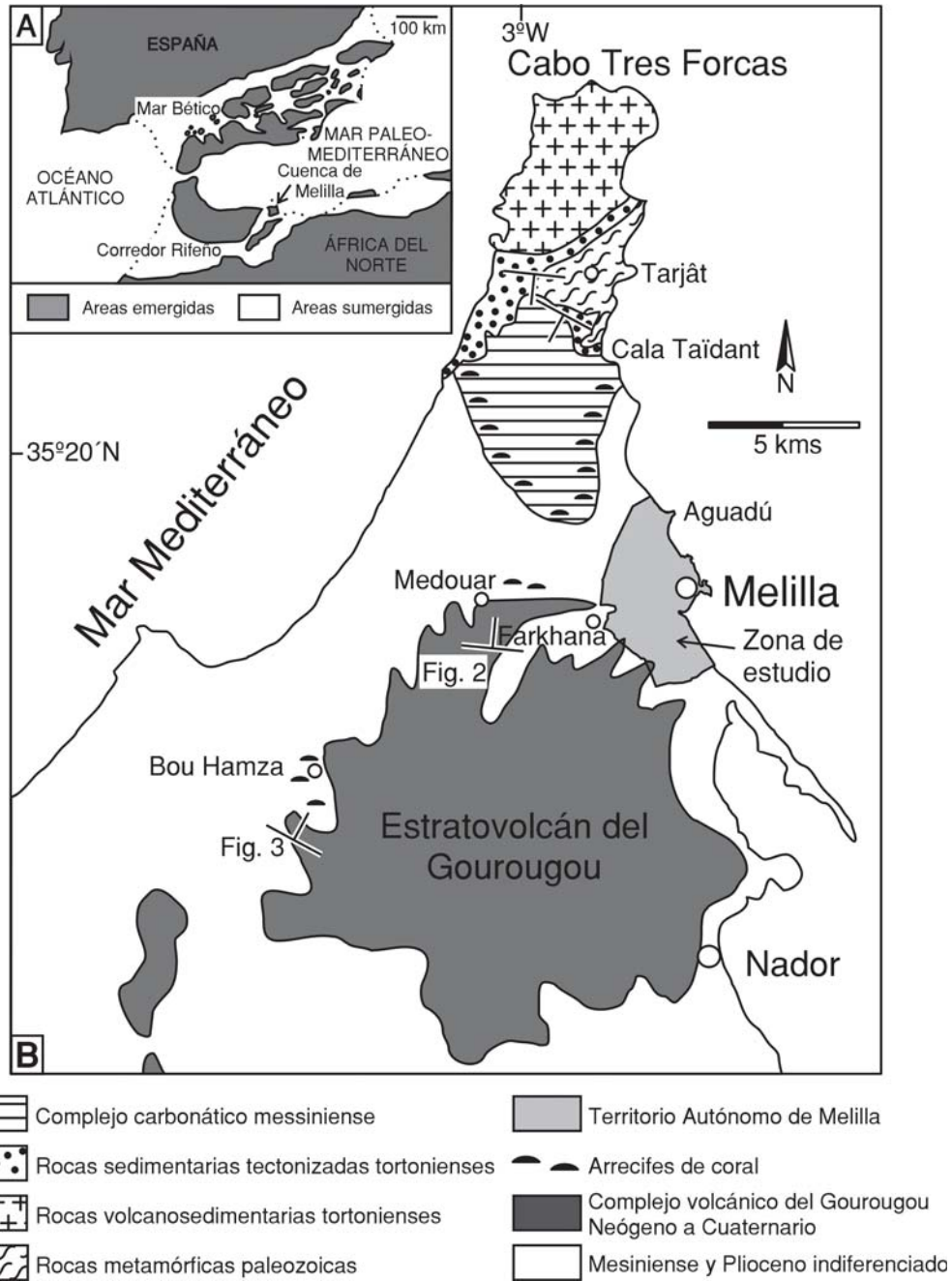


Figura 1.- (A) Mapa paleogeográfico del Mediterráneo oriental durante el Mioceno superior y situación de la Cuenca de Melilla. (B) Mapa geológico general de la Península de las Tres Forcas (modificado de Roger *et al.*, 2000).

nicos alpinos y son fácilmente identificables a lo largo del Corredor Rifeño. Precisamente, en esta zona del NE del Rif donde se ubica geográficamente Melilla, aflora un complejo carbonático marino somero, de edad entre Tortoniano y Messiniense, que se dispone sobre la vertiente sur de un alto estructural (cabo de las Tres Forcas) compuesto por rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias estructuralmente basculadas. Este complejo carbonático posee una potencia aproximada de unos 200 m, 7 km de anchura y aflora a lo largo de un área de unos 28 km² la mayor parte de los cuales se encuentran dentro del territorio de Marruecos (Fig. 1). Quizás sea esta la razón por la cual no existan estudios sobre los afloramientos, algunos de ellos espectaculares, del te-

ritorio de la ciudad de Melilla, a pesar de la abundancia de trabajos que se han realizado sobre esta cuenca en los últimos 40 años.

Por esta razón, el objetivo de este estudio es, por un lado, describir la sedimentología de los materiales miocenos de la Ciudad Autónoma de Melilla y, por otro, realizar una correlación con las diferentes unidades cronoestratigráficas descritas en la cuenca que permita asignar una edad más precisa a estos materiales.

Antecedentes

La estratigrafía general de la cuenca de Melilla fue descrita originalmente por Choubert *et al.* (1966) quie-

nes distinguieron dos ciclos sedimentarios de edad Mioceno Superior y describieron la existencia de construcciones carbonáticas lenticulares que contenían *Porites*. Más tarde, Guillemín y Houzay (1982) interpretaron la evolución tectónica y sedimentaria de la cuenca al contar con datos biostratigráficos más precisos. Rouchy (1982) enfatizó la geometría progradante de estos cuerpos arrecifales de *Porites* y su significado en relación con la “Crisis de Salinidad Messiniense”. Otros estudios se centraron en la relación entre los arrecifes de corales y el “complejo estromatolítico terminal” (Rouchy *et al.*, 1986; Saint Martin y Rouchy, 1986, 1990; Saint Martin, 1990) el cual es una parte del “Complejo Carbonático Terminal” Messiniense (TCC) descrito por Esteban (1979). Estos datos fueron comparados con otros procedentes de otras cuencas miocenas del Mediterráneo occidental (Saint Martin y Rouchy, 1990) para descifrar la influencia de la tectónica y del eustatismo en la evolución del mar Mediterráneo durante el Messiniense. Basados en una cartografía más reciente de la cuenca de Melilla-Nador, Saint Martin *et al.* (1991, 1994), Saint Martin y Cornée (1996), Cornée *et al.* (1992, 1994, 1996), André *et al.* (1993) y Benmoussa *et al.* (1994) propusieron un nuevo marco estratigráfico secuencial para las unidades sedimentarias messinienses. Al mismo tiempo, Cunningham (1992), Cunningham *et al.* (1994) y más tarde Cunningham y Collins (2002) centraron la atención en la estratigrafía secuencial de alta resolución y en la magnetoestratigrafía de la plataforma y complejo arrecifal. Más recientemente, Cunningham *et al.* (1997), Roger *et al.* (2000) y Münch *et al.* (2001) establecen una cronoestratigrafía muy detallada (tefcronología) mediante dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de las capas piroclásticas interestratificadas en la serie sedimentaria y que proceden del complejo volcánico neógeno del Gourougou. Estos autores determinan el momento en que se produjo el aislamiento del Mediterráneo y el inicio de la Crisis de Salinidad Messiniense y establecen correlaciones con cuencas vecinas de similares características como la Cuenca de Sorbas (Almería). También son de destacar los diferentes estudios paleontológicos y bioestratigráficos llevados a cabo sobre las faunas arrecifales de esta cuenca (Benmoussa *et al.*, 1987, 1988, 1989; El Hajjaji, 1987, 1988; Saint Martín, 1990; Gaudant *et al.*, 1994 y Courme y Lauriat-Rage, 1998).

Contexto geológico

En la región que nos encontramos existen pocos afloramientos anteriores al Mioceno. Sólo al norte de Melilla, en la parte septentrional de la Península de las Tres Forcas, aflora el Paleozoico (Guillemín, 1976) junto con una secuencia arcillosa y volcanoclástica de edad Tortoniense mientras que en la parte meridional aflora el estratovolcán del Gourougou (Fig. 1), cuya actividad se extendió desde el Tortoniense hasta el Plioceno (Hernández y Bellón, 1985). Las rocas paleozoicas son metamórficas y han sido correlacionadas con

los materiales de las zonas internas de la Cordillera Bética (complejos Maláguide y Alpujarride) por García-Dueñas *et al.* (1995).

La historia tectónica de la cuenca de Melilla fue descrita por Rampnoux *et al.* (1979) y sobretodo, por Guillemín y Houzay (1982), autores que reconocieron cuatro fases tectónicas diferentes. La primera es un episodio de extensión de edad Tortoniense que creó la cuenca a favor de fallas normales y que venía acompañado por la sedimentación de conglomerados, margas, limolitas y areniscas (unidad clásica o “*clastic wedge*” de Cunningham *et al.*, 1994) y por un volcanismo riolítico en el Cabo de las Tres Forcas (borde norte de la cuenca) (Fig. 1). Aunque estos autores asignan una edad Tortoniense a este evento, en su discusión se sugiere la posibilidad de que la edad fuese Serravalliense. La segunda fase comprende una etapa compresiva Tortoniense, con una dirección de acortamiento norte – sur, que deformó los depósitos previos y que hizo bascular las capas de la unidad clásica durante el levantamiento del núcleo metamórfico del anticlinal de Tarjât (Fig. 1). La tercera fase es un episodio extensivo del Messiniense (que pudo empezar en el Tortoniense, según Cunningham *et al.*, 1994) durante el cual se depositó una potente serie de carbonatos marinos someros, margas, y sedimentos siliciclásticos acompañados por un volcanismo, ácido en el Cabo de las Tres Forcas y alcalino en forma de estratovolcán (Gourougou), y de la formación de seismitas en los sedimentos (Machhour *et al.*, 1993). Finalmente, la cuarta fase consiste en una nueva etapa compresiva que tuvo lugar probablemente en el Plioceno superior y que hizo que la plataforma carbonática del Mioceno Superior basculara hacia el sur y fuera cortada por numerosas pequeñas fallas normales. Este evento, además, produjo una fracturación que cortó mediante fallas inversas las coladas de lavas basálticas del límite Mioceno-Plioceno cerca de Farkhâna.

Estratigrafía

Desde el punto de vista estratigráfico, en la Cuenca de Melilla se pueden reconocer dos ciclos sedimentarios. El primero es de edad Tortoniense o incluso Serravalliense (Choubert *et al.*, 1966; Guillemín y Houzay, 1982) y consiste en una unidad siliciclástica (“*clastic wedge*” de Cunningham *et al.*, 1994) compuesta por unos conglomerados basales sobre los que se dispone una serie marina formada por margas limosas, limolitas y areniscas siliciclásticas con tobas riolíticas interestratificadas (Fig. 1). El límite inferior de esta unidad es la discordancia con las rocas metamórficas del Paleozoico y el superior es una discordancia angular producida por un basculamiento tectónico importante que tuvo lugar durante el Tortoniense. Las rocas metamórficas y la unidad clásica constituirían conjuntamente el Alto de Tarjât, que es a partir del cual se deposita, hacia el sur, el segundo ciclo sedimentario, de edad Messiniense o incluso Tortoniense en la base. Este ciclo se caracteriza por la sedimentación de plataformas someras progradantes bio-

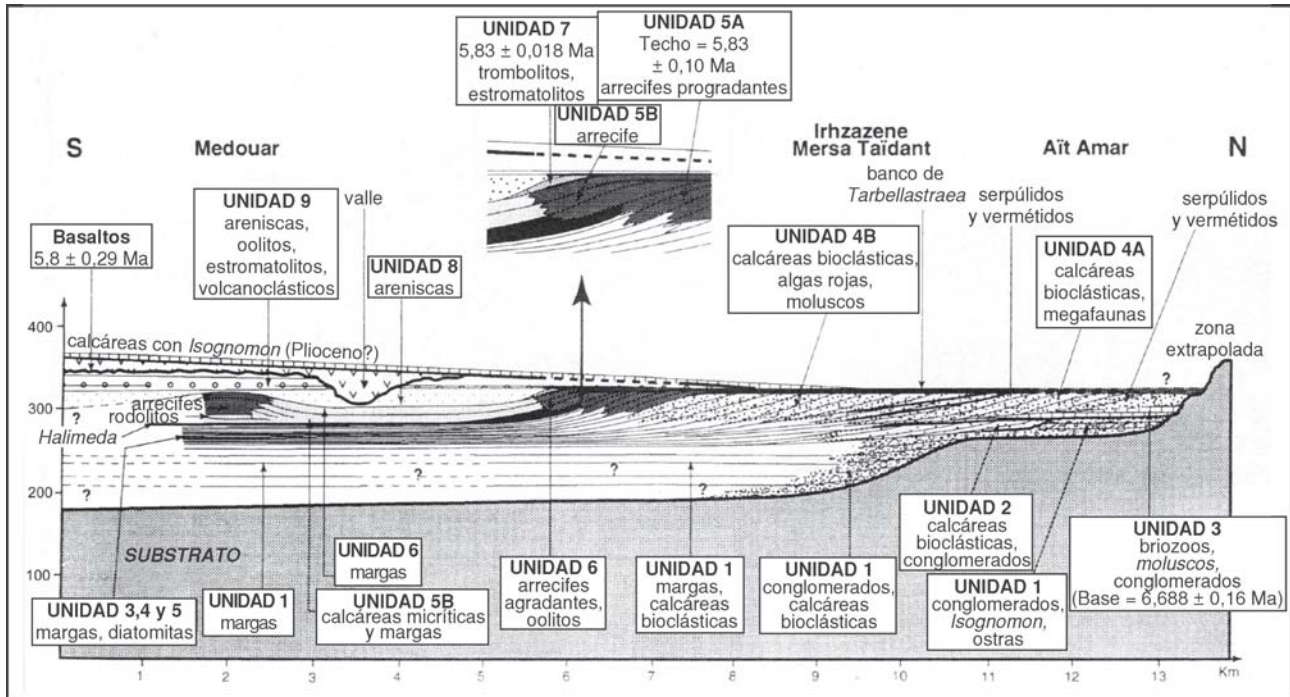


Figura 2.- Corte sintético y situación de las unidades estratigráficas de la parte septentrional de la Cuenca de Melilla en el que se ha eliminado el efecto de las deformaciones tardías (modificado de Cornée *et al.*, 1996).

clásticas y arrecifales, que pasan hacia el sur a margas y diatomitas de cuenca. Por encima de este ciclo sedimentario se depositarían las calizas y margas del Plioceno, siendo este contacto localmente erosivo.

En el segundo ciclo sedimentario, a menudo denominado plataforma o complejo carbonático Messiniense de Melilla, Cornée *et al.*, (1996) han reconocido hasta nueve unidades sedimentarias (Fig. 2):

1) Unidad conglomerático-carbonática sublitoral transgresiva retrogradante, con una gran acumulación de moluscos, que pasa hacia cuenca a arenas bioclásticas y margas.

2) Unidad conglomerático-carbonática sublitoral progradante, que fue depositada sobre una superficie de erosión.

Estas dos unidades corresponderían a la unidad 1 de Roger *et al.* (2000), denominada como secuencia margosa, conglomerática y bioclástica de carácter retrogradante.

3) Unidad carbonático-conglomerática infralitoral retrogradante con moluscos, briozoos y bioconstrucciones de algas rojas. Esta unidad sería equivalente a la primera unidad estratigráfica de Cunningham *et al.* (1994), denominada como “rampa carbonática de briozoos y algas rojas” y a la que asignaron una edad Tortoniense.

4) Unidad carbonática progradante (50 m), constituida por calizas bioclásticas con estratificación sigmoidal que pasan rápidamente, hacia el sur, a margas y diatomitas de cuenca. Sería equivalente a la segunda unidad estratigráfica de Cunningham *et al.* (1994), ya de edad Messiniense y denominada como “plataforma bioclástica”.

5) Unidad coralina arrecifal progradante constituida por una decena de arrecifes de franja (*fringing-reefs*)

con carácter progradante y formados mayoritariamente por corales *Porites* que se adaptan a la pendiente deposicional de la unidad anterior. En la parte superior de estos arrecifes aparece el coral *Tarbellastraea* asociado con los *Porites*. En los taludes arrecifales son frecuentes las capas ricas en *Halimeda*, las cuales permiten una buena correlación ya que se extienden ampliamente hacia cuenca interestratificándose con margas laminadas y diatomitas.

6) Unidad coralina arrecifal agradable compuesta por tres o cuatro bancos de arrecifes de *Porites* superpuestos y caracterizados por la presencia de envueltas microbianas (microbialitas) alrededor de los corales. Los bancos arrecifales se disponen generalmente sobre la unidad anterior pero también pueden constituir plataformas aisladas de hasta 30 m de potencia, como en la zona de Medouar (Fig. 2). Localmente, estos arrecifes presentan oolitos y hacia cuenca pasan rápidamente a calizas micríticas. Las dos últimas unidades arrecifales corresponderían a la tercera unidad estratigráfica de Cunningham *et al.* (1994), denominada “complejo dolomitizado arrecifal litoral o de franja (*fringing-reef*) progradante”.

7) Unidad agradable de trombolitos y estromatolitos gigantes. Estas bioconstrucciones microbianas pasan rápidamente hacia cuenca a calizas bioclásticas de aguas someras. Correspondería a la cuarta unidad estratigráfica de Cunningham *et al.* (1994), denominada “secuencia dolomitizada compuesta de *grainstones*, arrecifes de *Porites* y estromatolitos” que, según estos autores, sería equivalente al Complejo Carbonático Terminal o TCC de Esteban (1979).

8) Unidad agradable siliciclástica constituida por areniscas finas con numerosas deformaciones debidas a la paleoseismicidad (Machhour *et al.*, 1993).

9) Unidad retrogradante-gradante, que empieza con extensas capas oolíticas y estromatolíticas y termina con areniscas interestratificadas con capas ricas en gasterópodos. Hacia el techo de la secuencia, los depósitos presentan rasgos propios de ambiente continental, caracterizándose por la presencia de paleosuelos y de calizas de gasterópodos helícidos. Las dos últimas unidades son denominadas por Cunningham *et al.* (1994) como Complejo Mixto Siliciclástico/Carbonático (MCSC). Del mismo modo, Roger *et al.* (2000) también consideran que las unidades 7, 8 y 9 son la suma del TCC y el MCSC.

Geocronología

El magmatismo neógeno de la región de Melilla incluye la zona volcánica de las Tres Forcas (datada mediante K/Ar en $9,8 \pm 3$ Ma) y el complejo volcánico del Gourougou. Este último, localizado dentro de la cuenca, representa el sistema volcánico más grande de la cadena magmática neógena nord-magrebina (Maury *et al.*, 2000) y está dominado por el estratovolcán del Gourougou (12 km en diámetro y 900 m de altura). Según El Bakkali *et al.* (1998), la actividad volcánica de todo el complejo del Gourougou ha conocido una evolución magmática a lo largo del tiempo caracterizada por la emisión de productos calco-alcalinos enriquecidos en potasio (9 a 6,6 Ma), posteriormente *shoshoníticos* (7 a 5,4 Ma) y al final alcalinos (4,7 a 2,6 Ma). La actividad del estratovolcán del Gourougou está restringida al periodo “*shoshonítico*” (7-5,4 Ma) con coladas de lavas subaéreas y de pumitas que alcanzan la cuenca Neógena (Hernández y Bellón, 1985). Concretamente, estas capas de tobas y coladas volcánicas son buenos marcadores cronológicos ya que permiten una datación muy precisa mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Por este motivo, y combinando con datos bioestratigráficos y magnetoestratigráficos, estas capas han sido utilizadas en los últimos años para datar los depósitos sedimentarios marinos en los que están interestratificadas (Hernández y Bellón, 1985; Cunningham *et al.*, 1994; Cunningham *et al.*, 1997; El Bakkali *et al.*, 1998; Roger *et al.*, 2000) e incluso han servido para realizar un esquema de correlación entre las partes proximales y distales de la cuenca de Melilla (Münch *et al.*, 2001) tomando como base el corte estratigráfico y las unidades descritas por Cornée *et al.* (1996). Para ello, Münch *et al.* (2001) agrupan las unidades estratigráficas en dos episodios transgresivos principales: el ET1 correspondería a las unidades 1 a 5 mientras que el ET2 estaría formado por las unidades 6 a 9 (Fig. 3).

Según estos trabajos, el cambio entre la unidad 3 (rampa carbonática retrogradante) y la unidad 4 (plataforma bioclástica progradante) estaría cercano al límite Tortoniense-Messiniense. Concretamente, la sedimentación de esta unidad 4 se iniciaría hace $6,73 \pm 0,02$ Ma y finalizaría en $6,46 \pm 0,03$ Ma mientras que la formación de la unidad 5 (complejo arrecifal progradante de *Porites*) tendría lugar entre esta

última edad y la de 6,10 Ma, aunque la presencia de arrecifes de *Porites* en la unidad suprayacente finalizaría alrededor de $6,0 \pm 0,01$ Ma. La sedimentación de la unidad 9 se iniciaría en 5,85 y finalizaría en 5,77, cuando la serie adquiere características cada vez más lagunares (capa de caliza de bivalvos de tipo *Isognomon*), lo que indica una edad Messiniense para todas estas unidades y deja para el depósito de las unidades 6 a 9 un periodo comprendido entre las edades 6,10 y 5,77 Ma. Por tanto, en este periodo se depositaría el Complejo Carbonático Terminal (TCC) y el Complejo Mixto Siliciclástico/Carbonático (MCSC). Esto implica que, durante este periodo, la sedimentación marina estaba limitada a una estrecha zona, orientada E-O, y localizada entre las plataformas carbonatadas de edad Tortoniense-Messiniense, al norte y el estratovolcán del Gourougou al sur. Esta restricción de las áreas con sedimentación marina dificultó la comunicación entre el Mediterráneo y el Atlántico a través del Corredor del Rif, lo que condujo al desarrollo de la crisis de salinidad messiniense.

Estas dataciones, además, indican que solamente pertenecen al Plioceno las arenas que cubren la capa de caliza de *Isognomon* en la zona de Tizza.

Sedimentología

Desde el punto de vista estratigráfico, en el territorio de la Ciudad Autónoma de Melilla se pueden diferenciar dos unidades carbonáticas separadas por una unidad siliciclástica de carácter detrítico. Estas tres unidades estratigráficas son fácilmente reconocibles a lo largo de la costa comprendida entre el puerto de Melilla y el extremo norte del territorio (zona de Aguadú), que constituye la frontera con el Reino de Marruecos, donde estas unidades pueden seguirse cartográficamente (Figs. 4, 5, 6).

Unidad Carbonática inferior

Esta unidad aflora en los dos extremos de la zona de costa antes mencionada y pierde su continuidad cartográfica en la parte intermedia de la misma coincidiendo con la zona donde se ubica el vertedero de la ciudad. Aunque sus facies son muy diferentes en ambos extremos, se ha optado por considerar que pertenecen a la misma unidad ya que ocupan una posición estratigráfica similar, es decir, por debajo de la unidad detrítica a pesar de que su límite inferior no aflora ya que se encuentra cubierto por el mar.

En la zona entre Melilla la Vieja y el vertedero, los afloramientos más espectaculares de esta unidad se encuentran en los acantilados que limitan la ciudad, sobre todo en el sector de costa comprendido entre el Faro de Melilla y la ensenada de los Galápagos (Figs. 4, 5). Una panorámica de los mismos desde la cuesta de la Alcazaba permite distinguir con facilidad que se trata de construcciones arrecifales bien desarrolladas sobre las que se instala, adaptándose a su morfología, una plataforma

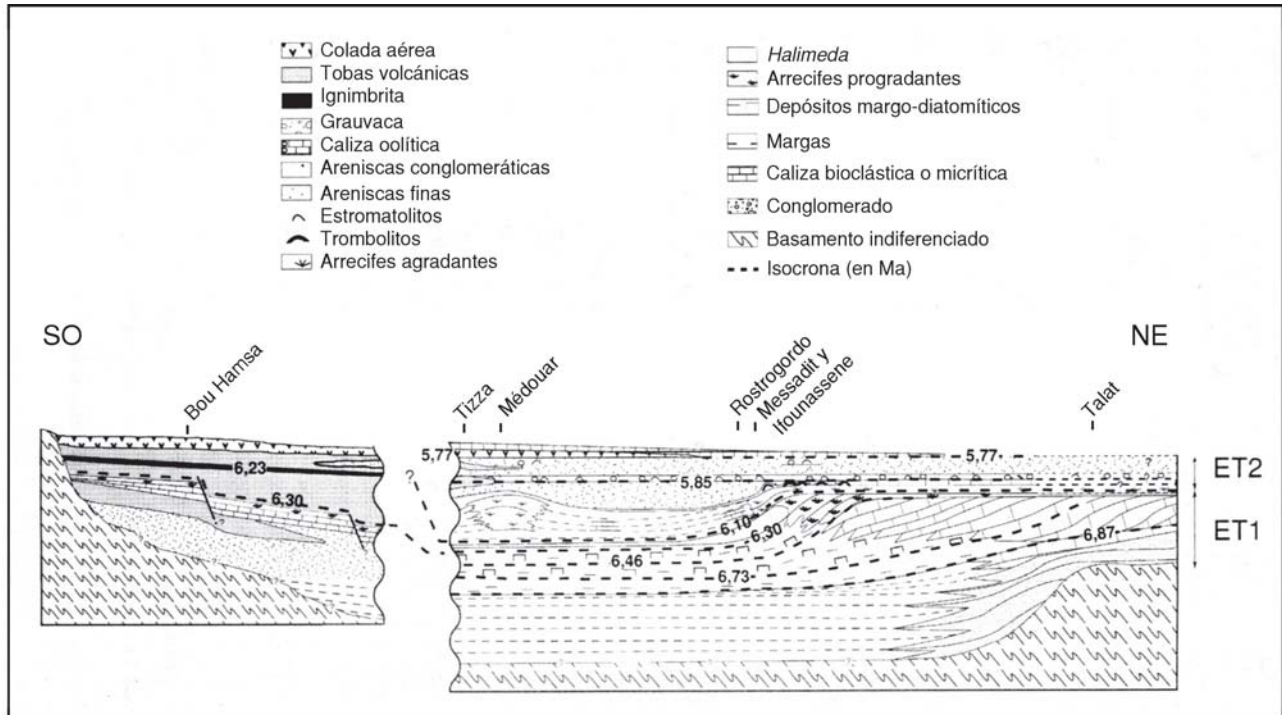


Figura 3.- Corte geológico simplificado y correlación cronoestratigráfica sobre la base de las dataciones de las capas volcánicas interestratificadas (modificado de Münch *et al.*, 2001).

bioclástica progradante que exhibe clinofomas que buzcan hacia la ciudad (Fig. 7A).

Subunidad arrecifal

Se trata de bioconstrucciones que forman montículos con facies bien desarrolladas de núcleo y talud arrecifal (Fig. 7A, B). Las facies de núcleo del arrecife (*reef-core framework*) están compuestas por calizas coralinas blancas muy porosas y de aspecto masivo (*framestone*) que forman montículos bioconstruidos de al menos 19 m de altura (Fig. 5). Están constituidas, casi exclusivamente, por colonias de *Porites* en posición de crecimiento, cuya morfología dominante es de largos tubos, generalmente verticales de hasta varios metros de altura pero también inclinados e incluso horizontales, que alternan con colonias laminares (Fig. 7C). Al microscopio se observa que los esqueletos de los corales están totalmente disueltos y que sus paredes con frecuencia presentan pequeños recubrimientos laminados micríticos y de algas coralinas. Los espacios intracoloniales están ocupados por una fina matriz bioclástica (*wackestone* a *packstone*) constituida por micrita con fragmentos de corales, moluscos, púas de equínidos, peloides y foraminíferos generalmente disueltos, lo que otorga al conjunto de la roca una porosidad muy alta de tipo móldica (Fig. 10A, B). El cemento que rellena esta porosidad es dolomicrocítico. En el afloramiento es frecuente encontrar moldes de organismos enteros, como pequeños equínidos (2-3 cm), bivalvos (tipo *Pecten*) y gasterópodos (3-4 cm).

Las facies de talud arrecifal (*reef-slope*) están constituidas por bloques de *Porites* y brechas de corales con

abundantes restos de moluscos, serpúlidos y algas coralinas que habitaban en este ambiente y entre los que crecen colonias más pequeñas y ramificadas. Estas facies pasan rápidamente, pendiente abajo, a calciruditas y calcarenitas (*rudstones* a *packstones*) con una laminación paralela debida a cambios granulométricos y, por último, a calcarenitas muy finas y laminadas con abundantes *ripples* de oleaje (Fig. 7B).

La morfología, dimensiones, organismos involucrados y facies de estas bioconstrucciones es muy similar a las descritas por Esteban *et al.* (1996) como morfologías constructivas típicas de los montículos (*coral mounds*) del Messiniense.

Subunidad carbonática bioclástica

Adaptándose a la paleotopografía de las bioconstrucciones se dispone una plataforma carbonática bioclástica cuyo margen exhibe diferentes *sets* de clinofomas de progradación, con una potencia de unos 17 m (Figs. 5, 6, 7A). Se distinguen hasta cuatro *sets* de clinofomas de 3 a 5 m de potencia y finamente estratificadas, que progradan hacia el oeste, con pendientes que varían entre 10° y 20°. Estas capas están constituidas por calcarenitas gruesas (*rudstones* a *grainstones* bioclásticos) muy porosas con fragmentos de moluscos, gasterópodos, algas rojas y serpúlidos. Al microscopio se observan los bioclastos, generalmente disueltos o neomorfizados a calcita, con una envuelta micrítica y sobre ella un cemento dolomítico de tipo *rim* y la porosidad móldica ocupada parcialmente por un cemento gravitacional de calcita, lo que indica la exposición subaérea de la plataforma con posterioridad a la sedimentación de esta unidad (Fig. 10C, D).

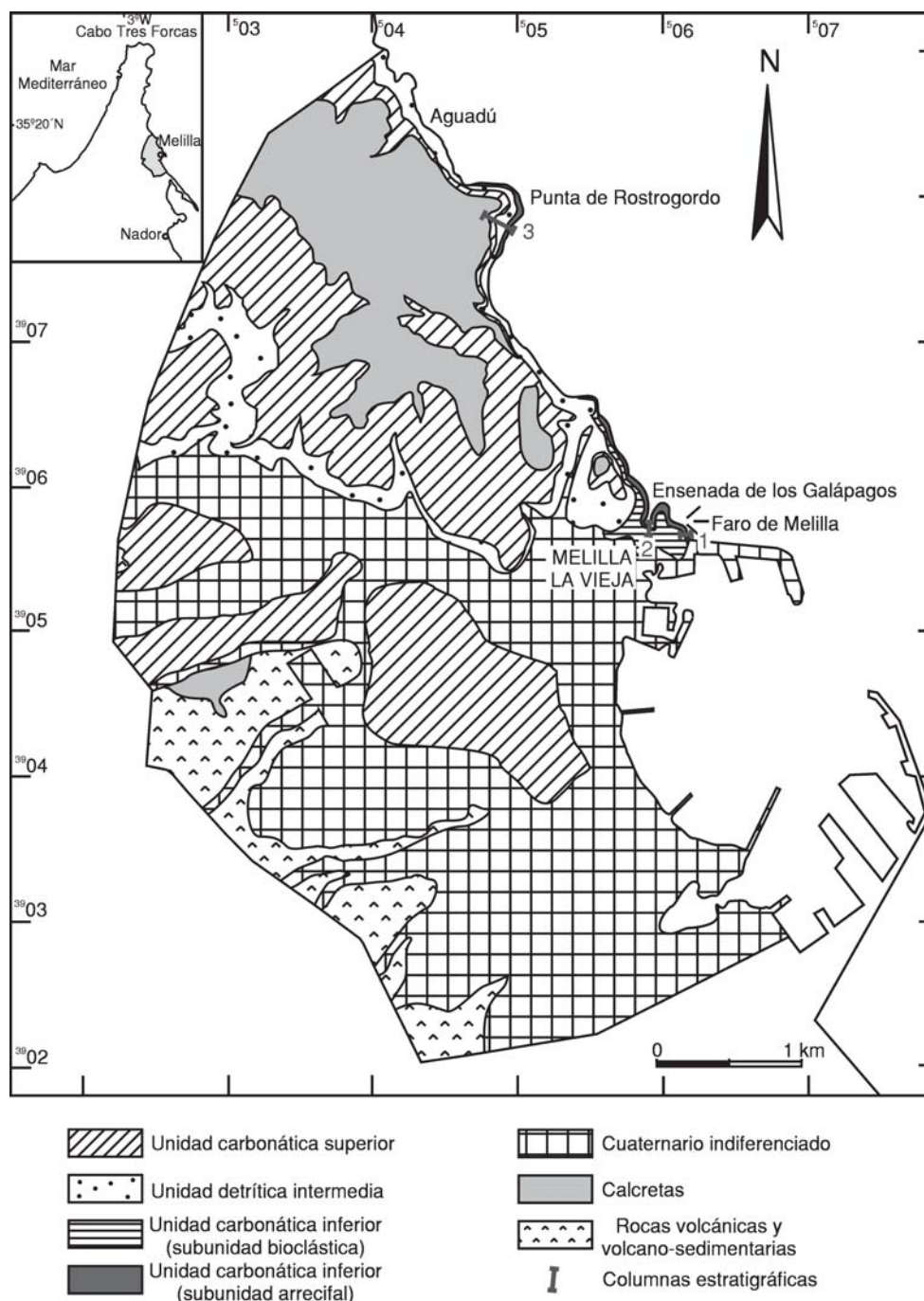


Figura 4.- Mapa geológico simplificado de Melilla con la situación de las tres columnas estratigráficas realizadas.

La parte superior de las diferentes capas de clinoformas se encuentra truncada, lo que deja una superficie que buza suavemente hacia la cuenca (Figs. 6, 7A). Sobre esta superficie se disponen un conjunto de estratos de unos 8 m de potencia que comienza por calcarenitas muy gruesas en la base (*grainstones* de bioclastos disueltos), que pasan progresivamente a calcarenitas y calcisiltitas finamente laminadas por el oleaje y, por último, a un estrato de aspecto masivo constituido por calcarenitas muy bioturbadas (*wackestone-packstones* de peloides, oolitos y bioclastos disueltos). Este conjunto de estratos subhorizontales representa facies de *lagoon* que se disponen en *onlap* sobre el arrecife y llegan a cubrirlo en la parte más alta (zona del Faro de

Melilla), aunque ya con una potencia más reducida (Figs. 6, 7A). Sobre este último estrato de aspecto masivo se disponen, en contacto neto, las primeras capas de la unidad detrítica intermedia, donde se han excavado las famosas Cuevas del Conventico.

En la zona de Aguadú y por debajo de la unidad siliciclástica afloran 11 m de capas de calizas bioclásticas ligeramente basculadas y que, tanto hacia el norte (territorio de Marruecos) como hacia el sur (playa del vertedero), desaparecen rápidamente en el mar no permitiendo establecer una correlación directa con la unidad inferior que aflora en la zona de Melilla la Vieja (Figs. 5, 8A).

Estas calizas bioclásticas están organizadas en capas de 1 a 3 m de potencia con abundantes lamina-

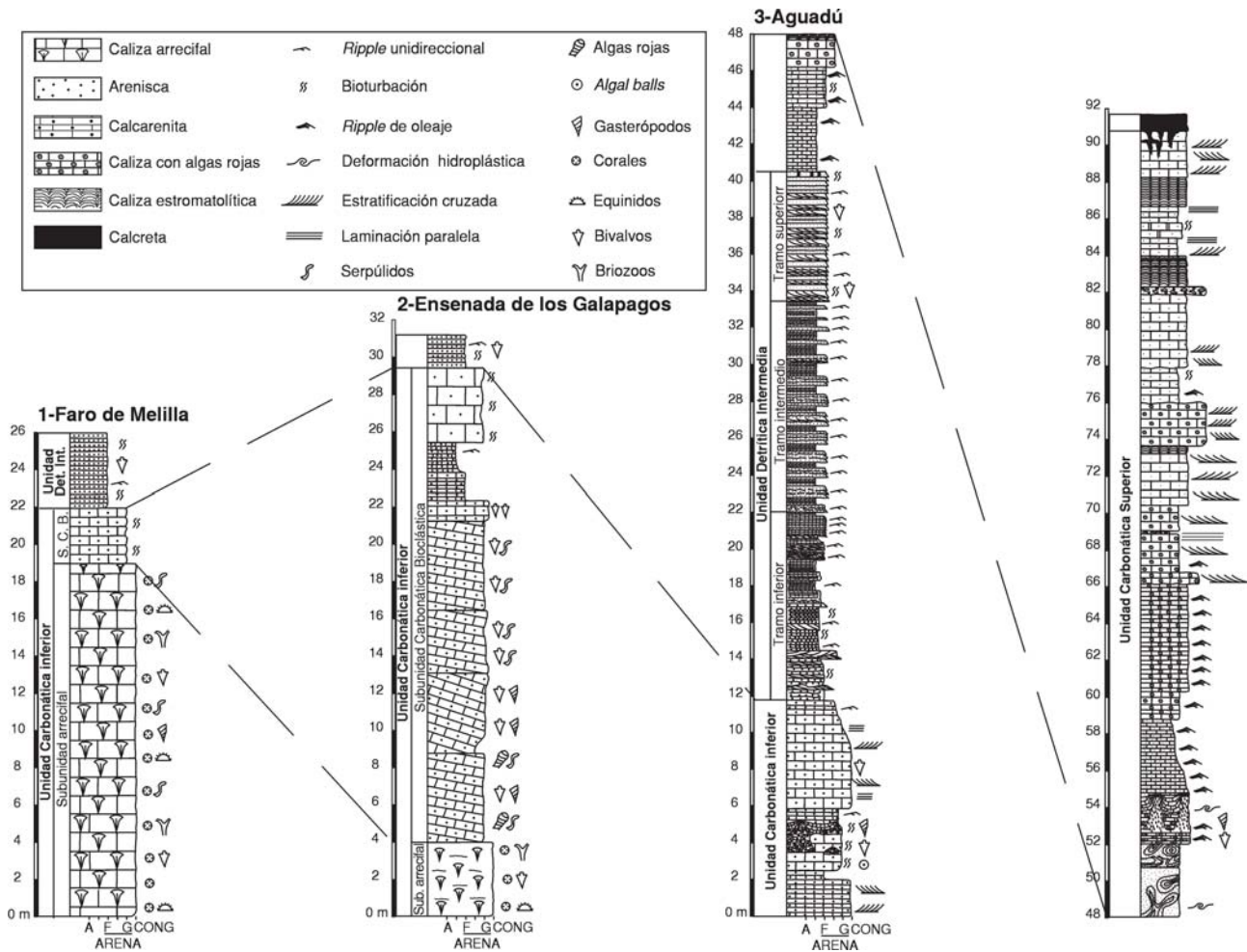


Figura 5.- Columnas estratigráficas confeccionadas a lo largo de la costa de Melilla.

ciones cruzadas a mediana escala debidas al oleaje. Se trata de calcarenitas de grano medio a muy grueso (*packstones* a *wackestones* bioclásticos) con algas rojas y abundantes fragmentos de moluscos, gasterópodos, púas de equínidos, y granos de cuarzo en una matriz micrítica. Estas capas presentan intercalaciones de calcarenitas más finas con *ripples* de oleaje. Al microscopio se observa que los bioclastos están totalmente disueltos y recubiertos por un cemento dolomítico de tipo *rim*, la cementación es escasa y poseen una porosidad móldica muy alta, parcialmente rellena por calcita esparítica (Fig. 10E). Asimismo, es frecuente encontrar entre estas capas pequeñas bioconstrucciones de algas rojas coralinas (*boundstone*) que forman montículos (*algal patch reef*) de 20 a 30 cm pero que también pueden alcanzar alturas espectaculares de hasta 2 m con formas globosas a las que las capas anteriormente descritas se adaptan (Figs. 7D, 10F).

Estas capas de la unidad inferior en Aguadú representan facies someras de una plataforma carbonática bioclástica con parches arrecifales de algas rojas y lo más probable es que constituyan un cambio lateral de facies de la subunidad arrecifal o bien de la subunidad carbonática bioclástica que la supra- yace.

Unidad detrítica intermedia

Los sedimentos detríticos de color amarillo de la unidad intermedia rellenan las depresiones dejadas por la paleotopografía de la unidad inferior carbonática, lo que permite explicar el rápido aumento de potencia que experimenta esta unidad hacia el norte, observable a lo largo de la costa, pasando de pocos metros en Melilla la Vieja a casi 30 m en Aguadú (Fig. 5).

Se trata fundamentalmente de limolitas y areniscas siliciclásticas de grano fino a grueso ricas en cuarzo y con abundantes bioclastos y algún fragmento volcánico (Fig. 11A, B). Composicionalmente, son litoarenitas y el esqueleto de las mismas está integrado por una gran variedad de componentes mayoritarios, como cuarzo (mono, micro y policristalino), dolomita monocristalina detrítica, bioclastos (algas rojas, moluscos, foraminíferos, la mayoría de ellos disueltos), fragmentos de rocas metamórficas (filitas, cuarcitas, serpentinitas y esquistos), fragmentos de rocas volcánicas ácidas (probablemente, riolitas y dacitas) y de matriz vítrea desvitrificada y fragmentos de rocas sedimentarias (areniscas y limolitas siliciclásticas y calizas bioclásticas). Como accesorios, se encuentran feldespatos (microclina, plagioclasa, ortosa), glauconita, foraminíferos a veces glauconitizados, micas (biotita, clorita, moscovita), circón y turmalina (Fig. 11A,

B). El cemento es dolomítico, formado por pequeños rombos que envuelven los granos del esqueleto (Fig. 11 B) y que ocupan parcialmente la porosidad intergranular y, en menor medida, la mólida.

En la zona de Aguadú se distinguen tres tramos en los que, de base a techo, va aumentando la relación arena/limo, hasta desaparecer por completo los limos en el tramo superior (Figs. 5, 6). En el primer tramo, de 10,3 m de potencia, dominan los limos sobre las arenas finas a muy finas y la estratificación se organiza en capas generalmente granodecrescentes de potencias centimétricas (de 10 a 40 cm) y con laminaciones paralelas, *ripples* de corriente y algo de fango a techo. Hacia la base se encuentran intercaladas tres capas de areniscas, de 20 a 40 cm de potencia y tamaño medio a grueso, con laminaciones cruzadas a mediana escala en las que se han medido paleocorrientes entre N 20° y N 70°. Todas estas capas son en su mayoría secuencias de Bouma incompletas, en las que domina la fracción lutítica sobre la arena y se interpretan en su conjunto como el producto de la deceleración de corrientes de turbidez muy diluidas en ambientes de frente deltaico distal. En el segundo tramo, que posee una potencia de 11,2 m, las capas turbidíticas son similares a las anteriores pero se encuentran frecuentemente amalgamadas, formando conjuntos de 3 o 4 capas de areniscas con láminas paralelas y *climbing ripples*, separadas por capas limolíticas de 30 a 40 cm de potencia y con laminaciones paralelas. Este tramo se ha interpretado como depositado en un frente deltaico intermedio. El último tramo tiene 7,1 m de potencia y está constituido únicamente por capas de areniscas de tamaño fino, de 5 a 10 cm de potencia con laminaciones cruzadas y *climbing ripples*. Estas capas presentan frecuentemente pequeñas bioturbaciones y algún molde de bivalvo y se han interpretado como depositadas en un ambiente de frente deltaico proximal. El conjunto de estos tres tramos constituye una serie granocreciente que se interpreta como producto de la progradación de un frente deltaico con direcciones de aporte hacia el NE (Fig. 8A, B, C).

Desde Aguadú y siguiendo la costa hacia el sur, esta unidad detrítica se va haciendo en general cada vez más arenosa y los estratos van adquiriendo paulatinamente más potencia y frecuentemente presentan deformaciones hidroplásticas que según Machhour *et al.* (1993) son producto de la actividad paleosísmica (Fig. 8E). En la playa del vertedero, los dos tramos más inferiores muestran claramente la inclinación deposicional de frente deltaico (*foreset*) siendo más frecuentes las laminaciones cruzadas en surco y las intercalaciones de capas ricas en bioclastos, mientras que los estratos del tramo superior son cada vez más horizontales (*topset*) y las areniscas son más gruesas (Fig. 8A). Ya en la zona entre el vertedero y la Alcazaba, estos estratos del tramo superior son más potentes (0,2 a 1 m) y suelen tener bases erosivas, laminaciones cruzadas planares marcadas por fuertes cambios granulométricos y *ripples* de oleaje. El tamaño de grano de las areniscas es mayor (medio a grueso incluso con pequeños cantos de cuarzo

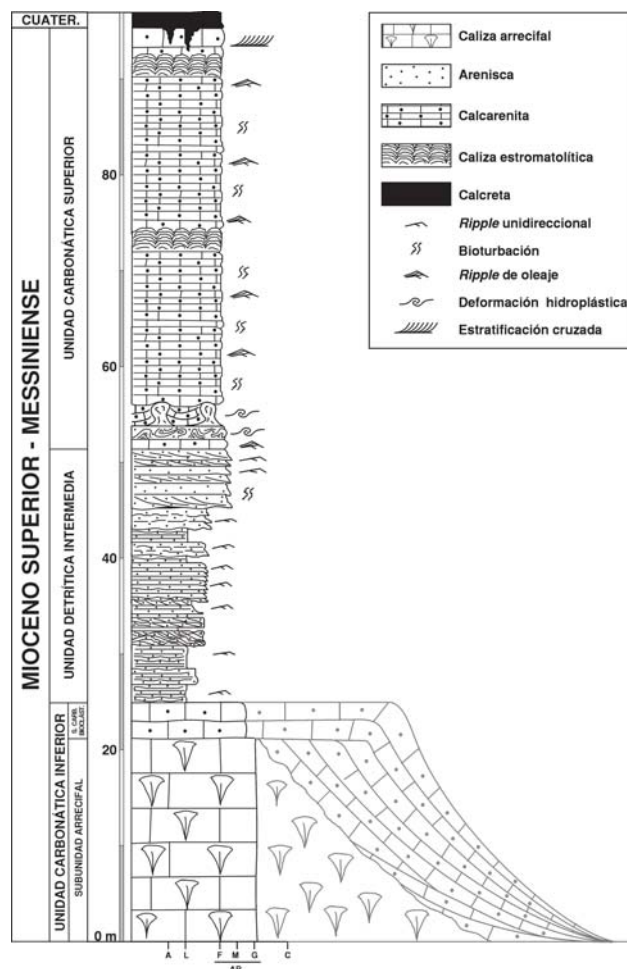


Figura 6.- Columna estratigráfica sintética del Mioceno de Melilla.

y volcánicos tapizando las superficies de erosión) y son frecuentes los bioclastos. Se interpretan las facies de esta zona como depositadas en un ambiente de llanura deltaica en transición a un frente deltaico proximal y las paleocorrientes medidas dan un sentido principal de aporte del delta hacia el SE. A veces, hay niveles eólicos intercalados entre los estratos de este tramo, como los que afloran en el cementerio y que se caracterizan por tener potencias de 0,5 a 1 m y estar constituidos por areniscas medias a gruesas bien seleccionadas, con *sets* de laminaciones cruzadas muy asintóticas a la base que se adaptan entre ellos (Fig. 8D). En estos niveles son frecuentes la bioturbaciones por raíces. Las facies de canales de este ambiente de llanura deltaica afloran hacia el interior de la ciudad, muy cerca del paso fronterizo norte, y están caracterizadas por estratos de potencia métrica con bases erosivas rellenas por conglomerados y areniscas con laminaciones cruzadas. Tal como se ha dicho anteriormente, hacia Aguadú estas facies de llanura deltaica pasan lateralmente a facies de frente deltaico en lo que se interpreta como un corte transversal del sistema deltaico. De hecho, en el acantilado entre el vertedero y Aguadú se observa cómo las líneas de progradación de las capas de frente deltaico de esta unidad se disponen en *downlap* sobre los estratos de la unidad inferior (Fig. 8A).



Figura 7.- (A) Panorámica de la unidad inferior desde la subida a la Alcazaba. A la izquierda se observa la subunidad arrecifal y a la derecha, en la ensenada de los Galápagos, la subunidad carbonática bioclástica con clinoforras de progradación hacia el oeste. (B) Subunidad arrecifal en la zona del Faro de Melilla. Se observan, en gris y con aspecto masivo, las facies de núcleo del arrecife, mientras que, en colores claros y bien estratificadas, las facies de talud arrecifal, las cuales adquieren mayor pendiente hacia la bioconstrucción (de la entrada del muro hacia la torre). (C) Detalle de las colonias de *Porites* en el Faro de Melilla. Se aprecia cómo los esqueletos de los *Porites*, de morfologías ramificadas y alargadas, están disueltos. (D) Unidad carbonática inferior en Aguadú. Se observan las bioconstrucciones de algas rojas y las capas calcareníticas adaptándose a ellas.

Los análisis de procedencia indican que el área fuente de esta unidad detrítica debía situarse al NO de Melilla, es decir, en la parte septentrional de la Península de las Tres Forcas. Este área fuente estaba constituida: a) por rocas volcánicas ácidas, proba-

blemente las terciarias que afloran en el cabo; b) por rocas metamórficas que podrían ser las paleozoicas que aparecen entre el Alto de Tarjât y Cala Taïdant; y por rocas sedimentarias detríticas y carbonáticas, que deben pertenecer tanto a la unidad clástica (*clas-*

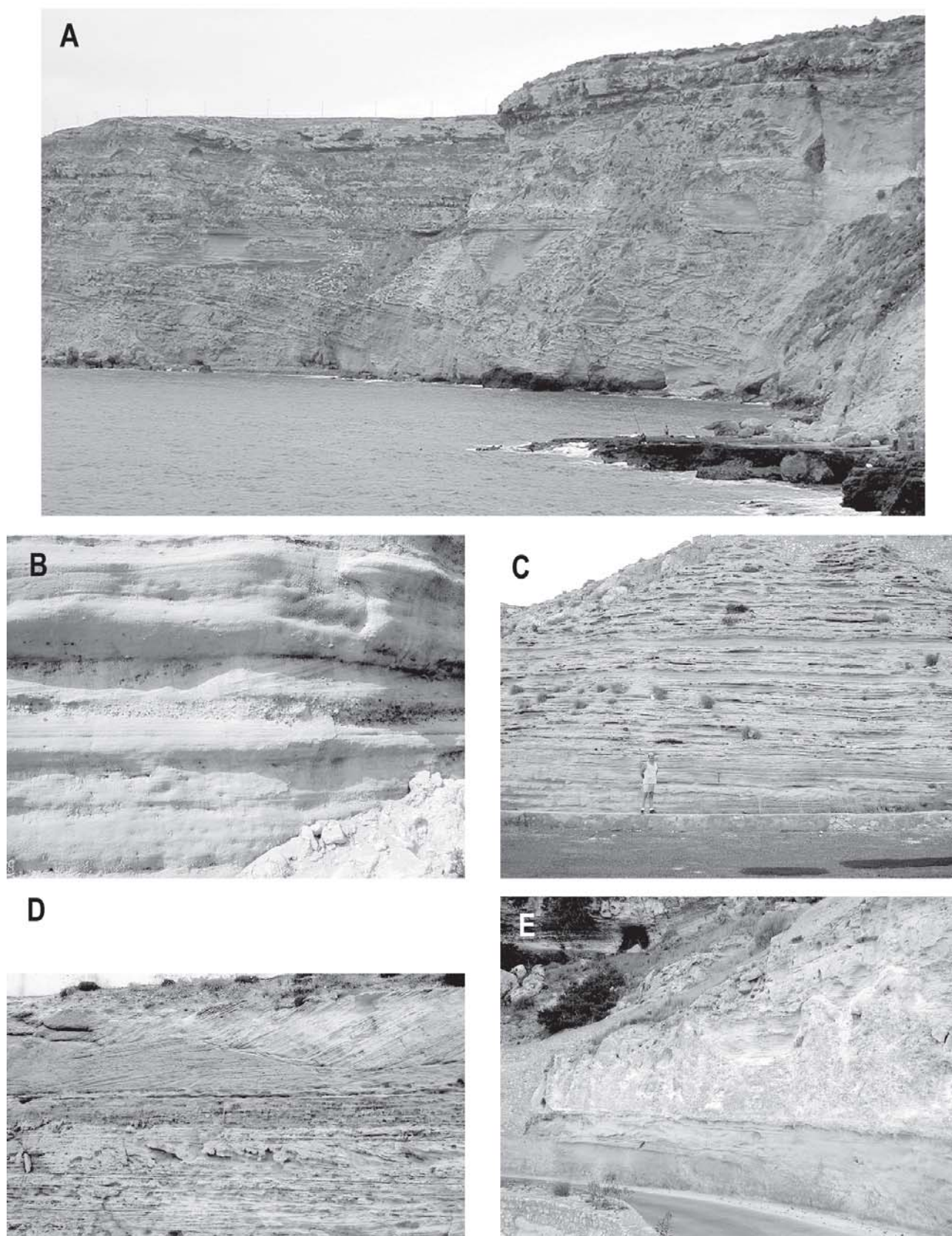


Figura 8.- (A) Detalle de la unidad detrítica intermedia. Se observa un tramo superior formado por capas de *topset* y un tramo inferior constituido por capas de *foreset* (estratificación cruzada a gran escala) haciendo *downlap* sobre los estratos de la unidad carbonática inferior (donde se encuentran los pescadores de la parte inferior derecha de la foto). (B) Capas de *topset* de la unidad detrítica intermedia en el vertedero. Facies de llanura deltaica caracterizadas por areniscas. (C) Tramos inferior (parte inferior de la foto) e intermedio (parte superior) de la unidad detrítica intermedia en Aguadú. Facies de frente deltaico medio a distal. (D) Nivel eólico en el tramo superior de la unidad detrítica intermedia en el cementerio; se observan los diferentes *sets* de avalancha en la parte superior y las bioturbaciones por raíces afectando a capas con laminación horizontal. (E) Nivel detrítico afectado por deformaciones hidroplásticas que se encuentra intercalado en la unidad carbonática superior (carretera a Aguadú). Por encima de este nivel destaca un tramo carbonático de aspecto caótico, de base neta y techo ondulado, afectado por una intensa disolución. Las deformaciones internas de estos dos niveles podrían interpretarse como paleosismitas.

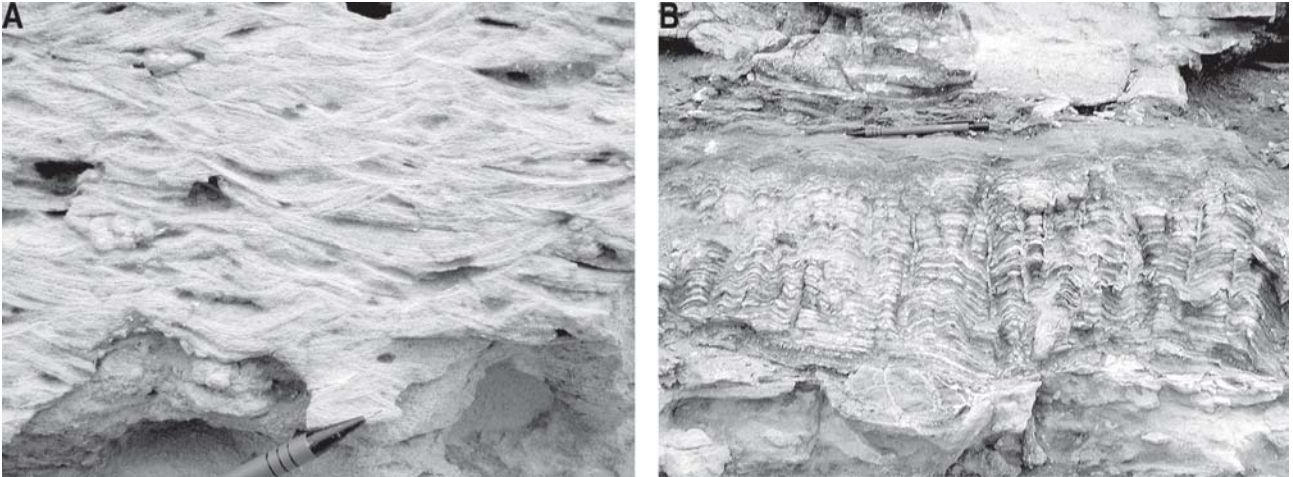


Figura 9.- (A) Nivel estromatolítico de la unidad carbonática superior en Aguadú. (B) Detalle de los *ripples* de oleaje de los niveles oolíticos de la unidad carbonática superior.

tic wedge) de edad Tortoniense como a las plataformas bioclásticas y arrecifales de edad Tortoniense y Messiniense.

Unidad carbonática superior

Los principales afloramientos de esta unidad se encuentran en el acantilado entre el vertedero de la ciudad y Aguadú, y es en este último lugar donde mejor se puede apreciar que esta unidad, de 51 m de potencia y de color blanquecino, es totalmente carbonática, a excepción de una pequeña intercalación de materiales detríticos de color amarillo en su parte inferior (Figs. 5, 8E). Esta unidad está constituida fundamentalmente por calcisiltitas y calcarenitas, de tamaño muy fino a grueso, y generalmente muy oolíticas (*grainstones* oolíticos), en las que se intercalan diferentes niveles estromatolíticos (Fig. 9A). Las calcisiltitas y calcarenitas más finas forman estratos finamente laminados de entre 1 y 4,5 m de potencia, a veces algo bioturbados, y constituidos por capas centimétricas con abundantes *ripples* de olas. Las calcarenitas de tamaño fino a grueso suelen ser muy oolíticas y forman estratos de hasta 6 m de potencia en los que son abundantes las laminaciones cruzadas y los *ripples* producto del oleaje (Fig. 9B). El *foreset* de las diferentes láminas cruzadas y las superficies erosivas sobre los que se disponen vienen marcados localmente por alineaciones de cantos carbonáticos intraformacionales, que llegan incluso a constituir pequeñas capas de brechas. También localmente entre los estratos carbonáticos, existen pequeñas intercalaciones de 2 a 3 cm de areniscas finas de color verde con gránulos de cuarzo y cuarcitas oscuras que representan pequeñas entradas de material terrígeno. Composicionalmente, hay dos tipos de calcarenitas, dependiendo del contenido en terrígenos: por un lado, las calcarenitas oolíticas puras (*grainstones* oolíticos) y, por otro, las calcarenitas mixtas en las que los granos terrígenos llegan a alcanzar porcentajes de hasta el 50% del esqueleto (Fig. 11C, D). Los componentes mayoritarios son oolitos, cuarzo (mono, poli y micro cristalino), bioclastos (la mayoría

de ellos disueltos) y una gran variedad de fragmentos de roca, sobre todo metamórficos (filitas, esquistos, cuarcitas y serpentinitas), volcánicos ácidos y sedimentarios (areniscas y limolitas siliciclásticas). Como minerales accesorios, se encuentran feldespatos (microclina, plagioclasa), dolomita monocristalina detrítica, glauconita, foraminíferos a veces glauconitizados, micas (biotita, clorita), circón y turmalina. Los oolitos de las calcarenitas mixtas tienen como núcleo cualquiera de los componentes antes citados mientras que en las calcarenitas puras suelen ser peloides o bioclastos disueltos (Fig. 11D). El cemento es dolomítico, formado por pequeños rombos que envuelven lo granos del esqueleto (dolomita isópaca) y que ocupan parcialmente la porosidad intergranular y, en menor medida, la mólida. Los componentes carbonáticos de estas areniscas generalmente se encuentran recristalizados a dolomicrosparita. Hacia el SO, en las cercanías de los materiales volcánicos procedentes del Gourougou, se ha podido observar que estas facies oolíticas a veces se encuentran silicificadas mediante cementos de cuarzo microcristalino y calcedonia (Fig. 11E, F).

A 7,5 m de la base existe un nivel constituido por areniscas finas a muy finas que, por su proximidad, representa sin duda una nueva entrada de materiales detríticos como los de la unidad intermedia (Fig. 8E). Este nivel detrítico posee una potencia de 4 m y está organizado en dos estratos con numerosos pliegues internos debidos a deformaciones hidroplásticas. Por encima de este nivel destaca un tramo carbonático de aspecto caótico, de base neta y techo ondulado, afectado por una intensa disolución y deformación en sus capas. Las deformaciones internas de estos dos niveles podrían deberse a inyecciones de agua o fango que podrían estar relacionadas con la actividad paleosísmica descrita en la zona por Machhour *et al.* (1993). Este nivel, de aspecto tan característico, es bastante continuo cartográficamente ya que es fácilmente reconocible a lo largo del acantilado incluso cuando éste se adentra en el territorio de Marruecos.

Los niveles estromatolíticos son más frecuentes en la parte superior de la unidad (Fig. 5). Se han reconoci-

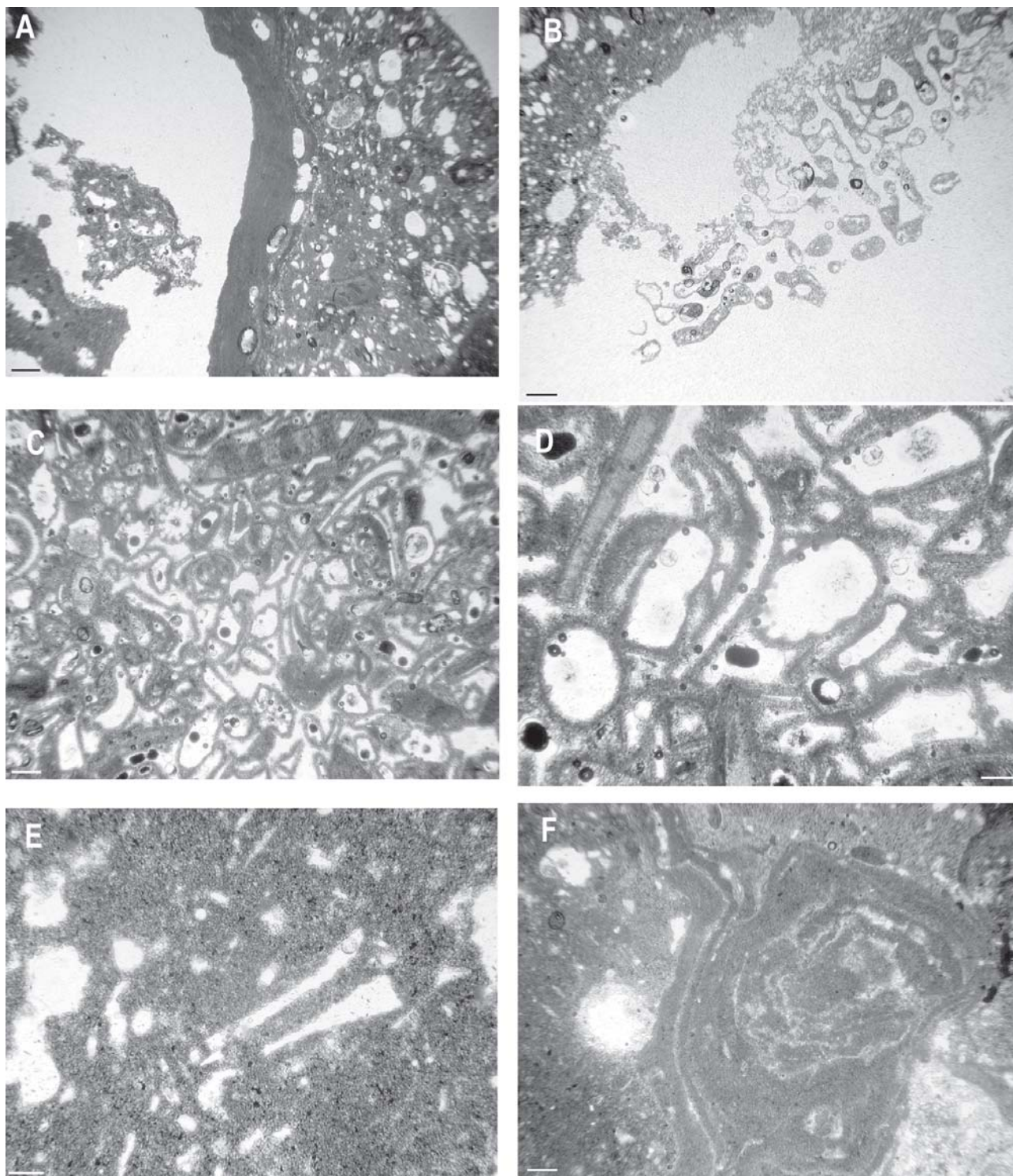


Figura 10.- Subunidad arrecifal: (A) Coral de tipo *Porites* totalmente disuelto con las paredes recubiertas de algas coralinas, las cuales presentan porosidad intrapartícula (conceptáculos). Los espacios intracoloniales están ocupados por una matriz micrítica con bioclastos (*wackestone-packstone*). Nícoles paralelos. Escala 400 micras. (B) Detalle de un coral de tipo *Porites* totalmente disuelto con la porosidad móldica rellena por la matriz. Nícoles paralelos. Escala 400 micras. Subunidad carbonática bioclástica: (C) *Grainstone* bioclástico con fragmentos de moluscos, gasterópodos, algas rojas y serpúlidos. Nícoles paralelos. Escala 400 micras. (D) Detalle en el que se observan los bioclastos disueltos, con una envuelta micrítica y un cemento dolomítico de tipo *rim*. Nícoles paralelos. Escala 200 micras. Unidad Carbonática inferior (Aguadú): (E) *Wackestone* con bioclastos disueltos. Nícoles paralelos. Escala 200 micras. (F) *Bindstone* de algas rojas con cemento de calcita esparítica. Nícoles paralelos. Escala 400 micras.

do hasta 4 intercalaciones de calizas estromatolíticas que poseen potencias de entre 0,4 y 1,60 m y que, a veces, se acaban lateralmente aunque suelen ser bastante continuas. Estos estromatolitos son producidos por la actividad de cianobacterias que constituyen tapices

algales con morfologías de tipo LLH-C (Logan *et al.*, 1964), es decir, aquéllas en que los pequeños domos o hemiesferoides están muy cercanos los unos a los otros aunque a veces pueden estar algo más separados (LLH-S). Al microscopio, estas calizas estromatolíticas

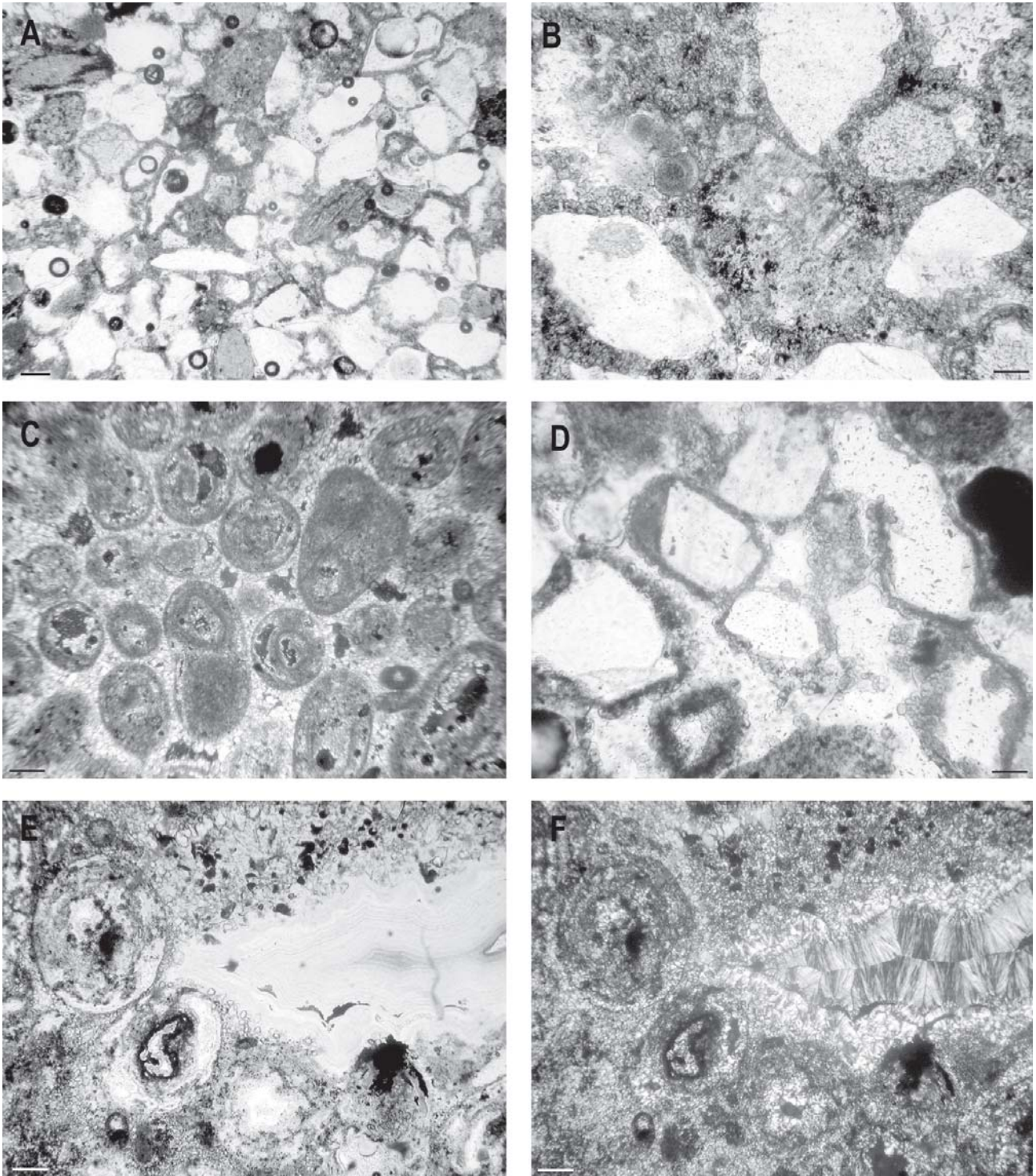


Figura 11.- Unidad detrítica intermedia: (A) Litoarenitas constituidas mayoritariamente por cuarzo, dolomita, bioclastos y fragmentos de roca y un cemento dolomítico de color oscuro que recubre los granos (tipo *rim*). Nícoles paralelos. Escala 400 micras. (B) Detalle de las litoarenitas donde se observa un fragmento volcánico ácido, un foraminífero glauconitizado y un cemento dolomítico de tipo *rim* formado por pequeños rombos. Nícoles paralelos. Escala 200 micras. Unidad Carbonática superior: (C) *Grainstone* oolítico constituido exclusivamente por granos carbonáticos y un cemento esparítico de tipo *blocky*. Nícoles cruzados. Escala 400 micras. (D) *Grainstone* oolítico mixto donde los granos detríticos forman el núcleo de los oolitos. El cemento de color oscuro que recubre los granos es dolomítico de tipo *rim*. Nícoles paralelos. Escala 200 micras. (E y F) Facies oolítica silicificada con cementos de cuarzo microcristalino reemplazando a los oolitos y calcedonia ocupando la macroporosidad. Nícoles paralelos y cruzados, respectivamente. Escala 200 micras.

(*bindstone*) se observan como una alternancia de láminas milimétricas de micritas recrystalizadas a dolomicroesparita con granos de cuarzo dispersos y abundante porosidad fenestral. En el techo de la unidad, tanto estos niveles estromatolíticos como las facies calcareníticas se encuentran más endurecidos por la recrystaliza-

ción asociada al desarrollo de los perfiles actuales de calcreta sobre la superficie morfológica de Rostrogordo (Fig. 5).

Esta unidad presenta facies depositadas en ambientes de plataforma carbonática somera de alta energía, con zonas algo más protegidas donde se desarrollarían

los estromatolitos. Los componentes terrígenos son de la misma naturaleza que los observados en la unidad detrítica intermedia, por lo que se puede concluir que durante la sedimentación de esta unidad superior siguieron entrando a la cuenca materiales detríticos procedentes de las mismas áreas fuente y que se mezclaron con los granos carbonáticos contemporáneos (oolitos, bioclastos, peloides) que se producían en esta plataforma.

Correlación estratigráfica con las unidades definidas en la Cuenca de Melilla

En este trabajo se han descrito tres unidades estratigráficas en el Mioceno de la Ciudad Autónoma de Melilla que constan de dos unidades carbonáticas separadas por una detrítica intermedia. La unidad basal está formada por una subunidad inferior arrecifal constituida casi exclusivamente por colonias de corales de tipo *Porites* y con facies muy similares a las descritas en los arrecifes coralinos típicos del Messiniense. Por encima de esta unidad se disponen las unidades detrítica intermedia y carbonática superior que presentan facies muy similares a las descritas en las unidades 8 y 9 de Cornée *et al.* (1996), por lo que podrían ser correlacionadas con éstas (Fig. 2). En la unidad detrítica intermedia existen varios niveles con marcadas deformaciones hidrolásticas que ya fueron descritos por Cornée *et al.* (1996) en la unidad 8 y que fueron interpretados por Machhour *et al.* (1993) como paleoismitas.

Todas estas similitudes sugieren una edad Messiniense para estas tres unidades (Fig. 3) y permiten asignar la unidad carbonática inferior al Complejo Carbonático Terminal (TCC de Esteban, 1979) y las unidades detrítica intermedia y carbonática superior al Complejo Mixto Siliciclástico/Carbonático (MCSC de Cunningham *et al.*, 1994). De hecho, la unidad carbonática inferior presenta una posición central en la cuenca, muy similar a la de los arrecifes aislados descritos en la zona de Medouar por Cornée *et al.* (1996), que estos autores correlacionan estratigráficamente con los arrecifes agradantes de la unidad 6 (Figs. 1, 3). Estos arrecifes de Medouar se disponen encima de unas capas carbonáticas con rodolitos que podrían ser equivalentes a la plataforma carbonática con bioconstrucciones de algas rojas de la unidad inferior que aflora sólo en la zona de Aguadú. Esto implicaría que estas capas de la unidad inferior en Aguadú estarían estratigráficamente por debajo de la subunidad arrecifal que aflora en Melilla la Vieja, aunque lo más probable es que constituyan un cambio lateral de facies, bien de estos arrecifes o bien de la subunidad carbonática bioclástica que los suprayace.

Según todo esto y atendiendo al marco cronoestratigráfico de la Cuenca de Melilla y a las edades asignadas por Münch *et al.* (2001) (Fig. 3), las tres unidades estratigráficas descritas quedarían enmarcadas en el segundo episodio transgresivo principal ET2 y en un periodo comprendido entre las edades 6,10 y 5,77 Ma. El cambio de sedimentación entre la unidad intermedia siliciclástica y la superior carbonática se localizaría alrededor de 5,85 Ma.

Conclusiones

Se han definido tres unidades estratigráficas en el Mioceno del territorio de la Ciudad Autónoma de Melilla que consisten en dos unidades carbonáticas separadas por una detrítica, que característicamente muestra un color amarillo que la hace fácilmente distinguible.

En la unidad carbonática inferior se han distinguido dos subunidades: una arrecifal formada casi exclusivamente por colonias de corales de tipo *Porites* y una carbonática bioclástica, que se adapta y recubre la anterior y que constituye una plataforma con clinofomas que progradan hacia el oeste. Alguna de estas dos subunidades podría correlacionarse lateralmente con las capas bioclásticas con parches arrecifales de algas rojas que afloran por debajo de la unidad intermedia en la zona de Aguadú.

La unidad detrítica intermedia está constituida por areniscas y limos con abundante cuarzo, bioclastos y fragmentos de rocas depositadas en un ambiente deltaico, representado por facies de llanura deltaica y de frente deltaico que progradan hacia el sureste. Esta unidad rellena la paleotopografía dejada por la unidad inferior y tendría su área fuente en la parte septentrional de la Península de las Tres Forcas.

La unidad carbonática superior se ha depositado en un ambiente de plataforma somera de alta energía en las que se formaban barras oolíticas y, en zonas algo más protegidas, niveles estromatolíticos.

Mediante correlación con las unidades cronoestratigráficas establecidas para la Cuenca de Melilla, se puede asignar una edad Messiniense para las unidades estratigráficas del Mioceno del Territorio Autónomo de Melilla y se puede precisar, además, que la sedimentación de las mismas tuvo lugar entre 6,10 y 5,77 Ma y que el tránsito entre la unidad intermedia siliciclástica y la superior carbonática se localizaría alrededor de 5,85 Ma.

Agradecimientos

Los autores agradecen al IGME el permiso de publicación de los datos sedimentológicos expuestos en este artículo, los cuales fueron obtenidos con motivo de la realización de la Hoja MAGNA de Melilla. También damos las gracias a A. Pineda (cartografía geológica preliminar de Melilla), G. Lacasa (dibujos) y a J. Ques (Laboratorio de Láminas Delgadas de la UAB) por la ayuda recibida durante la realización del trabajo. Agradecemos, así mismo las correcciones realizadas por los revisores (Dr. J.P. Calvo y Dr. J.A. Vera), que han contribuido a la mejora del manuscrito original.

Referencias

- André, J.P., Benmoussa, A., Cornée, J.J., Muller, J., Saint Martin, J.P. y Bessedik, M. (1993): Les corps carbonatés bioclastiques progradants du Messinien d'Afrique du Nord. En: *Carbonates Intertropicaux*, Réunions Spécialisée de la Société géologique de France. Paris, 3-4, Résumés: 8.
- Benmoussa, A., Demarcq, G. y Lauriat-Rage, A. (1987): Pectinidés messiniens du bassin de Melilla (NE Maroc),

- comparaisons interrégionales et intérêts paléobiologiques. *Revue de Paléobiologie*, 6: 111-129.
- Benmoussa, A., Brebion, P., Lauriat-Rage, A. y Demarcq, G. (1988): Intérêt paléobiologique des mollusques messiniens de Melilla (NE Maroc). *Revue de Paléobiologie*, 7: 335-358.
- Benmoussa, A., El Hajjaji, K., Pouyet, S. y Demarcq, G. (1989): Les mégafaunes marines du Messinien de Melilla (Nord-Est Maroc). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 73: 51-60.
- Benmoussa, A., El Hajjaji, K., Cornée, J.J., Saint Martin, J.P. y Muller, J. (1994): Les unités biosédimentaires de la plate-forme carbonatée messinienne de Melilla (NE Maroc). En: *Interim-Colloquium of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy*. Marseille, Abstracts: 5.
- Choubert, G., Faure-Muret, A., Hottinger, L., y Lecointre, G. (1966): Le Néogène du bassin de Melilla (Maroc septentrional) et sa signification pour définir la limite moi-pliocène au Maroc. En: *Proceedings of the Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy* (C.W. Drooger, Z. Reiss, R.F. Rutsch y P. Marks, Eds.). 3rd Session in Berne. E.J. Brill, Leiden: 238-249.
- Cornée, J.J., Muller, J. y Saint Martin, J.P. (1992): Organization and dynamics of Messinian pericontinental carbonate platforms. Some examples from North-African Mediterranean margins. En: *Platform Margins International Symposium*. Chichiliane, Abstracts: 33.
- Cornée, J.J., Guieu, G., Muller, J. y Saint Martin, J.P. (1994): Mediterranean Messinian carbonate platforms: some controlling factors. *Géologie Méditerranéenne*, 21 (3-4): 45-48.
- Cornée, J.J., Saint Martin, J.P., Conesa, G., André, J.P., Muller, J. y Benmoussa, A. (1996): Anatomie de quelques plates-formes carbonatées progradantes messiniennes de Méditerranée occidentale. *Bulletin de la Société géologique de France*, 167: 495-507.
- Courme, M.D. y Lauriat-Rage, A. (1998): Le Miocène supérieur à l'ouest du Gourougou (bassin de Melilla-Nador, Maroc): analyse biostratigraphique de formations sédimentaires associées à du volcanisme acide et paléoenvironnement. *Géologie Méditerranéenne*, 25 (2): 75-103.
- Cunningham, K.J. (1992): Depositional sequence hierarchy in an upper Miocene carbonate complex, Cap des Trois Fourches, Morocco. En: *Sequence Stratigraphy of European Basins*. Dijon, abstracts: 308-309.
- Cunningham, K.J. y Collins, L.S. (2002): Controls on facies and sequence stratigraphy of an upper Miocene carbonate ramp and platform, Melilla Basin, NE Morocco. *Sedimentary Geology*, 146: 285-304.
- Cunningham, K.J., Farr, M.R. y Rakic-El Bied, K. (1994): Magnetostratigraphic dating of an Upper Miocene shallow-marine and sedimentary succession in northeastern Morocco. *Earth and Planetary Science Letters*, 127: 77-93.
- Cunningham, K.J., Benson, R.H., Rakic-El Bied, K. y McKenna, L.W. (1997): Eustatic implications of late Miocene depositional sequences in the Melilla Basin, northeastern Morocco. *Sedimentary Geology*, 107: 147-165.
- El Bakkali, S., Gourgaud, A., Bourdier, J.L., Bellón, H. y Gundogdu, N. (1998): Post-collision neogene volcanism of the Eastern Rif (Morocco) magmatic evolution through time. *Lithos*, 45: 523-543.
- El Hajjaji, K., (1987): Bryozoaires nouveaux du Messinien de Melilla (Maroc Nord-oriental). *Geobios*, 20: 687-694.
- El Hajjaji, K., (1988): Les Bryozoaires messiniens du bassin de Melilla (NE Maroc) et leur signification biostratigraphique, paléobiogéographique et paléocéologique. *Géologie Méditerranéenne*, 15: 105-121.
- Esteban, M. (1979): Significance of the Upper Miocene coral reefs of the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 29: 169-188.
- Esteban, M., Braga, J.C., Martín, J. y De Santisteban, C. (1996): Western Mediterranean reef complexes. En: *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions* (E.K. Franseen, M. Esteban, W.C. Ward y J.M. Rouchy, Eds.). Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Concepts in Sedimentology and Paleontology, 5: 227-237.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. y Sánchez-Gómez, M. (1995): El despegue extensional de Lahsene y los jirones de serpentinitas del anticlinal de Taryat (Melilla, Rif). *Geogaceta*, 17: 138-139.
- Gaudant, J., Benmoussa, A., Cornée, J.J., El Hajjaji, K., Muller, J. y Saint Martin, J.P. (1994): L'ichthyofaune messinienne du bassin de Melilla-Nador (Nord-Est du Maroc). *Géologie Méditerranéenne*, 21: 25-35.
- Guillemin, M. (1976): *Les formations néogènes et quaternaires des régions de Melilla-Nador et leurs déformations (Maroc-oriental)*. Thèse Univ. Orléans, 220 p.
- Guillemin, M. y Houzay, J.P. (1982): Le Néogène post-nappe et le Quaternaire du Rif nord-oriental (Maroc). Stratigraphie et tectonique des bassins de Melilla, du Kert, de Boudinar et du piedmont des Kebdana. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 314: 7-238.
- Hernández, J. y Bellón, H. (1985): Chronologie K-Ar du volcanisme miocène du Rif oriental (Maroc): implications tectoniques et magmatologiques. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 26: 85-94.
- Logan, B.W., Rezak, R. y Ginsburg, R.N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology*, 72: 68-83.
- Machhour, L., Cornée, J.J., Saint Martin, J.P., Lehman, P. y Muller, J. (1993): Enregistrement de l'activité sismique dans les sédiments: Exemple des plates-formes carbonatées messiniennes d'Afrique du Nord. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 86: 265-281.
- Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellón, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotten, J., Belanteur, O., Louni-Hacini, A., Piqué, A., Capdevila, R., Hernández, J. y Réhault, J.P. (2000): Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 331: 159-173.
- Münch, P., Roger, S., Cornée, J.J., Saint Martin, J.P., Féraud, G. y Benmoussa, A. (2001): Restriction des communications entre l'Atlantique et la Méditerranée au Messinien: apport de la téphrochronologie dans la plate-forme carbonatée et le bassin de Melilla-Nador (Rif Nord-oriental, Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série IIa*, 332: 569-576.
- Rampnoux, J.P., Angelier, J., Coletta, B., Fudral, S., Guillemin, M. y Pierre, G. (1979): Sur l'évolution néotectonique du Maroc septentrional. *Géologie Méditerranéenne*, 5: 439-464.
- Roger, S., Münch, P., Cornée, J.J., Saint Martin, J.P., Féraud, G., Pestrea, S., Conesa, A. y Benmoussa, A. (2000): ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the pre-evaporitic Messinian marine

- sequences of the Melilla basin (Morocco): a proposal for some biosedimentary events as isochrons around the Alboran Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 179: 101-113.
- Rouchy, J.M. (1982): La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée: *Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle de Paris (C)*, 50: 267 p.
- Rouchy, J.M., Saint Martin, J.P., Maurin, A. y Bernet-Rollande, M.C. (1986): Evolution et antagonisme des communautés bioconstructrices animales et végétales à la fin du Miocène en Méditerranée, biologie et sédimentologie: *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, 10: 333-348.
- Saint Martin, J.P. y Rouchy, J.M. (1986): Intérêt du complexe récifal du Cap des Trois Fourches (Bassin de Nador, Maroc septentrional) pour l'interprétation paléogéographique des événements messiniens en Méditerranée occidentale *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série II*, 302: 957-962.
- Saint Martin, J.P. y Rouchy, J.M. (1990): Les plates-formes carbonatées messiniennes en Méditerranée occidentale: leur importance pour la reconstitution des variations du niveau marin au Miocène terminal. *Bulletin de la Société géologique de France*, 6: 83-94.
- Saint Martin, J.P., Cornée, J.J., Muller, J., Camoin, G., André, J.P., Rouchy, J.M. y Benmoussa, A. (1991): Contrôles globaux et locaux dans l'édification d'une plate-forme carbonatée messinienne (Bassin de Melilla, Maroc): apport de la stratigraphie séquentielle et de l'analyse tectonique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série II*, 312: 1573-1579.
- Saint Martin, J.P., Cornée, J.J., Conesa, G., Muller, J. y André, J.P. (1994): Les plates-formes carbonatées messiniennes de Méditerranée occidentale: une revue. En: *Interim-Colloquium of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy*. Marseille, Abstracts: 55.
- Saint Martin, J.P. y Cornée, J.J. (1996): The Messinian reef complex of Melilla, northeastern Rif, Morocco. En: *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions* (E.K. Franseen, M. Esteban, W.C. Ward y J.M. Rouchy, Eds.). Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Concepts in Sedimentology and Paleontology, 5: 227-237.
- Saint Martin, J.P. (1990): Les formations récifales du Miocène supérieur du Maroc et d'Algérie. *Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle de Paris (C)*, 56: 351 p.

Manuscrito recibido el 16 de enero de 2004

Aceptado el manuscrito revisado el 28 de mayo de 2004