

ESTRATIGRAFÍA Y ARQUITECTURA DE FACIES DE LA FORMACIÓN NIEBLA, NEÓGENO SUPERIOR, SECTOR OCCIDENTAL DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR

J.I. Baceta y J.G. Pendón

*Universidad de Huelva, Dpto. de Geología, 21819 Palos de la Frontera, Huelva
e-mail: baceta@uhu.es, jgabriel@uhu.es*

Resumen: La Fm. Niebla, redefinida en este trabajo, registra el inicio de la sedimentación neógena en el extremo occidental de la Cuenca del Guadalquivir (provincia de Huelva). Esta unidad se dispone de forma discordante sobre un sustrato de morfología irregular compuesto por materiales paleozoico-mesozoicos y está limitada a su techo por una discontinuidad con rasgos de exposición subaérea cuyo carácter y posición no se habían identificado hasta la fecha. Las irregularidades del sustrato y las pautas evolutivas observadas hacen que la arquitectura interna de la formación sea compleja, estando formada por cinco tipos de facies principales: (1) conglomerados y areniscas fluviales, (2) barras conglomeráticas de *fan delta*, (3) arenas y limos litorales localmente ricos en heterosteginas, (4) calcarenitas arenosas y conglomerados de playa, y (5) calizas y calcarenitas bioclásticas marinas someras. Toda la formación representa la parte más interna de un sistema deposicional de rampa homoclinal de bajo gradiente, desarrollado durante un intervalo dominado por condiciones generales transgresivas. Esta aportación implica un replanteamiento profundo sobre la edad y significado regional de la formación.

Palabras clave: Parte occidental de la Cuenca del Guadalquivir, depósitos continentales y marino someros, Formación Niebla

Abstract: The Niebla Fm., redefined in this work, marks the beginning of the Neogene deposition on the western edge of the Guadalquivir Basin. This unit lies unconformably on a Paleozoic-Mesozoic substrate and is truncated by a not previously identified discontinuity with subaerial exposure features. The irregular topography of the substrate and the general sedimentary trend determine a complex internal architecture in the unit, which it is made up of five main facies associations: (1) fluvial conglomerates and sandstones, (2) fan-delta conglomerate bars, (3) littoral sands and silts, locally rich in *Heterostegina*, (4) beach sandy calcarenites and conglomerates, and (5) shallow marine bioclastic limestones and calcarenites. All these facies were deposited on the inner part of a low gradient homoclinal ramp, under general transgressive conditions. The conclusions presented in this paper represent a significant departure from the previous chronological adscription and regional significance of the unit.

Key words: Western Gualdalquivir Basin, Neogene, Continental and shallow marine deposits, Niebla Formation

Baceta, J.I. y Pendón, J.G. (1999): Estratigrafía y arquitectura de facies de la Formación Niebla, Neógeno superior, sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir. *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (3-4): 419-438

Durante el Neógeno superior, la parte meridional de la provincia de Huelva registró el depósito de una potente sucesión de sedimentos de carácter marino y composición siliciclástica y carbonatada que, tanto en superficie como en subsuelo, se disponen de manera discordante sobre un sustrato formado por diferentes unidades del Paleozoico y Mesozoico. A escala regional estos depósitos neógenos representan la porción más occidental del margen pasivo o septentrional de la Cuenca del Guadalquivir, depresión con caracteres de cuenca de antepaís que se desarrolló durante el Mioceno y Plioceno de forma contemporánea a las principales etapas de estructuración de la Cadena Bética (Martínez del Olmo *et al.*, 1984; Sanz de Galdeano y

Vera, 1991, 1992; Riaza y Martínez del Olmo, 1996).

Desde hace varias décadas los materiales neógenos de Huelva han llamado la atención por la gran riqueza de su registro fosilífero, circunstancia que ha condicionado que la mayoría de investigaciones hayan tenido un enfoque paleontológico y/o bioestratigráfico. Los trabajos dedicados al análisis de su estratigrafía y sedimentología han sido comparativamente más escasos y de menor detalle, aunque en conjunto todos ellos han proporcionado una visión general bastante coherente sobre su organización interna. A gran escala, toda la sucesión se ha subdividido en un total de cuatro unidades litoestratigráficas a las que se asume una distribución areal relativamente homogénea. De base a te-

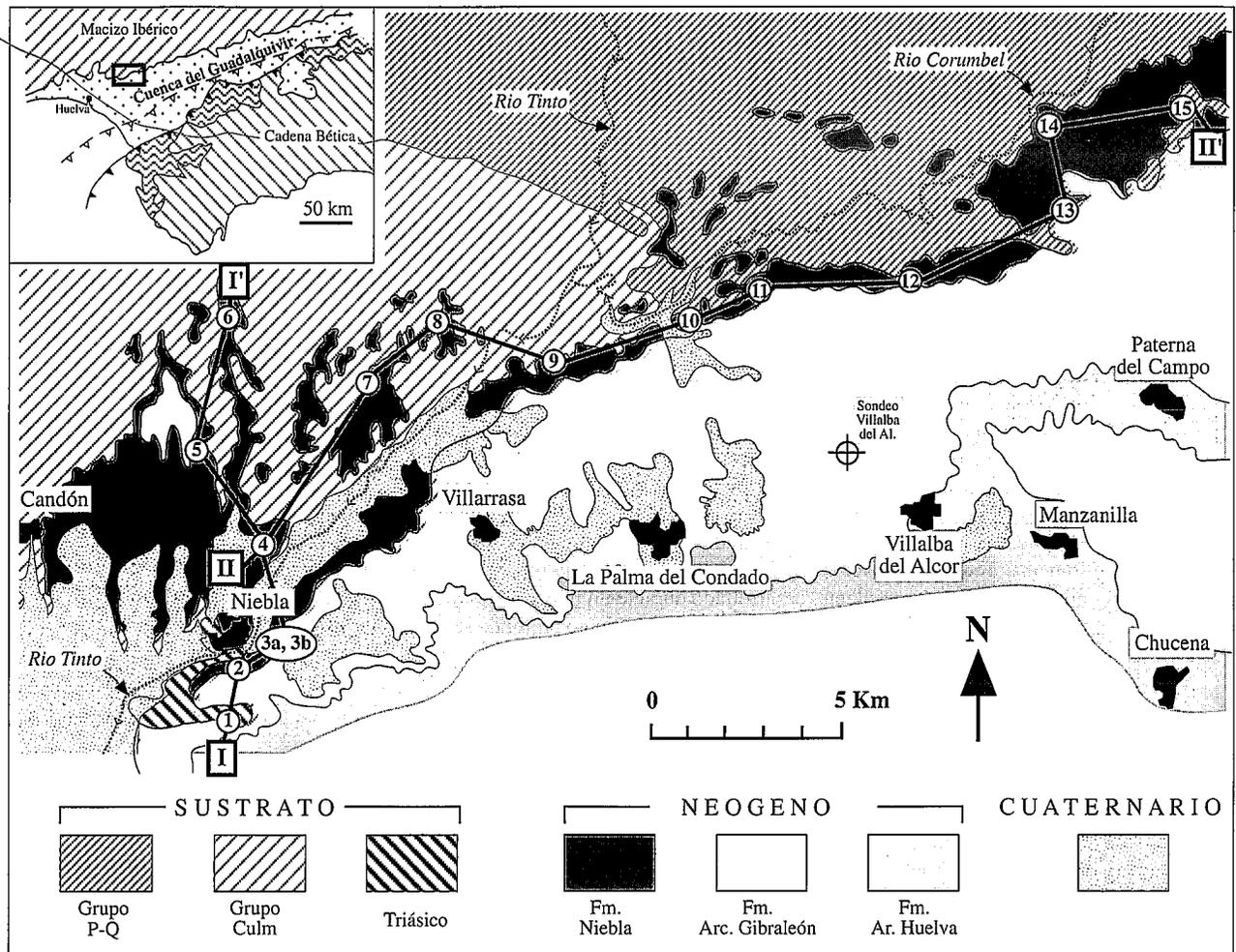


Figura 1.- Mapa de distribución de afloramientos de La Fm. Niebla a lo largo del área Niebla-Paterna del Campo, mostrando la localización de las 15 secciones estratigráficas analizadas y el trazado de las dos transversales (I-I' y II-II') reconstruidas mediante las mismas. En el cuadro superior izquierdo se señala la ubicación del área de estudio dentro del ámbito de la Cuenca del Guadalquivir.

cho, estas unidades son: (i) la **Formación Calcarenita de Niebla** (Civis *et al.*, 1987, 1994), a la que se asigna una edad Tortonense superior (Sierro, 1985a) y que, según dichos autores, está compuesta por arenas y conglomerados que en la vertical evolucionan rápidamente a calcarenitas y calizas bioclásticas compuestas por restos de algas, briozoos, moluscos y macroforaminíferos y, finalmente, a limos ricos en glauconita; (ii) la **Formación Arcillas de Gibrleón** (Civis *et al.*, 1987), de edad Tortonense superior-Plioceno inferior (Sierro, 1985a, b; Flores, 1985), formada por una sucesión bastante monótona de arcillas y margas (eventualmente limos y arenas) muy ricas en microfauna planctónica y bentónica; (iii) la **Formación Arenas de Huelva** (Civis *et al.*, 1987), de edad Plioceno inferior (Civis *et al.*, 1984; Sierro, 1985a; González-Regalado, 1987), constituida por arenas de grano fino y limos que a diferentes alturas contienen grandes acumulaciones de conchas de moluscos y, hacia su base, un tramo también rico en glauconita; y, por último, (iv) la **Formación Arenas de Bonares** (Mayoral y Pendón, 1986-1987), atribuida al

Plioceno inferior (Sierro *et al.*, 1990, 1996) o al Plioceno superior (Mayoral y Pendón, 1986-1987), formada por arenas que verticalmente evolucionan a microconglomerados, todos ellos de carácter litoral y con una abundante icnofauna (Mayoral, 1986). A lo largo de todo el sector, estas cuatro formaciones alcanzan un espesor conjunto que sobrepasa los 400 m y son recubiertas de forma discordante por materiales conglomerático-arenosos atribuidos al Pleistoceno y conocidos bajo la denominación de **Alto Nivel Aluvial** (Pendón y Rodríguez-Vidal, 1986/87).

La sucesión neógena de Huelva se ha considerado a gran escala como un ciclo transgresivo-regresivo que, según González-Regalado y Ruiz-Muñoz (1990 y 1991), alcanzó su máxima profundización en la parte inferior-media de las Arcillas de Gibrleón (aproximadamente a comienzos del Messiniense). No obstante, este ciclo no se desarrolló de forma homogénea y progresiva ya que, como apuntaban previamente Pendón y Borrego (1987), a nivel estratigráfico es fácil observar que los contactos entre las diferentes formaciones son

de carácter neto y en ocasiones ligeramente discordante y, asimismo, que llevan asociados procesos de somerización o profundización bastante bruscos. Según dichos autores ello implica una evolución escalonada que fundamentalmente interpretan como resultado de movimientos tectónicos de amplitud regional relacionados con la evolución tectosedimentaria de la cuenca. Posteriormente y mediante una correlación con otros afloramientos neógenos de la Cuenca del Guadalquivir, Sierro *et al.* (1990, 1996, 1997) establecen que el depósito de toda la sucesión se produjo durante cuatro ciclos de cambio relativo del nivel marino de tercer orden, que tuvieron expresión a lo largo de toda la cuenca y que asimismo son equiparables a los registrados en otras cuencas neógenas del dominio bético y del entorno mediterráneo. Tal correlación y el hecho de que los cuatro ciclos distinguidos coincidan de forma bastante aproximada con los propuestos para el mismo intervalo en las tablas de Haq *et al.* (1987), indicarían que su desarrollo también estuvo influenciado en gran manera por oscilaciones marinas de origen eustático o glacioeustático.

El estudio que aquí se presenta aporta nuevos datos obtenidos en el análisis de los materiales que componen la Fm. Calcarenita de Niebla, unidad basal de la sucesión neógena y que se ha considerado representativa del Tortoniense superior (Sierro, 1984, 1985a; Civis *et al.*, 1987, 1994). Dichos datos muestran que la configuración y la organización interna propuestas para esta unidad son, en detalle, más complejas de lo que se señalaba con anterioridad (ver Viguier, 1974; Sierro *et al.*, 1990, 1997; Civis *et al.*, 1994). En efecto, se ha constatado que, además de los depósitos carbonatados que la caracterizan, la formación incluye una proporción importante de depósitos siliciclásticos (algunos de ellos representativos hasta de medios continentales), que apenas se habían tenido en consideración. Paralelamente, hemos incidido en los caracteres de los límites de la unidad pero especialmente en el superior (tránsito a la Fm. Arcillas de Gibraleón), el cual se ha revelado como una discontinuidad sedimentaria cuya posición e implicaciones no se habían señalado en las diferentes investigaciones previas. Todos estos datos justifican un cambio en la denominación formal de la unidad, a partir de ahora considerada como Formación Niebla, la redefinición de su límite superior y, asimismo, una reflexión sobre la posición cronológica que se le había asignado.

Características del área de estudio y aspectos generales de la formación

El sector donde se ha analizado la Fm. Niebla comprende una banda de afloramientos de más de 30 km de longitud, situada entre Niebla (localidad tipo) y el norte de la población de Paterna del Campo (Fig. 1). A lo largo de estos afloramientos, la unidad se dispone buzando suavemente hacia el sur o sureste y se apoya, mediante contacto neto y claramente discordante, sobre un sustrato que en su mayor parte está constituido por

materiales correspondientes a dos de las unidades que componen la serie paleozoica de la Zona Surportuguesa del Macizo Ibérico: de NE a SW y de acuerdo a Schermerhorn (1971), el «Grupo P-Q» de filitas y cuarcitas y el «Grupo Culm» de pizarras y grauvacas. Asimismo, en el tercio occidental de la zona, entre Niebla y las proximidades de la autopista Sevilla-Huelva (Fig. 1), el sustrato aparece formado por una sucesión de materiales terrígenos, carbonatados y volcánicos atribuidos al Triásico (Ramírez y Leyva, 1979). Los depósitos que recubren a la unidad corresponden a las Arcillas de Gibraleón, formación que aflora en una llanura extensamente cultivada y que, a su vez, es recubierta en dirección sur por la Fm. Arenas de Huelva, cuyo carácter más competente hace que conforma un paisaje de lomas y colinas bastante continuo.

Aunque la banda de afloramientos de la Fm. Niebla es prácticamente continua en cartografía, el grado de exposición y la calidad de sus afloramientos están condicionados de forma considerable por la cobertura de vegetación y de suelos, así como por la presencia de diferentes niveles de terrazas fluviales, relacionadas con la evolución del curso del río Tinto. Debido a esta circunstancia, la mayoría de estudios previos sobre la unidad se habían concentrado fundamentalmente en las diferentes canteras que durante las últimas décadas se han dedicado a su explotación (la mayoría en los alrededores de Niebla y actualmente inactivas). No obstante, en toda la zona se han podido reconocer numerosos afloramientos situados en cortes de pistas o carreteras que han permitido elaborar un número significativo de secciones nuevas más o menos completas. En concreto, se ha levantado un total de 15 secciones estratigráficas (ver localización en Fig. 1), mediante las cuales hemos reconstruido de forma bastante aproximada la geometría del conjunto, su arquitectura interna y las relaciones que presenta con los materiales infra y suprayacentes (Fig. 2).

El nivel de referencia clave utilizado en dicha reconstrucción corresponde al contacto superior con la Fm. Arcillas de Gibraleón, límite que gracias al contraste litológico se define claramente tanto en cartografía como sobre el terreno (con una rotura clara de pendiente), pero que sólo se ha podido observar en detalle y de forma completa en tres de las secciones analizadas (ver más adelante). En las demás, el final de la sucesión carbonatada y, sobre todo, los metros iniciales de la formación arcillosa aparecen recubiertos por suelos o vegetación, aunque la parte no aflorante rara vez supera los 5 m de espesor. Teniendo en cuenta estas circunstancias y que el área de estudio tiene una extensión de más de 30 km, la utilización de dicho horizonte de referencia resulta lógica y permite considerar que a gran escala el contacto entre las dos formaciones es esencialmente plano. La excepción la marcan los afloramientos situados al sur de Niebla (entre las secciones 1 y 2, Fig. 2) y algunos otros distribuidos por el resto de la zona de estudio, por ejemplo, los situados al norte de Paterna del Campo (Figs 1 y 2), donde tanto en carto-

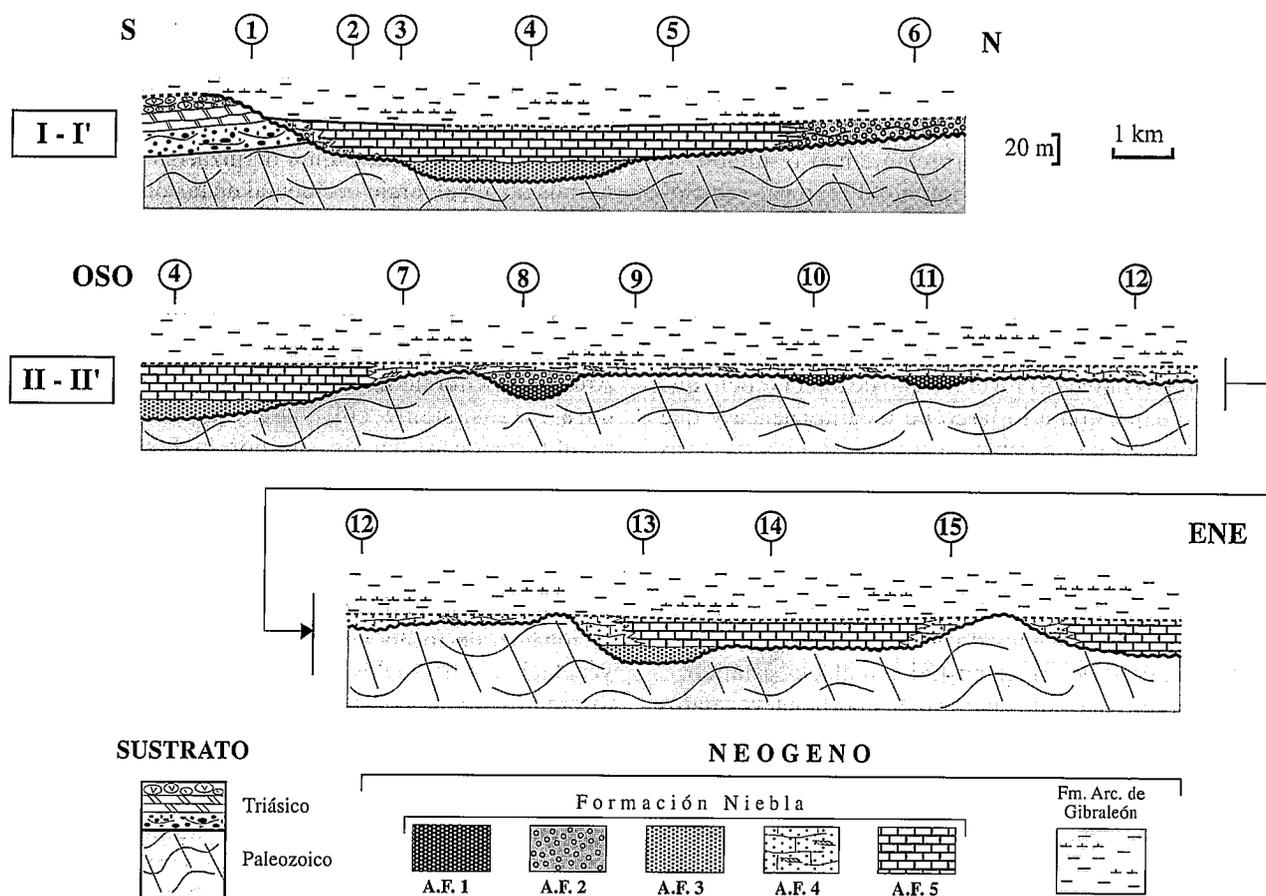


Figura 2.- Reconstrucciones de la arquitectura deposicional de la Calcarenita de Niebla y sus relaciones estratigráficas con respecto a los materiales infrayacentes (sustrato paleozoico-mesozoico) y suprayacentes (Fm. Arcillas de Gibraleón). Los códigos A.F.1 a A.F.5 se refieren a las asociaciones de facies distinguidas. La localización de las secciones y de las transversales representadas está indicada en la figura 1.

grafía como sobre el terreno se puede observar que los materiales del sustrato paleozoico o mesozoico aparecen directamente recubiertos por la Fm. Arcillas de Gibraleón. Ello implica que en estas posiciones no se llegó a depositar la Fm. Niebla y que, por tanto, representaron promontorios del sustrato que no experimentaron inundación marina hasta momentos posteriores.

El estudio sedimentológico de la Fm. Niebla se ha realizado mediante el levantamiento de perfiles estratigráficos de detalle. Dado que gran parte de la unidad se compone de materiales de naturaleza carbonatada con gran riqueza tanto en macro- como en microfauna, su análisis se ha completado en el laboratorio con observaciones de láminas delgadas y de secciones pulidas de las muestras de roca más significativas. Estas últimas han facilitado sobremanera el análisis de las facies carbonatadas ya que, por el carácter grosero de casi todas ellas, muchos de sus rasgos sedimentológicos se escapaban trabajando únicamente a la escala de láminas delgadas. Los materiales de composición siliciclástica, en cambio, son en su mayor parte de granulometrias groseras y de carácter deleznable, no permitiendo un análisis tan detallado. Una parte significativa de ellos es de afinidad marina y presenta un elevado contenido en microorganismos (principalmen-

te ostrácodos y foraminíferos bentónicos), cuyo estudio se está llevando a cabo por parte de especialistas. Asimismo, para el estudio de la formación se han tenido en cuenta los datos estratigráficos aportados por el sondeo de investigación petrolífera Villalba del Alcor, realizado por ADARO en el año 1956 al noroeste de dicha localidad (Viguier, 1974; Perconig y Martínez Díaz, 1977), y los obtenidos en los más de 80 sondeos hidrogeológicos efectuados en el área de estudio durante las últimas décadas. Toda esta información adicional se ha consultado en los archivos del Instituto Tecnológico Geominero en su oficina de Sevilla.

El contacto entre el sustrato y la sucesión neógena

La reconstrucción de la geometría general de la Fm. Niebla (Fig. 2) permite detectar que en la lateral presenta variaciones de espesor sustanciales. En efecto, se distinguen desde zonas donde la unidad está ausente o presenta espesores inferiores a 10 m (por ejemplo, al sur de Niebla, en la banda de afloramientos localizados entre los meridianos de Villarrasa y Manzanilla o al norte de Paterna del Campo), hasta posiciones donde su potencia alcanza o supera en general los 15 m (secciones 3, 4, 5, 13 y 14, Fig. 2). Estos cambios de espesor

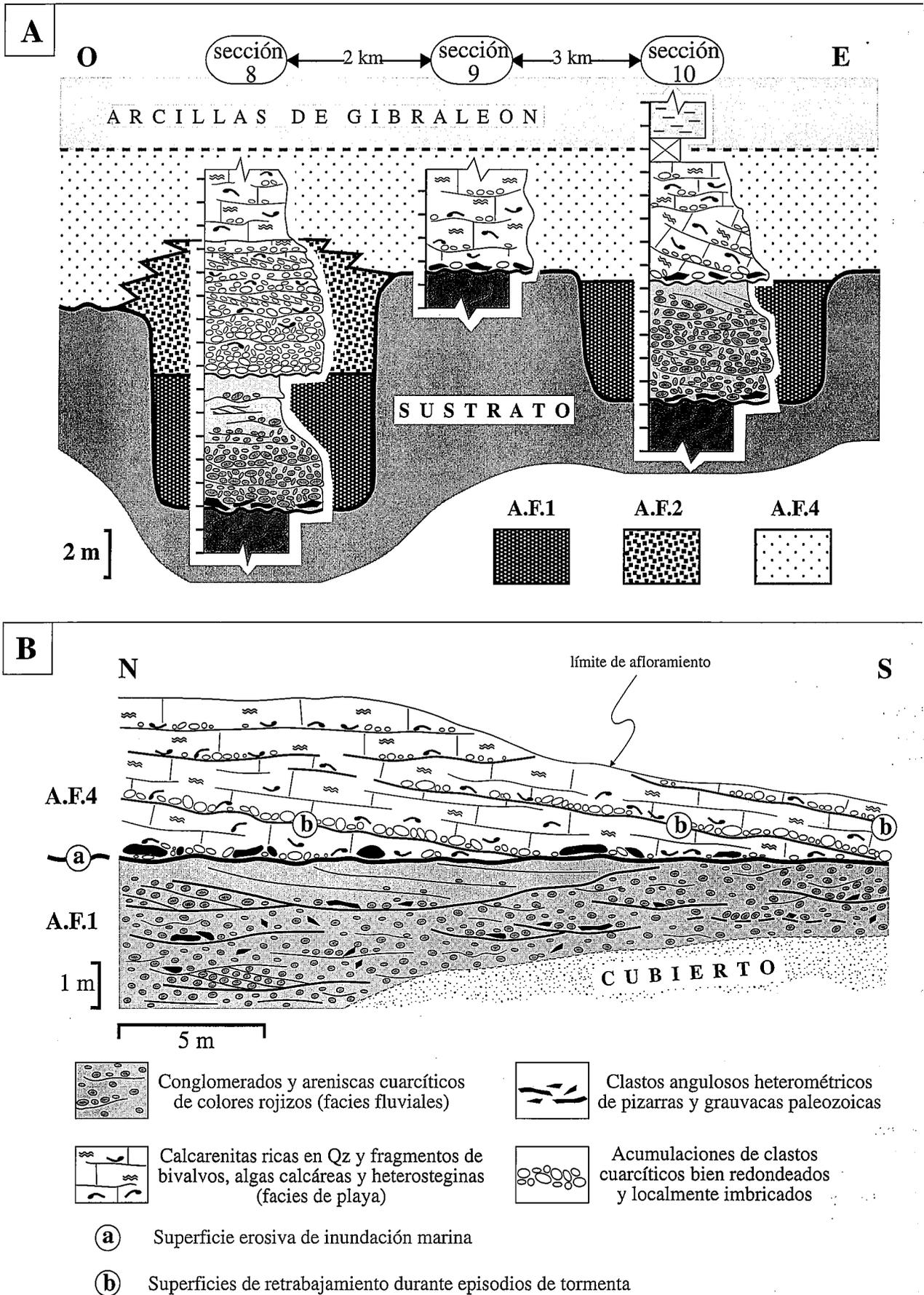


Figura 3.- A) Relaciones verticales y laterales entre los depósitos constituyentes de las asociaciones de facies A.F.1, A.F.2 y A.F.4. Localización de las secciones en figura 1. B) Esquema de parte de los afloramientos de la sección 10 (escala vertical= X2 escala horizontal). En él se resalta la relación entre las asociaciones de facies A.F.1 y A.F.4 así como su organización interna (explicación en el texto).

también se detectan a nivel de subsuelo comparando las potencias de la unidad en los diferentes sondeos hidrogeológicos distribuidos por toda la zona, poniendo de manifiesto que son consecuencia de un relieve previo a su depósito bastante irregular, en forma de altos y surcos que en algunos casos llegan a ser bastante pronunciados. El área donde se han reconocido los mayores desniveles en el relieve del sustrato se sitúa entre Niebla y la cantera de la Piedra del Rayo (entre las secciones 4 y 1, Figs. 1 y 2), una de las zonas donde es posible observar de forma continua el acuífamiento progresivo de la formación, de modo que en la cantera de la Piedra del Rayo los materiales triásicos del sustrato son recubiertos directamente por las Arcillas de Gibraleón. En esta sección los depósitos basales de la formación arcillosa son de edad Messiniense superior (biozona de *Globorotalia margaritae* según Sierro, 1985a, b), dato que indica la ausencia de todo el tramo inferior de la formación, de acuerdo a Sierro (1985a y b) de unos 25 m de potencia y correspondiente en edad al Tortoniense superior-Messiniense inferior. Si a este valor le sumamos el espesor de la Fm. Niebla en los afloramientos de los alrededores de Niebla (del orden de 20 m), la diferencia en altura topográfica del techo del sustrato entre las secciones 1 y 4 aproximadamente sería del unos 55 m.

A nivel de afloramiento, el carácter neto e irregular de la base de la Fm. Niebla es también claramente apreciable. Aunque con variaciones dependiendo de la naturaleza de los depósitos que la recubren en cada punto, este ruptura suele llevar asociado un depósito residual (*lag deposit*) más o menos potente, constituido por cantos y bloques angulosos de cuarzo, pizarras y/o calizas, resultantes del retrabajamiento de materiales del sustrato paleozoico-mesozoico. Este material conglomerático residual es sobre todo evidente en los afloramientos en los que la base de la unidad está formada por facies carbonatadas de carácter marino somero (Figs. 3 y 4), ya que aparece flotando dentro de una masa calcáreo-arenosa con gran cantidad de fragmentos bioclásticos. Ello indicaría que son depósitos erosionados y depositados durante los momentos iniciales de la inundación marina. Por otro lado y a un nivel muy local, el techo del sustrato también suele aparecer brechificado, así como afectado por ferruginización y/o lavado. Rasgos similares ya se habían señalado en algunos trabajos previos (ver Sierro *et al.*, 1990), interpretándose como consecuencia de procesos de alteración meteórica previos al desarrollo de la inundación marina.

Arquitectura de facies de la formación

La integración de las observaciones realizadas en la Fm. Niebla a lo largo de todo el área de estudio, pone en evidencia que esta unidad se compone fundamentalmente de materiales de naturaleza carbonatada, pero que también incluye una proporción significativa de depósitos siliciclásticos así como de materiales de na-

turalidad mixta carbonatado-siliciclástica. Teniendo en cuenta estas variaciones composicionales, los rasgos sedimentológicos observados, la relación vertical y lateral entre los diferentes depósitos y su contenido faunístico, los materiales que la componen se pueden agrupar en un total de cinco asociaciones de facies principales (A.F.1 a A.F.5) (Fig. 2). Cada una de estas asociaciones de facies sería representativa de un ambiente o subambiente de sedimentación más o menos diferenciado, cuyos rasgos principales comentamos a continuación.

A.F.1. Conglomerados y areniscas rojas

Esta asociación de facies se distingue a la base de la Fm. Niebla en tres posiciones (secciones 8, 10 y 11 en Figs. 1, 2 y 3), donde alcanza espesores entre 3, 5 y 7 m. Corresponde a depósitos de granulometrías groseras (conglomerados y areniscas de composición cuarcítica que incluyen cantidades significativas de clastos de pizarras y grauvacas), poco cementados y con un color rojizo o amarillento característico. En las tres secciones se ordenan en cuerpos de espesor decimétrico a métrico definidos fundamentalmente por cambios granulométricos bruscos, que marcan también, «a grosso modo», una burda estratificación. La base de algunos de estos cuerpos suele ser de carácter alabeado, en ocasiones con una geometría canaliforme. A su vez, internamente se reconocen estratificaciones cruzadas planares, así como imbricaciones de cantos. Verticalmente no presentan una ordenación bien definida. Sólo en las secciones 8 y 10 se observa un predominio de facies arenosas hacia la parte superior, en el segundo de los casos correspondiente a un tramo de areniscas masivas que rellenan una morfología canaliforme (Fig. 3). En la sección 11, en cambio, se observan dos tramos esencialmente conglomeráticos separados por uno de naturaleza arenosa/microconglomerática.

Los depósitos de la A.F.1 carecen de restos fósiles, aunque a nivel puntual, en algunos de los tramos arenosos, se han observado restos carbonosos de origen vegetal. Asimismo en la sección 11 (Fig. 3), el tramo arenoso/microconglomerático que se identifica a la parte media del tramo, incluye estructuras verticales que tentativamente asignamos a rizocreciones. Como ya hemos indicado, suelen presentar un característico color rojizo o amarillento, probablemente como resultado de procesos de rubefacción. A su vez, dentro de ellos se observan pátinas y concentraciones de óxidos de hierro de distribución irregular.

Además de en las tres secciones citadas, depósitos de este tipo se pueden reconocer con características muy similares al norte de las secciones 10, 11 y 12, en las proximidades del río Corumbel, formando manchas o retazos de afloramientos aislados sobre el sustrato paleozoico (Fig. 1). Aunque se ha evaluado la posibilidad de que dichos afloramientos aislados pudieran corresponder a terrazas cuaternarias, su situación y su posición topográfica con respecto a los dos cursos de agua principales que atraviesan el sector (ríos Tinto y

Corumbel), en algunos casos a varios kilómetros de distancia y a más de 10 m de desnivel, permite descartar tal origen y, por tanto, relacionarlos con los que definen la base de la sucesión.

De modo general interpretamos que todos los depósitos que componen la A.F. 1 serían representativos de sistemas de drenaje continentales de tipo fluvial. Dado su carácter grosero, la ausencia de depósitos finos, su localización puntual y los rasgos sedimentológicos observados (superposición de geometrías canaliformes y de barras masivas o con estratificación cruzada), corresponderían a sistemas fluviales de tipo trenzado. Los datos de paleocorrientes obtenidos mediante las imbricaciones de cantos y la orientación de algunas laminaciones y estratificaciones cruzadas son escasos como para establecer con precisión la polaridad de los sistemas. No obstante, teniendo en cuenta su disposición y la polaridad general de la formación, puede asegurarse su procedencia septentrional.

A.F.2. Conglomerados y areniscas grises

Este tipo de depósitos aparecen en la sección 8 (Figs. 2 y 3A), en contacto directo sobre los materiales de la A.F.1, y en los afloramientos más septentrionales del área de Niebla (sección 6, Fig. 2), allí directamente apoyados sobre el sustrato paleozoico. En la primera de dichas secciones alcanzan un espesor de 6 m y representan el relleno superior de la depresión morfológica que definen los depósitos de la A.F.1, relacionándose en la vertical y lateralmente con los depósitos integrados dentro de la A.F.4. En el caso de la sección 6, los materiales de la A.F.2 constituyen los únicos depósitos neógenos conservados sobre el sustrato paleozoico, aunque es interesante destacar que, hacia el sur y a pesar de que los afloramientos sólo permiten seguirlos de forma discontinua, pasan lateralmente y de forma progresiva a facies de naturaleza carbonatada (A.F.5).

En las dos secciones donde se reconocen, los materiales de la A.F.2 corresponden a conglomerados, microconglomerados y areniscas compuestos casi exclusivamente por material cuarcítico de un típico color gris-blanquecino. Internamente se ordenan en secuencias, que comienzan con un tramo conglomerático (clastos centimétricos en una matriz microconglomerática o arenosa) y culminan con areniscas de grano grueso y cemento calcáreo, que en algunos ejemplos incluyen restos dispersos y fragmentados de ostreidos de concha robusta. Las estructuras sedimentarias son escasas y fundamentalmente se reconocen en los intervalos arenoso-microconglomeráticos superiores, más compactos debido a la cementación, donde aparecen como estratificaciones y laminaciones cruzadas poco definidas, a veces sólo evidentes por cambios granulométricos bruscos. La base de los intervalos conglomeráticos de las secuencias individuales son erosivas y alabeadas, y en ocasiones están recubiertas por clastos decimétricos erosionados del intervalo arenoso infrayacente. El espesor de las secuencias individuales disminuye en la vertical (pasan

de orden métrico a decimétrico), a la vez que las superiores pueden estar únicamente definidas por tramos areniscosos y, asimismo, pueden incluir un intervalo superior de naturaleza mixta carbonatado-siliciclástica. En estos intervalos mixtos son más abundantes los fragmentos de conchas de ostreidos y de otros bivalvos, así como restos dispersos y muy fragmentados de algas calcáreas. En la sección 6 también se han reconocido tramos arenoso-microconglomeráticos masivos que incluyen restos enteros de ostreidos así como, localmente, bioturbaciones asimilables a *Ophiomorpha*. Otro rasgo interesante en ambas secciones es la presencia puntual de clastos y cantos cuarcíticos afectados por perforaciones.

Por sus características y su relación con los depósitos infrayacentes (de origen fluvial) y con los que se relacionan en la vertical o lateralmente (como luego comentaremos, facies de ambientes litoral), los materiales de la A.F.2 se interpretan en conjunto como facies de *fan-delta*, retrabajadas por el oleaje en barras, que a su vez aparecen colonizadas puntualmente por moluscos resistentes a un gradiente energético elevado (ostreidos de concha robusta). La organización vertical de las secuencias individuales y su paso a facies con mayor contenido bioclástico (mayor afinidad marina) indicarían en ambas secciones un dispositivo general retrogradante de los sistemas.

A.F.3. Arenas y limos

Esta asociación de facies se ha reconocido a la base de todo el conjunto en dos zonas, una situada muy próxima a la localidad de Niebla, en la actual carretera de circunvalación en dirección a Valverde del Camino, y la otra al N de Paterna del Campo, a favor de una cantera que actualmente se encuentra en explotación (secciones 4 y 13 respectivamente en Figs. 1 y 2; ver columna de ambas en Fig. 4). Los depósitos de la A.F.3 en la primera de dichas secciones ya han sido descritos en varios trabajos previos (Viguier, 1974, Civis *et al.*, 1994 y J.C. Braga, en Sierro *et al.*, 1997), denominándolos como «arenas con heterosteginas» o «arenas deltaicas». Asimismo, depósitos de rasgos similares se reconocen, aunque en muy malas condiciones, en las proximidades de Candón (extremo occidental de la zona, Fig. 1), a la vez que también se han identificado a la base de toda la sucesión neógena en varios sondeos hidrogeológicos realizados en toda la banda que va desde Niebla hasta el N de Paterna del Campo.

Como indican las denominaciones previas, la A.F.3 esencialmente corresponde a arenas y limos cuarcíticos, sueltos o ligeramente cementados, de colores beige o amarillento, que a su vez incluyen a diferentes alturas algunos niveles microconglomeráticos de naturaleza similar. Aunque de una forma no muy evidente, estos depósitos se organizan generalmente en secuencias de espesor métrico y carácter negativo (granocreciente), dentro de las cuales es posible reconocer estratificaciones cruzadas unidireccionales y laminaciones paralelas y de tipo *ripple*. En la sección 4

la A.F.3 se ordena definiendo una secuencia general negativa estrato- y granocreciente, mientras que en la sección 13 presenta pocas variaciones en la vertical (Fig. 4). La base de las secuencias individuales suele estar definida por un cambio granulométrico más o menos brusco y, en algunos casos, suele tener un carácter alabeado indicativo de procesos de erosión y/o retrabajamiento. A menudo, dichos contactos se distinguen por aparecer recubiertos por una acumulación de conchas y restos fragmentados de ostreidos y pectínidos. En la sección 13, la A.F.3 presenta en conjunto granulometrías algo más groseras que en la sección 4, a la vez que hacia la parte media incluye un nivel conglomerático desorganizado, compuesto casi exclusivamente por cantos y bloques de pizarras y grauvacas, en algún caso de hasta 1 m de diámetro. En esta misma sección es también reseñable el alto grado de bioturbaciones que afectan a los depósitos de la A.F.3, las más evidentes en forma de tubos verticales asimilables a *Ophiomorpha*, que puntualmente se concentran borrando por completo las estructuras sedimentarias de corriente.

Aparte de los restos de moluscos que aparecen a diferentes alturas, los depósitos de la A.F.3 de las dos secciones destacan por un alto contenido en microfauna marina, concretamente de ostrácodos y pequeños foraminíferos bentónicos. Hasta la fecha, del primero de los dos grupos se ha reconocido una asociación muy variada compuesta principalmente por especies de los géneros *Urocythereis*, *Loxoconcha*, *Cytheretta*, *Falunia*, *Aurila*, *Xestoleberis*, *Callistocythere* y *Senesia*; mientras que la asociación de foraminíferos bentónicos incluye sobre todo *Ammonia beccarii*, *Ammonia inflata*, *Florilus boueanum*, *Elphidium crispum* y *Elphidium macellum* (Ruiz-Muñoz y González-Regalado, com. pers.). Otro componente faunístico muy significativo, presente en cantidades importantes sólo en la sección situada al norte de Paterna del Campo (sección 13), son los macroforaminíferos del género *Heterostegina*. En dicha sección, estos macroforaminíferos se reconocen en la vertical de toda la A.F.3, apareciendo tanto dispersos como formando acumulaciones de hasta 30 cm de espesor, pero lateralmente discontinuas. El estudio sistemático de dichas acumulaciones, sólo ha permitido constatar hasta el momento la existencia de una única especie (*Heterostegina gomezangulensis* PERCONIG, 1972; Tosquella, com. pers.), integrable dentro del grupo de heterosteginas planiformes en el sentido de Hottinger (1977a). Asimismo, en todos los depósitos de la A.F.3 de la sección 13 es frecuente la presencia de restos completos o fragmentados de equínidos (*Clypeaster*).

Según Civis *et al.* (1994) y J.C. Braga (en Sierro *et al.*, 1997), los materiales de la A.F.3 corresponderían en conjunto a depósitos de ambientes deltaicos. No obstante, a la vista de los rasgos sedimentológicos, el contenido faunístico y su posición paleogeográfica, sólo podemos afirmar que en general reflejan un medio de sedimentación marino somero y abierto, de batimetrías

del orden de 10-15 m, probablemente adyacente a sistemas deltaicos y/o de playa. Esta interpretación coincide con la de Viguier (1974) quien, al igual que los autores citados, sólo analizó estas facies en los afloramientos de la sección 4 próxima a Niebla. Comparando los datos de las dos secciones, la afinidad deltaica, o al menos de mayor proximalidad dentro de un ambiente marino somero, sólo puede atribuirse a los depósitos de la A.F.3 en la sección 13, ya que son de granulometrías mayores, incluyen mayor proporción de niveles conglomeráticos (el intermedio incluso con cantos del sustrato de grueso calibre), y porque además presentan una ordenación vertical y estructuras sedimentarias que podrían ser indicativas de un ambiente de barra deltaica (*mouth bar*) afectada por retrabajamiento marino. Sin embargo, la comparación entre la faunas de ostrácodos y foraminíferos bentónicos reconocida en las dos secciones, no indica que entre ellas existan diferencias significativas ni en proximalidad ni en batimetría.

Por otro lado, la presencia de gran cantidad de heterosteginas puede resultar llamativa en relación a la interpretación sedimentológica de estas facies. En efecto, tal como se ha documentado en ambientes actuales (Hottinger, 1977b) o del Paleógeno y Neógeno (Caus y Serra-Kiel, 1988; Buxton y Pedley, 1989), estos macroforaminíferos y sobre todo el grupo de especies con morfologías planiformes entre las que se incluye la aquí identificada, en general proliferan en medios caracterizados por un sustrato duro o poco móvil, con batimetrías comprendidas entre 40 y 70 m. Esta situación sería por tanto contradictoria con la interpretación ambiental a la que se llega mediante el resto de criterios, pudiéndose explicar por dos procesos: (i) que las acumulaciones de heterosteginas que aparecen en estas facies correspondan a material transportado hasta las zonas litorales desde posiciones más profundas, por ejemplo mediante tormentas o corrientes de deriva; ó (ii) que su presencia en estas facies someras se deba a unas condiciones generales desfavorables (por ejemplo, de aguas turbias) que obliguen al desplazamiento de estos organismos hacia zonas más litorales ante la necesidad de suficiente luminosidad para sus algas simbiotas (Serra-Kiel y Tosquella, com. pers.). Teniendo en cuenta los caracteres y naturaleza de los depósitos donde aparecen (en su totalidad de composición siliciclástica), el poco grado de fragmentación que presentan (casi todos los especímenes aparecen enteros y sin signos de abrasión), la presencia de ejemplares juveniles y el tipo de acumulaciones que forman (monoespecíficas y sin indicios de procesos de transporte), nos decantamos más por la segunda de las posibilidades apuntadas. No obstante para poder corroborar esta interpretación sería necesaria la realización de un estudio tafonómico y paleoecológico más detallado.

A.F.4. *Calcarenitas arenosas*

Esta asociación de facies es lateralmente más expansiva que las descritas hasta el momento. En efecto, en las reconstrucciones que hemos elaborado apare-

ce definiendo el grueso de la formación en todas las posiciones donde la unidad presenta, como norma general, los espesores más reducidos. Más concretamente nos referimos a la banda de afloramientos que se sitúa entre los meridianos de Villarrasa y Manzanilla (Figs. 1 y 2). Asimismo se reconoce en otras posiciones y secciones más puntuales, como las correspondientes al extremo oriental del sector estudiado (sección 15 y alrededores de los promontorios del sustrato situados al norte de Paterna del Campo), la serie de pequeños afloramientos aislados dispuestos al norte y noroeste de la sección 7 y en los que se localizan al sur de Niebla entre las secciones 1 y 2 (Figs. 1 y 2). En todos estos afloramientos, los materiales carbonatados de la A.F.4 rara vez sobrepasan los 8 m de espesor (en muchos puntos sólo es de unos pocos metros), y se disponen bien directamente sobre el sustrato, o bien sobre los materiales terrígenos que forman la A.F.1 y la A.F.2. En el primero de los casos, es típico que en su base aparezcan gran cantidad de bloques y cantos angulosos arrancados del sustrato, a modo de depósito residual (Fig. 3A, sección 9). En las posiciones donde se dispone sobre la A.F.1 (sección 10), el contacto es neto y erosivo y también suele aparecer definido por acumulaciones de material proveniente de la erosión del infrayacente. Por último, su contacto con los depósitos de la A.F.2 (sección 8), materiales con lo que se relaciona lateral y verticalmente, es casi siempre gradual.

Composicionalmente los depósitos de la A.F.4 son en su mayor parte de naturaleza mixta (siliciclástico-carbonatada), aunque en algunas secciones también incluyen depósitos exclusivamente carbonatados. Corresponden a calcarenitas/calciruditas de grano grueso (*grainstone-rudstone*), en general sin apenas matriz micrítica, que engloban gran cantidad de cuarzo tamaño arena-microconglomerado, pero que también, a la base de algunos niveles, contienen intervalos conglomeráticos de naturaleza asimismo cuarcítica (clastos de orden centimétrico). En la fracción carbonatada se reconocen principalmente restos de conchas de bivalvos (en su mayor parte de ostreidos) y de algas calcáreas, así como pequeñas porciones de restos de macroforaminíferos (heterosteginas) y pequeños foraminíferos bentónicos (*Elphidium*), todos ellos muy fragmentados y reabajados y en disposición totalmente aleatoria. Como componentes bioclásticos menos abundantes también aparecen restos de briozoos, equinodermos y serpúlidos.

Estos depósitos mixtos generalmente se ordenan en niveles decimétricos de base erosiva y alabeada, eventualmente canaliforme, de aspecto masivo o con presencia de laminaciones paralelas discontinuas y, más raramente, laminación de *ripples*, que son difíciles de observar dado el carácter grosero de los depósitos. En algunas posiciones donde se dispone de secciones apropiadas, como el caso de la sección 10, incluyen en su parte inferior superficies inclinadas entre 10 y 12°, de carácter neto y erosivo, que dibujan una geometría de acreción lateral (Fig. 3B). Tales superficies internas

acaban contra la superficie basal que marca el contacto con la A.F.1, y aparecen recubiertas por acumulaciones de cantos cuarcíticos de hasta 15 cm de diámetro y buen grado de redondeamiento, que puntualmente presentan imbricaciones. Los niveles delimitados por las superficies son masivos o bien presentan algunas líneas de estratificación discontinuas de menor inclinación (entre 5 y 10°), definidas por acumulaciones bioclásticas más groseras.

Teniendo en cuenta los rasgos que hemos señalado, los depósitos de la A.F.4 se interpretan en conjunto como depósitos de playa, en su mayor parte correspondientes a facies de *shoreface*. El predominio de granulometrias groseras sería indicativo de sistemas de playa de alta energía y con gradiente relativamente elevado. Los rasgos que presenta la parte inferior de la A.F.4 en la sección 10 (Fig. 3B), indicarían la alternancia de periodos con diferente gradiente energético. Las superficies de trazado irregular inclinadas hacia el sur que se reconocen en dicho tramo inferior, probablemente son resultado de episodios de erosión e intenso reabajamiento. Los materiales conglomeráticos que las recubren, seguramente fueron aportados desde áreas laterales ocupadas por sistemas de *fan delta* (A.F.2) y se habrían depositado durante los mismos episodios de alta energía. Entre ellos, se definirían intervalos de menor gradiente energético, en los que dominaba el depósito de materiales de composición fundamentalmente carbonatada, dando lugar a la acreción lateral y vertical del sistema. Esta sucesión de eventos que deducimos es encuadrable en un contexto sujeto a la acción intermitente de tormentas similar al descrito por Massari y Parea (1988) en materiales del Neógeno y Pleistoceno de Italia. Por los mismos argumentos expresados para la A.F.3, resulta llamativo el importante contenido en heterosteginas que presentan los materiales de la A.F.4. No obstante, en este caso, su alto grado de fragmentación y la disposición aleatoria que presentan, indican que como el resto de componentes biogénicos (bivalvos, algas, etc), son resultado de procesos de transporte hasta la línea costera desde zonas algo más abiertas y profundas.

Un último aspecto que resulta interesante destacar es que en varias secciones y afloramientos, por ejemplo casi todos los localizados al norte de La Palma del Condado y Villalba del Alcor, los depósitos de la A.F.4 llaman la atención por presentar un característico color rojizo así como importantes alteraciones. Dicho color es consecuencia de un grado elevado pero variable de ferruginización, que no es nada selectiva ya que afecta de forma desigual a todos los componentes de la roca. El resto de alteraciones corresponden esencialmente a disoluciones, también poco selectivas, que crean cavidades irregulares y confieren a la roca un aspecto oqueroso o, incluso, brechoide. Otro aspecto asimismo frecuente en láminas delgadas de estas facies, es la presencia de fracturas circungranulares y/o de trazado irregular dentro de los componentes bioclásticos, rellenas de cemento esparítico. Al igual que varía su grado de

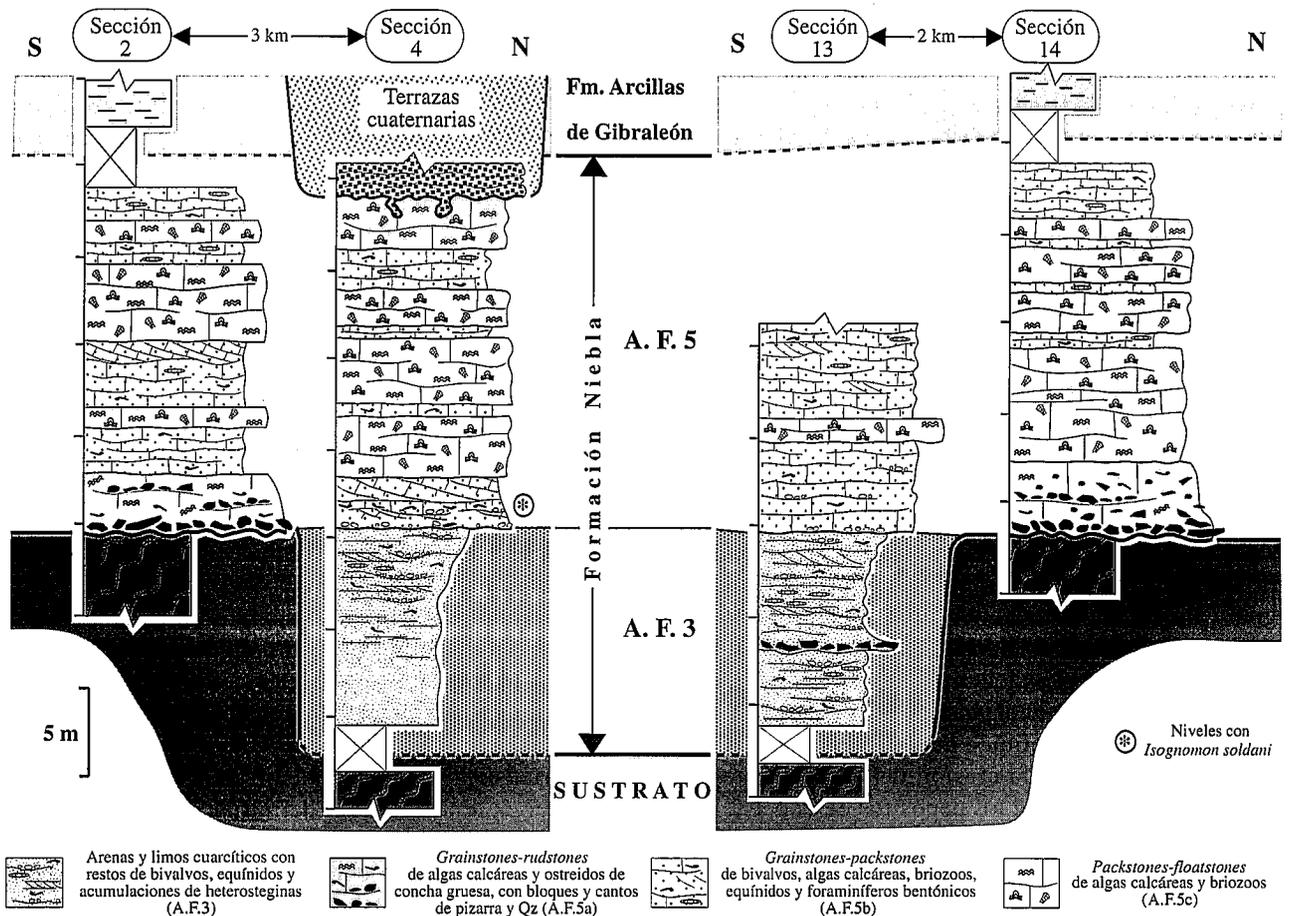


Figura 4.- Relaciones verticales y laterales entre los depósitos constituyentes de las asociaciones de facies A.F.3 y A.F.5, en las secciones 2 y 4 (área de Niebla) y en las secciones 13 y 14 (área de Paterna del Campo). Localización de las secciones en figura 1 (explicación en el texto).

intensidad, la distribución lateral de todas estas alteraciones macro- y microscópicas que comentamos es asimismo bastante irregular, observándose desde secciones donde afecta de forma intensa a todo el conjunto de la A.F.4, hasta secciones donde sólo se concentra en los metros superiores. Con toda seguridad todos estos procesos de alteración son secundarios y ligados a exposición subaérea, aunque no se puede afirmar si su desarrollo es subactual o si por el contrario son resultado de antiguos intervalos de exposición (con anterioridad al depósito de las Arcillas de Gibraleón). Esta segunda hipótesis es difícil de demostrar, puesto que en este sector no se dispone de secciones que permitan analizar en buenas condiciones el tránsito entre ambas formaciones. Sin embargo, a la vista de los caracteres que presenta el techo de la formación en otras secciones que luego se comentan, cabe la posibilidad de un origen antiguo.

A.F.5. Calizas y calcarenitas bioclásticas

Esta asociación de facies es característica de todas aquellas posiciones donde los materiales carbonatados y la formación en su conjunto alcanzan los máximos espesores, éste es, una gran parte de los afloramientos

situados al norte de Paterna del Campo y todos los que se disponen en los alrededores de Niebla, sectores donde se sitúan bien directamente sobre el sustrato o sobre los materiales arenosos de la A.F.3 (Fig. 2). Aunque sus afloramientos son numerosos, su estudio detallado se ha concentrado en cuatro secciones (2, 4, 13 y 14, Figs. 1, 2 y 4). La primera de ellas se localiza en la cantera actualmente en explotación que se sitúa justo al sur de Niebla (en trabajos previos referida como la cantera de la Mina Santa Barbara; Sierro *et al.*, 1990; Civis *et al.*, 1994); la segunda, correspondiente a una sección compuesta, se sitúa en las antiguas canteras situadas al norte de Niebla. Por su parte, las otras dos se localizan al norte de Paterna del Campo, una en la cantera donde también afloran los depósitos de la A.F.3 y la otra en el escarpe que forma la unidad carbonatada sobre la ribera meridional del río Corumbel, cerca del paraje conocido como Casas de la Posada de Zalamea. En las cuatro secciones, así como en el resto de afloramientos del área de estudio, los materiales de la A.F.5 muestran una gran variabilidad vertical tanto en organización interna como en texturas y composición, asimismo evidente en la lateral incluso comparando secciones relativamente próximas. Sin embargo, para todo el área de estudio

dentro de la A.F.5 pueden diferenciarse tres tipos de facies principales (A.F.5a, A.F.5b y A.F.5c), que presentan los siguientes caracteres.

Los depósitos de la A.F.5a se reconocen definiendo la base del conjunto en la mayoría de secciones donde el conjunto de la A.F.5 se apoya directamente sobre el sustrato paleozoico (2 y 14, Fig. 4). Corresponden a calizas bioclásticas de grano grueso y texturas *grainstone-rudstone*, que incluyen gran cantidad de material terrígeno (25-40%), en forma de cuarzo tamaño arena gruesa-grava, cantos y bloques irregulares de pizarras (alguno de diámetro cercano a 1 m) y, además para la sección 2, gran cantidad de granos y cantos de dolomía (probablemente resultado de la erosión de materiales carbonatados de la sucesión triásica aflorante en sus proximidades, sección 1, Fig.2). Sin embargo, estas calizas están constituidas principalmente por acumulaciones de restos de algas calcáreas y ostreidos de concha gruesa, fragmentos muy retrabajados de briozoos y pequeños foraminíferos bentónicos (*Elphidium*) y, en menor proporción, restos de equínidos (placas y radiolas). Son depósitos bastante similares a los de la A.F.4, aunque difieren de aquellos por presentar una mayor proporción de matriz micrítica, por su carácter desorganizado y por su bajo grado de selección granulométrica. En la A.F.5a los bancos son masivos y con espesores entre 2 y 4 m. En ellos los componentes de mayor tamaño, tanto de la fracción terrígena como carbonatada, aparecen flotando dentro de una masa de fragmentos bioclásticos de pequeño tamaño y matriz micrítica.

Los depósitos de la A.F.5b, aparecen en todas las secciones a diferentes alturas de la sucesión, como tramos de espesor métrico que alternan en la vertical y de forma aleatoria con los de la A.F.5c (Fig. 4). Esencialmente corresponden a calcarenitas con texturas *grainstone-packstone* (eventualmente *rudstone*) con abundantes fragmentos de bivalvos (sobre todo pectínidos), algas, briozoos, restos enteros o fragmentados de equínidos (*Clypeaster*), heterosteginas y pequeños foraminíferos (*Elphidium crispum*, *Lenticulina*, texturados y miliólidos), así como restos dispersos de corales solitarios de pequeño tamaño. Estas facies presentan contenidos variables tanto en matriz micrítica como en cemento, este último en forma de esparita tipo *equant* que rellena de forma parcial o total los espacios intergranulares sin matriz. Al margen del contenido carbonatado, casi todas las muestras analizadas incluyen un porcentaje variable de material terrígeno (cuarzo tamaño limo-arena) que generalmente fluctúa entre el 5 y el 20% pero que llega a ser más abundante en aquellas secciones (4 y 13 de la Fig. 4) donde se disponen sobre los materiales arenoso-microconglomeráticos de la A.F.4. En la primera de estas dos secciones, los primeros niveles de la facies B incluyen a su vez una gran cantidad de moldes de bivalvos de concha aragonítica, referidos en trabajos previos como los «niveles de *Isognomon soldani*» (Civis *et al.*, 1987, 1994; Sierro *et al.*, 1990, 1997). En todos los afloramientos

los depósitos de la A.F.5b aparecen organizados en niveles decimétricos de base alabeada y discontinua, que en algunos puntos presentan estratificaciones y laminaciones cruzadas unidireccionales. Los niveles individuales pueden incluir gran cantidad de conchas de pectínidos a modo de lumaquelas, a la vez que muestran variaciones significativas en su contenido bioclástico (localmente se han distinguido niveles enteramente formados por acumulaciones de fragmentos de briozoos o de algas, en otros casos con una mayor abundancia en macroforaminíferos, etc).

En lo que respecta a los materiales de la A.F.5c, sus características difieren bastante de los de la A.F.5b. Corresponden a calizas más o menos compactas constituidas de forma mayoritaria por crecimientos poco organizados de algas calcáreas y briozoos. Dentro de ellas también se distinguen, aunque de forma subordinada, restos dispersos de bivalvos y pequeños foraminíferos bentónicos, algunos de tipo incrustante (homotremátidos). Las texturas deposicionales más comunes son *packstone-floatstone* y en menor proporción *rudstone-grainstone*. Asimismo, aunque de forma muy minoritaria, algunos niveles enteramente formados por acumulaciones de algas calcáreas muestran texturas *bindstone* y/o *framestone*. El contenido terrígeno es muy bajo (<5%) o inexistente, estando formado en los primeros casos por cuarzo tamaño arena fina-limo, distribuido de manera irregular. Los componentes principales de la A.F.5c, algas coralínáceas y briozoos, se presentan aislados entre la matriz o bien formando crecimientos lamelares alternantes o a modo de rhodolitos. Los hábitos de crecimiento de las algas son variados, pero fundamentalmente dominan las formas incrustantes laminares y domales, en este último caso con un gran desarrollo del peritalo a modo de pequeñas morfologías columnares. Según Civis *et al.* (1994) y J.C. Braga (en Sierro *et al.*, 1997), la asociación de algas de estas facies está formada fundamentalmente por especies de los géneros *Lithothamium* y *Mesophylum*, con proporciones menores de *Lithophylum*, *Lithoporella* y *Neogoniolithon*. Entre los briozoos, de los cuales no se ha realizado todavía determinación sistemática, predominan las colonias masivas y domales de hasta varios centímetros (celleporiformes), aunque son frecuentes las formas irregulares unilamelares (menbraniporiforme). En afloramiento estas calizas se disponen formando niveles tabulares y masivos de hasta varios metros de espesor, que lateralmente llegan a identificarse durante varias decenas de metros. En algunos casos presentan cierto grado de retrabajamiento, manifestado por la fragmentación de las algas y briozoos, así como por la existencia de intervalos calcareníticos intercalados de forma discontinua.

Todos los rasgos que presentan los depósitos que componen la A.F.5 son claramente indicativos de un ambiente marino abierto y somero. Los que definen la base del conjunto directamente sobre el sustrato (A.F.5a), tanto por su posición como por sus caracteres, se habrían generado durante un proceso de inundación

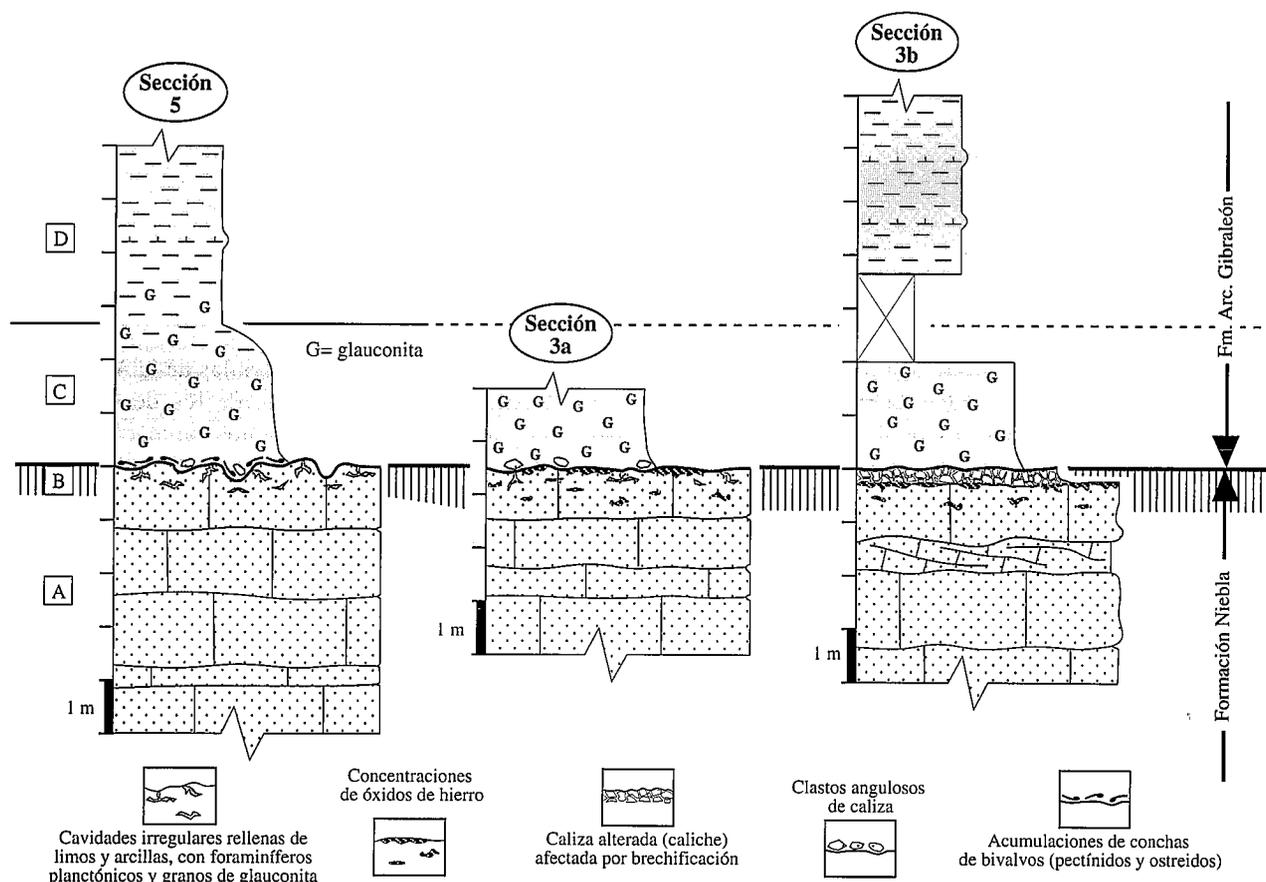


Figura 5.- Características del tránsito entre la Fm. Niebla y las Arcillas de Gibraleón en las secciones 3a, 3b y 5. A, B, C y D corresponden a los 4 tramos que pueden diferenciarse en dicho tránsito. Notar que el contacto entre los tramos B y C es de carácter brusco, correspondiendo a una discontinuidad sedimentaria con rasgos de exposición subaérea, a la que se superponen procesos de retrabajamiento marino.

marina relativamente brusca, con instalación igualmente rápida de la sedimentación carbonatada y, paralelamente, un intenso retrabajamiento de los materiales infrayacentes. Los depósitos de las A.F.5b y A.F.5c tendrían en conjunto un carácter más abierto. Las calizas de la A.F.5c se interpretan como bancos tabulares de tipo biostrófico, desarrollados por acumulaciones de algas y briozoos afectados esporádicamente por retrabajamiento. Lateralmente a dichos bancos biostróficos o sucediéndose con ellos en la vertical, se situarían las calcarenitas de la A.F.5b, que representarían zonas afectadas por corrientes (probablemente de tipo mareal), que retrabajaban y acumulaban gran cantidad de material bioclástico. Teniendo en cuenta la composición de las calcarenitas, estas zonas constituirían medios en los que proliferaban principalmente bivalvos, equínidos y foraminíferos bentónicos, pero que también registraban aportes (fragmentos de algas y briozoos) de material erosionado en los bancos biostróficos, con los que se relacionaban lateralmente. De acuerdo con Clauss-Klamp y González-Regalado (1993), el contenido faunístico que presenta toda la A.F.5 nos indicaría en conjunto unas condiciones de salinidad normal y batimetrías que seguramente no superaban los 20 m.

El tránsito Fm. Niebla-Arcillas de Gibraleón

Como se ha señalado previamente, a lo largo de todo el área de estudio el tránsito entre la Fm. Niebla y las Arcillas de Gibraleón o no aflora o lo hace en general en muy malas condiciones. En efecto, este contacto sólo se ha podido analizar en detalle en tres secciones en las que la parte final de la Fm. Niebla está representada por depósitos de la A.F.5 y, más concretamente, de la facies A.F.5b. La primera de las tres secciones se localiza al norte de Niebla, en el talud de una pista parcelaria conocida como Cordel de Portugal (sección 5, Figs. 1 y 2). Aunque en peores condiciones, el tránsito también puede observarse en otros puntos situados a lo largo de dicha vía. Por su parte las otras dos secciones se sitúan próximas entre sí, a ambos extremos de una cantera abandonada localizada a 300 m al SE de la estación de servicio de Niebla (secciones 3a y 3b, Figs. 1 y 2). La figura 5 muestra de forma sintética las tres secciones y la correlación que establecemos entre ellas. El tránsito entre las dos formaciones estaría caracterizado por cuatro tramos, tres en la sección 3b por falta de afloramiento, diferenciados por su composición y/o los rasgos petrológicos que presentan.

El primer tramo (A en Fig. 5), está formado en las tres secciones por *grainstone-rudstones* bioclásticos

integrables de forma clara en la facies A.F.5b (calcarenitas con fragmentos de bivalvos, equinodermos, algas, briozoos, foraminíferos bentónicos y corales). En muestras de lámina delgada estas calcarenitas presentan procesos de disolución poco selectiva, que afectan tanto a la matriz-cemento originales como a los componentes bioclásticos. La porosidad resultante, móldica e intergranular, llega a representar el 20-30% de la roca y aparece rellena por una primera generación de calcita *equant* seguida por otra de tipo *blocky*. En los casos en que el relleno de las cavidades de disolución es parcial, los cementos se disponen tapizando las cavidades de forma regular, pero ocasionalmente se concentran en la parte superior de las mismas a modo de estructuras microestalactíticas. En algunos casos también se ha observado una generación de cemento ferruginoso laminar previo o recubriendo la primera generación de calcita *equant*. Estos cementos ferruginosos también se distinguen formando envueltas alrededor de algunos de los fragmentos de algas y bivalvos. La micritización es otro proceso de alteración importante en los materiales del tramo A. Aunque variable de unas muestras a otras y con la excepción de las algas calcáreas, afecta de forma similar a casi todos los componentes bioclásticos de la roca, pudiendo establecerse que en la mayoría de los casos es anterior a los procesos de disolución (preserva en parte la estructura y morfología originales de los bioclastos). De forma más esporádica, se ha observado que las cavidades de disolución pueden alcanzar tamaño centimétrico y tener una morfología totalmente irregular (recortan de forma indiscriminada a los diferentes componentes). En estos casos su relleno puede ser similar al de las anteriores (calcita *equant* más calcita *blocky*) o estar formado por micrita grumelosa geopetal que en la vertical pasa a microsparita entre la que se identifican algunos granos pequeños de glauconita. Casi todos estos rasgos que comentamos no son exclusivos de estas secciones, sino que también se han observado a techo de la A.F.5 en las secciones 2 y 14 y en muestras del tramo superior de estas mismas facies en otros puntos situados en los alrededores.

El tramo B que hemos distinguido apenas difiere composicionalmente del tramo A, aunque comparativamente presenta un mayor porcentaje y diversidad de alteraciones diagenéticas. En efecto y aparte de los rasgos ya comentados, las disoluciones han creado en él cavidades de mayores dimensiones (varios centímetros de longitud y anchuras de hasta de 1 cm), que tienen una morfología totalmente irregular y elongaciones que varían desde verticales a horizontales. Estas cavidades aparecen rellenas de cementos ferruginosos y esparíticos similares a los anteriormente descritos, pero en muchos casos dicho relleno está totalmente constituido por limos y arcillas grises ricos en foraminíferos planctónicos y con un elevado porcentaje de granos de glauconita, que las hace fácilmente distinguibles a simple vista. Este tipo de rellenos sobre todo son característicos del tramo B en las secciones 5 y 3a (Fig. 5). Por otro lado, en las secciones 3a y 3b, es frecuente obser-

var impregnaciones y concentraciones de óxidos de hierro, que en algunos puntos llegan a formar, a modo de costra, un nivel lateralmente discontinuo de entre 1 y 2 cm de espesor. En la primera de dichas secciones este nivel ferruginoso marca precisamente el techo del tramo B, mientras que en la sección 3b, define de forma neta el tránsito entre facies calcareníticas y un tramo de entre 15 y 20 cm compuesto por calizas que presentan un alto grado de alteración (apenas se reconocen sus componentes originales), afectadas por brechificación.

El tramo C (Fig. 5) es muy distinto composicionalmente a los dos anteriores. En efecto, corresponde a limos y arcillas de color beige claro, relativamente ricos en microfauna bentónica y plantónica y con una cantidad importante de granos de glauconita (hasta un 30%). Estos depósitos siliciclásticos finos alcanzan un espesor máximo de 2,5 m y en las tres secciones se apoyan mediante un contacto neto y de trazado irregular sobre los materiales del tramo B (en la sección 5 con depresiones que superan los 20 cm de profundidad). En las secciones 5 y 3a la parte basal de estos limos suele presentar algunos clastos centimétricos de las calizas infrayacentes y en la primera de ellas asimismo se reconoce una acumulación discontinua de conchas enteras de ostreidos y pectínidos.

Por último, el tramo D sólo se reconoce en las secciones 5 y 3b, donde corresponde a arcillas y margas grises con un contenido bajo en glauconita, que disminuye rápidamente en la vertical, pero con abundantes foraminíferos planctónicos y microbentónicos. Estas facies son ya similares a las que constituyen el grueso de la Fm. Arcillas de Gibraleón. El paso de los limos que conforman el tramo B y las arcillas y margas del tramo C sólo se puede observar en la sección 5, donde aparece como un tránsito gradual, marcado por un descenso progresivo de la fracción limosa y del contenido en glauconita.

La integración de los datos recogidos en las tres secciones que acabamos de describir indica de forma bastante clara que la superficie que separa los tramos B y C corresponde a una discontinuidad sedimentaria. Todos los rasgos de alteración observados en los metros finales de las facies carbonatadas y, sobre todo, los asociados a su techo indicarían que, tras su depósito y durante un periodo cuya duración no es posible estimar, estuvieron sujetos a condiciones de exposición subaérea. En efecto, la presencia de enriquecimientos en óxidos, bien en forma de nódulos, tapizando cavidades, en forma de envueltas irregulares alrededor de los componentes bioclásticos o formando localmente niveles centimétricos en la parte superior, constituye un rasgo relativamente común en muchos ejemplos fósiles de unidades carbonatadas marino someras sujetas a exposición subaérea bajo climas áridos y semiáridos (Esteban y Klappa, 1983; Wright, 1988). Asimismo, las disoluciones irregulares, algunos de los cementos observados, la presencia de fracturas circumgranulares que se reconocen en las diferentes secciones y la

micritización, son procesos que a pesar de no ser del todo diagnósticos, son muy frecuentes en los procesos de exposición subaérea. El nivel de caliza alterada y brechificada a techo del tramo B en la sección 3b (Fig. 5) tentativamente se interpreta como el relicto de un paleosuelo (caliche). Debido a la brechificación que presenta resulta muy difícil establecer en detalle sus características, aunque en algunos de los fragmentos se llega a reconocer una textura alveolar similar a la que caracteriza algunos de los horizontes que forman los paleosuelos carbonatados (Esteban y Klappa, 1983).

La discontinuidad que reconocemos, además, justifica el gran contraste litológico y faunístico entre los depósitos que separa (facies calcareníticas con faunas someras por debajo y limos con abundante microfauna plantónica, bentónica y glauconita por encima). La inundación marina que sucedió a la exposición subaérea fue relativamente rápida y habría eliminado por retrabajamiento una gran parte de los rasgos de alteración, dejando una superficie irregular, clastos de caliza dispersos y, localmente, un nivel brechificado de caliza edafizada. El carácter rápido de la transgresión resulta evidente además por el contenido faunístico de los depósitos suprayacentes, ricos en microfauna de medios relativamente profundos y con rasgos evidentes de condensación (abundancia en glauconita). Estos depósitos percolarían a través de las cavidades de disolución previa, de modo que aparecen actualmente hasta a 0,5 m por debajo de la superficie de discontinuidad formando los rellenos de trazado irregular que hemos apuntado.

Relaciones entre asociaciones de facies y evolución paleogeográfica

La distribución lateral y vertical que muestran los materiales constituyentes de la unidad basal del Neógeno permite deducir que la paleogeografía que se perfilaba en la zona de estudio durante su depósito era compleja y que, además, experimentó cambios importantes y relativamente rápidos con el tiempo. En función de la manera con que irrumpe la sedimentación marina sobre el sustrato y al margen de las irregularidades locales que presentaba, el gradiente deposicional general de la zona era relativamente bajo, de manera que ante ascensos relativos del nivel marino de unos pocos metros, la línea de costa retrocedería hacia el continente de forma considerable. Ello explica el carácter neto que presentan en la vertical los contactos entre los depósitos que constituyen las diferentes asociaciones de facies, especialmente entre facies continentales (A.F.1) y marino litorales (A.F.2 y A.F.4) o incluso entre los depósitos marinos (A.F.3 y A.F.5). Aunque sus caracteres difieren de unas a otras, todas estas superficies constituyen ejemplos muy evidentes de superficies transgresivas.

La tendencia general retrogradante que dibujan los depósitos de la formación en la mayoría de secciones también se refleja claramente a nivel de las reconstruc-

ciones paleogeográficas. Durante la sedimentación de la unidad se pueden definir al menos dos estadios o etapas diferenciadas, tanto en lo referente a los sistemas deposicionales que se desarrollaban, como al dispositivo general que se perfilaba (Fig. 6). Tras la segunda de dichas etapas, la zona experimentó un episodio regresivo evidenciado por la discontinuidad sedimentaria que marca el techo de la formación, al que sucedió una nueva inundación marina que dió lugar al depósito de las Arcillas de Gibraleón.

Primera etapa

Estuvo marcada por la coexistencia de condiciones tanto continentales como marinas y por la sedimentación de materiales de naturaleza terrígena y, en general, de tamaño de grano grueso (A.F.1, A.F.2 y A.F.3). Tales materiales eran aportados desde el norte a favor de sistemas de drenaje que se situaban ocupando las posiciones más deprimidas del sustrato y que, de acuerdo a su distribución y los caracteres de los materiales que los definen, correspondían a cursos fluviales de tipo trenzado. Arealmente, estos sistemas fluviales se concentraban en la parte central del área de estudio con una disposición general radial (Fig. 6A), evolucionando primero a sistemas deltaicos de grano grueso (A.F.2) y desde ahí a un área marina somera pero abierta, esencialmente caracterizada por facies arenosas finas con abundante fauna de ostrácodos y foraminíferos bentónicos, así como con presencia local de restos de bivalvos y macroforaminíferos (A.F.3). Debido a la ausencia de afloramientos que permitan observar el tránsito entre todos estos tipos de facies, la ubicación y trazado de la línea de costa que estimamos para esos momentos son solamente aproximadas. El análisis de la información aportada por varios sondeos hidrogeológicos realizados al este de Niebla, permite interpretar que los depósitos de la A.F.3 evolucionaban lateral y/o distalmente a materiales terrígenos de granulometrías más finas, limos y arcillas, que probablemente caracterizaban zonas algo más profundas o, al menos, sujetas a un aporte menor de material terrígeno grosero.

Segunda etapa

Representó un estado más avanzado de la transgresión marina que, en contraste a la etapa previa, se caracterizó por el depósito de materiales de naturaleza carbonatada a lo largo de la mayor parte del área. Por un lado, en el margen septentrional del sector estudiado se definiría una banda litoral ocupada por sistemas de playas carbonatadas o mixtas (A.F.4), que también se disponían rodeando a los promontorios del sustrato localizados al norte de Paterna del Campo y las zonas elevadas con sustrato mesozoico localizadas al sur de Niebla (Fig. 6B). Al norte y noreste de esta localidad, todavía coexistían zonas con sedimentación siliciclástica en forma de dos pequeños sistemas de *fan delta*, en uno de los casos resultado de la retracción del sistema fluvial al que se superpone, que lateralmente se relacionan con

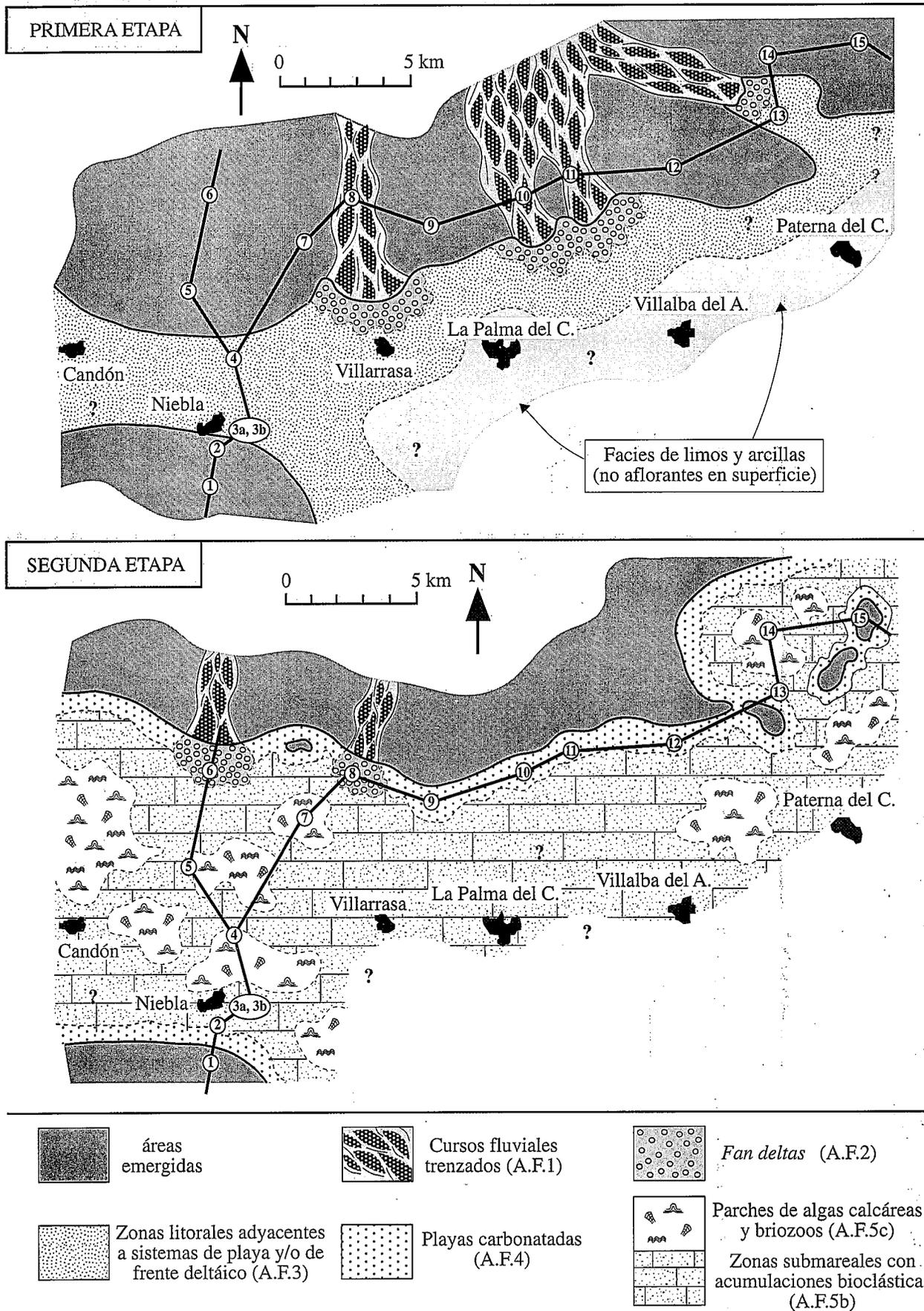


Figura 6.- Configuración paleogeográfica de la zona de estudio durante las dos etapas evolutivas distinguidas durante el depósito de la Fm. Niebla. Notar los cambios en la localización de la línea de costa entre ambas etapas y la distribución de los depósitos constituyentes de las asociaciones de facies distinguidas (explicación en el texto).

las facies carbonatadas y mixtas de la A.F.4 (Fig. 6B).

Durante esta segunda etapa el resto de la zona constituiría un área marino somera ocupada por los depósitos carbonatados que hemos agrupado dentro de la A.F.5. En aquellas posiciones donde ésta se sitúa sobre el sustrato, la inundación marina se produciría de forma rápida, desarrollándose una facies conglomerática que contiene gran cantidad de fragmentos y bloques retrabajados del sustrato (A.F.5a). En cambio, en las zonas marinas donde se había depositado la A.F.3, comienza con depósitos calcareníticos que contienen gran cantidad de fracción siliciclástica, así como acumulaciones de bivalvos («niveles con *Isognomon*» de Civis *et al.*, 1994). En todas las posiciones en que se reconocen, los depósitos de las A.F.5b y A.F.5c se disponen en la vertical de manera alternante, sugiriendo cambios de carácter cíclico en las condiciones de sedimentación. Sin embargo, la correlación entre la secciones que contienen ambos tipos de facies y su seguimiento lateral a lo largo de los afloramientos que lo permiten, evidencian que son facies que coexisten lateralmente y que a gran escala se suceden en la vertical sin seguir ningún patrón cíclico general.

El contexto de depósito de la A.F.5 sería marino abierto y, de acuerdo con las batimetrías que se deducen y los rasgos sedimentológicos de sus diferentes depósitos constituyentes, principalmente estaría sujeto a la acción del oleaje y de corrientes de tormenta. Resulta difícil determinar cual de dichos procesos era predominante y, asimismo y a tenor de la configuración paleogeográfica general, establecer cómo se distribuían sus efectos a lo largo del área. La gran cantidad de restos de algas, briozoos y macroforaminíferos que contienen los depósitos litorales de la A.F.4, es indicativa de un importante trasiego hacia la línea de costa de material erosionado en las zonas ocupadas por los depósitos de la A.F.5. Teniendo en cuenta la distribución y relación entre ambas asociaciones de facies y la orientación general de la línea de costa, se interpreta que el oleaje y las corrientes de tormenta principalmente incidían desde el sureste. El contenido en material terrígeno (esencialmente cuarzo) que presentan los depósitos litorales y marino someros de las A.F.4 y A.F.5, sería resultado del retrabajamiento del sustrato y/o de los materiales depositados durante la etapa anterior, aunque en gran parte también sería aportado desde los sistemas de *fan delta* presentes en posiciones localizadas de la línea de costa.

Episodio regresivo final

Los rasgos de alteración meteórica observados a tcho de los materiales de la A.F.5 en tres de las secciones analizadas denotan que tras la segunda etapa se habría registrado una regresión relativamente rápida durante la cual interpretamos que la mayor parte de la zona de estudio quedó en exposición subaérea. Si además consideramos que la intensa ferruginización y las alteraciones que afectan a las facies litorales de la A.F.4 en todas las secciones situadas en la parte central de la

zona de estudio pudo ser coetánea y por tanto resultado del mismo evento, estaríamos en condiciones de afirmar que el periodo y los procesos de exposición subaérea fueron generalizados. Tras dicho intervalo, se produciría una nueva transgresión marina que dió comienzo al depósito extensivo de las Arcillas de Gibraleón. A la vista de los rasgos de profundización brusca y condensación que presentan los materiales basales de esta unidad, la inundación marina fue relativamente rápida en sus comienzos. No obstante, el proceso transgresivo continuó en el tiempo, permitiendo la inundación marina sobre todos los promontorios y áreas emergidas existentes durante el depósito de la formación infrayacente. En función del medio relativamente profundo que tipifica toda la sucesión de las Arcillas de Gibraleón (Sierro, 1985a, b; Flores, 1985; González-Regalado y Ruiz-Muñoz, 1990, 1991) y el espesor que alcanza (superior a 150 m en la mayoría de secciones), la línea de costa debió de retroceder distancias considerables hacia el norte del área de estudio. Sin embargo, en esa dirección no se han preservado afloramientos que permitan realizar un cálculo aproximado de la magnitud de dicho pulso transgresivo.

Modelo deposicional

El contexto de depósito de la Fm. Niebla se encuadra de forma bastante clara dentro de un sistema deposicional de rampa de bajo gradiente, del cual sólo habríamos analizado los afloramientos representativos de la parte más somera e interna. La asociación faunística de todos los tipos de facies diferenciadas dentro de esta zona de rampa interna encaja de modo razonable en la categoría *Heterozoan* definida por James (1997) y, de acuerdo a como han interpretado varios autores previos (Civis *et al.*, 1994; J.C. Braga, en Sierro *et al.*, 1997), sería representativa de un medio de aguas templadas más que cálidas. Esta interpretación no obstante debe ser corroborada con un estudio más detallado de todas las facies carbonatadas, que permita obtener datos claramente diagnósticos de un contexto marino de ese tipo. Actualmente no disponemos de información precisa sobre la sucesión que caracterizaba la partes externa y distal del sistema de rampa en el que se integra la Fm. Niebla. A tenor de la polaridad que se deduce por la disposición de sus depósitos constituyentes y la propia configuración general de la Cuenca del Guadalquivir, las partes externas de la rampa se situaban al sur y sureste de los afloramientos analizados, en subsuelo bajo el resto de depósitos que forman la sucesión neógena. Los datos que se han consultado provenientes de algunos de los sondeos petrolíferos realizados en esas direcciones, también indican la existencia de facies carbonatadas y siliciclásticas de ambientes marinos someros recubriendo el sustrato paleozoico-mesozoico, aunque por el momento se desconocen sus caracteres de detalle y su relación precisa con los que hemos analizado en este trabajo.

En sentido lateral, a lo largo del margen septentrio-

nal de la Cuenca del Guadalquivir, el sistema de rampa carbonatada que caracteriza la mayor parte de la Fm. Niebla no era continuo sobre grandes distancias. En efecto, la revisión de toda la información recogida en las cartografías del Plan Magna sobre sus depósitos equivalentes tanto hacia el este como hacia el oeste y los datos aportados por varios estudios previos (Viguier, 1974; Borrego, 1986), muestra la existencia de zonas únicamente caracterizadas por depósitos de naturaleza siliciclástica, así como de áreas donde las Arcillas de Gibrleón se superponen al sustrato paleozoico sobre distancias considerables. Tal configuración sugiere que las irregularidades topográficas que presenta el paleorelieve infrayacente a la formación era un rasgo generalizado a lo largo del margen septentrional de la cuenca.

Comparación con otros ejemplos de carbonatos de aguas templadas

A la vista de los datos que hemos aportado, resulta evidente que el depósito de la Fm. Niebla estuvo controlado principalmente por la morfología que presentaba el sustrato paleozoico-mesozoico, aunque la cantidad y localización de los aportes terrígenos continentales y el régimen de corrientes y procesos litorales son factores que también ejercieron un papel importante en la sedimentación. Bajo esa perspectiva, la Fm. Niebla constituye un sistema muy parecido al documentado para el Mioceno superior de Polonia (Radwanski, 1969 y 1973), donde también sobre un sustrato rocoso de topografía irregular, asimilable a una costa tipo Dalmata, se disponen depósitos siliciclásticos continentales y/o de ambientes transicionales, seguidos por carbonatos marino someros ricos en acumulaciones de algas corallináceas (*Lithothamnium*).

Asimismo, la Fm. Niebla presenta ciertas similitudes con los sistemas de carbonatos de aguas templadas desarrollados en la parte oriental de la cadena bética durante el Mioceno superior y, más concretamente, con los del Tortoniense inferior y superior de la Cuenca de Agua Amarga descritos por Braga *et al.* (1996) y Martín *et al.* (1996). En efecto, estos autores reconstruyen en dicha zona dos sistemas de rampa carbonatada que incluyen facies de *fan delta*, playas y zonas marino someras bastante parecidas a las que hemos diferenciado en la Fm. Niebla. Para el segundo de tales sistemas y a semejanza de como deducimos en este trabajo, dichos autores argumentan que el material que se depositaba en las zonas litorales en forma de playas y complejos de *shoals* y barras calcareníticas, en su mayor parte procedía del retrabajamiento y aporte por el oleaje y/o corrientes de tormenta de bioclastos producidos en áreas más abiertas de la rampa. Dicha zona productora, la «factory zone» de Martín *et al.* (1996), esencialmente estaba caracterizada por acumulaciones de *floatstones-rudstones* de briozoos y conchas de bivalvos, que formaban un cinturón de facies relativamente estrecho (unos 100 m), pero prácticamente continuo en la late-

ral. Por su posición y rasgos sedimentológicos, estas «facies factoría» serían equiparables a las que hemos distinguido como A.F.5c, aunque estas últimas presentan una distribución areal desigual y discontinua, forman litosomas individuales de extensión areal variable (en algunos casos de varios cientos de metros de diámetro) y, a su vez, son diferentes en composición al estar constituidas por proporciones importantes de algas corallináceas que, en algunos niveles, llegan a formar la mayor parte de la fracción carbonatada. Las algas corallináceas son asimismo componentes significativos de los depósitos que componen la A.F.5b, aunque en este caso suelen aparecer muy fragmentadas y en proporciones siempre menores.

Estos rasgos distintivos permite equiparar a la A.F.5 de la Fm. Niebla con las facies que caracterizan zonas internas en varios ejemplos de rampas carbonatadas actuales del Mediterráneo occidental (Bosence, 1985; Carannante *et al.*, 1988; Fornos y Ahr, 1997). En casi todos ellos, las algas desarrollan morfologías muy variadas en función de la profundidad y el régimen energético y, debido a su carácter incrustante, ejercen una gran influencia en el grado de fijación de los sedimentos, llegando en algunos casos a formar verdaderas estructuras bioconstruidas resistentes al oleaje y las corrientes. En el caso de la Fm. Niebla, el papel desempeñado por este tipo de organismos no se ha evaluado todavía en profundidad, ya que precisa un estudio sedimentológico y paleontológico muy detallado. Una labor similar resulta necesaria para el resto de los componentes faunístico de la sucesión y, especialmente para los briozoos, organismos que también aparecen en gran cantidad y con morfologías muy variadas.

Implicaciones de la discontinuidad superior de la Formación Niebla

La identificación de la discontinuidad que define en varias secciones el techo de la Fm. Niebla, tiene consecuencias de índole estratigráfico significativas. Su presencia y las variaciones que muestra la unidad en cuanto a sus espesores, litologías y organización vertical y lateral, son los dos argumentos que justifican el cambio que proponemos a nivel de su definición estratigráfica formal. En todos los trabajos previos el límite superior de la unidad se posicionaba a techo del tramo de limos con glauconita que se reconoce en varios puntos entre la formación y el conjunto de las Arcillas de Gibrleón (Fig. 5), de forma que dicho intervalo se consideraba como la culminación de la tendencia general transgresiva que dibuja toda la unidad (Civis *et al.*, 1987, 1994). Sin embargo, la discontinuidad con rasgos de exposición subaérea que en tres de las secciones analizadas separa dicho tramo de limos del conjunto carbonatado, constituye un límite mucho más apropiado, ya que representa un cambio litológico y faunístico brusco y, por sus características, conlleva la existencia de una laguna estratigráfica cuya extensión está aún por

determinar.

En lo que respecta a la arquitectura interna de la formación, hemos documentado que la unidad no sólo se compone de depósitos carbonatados marino someros sino que también incluye una proporción importante de materiales siliciclásticos, algunos de ellos incluso de afinidad continental. Por ello consideramos más apropiado denominarla como Formación Niebla en lugar de Formación Calcarenita de Niebla, tal y como fue establecido por Civis *et al.* (1987). Esta exclusión del término calcarenita permite dar a la unidad un mayor valor areal, ya que tanto hacia el este como hacia el oeste puede observarse que lateralmente se relaciona con sucesiones que presentan un porcentaje mayor o incluso mayoritario de materiales terrígenos (Viguier, 1974; Borrego, 1986).

Por otro lado, la presencia de la discontinuidad que define el techo de la unidad, supone de forma paralela una reflexión sobre su atribución cronológica. En diferentes trabajos previos, los depósitos de la Formación Niebla se asignaban en edad al Tortoniense superior, gracias a las determinaciones bioestratigráficas con foraminíferos planctónicos realizadas en el tramo de limos con glauconita que se consideraba definían su techo (Sierro, 1984, 1985a; Sierro *et al.*, 1990, 1996, 1997). A pesar de su abundante y variado contenido fosilífero, el resto de sus depósitos constituyentes no proporcionaban datos de edad concretos, aunque en función de la continuidad estratigráfica que se interpretaba con respecto a dicho tramo de limos glauconíticos suprayacente, su atribución al Tortoniense superior resultaba coherente. Sin embargo, a la vista de los datos aportados esta interpretación no es correcta.

Hasta el momento, no se dispone de ningún dato preciso al respecto. El grupo fósil que se está evaluando como potencial datador de la unidad es el de macroforaminíferos bentónicos, organismos que son relativamente abundantes en depósitos que se disponen tanto a la base como al techo de la unidad (concretamente las A.F.3, A.F.4 y A.F.5). Ya en su Tesis Doctoral, Viguier (1974) indica que en materiales equivalentes del noroeste de Sevilla (sector de Gerena) se reconocen ejemplares de *Heterostegina cf. complanata spiralis* PAPP y KUPPER 1954 y de *Heterostegina costata* D'ORBIGNY. Ambas especies, encuadradas en el grupo de heterosteginas planiformes, no se han reconocido en los estudios que se están llevando a cabo con material de la zona que hemos analizado (según Tosquella, com. pers., sólo se puede identificar *H. gomezangulensis* PERCONIG, 1971), y sólo indicarían una edad amplia entre la parte alta del Mioceno inferior (Burdigaliense) hasta el final del Mioceno superior (Messiniense). Asimismo y basándose en datos recogidos de trabajos previos a su tesis, Viguier (1974) cita la presencia de *Spiroclypeus orbitoideus* en los materiales basales del Neógeno de Huelva, aunque sin poder especificar su sección de procedencia. De acuerdo al diagrama de zonación bioestratigráfica de foraminíferos operculiniformes de Hottinger (1977a),

si se confirmara la presencia de esta especie en los materiales de la Formación Niebla, la unidad podría tener una edad Mioceno inferior, probablemente en su parte alta (Burdigaliense), de forma que entre ella y las Arcillas de Gibraleón se definiría una laguna estratigráfica que abarcaría todo el Mioceno medio y una parte importante del superior.

Conclusiones

Los resultados obtenidos en este estudio aportan nueva información sobre la unidad que en una gran parte de la provincia de Huelva definió el comienzo de la sedimentación neógena y, a su vez, permiten obtener una nueva interpretación sobre su arquitectura estratigráfica, el sistema o sistemas deposicionales que formaba y la configuración paleogeográfica existente durante el intervalo en que se registró su depósito.

Desde un punto de vista estratigráfico la Fm. Niebla puede considerarse como un ejemplo muy didáctico sobre la modalidad y pautas con que se registran las transgresiones marinas sobre costas rocosas de bajo gradiente pero de trazado y topografía irregulares. Asimismo, a nivel sedimentológico constituye un ejemplo peculiar por las relaciones que se establecen entre sistemas continentales y marinos someros, tanto de carácter siliciclástico como carbonatado. Toda la unidad configuraría en general un sistema de rampa de bajo gradiente asentada sobre el margen septentrional de la Cuenca del Guadalquivir, fundamentalmente definida por el depósito de carbonatos catalogables como de aguas templadas. La caracterización completa de esta rampa precisa, sin embargo, un estudio sedimentológico más detallado y, paralelamente, el análisis de su prolongación en subsuelo hacia las zonas meridionales donde se situaban sus posiciones más externas y profundas.

Por otra parte, la redefinición del límite superior de la formación, constituido por una discontinuidad con rasgos de exposición subaérea, deja en el aire su atribución cronológica previa y, por tanto, plantea la necesidad de una datación precisa de la unidad. Ello daría una mayor o menor relevancia a dicha discontinuidad, supondría una revisión de las correlaciones realizadas entre éste y los demás sectores de la Cuenca del Guadalquivir y, a su vez, puede llegar a implicar un replanteamiento de la evolución tectosedimentaria experimentada por el sector de la cuenca sobre el que se asienta.

Se agradece a M.L. González-Regalado, F.Ruiz-Muñoz, J. Tosquella y J. Serra-Kiel los datos sobre el contenido microfaunístico de los materiales estudiados. Asimismo se agradece a F.M. Alonso Chaves y M. A. Camacho los datos sobre la localización de algunos de los afloramientos analizados. La lectura y revisión de J. Civis y la de los revisores J.M. Martín y S. Robles, así como la de Editor J.P. Calvo han mejorado sustancialmente el resultado final del manuscrito. Este trabajo es una contribución al grupo de «Sedimentología aplicada» RNM-183 del Plan Andaluz de Investigación y del Plan Propio de Investigación de la Universidad de Huelva.

Bibliografía

- Borrego, J. (1986): *Sedimentación neógena en el borde septentrional de la Depresión del Guadalquivir, sector de Aznalcollar (Sevilla)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Sevilla, 154 p. (inédita).
- Bosence, D.W.J. (1985): The «coralligene» of the Mediterranean - a Recent analog for Tertiary coralline algal limestones. En: *Paleoalgology, Contemporary Research and Applications* (D.F. Toomey y M.H. Nithecki, Eds.), Springer-Verlag, Berlin: 216-225.
- Braga, J.C., Martín, J.M., Betzler, Ch. y Brachert, T. (1996): Miocene temperate carbonates in the Agua Amarga Basin (Almería, SE Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 9 (3-4): 285-296.
- Buxton, M.W.N y Pedley, H.N. (1989): A standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps. *Jour. Geol. Society (London)*, 146: 746-748.
- Carannante, G., Esteban, M., Milliman, J.D. y Simone, L. (1988): Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations. *Sedimentary Geology*, 60: 333-346.
- Caus, E. y Serra-Kiel, J. (1988): Macroforaminífers: Estructura, Paleoecología i Biostratigrafia. *Publicación del Servei Geològic de Catalunya*, Monografía 2: 211 p.
- Civis, J., González-Delgado, J.A., Andrés, I., Sierro, F.J., Valle, M.F. y Flores, J.A. (1984): Catálogo malacológico (Gastrópoda y Bivalvia) del Plioceno de Huelva. *Stud. Geol. Salmant*, 19 (1): 22 p.
- Civis, J., Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Flores, J.A., Andrés, I., Porta, J. y Valle, M.F. (1987): El Neógeno marino de la Provincia de Huelva: antecedentes y definición de sus unidades litoestratigráficas. En: *Paleontología del Neógeno de Huelva*. (J. Civis, Ed.), Ediciones de la Universidad de Salamanca: 9-21.
- Civis, J., Alonso-Gavilán, G., González-Delgado, J.A. y Braga, J.C. (1994): Sédimentation carbonatée transgressive sur la bordure occidentale du couloir nord-bétique pendant le Tortonien supérieur (Fm. Calcarenita de Niebla, SW de l'Espagne). *Géologie Méditerranéenne*, Tomo XXI (1-2): 9-18.
- Clauss-Klamp, F.L. y González-Regalado, M.L. (1993): Caracterización de las microfácies carbonatadas en la Formación Calcarenita de Niebla (Provincia de Huelva, España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 88 (1-4): 5-6.
- Esteban, M. y Klappa, C.F. (1983): Subaerial exposure environments. En: *Carbonate Depositional Environments* (P.A. Scholle, D.G. Bubout y C.H. Moore, Eds.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Mem. 33: 1-54.
- Flores, J.A. (1985): *Nannoplancton calcareo en el Neógeno del borde noroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (SO de España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 714 p. (inédita).
- Fornos, J.J. y Ahr, W.M. (1997): Temperate carbonates on a modern, low-energy, isolated ramp: the Balearic Platform, Spain. *Jour. Sediment Research*, 67 (2): 364-373.
- González-Regalado, M.L. (1987): Asociaciones de foraminíferos bentónicos en el Plioceno de Huelva. *Publicaciones de la Universidad de Sevilla*, Ser. Ciencias, 27: 1-72.
- González-Regalado, M.L. y Ruiz-Muñoz, F. (1990): Los ostrácodos del tramo inferior de la Formación «Arcillas de Gibralféon» (Gibralféon, provincia de Huelva, S.W. de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 3 (1-2): 23-31.
- González-Regalado, M.L. y Ruiz-Muñoz, F. (1991): Significado paleoecológico y bioestratigráfico de los ostrácodos del Neógeno Superior de la sección de Huelva. *Rev. Esp. Paleont.*, 6 (2): 107-116.
- Haq, B., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Hottinger, L. (1977a): Foraminifères operculiniformes. *Mém. Museum Nat. Hist. Nat.*, Paris, 40: 1-159.
- Hottinger, L. (1977b): Distribution of larger Peneroplidae, Borelis and Nummulitidae in the Gulf of Elat, Red Sea. *Utrecht Micropal. Bull.*, 15: 28-35.
- James (1997): The cool-water depositional realm. En: *Cool-Water Carbonates* (N.P. James y J. Clarke, Eds.) *Soc. Econ. Petrol. Miner. Spec. Publ.* 56: 1-20.
- Martín, J.M., Braga, J.C., Betzler, Ch. y Brachert, T. (1996): Sedimentary model and high-frequency cyclicity in a Mediterranean, shallow-shelf, temperate-carbonate environment (uppermost Miocene, Agua Amarga Basin, Southern Spain). *Sedimentology*, 43: 263-277.
- Martínez del Olmo, W., García Mallo, J., Leret Verdu, G., Serrano Oñate, A. y Suarez Alba, J. (1984): Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir. *I Congreso Español de Geología, Segovia*, Tomo I: 199-213.
- Mayoral, E. (1986): *Tafoonomía y Paleoecología del Plioceno de Huelva-Bonares*. Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla, 1-2: 599 p. (inédita).
- Mayoral, E. y Pendón, J.G. (1986-1987): Icnofácies y sedimentación en zona costera. Plioceno superior (?), litoral de Huelva. *Acta Geol. Hispánica*, 21-22: 507-513.
- Massari, F. y Parea, G.C. (1988): Progradational gravel beach sequences in a moderate- to high-energy, microtidal marine environment. *Sedimentology*, 35: 881-913.
- Pendón, J.G. y Borrego, J. (1987): El Neógeno del extremo occidental de la Cuenca del Guadalquivir. *Mediterránea, Ser. Geol.*, 6: 97-114.
- Pendón y Rodríguez-Vidal (1986/87): Caracteres sedimentológicos y geomorfológicos del Alto Nivel Aluvial cuaternario en el litoral de Huelva. *Acta Geol. Hispánica*, 21-22: 107-111.
- Perconig, E. (1972): *Heterostegina gomez-angulensis* nueva especie del Mioceno superior español y *Heterostegina complanata* MENEGHINI. *Rev. Esp. de Micropaleont.*, núm. extr. XXX Aniversario de la E.N. Adaro: 7-137.
- Perconig, E. y Martínez-Díaz, C. (1977): Perspectivas petrolíferas de Andalucía Occidental. *Bol. Geol. Min.*, 88-5: 417-433.
- Radwanski, A. (1969): Lower Tortonian transgression onto the southern slopes of the Holy Cross Mountains. *Acta Geol. Pol.*, 18: 387-446.
- Radwanski, A. (1973): Lower Tortonian transgression onto the south-eastern and eastern slopes of the Holy Cross Mountains. *Acta Geol. Pol.*, 23: 375-434.
- Ramírez, J. y Leyva, F. (1979): *Mapa y memoria explicativa de la hoja 982 (La Palma del Condado)*. *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 2ª serie*, IGME. Madrid.
- Riaza, C. y Martínez del Olmo, W. (1996): Depositional model of the Guadalquivir-Gulf of Cadiz Tertiary basin. En: *Tertiary Basins of Spain* (P.F. Friend y C. Dabrio, Eds.), Cambridge University press: 330-338.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1991): Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. En: *Libro Homenaje a Oriol Riba Arderiu* (F. Colombo, ed.), *Acta Geol. Hispánica*, 26 (3-4): 205-228.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1992): Stratigraphic record

- and paleogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Res.*, 4: 21-36.
- Schermerhorn, L.J.G. (1971): An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Bol. Geol. Min.*, 82: 239-268.
- Sierro, F.J. (1984): *Foraminíferos planctónicos y bioestratigrafía del Mioceno superior-Plioceno del borde occidental de la Cuenca del Guadalquivir (S.O. de España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 391 p. (inédita).
- Sierro, F.J. (1985a): Estudio de los foraminíferos planctónicos, bioestratigrafía y cronoestratigrafía del Mio-Plioceno del borde occidental de la Cuenca del Guadalquivir (S.O. de España). *Studia Geologica Salmanticensis*, 21: 7-85.
- Sierro, F.J. (1985b): The replacement of the «Globorotalia menardii» group by the Globorotalia miotumida group: an aid to recognizing the Tortonian-Messinian boundary in the Mediterranean and adjacent Atlantic. *Marine Micropaleont.*, 9: 525-535.
- Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Flores, J.A., Dabrio, C. y Civis, J. (1990): The Neogene of the Guadalquivir Basin (SW Spain). *Paleont. Evolucio, Mem. espec. 2*: 209-250.
- Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C., Flores, J.A. y Civis, J. (1996): Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). En: *Tertiary basins of Spain* (P.F. Friend y C. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press: 339-345.
- Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C., Flores, J.A. y Civis, J. (1997): The Neogene of Huelva (Guadalquivir Basin, SW Spain). En: *The Guadalquivir Basin and Algarve (Spain, Portugal)* (J.A. González-Delgado, F.J. Sierro y J. Pais, Coords.), *Field-Trip Guide of the 2nd Excursion, 2nd Congress R.C.A.N.S., Salamanca*: 11-34.
- Viguié, C. (1974): *Le Néogène en Andalousie Nord-Occidentale (Espagne)*. Tesis Doctoral, Universidad de Bordeaux I, 450 p.
- Wright, V.P. (1988): Paleokarst and paleosoils as indicators of paleoclimate and porosity evolution: a case study from the Carboniferous of South Wales. En: *Paleokarst* (N.P. James y P.W. Choquette, Eds.), Springer-Verlag, Berlin: 329-341.

Manuscrito recibido el 25 de Junio de 1999

Aceptado el manuscrito revisado el 3 de Octubre de 1999