

Cuadernos Geología Ibérica	Vol. 8	Págs. 5-21	Madrid 1982
----------------------------	--------	------------	-------------

LITOESTRATIGRAFIA Y FACIES DEL GRUPO CABUERNIGA  
(MALM-VALANGINIENSE INFERIOR?) AL S DE CANTABRIA-NE  
DE PALENCIA

POR

ALFONSO GARCÍA DE CORTÁZAR y VICTORIANO PUJALTE

RESUMEN

En el área estudiada, el Grupo Cabuérniga alcanza su máxima potencia conocida, aproximadamente 2.500 m. Está compuesto por cuatro Formaciones (Aguilar, Arcera, Aroco y Loma Somera), respectivamente depositadas en lagos someros, llanuras aluviales, lagoons y llanuras de marea. La evolución paleogeográfica del sector se establece a partir del análisis cartográfico de las relaciones entre estas Formaciones. Una parte substancial de la sucesión es probablemente jurásica, en vez de cretácica como han preconizado autores anteriores. Durante determinados intervalos, los procesos deposicionales fueron influidos por una tectónica sinsedimentaria, particularmente notoria en las proximidades del anticlinal diapírico de Aguilar.

ABSTRACT

In the studied area, the Cabuerniga Group reaches its greatest known thickness, approximately 2.500 m. It is made up of 4 Formations (Aguilar, Arcera, Aroco and Loma Somera), laid down respectively in shallow lakes, alluvial plains, lagoons and tidal flats. The palaeogeographical evolution of the area is established through cartographic analysis of the relationships between these Formations. A substantial part of the succession is probably jurassic, instead of

\* Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Ap. 644. Bilbao.

cretaceous as currently believed. During some intervals, the depositional processes were influenced by contemporaneous tectonics, notably in the vicinity of the diapiric anticline of Aguilar.

## INTRODUCCION

Bajo la denominación de Grupo Cabuérniga (PUJALTE, 1981 a, emend. 1976) se designa la potente sucesión de sedimentos continentales y de ambientes intermedios depositados en Cantabria, N de Burgos y N de Palencia durante el Jurásico Superior y la parte basal del Cretácico Inferior. El límite inferior del Grupo lo constituye generalmente una superficie erosiva, de ámbito regional, tallada en las margas y calizas marinas del Lías y Dogger (hasta el Calloviense medio). Una discordancia (d. de Los Llares) y su concordancia correlativa, marca el límite superior, por encima del cual se dispone el Grupo Pas.

La unidad alcanza su máxima potencia ( $\approx 2.500$  m) en el sector de la aureola mesozoica del macizo asturiano situado entre el Pantano del Ebro y el paralelo de Aguilar de Campoo (Fig. 1). Los primeros datos de interés sobre los materiales del Grupo Cabuérniga, en este sector, son los de CIRY (1940), cuyas investigaciones son continuadas por RAT (1962), PASCAL *et alt.* (1976) y SALOMON (1970, 1980). RAMIREZ DEL POZO (1969) y BRENNER (1976) describen varios cortes, centrándose en su análisis micropaleontológico. En la cartografía del MAGNA de la hoja 108 (Las Rozas), OLMO ZAMORA y RAMIREZ DEL POZO (1978) dibujan el Grupo Cabuérniga como un conjunto indiferenciado («de facies Purbeck»), si bien en la memoria correspondiente subrayan que la unidad muestra «numerosos cambios de litofacies». PUJALTE (1978, 1979, 1981 b) y GARCIA DE CORTAZAR (1981) aportan información de índole estratigráfica y sedimentológica. En fin, LEÓN (1980) realiza un análisis de la unidad combinando datos de superficie y de sondeos, en tanto COMAS *et alt.* (1981) describen los rasgos diagenéticos tempranos de las Calizas de Aguilar.

En este artículo se presentan los resultados preliminares de un trabajo, en curso de realización, sobre la estratigrafía de detalle y la sedimentología del Grupo Cabuérniga del sector arriba señalado. Los datos obtenidos hasta ahora demuestran mayor complejidad estratigráfica y variabilidad de facies de lo que previamente se había creído, y permiten establecer con mayor claridad la evolución paleogeográfica del área en este período de tiempo.

## CONTEXTO GEOLOGICO

Durante el Jurásico y el Cretácico inferior, la zona estudiada fue una cubeta con una fuerte subsidencia diferencial, en la que se acumularon espesores de miles de metros de sedimentos, en condiciones marino someras durante el Lías y el Dogger (cf.: «cubeta de Sedano», MELENDEZ HEVIA, 1976) y posteriormente en condiciones no marinas e intermedias (cf.: «cubeta de Polientes», LEON, 1980). Los esfuerzos alpinos terciarios deformaron estas secuencias, que aparecen ahora plegadas en un amplio anticlinorio de dirección aproximada E-W. La posición de la charnela de esta estructura coincide, a grandes rasgos, con la que tuvieron sucesivamente los ejes de

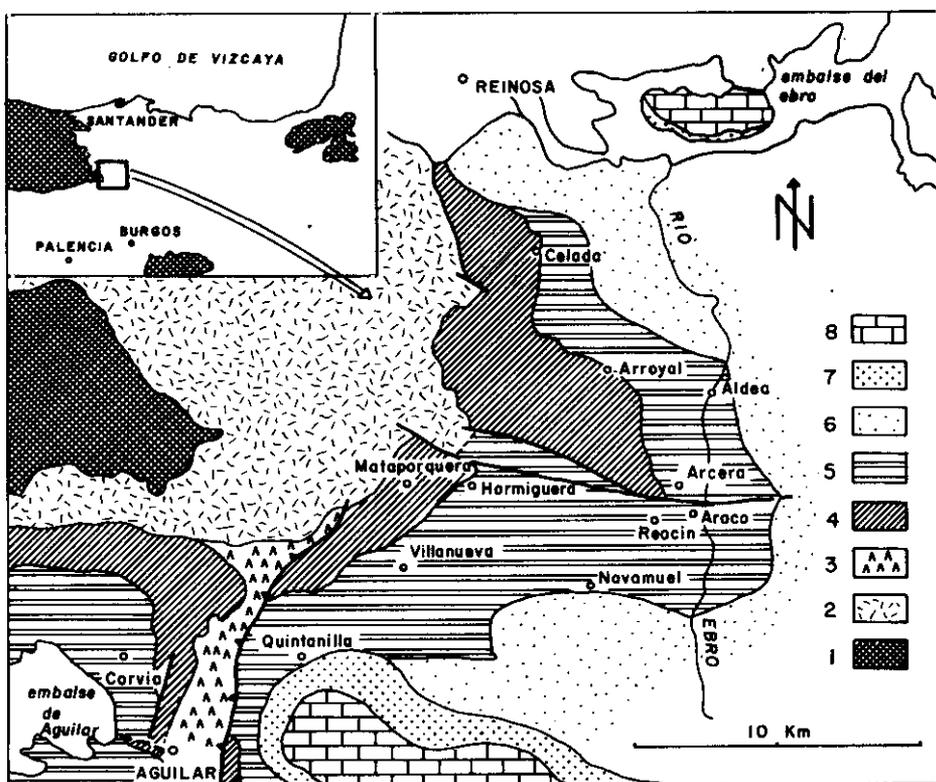


FIG. 1.—Encuadre geológico del área estudiada, con indicación de las localidades citadas en el texto: 1) Paleozoico.—2) Triásico (localmente incluye al Pérmico).—3) Triásico superior diapírico del anticlinal de Aguilar.—4) Jurásico marino (LIAS y DOGGER).—5) Grupo Cabuérniga.—6) Grupo Pas (localmente incluye también sedimentos continentales del Aptiense-Albiense).—7) Formación de Utrillas.—8) Cretácico superior marino.

máxima subsidencia de la cubeta, por lo que la potencia de las sucesiones del Jurásico y Cretácico inferior es máxima en la bóveda anticlinal, disminuyendo progresivamente en los flancos. En la zona de charnela, el anticlinorio está afectado por un importante y complejo sistema de fracturas (fallas de Mataporquera), de orientación general E-W, que, en conjunto, hundien el bloque sur. Hay razones para creer que estas fracturas han influido en los procesos de sedimentación del Grupo Cabuérniga, si bien, no de manera tan radical como la sugerida por PUJALTE (1979).

Otra estructura tectónica importante por su incidencia en la sedimentación es el anticlinal diapírico de Aguilar de Campoo, de dirección aproximada N-S, que se sitúa en la parte SW de la zona de trabajo.

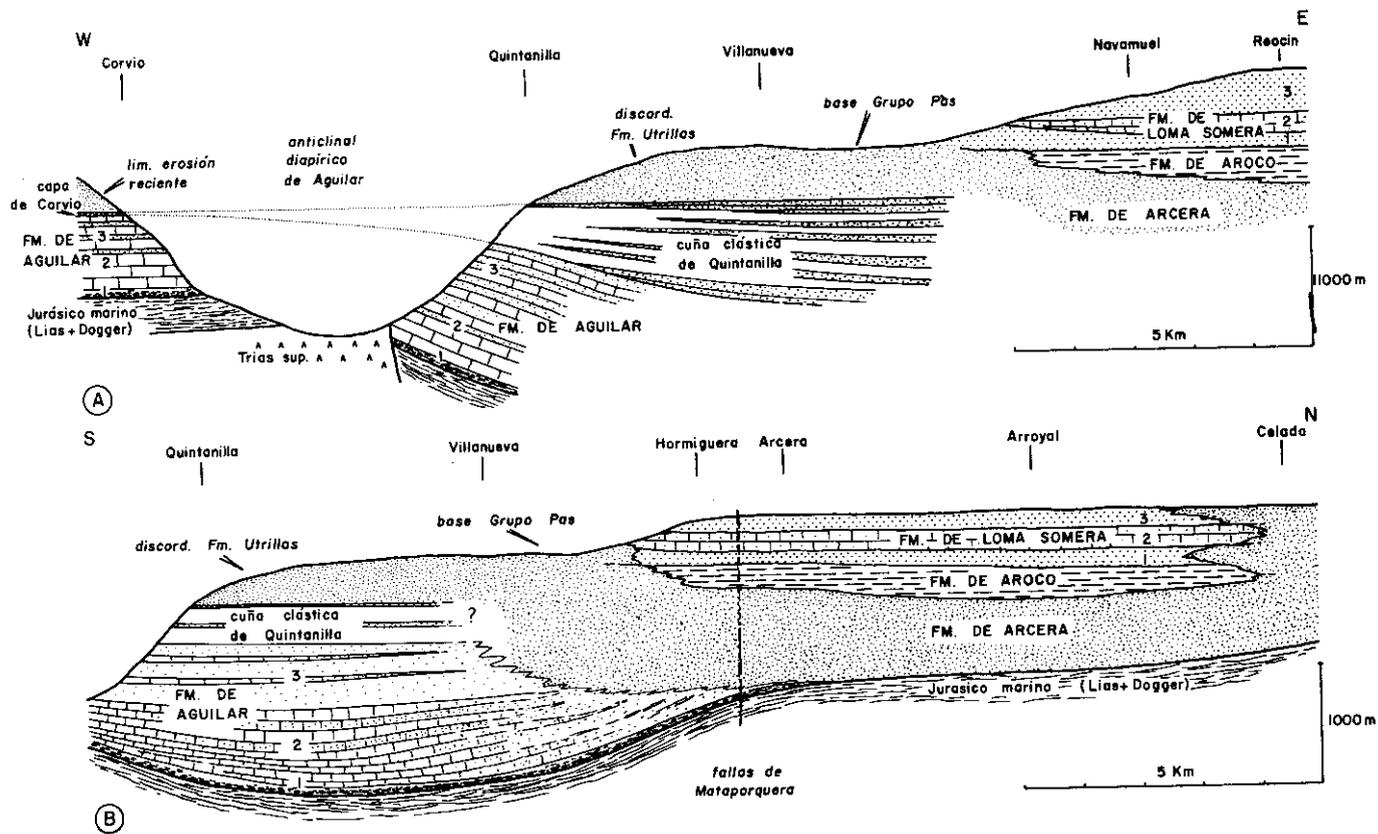
## ESTRATIGRAFIA DEL GRUPO CABUERNIGA

Las formaciones constituyentes del Grupo Cabuérniga presentan importantes variaciones de facies y desarrollo de unos a otros sectores de la zona estudiada. Dado que varias de ellas son azoicas y las demás contienen únicamente fósiles de facies, el control de estos cambios no puede hacerse adecuadamente a partir de la correlación faunística y/o por semejante litológica de secciones aisladas, métodos empleados con más frecuencia hasta la fecha. Por ello, nuestro trabajo está basado en la cartografía de detalle, apoyada, eventualmente, en el caminado de estratos. No obstante, la cobertura vegetal en unos sectores, y complicaciones tectónicas en otros (difíciles de resolver por la similitud de facies y ausencia de niveles guía) imponen limitaciones a estas técnicas. La figura 2 recoge nuestros conocimientos actuales sobre el particular en forma de 2 cortes de correlación cuyas localidades de referencia se indican en la figura 1.

### *Formación de Aguilar*

Se encuentra exclusivamente en la mitad meridional del área estudiada, al sur de las fallas de Mataporquera (Figs. 1 y 2), y es prácticamente equivalente al «Grupo inferior» del CIRY (1940).

Al oeste del anticlinal diapírico de Aguilar, la unidad está constituida por 3 miembros claramente diferenciados (Fig. 3). El inferior (Miembro 1) tiene unos 50 metros de potencia y está formado predominantemente por lutitas rojas con paleocaliches en las que se intercalan conglomerados de cantos calizos rubefactados («conglomerados floridos» de CIRY, 1940), que proceden de la erosión del infrayacente Jurásico Marino. En menor proporción aparecen tam-



6 FIG. 2.—Cortes de correlación mostrando las diferentes unidades del Grupo Cabuérniga. Situación de las localidades de referencia, en Fig. 1.

bién niveles de calizas lacustres. El Miembro 2 (225 m), está formado exclusivamente por calizas micríticas masivas, estratificadas en bancos métricos, separadas por finas pasadas margosas ricas en materia orgánica. Contienen exclusivamente fósiles de agua dulce, principalmente Charáceas, *Cypridea*, *Bisulcocypris*, y pequeños gasterópodos, que demuestran un ambiente lacustre. Presentan interesantes estructuras diagenéticas tempranas (porosidad fenestral generalizada, estromatolítico, cavidades, vacuolas, etc...) descritas por COMAS *et al.* (1981). El Miembro 3 (300 m) está caracterizado también por calizas lacustres, pero intercaladas con sedimentos clásticos, cuya naturaleza varía a lo largo del afloramiento (Fig. 3): en la parte septentrional destaca la presencia de lentejones de conglomerados y/o areniscas mientras que en la parte sur las calizas están separadas por niveles de lutitas rojas y margas.

Al este del anticlinal diapírico, la Formación alcanza una potencia de 1.050 m, casi el doble de la que tiene en el afloramiento antes descrito. En las transversales de Quintanilla y Villanueva (Fig. 2a) se reconocen aún los 3 Miembros constitutivos de la unidad, aunque su delimitación es menos clara: los miembros 2 y 3 aparecen, en efecto, mucho más cargados de detríticos, cuya proporción aumenta paulatinamente hacia el norte en detrimento de las calizas, de modo que en la transversal de Hormiguera éstas se reducen a algunos niveles delgados y esporádicos.

#### *Capa de Corvio y Cuña Clástica de Quintanilla*

Denominamos «Capa de Corvio» a un nivel, de 5 a 10 metros de espesor total, de areniscas gruesas con estratificación cruzada, areniscas conglomeráticas y conglomerados (cantos de hasta 15 cm), que se superpone a la Formación de Aguilar en el afloramiento situado al oeste del anticlinal diapírico (Fig. 3). Esta Capa, a diferencia de las intercalaciones detríticas del Miembro 3 de la Formación de Aguilar, se extiende ininterrumpidamente a lo largo de todo el afloramiento (más de 5 km) sin variar apreciablemente de potencia o facies. Diversas medidas de paleocorrientes efectuadas en la misma dan lecturas entre 60° y 140°. Por encima de la Capa de Corvio, y en concordancia con ella, aparece una sucesión de areniscas y lutitas rojas con eventuales paleocaliches.

La sucesión encontrada sobre la Formación de Aguilar en el sector de Quintanilla, al este del anticlinal diapírico, es notoriamente diferente (Fig. 2a). En efecto, allí aparecen lutitas, margas y calizas arenosas con *Lamelibranchios*, que alternan con paquetes de areniscas, areniscas conglomeráticas y conglomerados (cantos de hasta 7 cm) que producen resaltes topográficos claramente visibles en

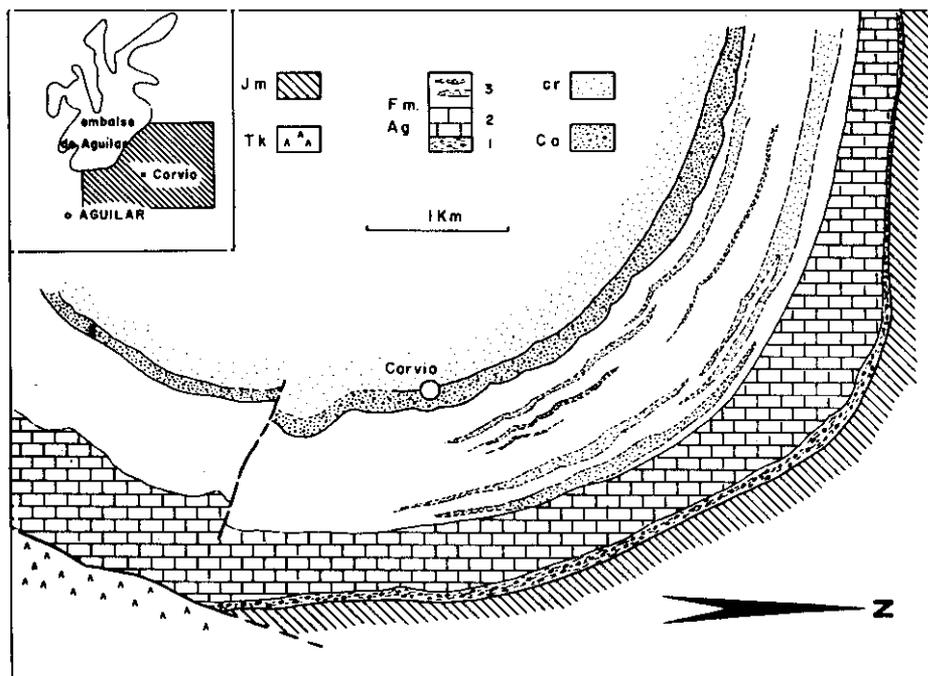


FIG. 3.—Esquema geológico del sector de Corvicio: Tk = Trías superior.—Jm = Jurásico marino (LIAS + DOGGER).—Fm. Ag = Formación de Aguilar: Miembro 1 = lutitas rojas y conglomerados calizos.—Miembro 2 = calizas micríticas lacustres.—Miembro 3 = alternancias de calizas y lutitas rojas al sur de Corvicio, y de calizas, lutitas, areniscas y conglomerados al N. Se señalan los lentejones arenoso-conglomeráticos más importantes.—Co = Capa de Corvicio.—Cr = Lutitas rojas con paleocaliches y areniscas (Fm. de Arcera).

foto aérea (en especial, los que coronan la serie); estos paquetes aumentan rápidamente de espesor de W a E, al tiempo que el conjunto de capas se abre en abanico, pasando en sólo 5 km de 300 a 800 m de espesor: de ahí el término de «Cuña clástica de Quintanilla» con que hemos denominado a esta unidad (Fig. 2a). Las paleocorrientes medidas en los niveles detríticos dan direcciones de aporte hacia el NE y E, transversales y contrarias respectivamente al sentido de acuñaamiento. Es claro, por tanto, que la causa del rápido cambio de potencia de la sucesión debe buscarse en una enérgica subsidencia diferencial, fácil de ligar con una actividad halocinética precoz en la zona del futuro diapiro de Aguilar, tal como se señala en el modelo conceptual de la figura 4. En este contexto, parece probable que la variación de potencia de la Formación de Aguilar se deba al mismo fenómeno, si bien más amortiguado.

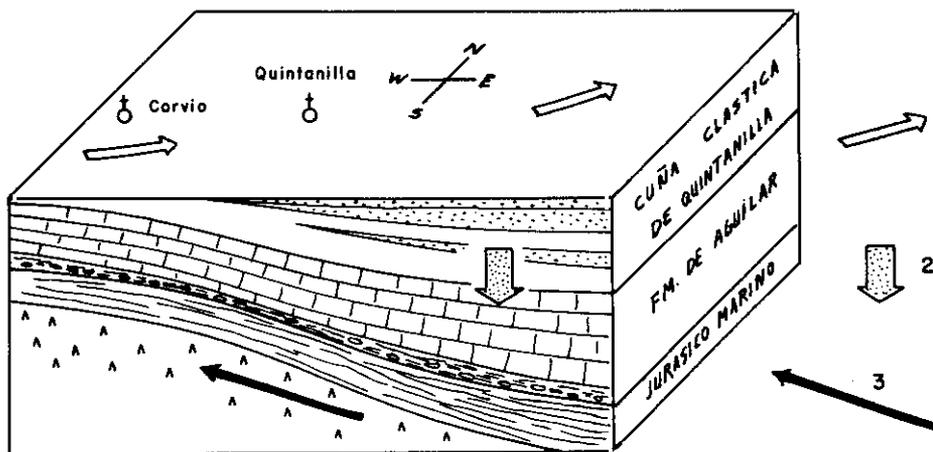


FIG. 4.—Modelo conceptual sobre el origen de la Cuña clástica de Quintanilla (ver texto). Diagramático, sin escala.

Sobre la Cuña clástica de Quintanilla reposa una sucesión de lutitas rojas y areniscas de similares características a la existente sobre la Capa de Corvio: sobre la base de su posición en la secuencia, apuntamos la posibilidad de que ambas unidades sean correlacionables (Fig. 2a).

#### Formación de Arcera

Al norte de las fallas de Mataporquera, el Grupo Cabuérniga comienza con una potente serie detrítica (650 m en Arroyal) constituida por lutitas rojas con paleocaliches, areniscas y conglomerados (Fig. 2). En un trabajo anterior, PUJALTE (1979) se sugería la correlación directa entre dicha serie y las capas rojas suprayacentes a la Cuña clástica de Quintanilla y a la Capa de Corvio, lo que implicaría una importante etapa de actividad de las fallas de Mataporquera *previa* al depósito de la unidad. Reconocimientos posteriores han mostrado que la serie detrítica roja, definida aquí como Formación de Arcera, es, pro-parte, equivalente lateral de la Formación de Aguilar y de la Cuña clástica de Quintanilla (Fig. 2b). El cambio de potencia que experimenta el conjunto al atravesar las fallas de Mataporquera ( $\approx 1.000$  m al sur de Hormiguera, Fig. 2b) refleja, con toda probabilidad, una actividad de las mismas, pero *contemporánea* al depósito de las unidades implicadas.

Los rasgos sedimentológicos de la Formación de Arcera son típicamente de ambientes fluviales: los conglomerados y areniscas

presentan estructuras sedimentarias tractivas (estratificación cruzada principalmente), y aparecen en secuencias positivas limitadas a muro por una superficie erosiva, pudiendo así asimilarse a facies de canal; la presencia de caliches en las lutitas rojas, junto con la eventual aparición de grietas de desecación, demuestran por su parte procesos habituales en las llanuras de inundación (i. e., edafización, desecación). Intuitivamente cabe predecir que las características de estos ambientes fluviales han debido variar a lo largo del tiempo, máxime si se tiene en cuenta que perduraron en el área durante todo el proceso deposicional del Grupo Cabuérniga, unos 20 millones de años. Sin embargo, el análisis de tales variaciones es difícil de llevar a cabo, sobre todo por causa de la mala calidad de los afloramientos de esta unidad, que impide su subdivisión.

### *Formación de Aroco*

Esta unidad alcanza un espesor máximo de 350 m, y ha sido definida formalmente por PUJALTE (1982). Su límite inferior es gradacional y heterócrono, y desde su localidad tipo se interdigita progresivamente hacia el SW (Villanueva) y NW (Celada) con la Formación de Arcera. Varios autores han preconizado, sobre bases paleontológicas, la correlación entre el Miembro 2 de la Formación de Aguilar y la Formación de Aroco (p. ej., RAT, 1962; RAMIREZ DEL POZO, 1969; SALOMON, 1970, 1980; y, pro-parte, BRENNER, 1976). Nuestro análisis indica, por el contrario, que la Formación de Aroco tiene una posición estratigráfica más elevada, tal como se deduce de los cortes de correlación de la Figura 2.

La unidad está caracterizada por alternancias repetidas de lutitas calcáreas gris obscuro y calizas micríticas arcillosas y limosas (Fig. 5a). Las lutitas calcáreas tienen un aspecto masivo o, más raramente, finamente laminado (paper-shale) y contienen abundantes ostrácos, sobre todo de especies salobres (*Fabanella*, *Macrodentina*), y más raramente de agua dulce (*Cypridea*). Son también abundantes los lamelibranquios y gasterópodos, entre los que CIRY reconoció los géneros *Astarte*, *Modiola*, *Corbula* y *Glauconia*. Las calizas intercaladas contienen una asociación faunística similar, si bien los macrofósiles aparecen rodados y en ocasiones concentrados en hiladas o bandas delgadas. Estos rasgos sugieren un ambiente tranquilo, con predominio de sedimentación por suspensión, en el que existirían eventualmente corrientes capaces de remover el fondo, retomando el fango en suspensión y reabajando los caparazones enterrados en el mismo. De modo muy esporádico, aparecen niveles de estromatolitos, típicamente de 20-40 cm de espesor, formados por hemiesferoides individualizados, o por agrupaciones de unos pocos hemiesferoides

adosados durante el crecimiento. Estas geometrías, asimilables a las de tipo SH, sugieren condiciones intermareales. En todos los casos observados, el techo de los estromatolitos es concordante con la estratificación interna, y presenta unas «arrugas» muy características que sugieren una desecación previa a la muerte del estromatolito y posterior enterramiento. Hacia la parte media del corte tipo de la Formación se ha observado también un biohermo calizo de 50 cm de espesor construido por algas.

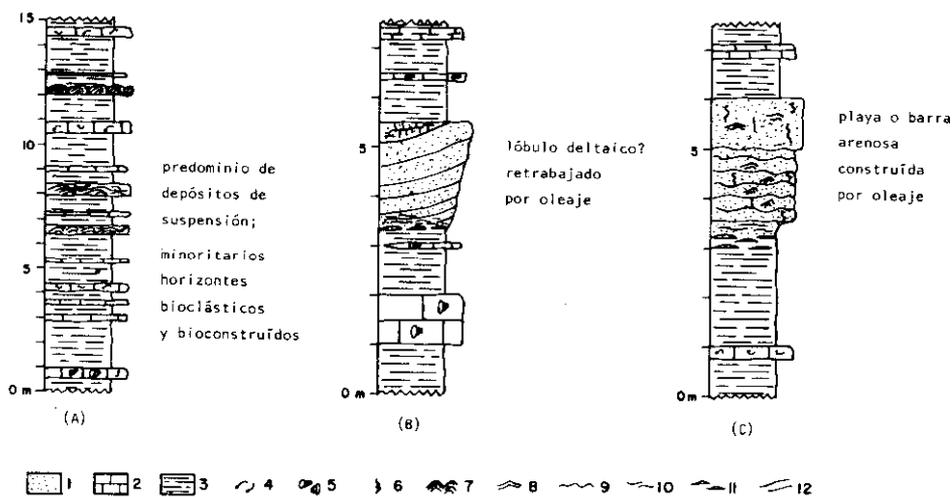


FIG. 5.—Segmentos representativos de la Formación de Aroco, seleccionados del corte tipo: 1) Areniscas.—2) Calizas micríticas impuras.—3) Lutitas calcáreas negras.—4) Lamelibranquios rodados.—5) Gasterópodos rodados.—6) Bioturbaciones.—7) Estromatolitos.—8) Laminaciones de ripple.—9) Techos ripplados.—10) Laminación flaser.—11) Laminación lenticular.—12) Superficies de acreción.

Interrumpiendo esta sedimentación carbonatada a diversas alturas de la columna aparecen niveles de areniscas, que, en la mayoría de los casos observados se disponen en secuencias negativas de 1 a 4 m de espesor (Fig. 5b y c). Comienzan por lo común con un delgado intervalo de lutitas y areniscas con estratificación lenticular y flaser para pasar rápidamente hacia arriba a areniscas francas con ripples de oscilación y/o laminación de ripple. En una de estas secuencias se han observado superficies de acreción lateral, y otras presentan una leve bioturbación en forma de galerías cilíndricas subverticales. En la parte superior de una de estas secuencias se ha encontrado una huella tridáctila de dinosaurio. Estas secuencias se interpretan como producto del reabajamiento por el oleaje de materiales de-

tríticos introducidos en el medio deposicional por pequeños distributarios.

En resumen, los rasgos sedimentarios de la Formación de Aroco indican un ambiente deposicional de aguas generalmente salobres (aunque con episodios esporádicos de agua dulce) y de baja energía, con predominio de los depósitos de suspensión. La profundidad del agua no fue grande (estromatolitos, ripples de oscilación, pisada) y es posible que se redujera en sectores a una simple lámina de agua. Un lagoon somero, o una extensa zona pantanosa inundada de forma semipermanente son los posibles modelos de comparación.

### *Formación de Loma Somera*

Definida también por PUJALTE (1982), designa la conocida intercalación casi-marina de la parte superior del Grupo Cabuérniga. Se trata de una Formación muy variable litológicamente, cuyo rasgo individual más distintivo, en el área estudiada, es la presencia de ostreidos. Su espesor máximo es de 700 m en la zona de Reocín de los Molinos-Bárcena de Ebro, y en algunos puntos parece descansar en suave discordancia sobre la infrayacente Formación de Aroco. Hacia el SW y hacia el NW se interdigita lateralmente con la Formación de Arcera (Fig. 2).

La unidad consta de 3 Miembros. El inferior ( $\simeq$  125 m en el corte tipo) está formado por la repetición vertical de secuencias como la esquematizada en la figura 6b: constan de un tramo basal de cuarcarenitas de tamaño de grano fino a medio, cementación silíceas y estratificación cruzada del surco que da lecturas de paleocorrientes unidireccionales. El segundo tramo está formado por una alternancia irregular de limolitas más o menos calcáreas, con lechos de lignito, raíces y ocasionalmente pequeños gasterópodos tipo Viviparidae (dulce-acuícola), con intercalaciones areniscosas en bancos delgados con restos vegetales. Una de las secuencias incluye, además, calizas micritas «cuajadas» de characeas. El tramo superior, en fin, lo forman limolitas calcáreas con intervalos de estratificación lenticular y flaser y areniscas calcáreas con estratificaciones cruzadas bi o multidireccionales, y contiene fósiles de agua salada, principalmente lamelibranquios de concha gruesa y sobre todo ostreidos. En resumen, la secuencia ideal del Miembro 1 consta de una parte inferior de agua dulce (tramos 1 y 2) y una superior de agua salada (tramo 3). La interpretación a la misma se ofrece en la figura 6b.

Las litologías del Miembro 2 (150 m en el corte tipo) son siempre carbonatadas, y su asociación faunística exclusivamente de agua salada. Está caracterizado por la repetición vertical de dos facies principales, atribuibles respectivamente a canales de marea y a la

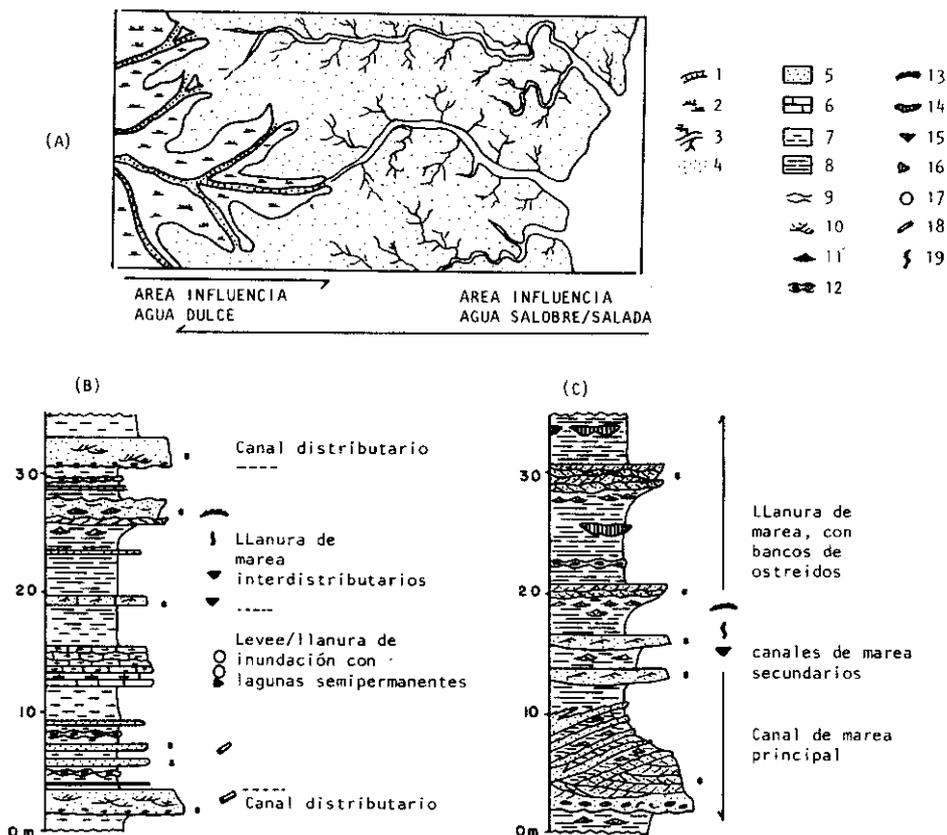


FIG. 6.—Formación de Loma Somera: A) Modelo deposicional (ver texto).—B) Secuencia característica de los Miembros 1 y 3 (idealizada a partir de los datos del corte tipo).—C) *Idem* Miembro 2: 1) Canal distributivo.—2) Levee/llanura de inundación.—3) Canales de marea.—4) Llanura de marea.—5) Areniscas (s = silíceas, c = calcáreas).—6) Calizas.—7) Lutitas de agua dulce.—8) Lutitas de agua salobre/salada.—9) Estratificación ondulada.—10) Estratificación cruzada del surco.—11) Estratificación lenticular y/o flaser.—12) Concreciones de siderita.—13) Ostras rodadas.—14) Lumaquela de ostras.—15) Lamelibránquios.—16) Gasterópodos.—17) Charáceas.—18) Restos vegetales.—19) Bioturbación.

llanura mareal (Fig. 6c). La facies de canal está representada por litosomas heterolíticos, de base erosiva, formados principalmente por calcarenitas más o menos impuras con estratificaciones cruzadas bi o multidireccionales. Los litosomas de espesor métrico se interpretan como canales de 2º ó 3º orden, mientras los de mayores dimensiones (hasta 10 m) se consideran de primer orden. En la parte media-superior de uno de estos últimos se ha observado una estrati-

ficación cruzada a gran escala de bajo ángulo, atribuible a acreción lateral. Las facies de llanura mareal, por su parte, se componen unas veces de lutitas calcáreas con laminación horizontal (¿llanura fangosa?), otras por rápidas alternancias de areniscas calcáreas y lutitas con estratificaciones lenticular y flaser (llanura mixta). De manera esporádica aparecen además pequeños biohermos de ostreidos en bancos irregulares de hasta 1 m de espesor.

El Miembro 3 ( $\simeq$  425 m en el corte tipo) es similar en su facies y organización secuencial al Miembro 1. En las secuencias de la parte baja de la unidad, el intervalo de agua salada ~~presenta~~ mejor desarrollo que el de agua dulce, situación que se invierte paulatinamente al ascender en la sucesión, hasta el punto que las secuencias del tercio superior del Miembro carecen, por lo general, del intervalo de agua salada.

El modelo deposicional imaginado para la Formación de Loma Somera consiste en una extensa llanura de marea intersectada por una red jerárquica de canales, franjeada, hacia tierra firme, por una llanura costera aluvial. Dicha disposición es semejante a la existente hoy en día en partes de la costa W de Alemania (REINECK, 1972), en determinados segmentos del delta del río Níger (ALLEN, 1965; OOMKENS, 1974), y sus ingredientes se reconocen, a pequeña escala, en muchos estuarios del norte de la península (por ejemplo, en la ría de Treto, en Cantabria, o la de Guernica, en Vizcaya). La posición de los diferentes subambientes del modelo no ha permanecido estática a lo largo del tiempo: en una primera fase la migración fue hacia el continente, dando lugar a la pauta «transgresiva» que culmina en el Miembro 2 de la Formación; a partir de aquí la pauta se invierte, originando la sucesión «regresiva» claramente detectable en el Miembro 3. Así, la Formación de Loma Somera puede considerarse como el resultado de un ciclo detrítico transgresivo-regresivo. Es interesante resaltar que se ha preservado tanto la fase transgresiva como la regresiva, situación indicativa, probablemente, de un equilibrio dinámico entre depósito y subsidencia.

#### *Edad de las Formaciones*

Hemos realizado una primera tentativa para datar la sucesión por palinología, que ha resultado infructuosa. En su defecto, el establecimiento de la edad de las formaciones debe intentarse mediante ostrácodos y characeas, estudiados principalmente por RAT (1962), RAMIREZ DEL POZO (1969), BRENNER (1976) y SALOMON (1980). Dado el carácter restringido de estos organismos, y recordando la existencia de importantes intervalos azoicos, cambios de facies, etc., no es sorprendente que existan discrepancias sobre la atribución cro-

noestratigráfica de las unidades fosilíferas. Las distintas opiniones al respecto han sido resumidas por PUJALTE (1982). En realidad, el único punto firmemente establecido es que el Grupo Cabuérniga es post-Caloviense medio.

La Formación de Aroco es atribuida por unos (i. e., RAMIREZ DEL POZO, 1969; BRENNER, 1976) al Berriasiense, y por otros al Jurásico final (i. e., PUJALTE, 1981 a y b), por lo que puede situarse en los alrededores del tránsito Jurásico-Cretácico. Esto ubica a la Formación de Aguilar en el Jurásico superior y a la de Loma Somera en el Cretácico más inferior (Berriasiense o Valanginiense inferior). El máximo de la transgresión (Miembro 2 de la Formación de Loma Somera: ver arriba) vendría a ser más o menos contemporáneo con la máxima elevación relativa del nivel del mar del intervalo Jurásico superior-Neocomiense inferior (cf. VAIL *et al.*, 1977), lo que conlleva interesantes implicaciones paleogeográficas.

## DISCUSION DE LOS DATOS Y CONCLUSIONES

Debido a la errónea correlación entre el Miembro 2 de la Formación de Aguilar y la Formación de Aroco, y a la atribución de ambas unidades al Berriasiense, muchos autores no han percibido importantes acontecimientos acaecidos en el sector estudiado en el curso del Jurásico superior. Así, por ejemplo, RAMIREZ DEL POZO (1969, p. 49) señala: «El Jurásico superior está representado por un conjunto de sedimentos de facies salobre, no muy potentes (nunca mayor de 100 m) constituidos por arcillas rojas, areniscas y conglomerados de cantos calizos ... (que) ... en el área de Aguilar de Campoo termina con la sedimentación de calizas lacustres. Al comienzo del Cretácico (Berriasiense) continúa el régimen de aguas salobres ... depositándose sedimentos fundamentalmente carbonatados de carácter lacustre-salobre ... Durante el Valanginiense inferior se depositan sedimentos en facies marina (...), lo que se debe a un cese momentáneo de los fuertes aportes de agua dulce que habían tenido lugar durante el Berriasiense.» RAMIREZ DEL POZO y AGUILAR TOMAS (1972), PASCAL *et al.* (1976), OLMO ZAMORA y RAMIREZ DEL POZO (1978) y SALOMON (1980), entre otros, llegan a conclusiones similares.

El establecimiento de las interrelaciones entre las distintas Formaciones del Grupo Cabuérniga, combinado con el análisis de facies, demuestra, sin embargo, que la evolución del sector ha sido más compleja y que una parte importante de su historia sedimentaria tuvo lugar en el Jurásico superior. En efecto, de acuerdo con nuestros datos, tras la retirada del mar, al final del Dogger, la sedimenta-

ción se reanuda en una cubeta confinada, en un momento no bien establecido del Jurásico superior (Kimmeridgiense?). Después de un breve episodio de sedimentación predominantemente terrígena (Miembro 1 de la Formación de Aguilar), se instala en la parte central de la misma un lago somero franjeado por abanicos aluviales y sistemas fluviales. Estos últimos van progradando paulatinamente a expensas del área lacustre, y para el final del Período toda el área formaba parte de un amplio sistema fluvial. Hacia el tránsito Jurásico-Cretácico se instala en la parte NE del sector un lagoon somero, persistiendo las condiciones fluviales en el S y W. Hacia el Berriasiense-Valanginiense inferior? (Formación de Loma Somera) se dejan sentir en el área los efectos de un ciclo transgresivo-regresivo, cuya máxima inundación determina la instalación, en parte del área, de llanuras de marea.

Otro aspecto importante puesto de manifiesto en este trabajo es la gran influencia que ha tenido la tectónica sedimentaria en los procesos deposicionales, particularmente notoria en las proximidades del anticlinal diapírico de Aguilar. Quedan, sin embargo, muchas cuestiones planteadas, que deberán ser abordadas mediante el refinamiento en las correlaciones locales, un análisis de las facies sedimentarias de todas las unidades (incluyendo el estudio sistemático de las paleocorrientes) y la ampliación del área de estudio. Tales investigaciones están en curso.

#### REFERENCIAS

- ALLEN, J. R. L. (1965): Late Quaternary Niger delta and adjacent areas: sedimentary environments and lithofacies. *AAPG Bull.*, vol. 49, n.º 5, pp. 547-600.
- BRENNER, P. (1976): Ostracoden und Charophyten des Spanischen Wealden (Systematik, Ökologie, Stratigraphie, Paläogeographie). *Paleontographica Abt. A.*, vol. 152, pp. 113-201.
- CIRY, R. (1940): Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 74, 528 pp.
- COMAS, M. C.; GARCÍA-MONDÉJAR, J., y PUJALTE, V. (1981): Parada 4.3: Las Calizas de Aguilar. In: Libro-guía de las Jornadas de Campo sobre el Jurásico superior y Cretácico inferior de la región vasco-cantábrica (parte occidental), pp. 124-129.
- GARCÍA DE CORTAZAR, A. (1981): Estratigrafía y sedimentología del Grupo Cabuérniga (Jurásico superior-Cretácico basal) en el anticlinal de Arroyal (sur provincia Santander). *Tesis licenciatura*, Universidad País Vasco, 59 págs. (inérita).
- LEÓN, L. (1980): Aplicación de los perfiles eléctricos a la interpretación sedimentológica del complejo «Purbeck-Weald» de la cubeta de Polien-

- tes (Burgos). *IX Congreso Nacional de Sedimentología. Resúmenes y comunicaciones*, Universidad de Salamanca, p. 31.
- MELÉNDEZ HEVIA, F. (1976): El interés petrolífero del Jurásico Marino en la parte SW de la cuenca cantábrica. II Jornadas Nacionales del Petróleo y Gas Natural. Sindicato Nacional del Combustible, Madrid, pp. 117-137.
- OLMO ZAMORA, P., y RAMÍREZ DEL POZO, J. (1978): Hoja y Memoria, E. 1 : 50.000, n.º 108 (Las Rozas), 2.ª serie, 1.ª edición, I. G. M. E.
- OOMKENS, E. (1974): Lithofacies relations in the late Quaternary Niger delta complex. *Sedimentology*, vol. 21, n.º 2, pp. 195-222.
- PASCAL, A.; RAT, P., et SALOMON, J. (1976): Sédimentation, Stratigraphie et Dynamique dans le complexe continental et marin Basco-Cantabrique (Jurassique terminal-Albien). *4ème Reunion Annuelle des Sciences de la Terre*, 319 pp.
- PUJALTE, V. (1976): Posibilidad de una nueva división estratigráfica de los sedimentos no marinos del Jurásico superior y Cretácico inferior en la provincia de Santander. *Boletín Geológico y Minero*, vol. LXXXVII-II, pp. 101-118.
- (1978): Los paleocaliches del Jurásico superior de Santander y sus implicaciones paleoclimáticas. *Estudios Geológicos*, vol. 34, pp. 143-149.
- (1979): Precisiones sobre la posición estratigráfica de la formación de Aguilar ¿Jurásico superior? (norte de la provincia de Palencia). *Cuadernos Geológicos*, vol. 10, pp. 229-234.
- (1981 a): Sedimentary succession and palaeoenvironments within a fault-controlled basin: the «Wealden» of the Santander area, Northern Spain. *Sedimentary Geology*, vol. 28, pp. 293-325.
- (1981 b): Parada 4.1: Las Capas de Briozoos. In: Libro-guía de las Jornadas de Campo sobre el Jurásico superior y Cretácico inferior de la región vasco-cantábrica (parte occidental), pp. 110-116.
- (1982): El tránsito Jurásico-Cretácico, Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense; in: capítulo 3.º, «*El Cretácico en España*», Univ. Complutense, Madrid.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. (1969): Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de las facies Purbeckiense y Wealdense del Norte de España. Ediciones CEPESA, S. A., pp. 1-68.
- RAMÍREZ DEL POZO, J., y AGUILAR TOMÁS, M. J. (1972): Consideraciones sedimentológicas y paleogeográficas de las facies Purbeck y Weald de la cubeta de Santander-Burgos. *Estudios Geológicos*, vol. XXVIII, pp. 173-192.
- RAT, P. (1962): Contribution à l'étude stratigraphique du Purbeckien-Wealdien de la région de Santander (Espagne). *B. S. G. F.*, vol. IV, pp. 3-12.
- REINECK, H. E. (1972): Tidal flats. In: Recognition of ancient sedimentary environments. SEPM special publication, n.º 16, pp. 146-159.
- SALOMON, J. (1970): Sur la stratigraphie des formations «wealdiennes» de la bordure sud-est du massif asturien. *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 3, pp. 75-77.
- (1980): Les Formations continentales du Jurassique superieur et du Crétacé inferieur en Espagne du Nord (Chaînes Cantabrique et Iberique). *Tesis*, Université de Dijon (in Litt.).

VAIL, P. R.; MITCHUM, Jr. R. M., and THOMPSON III, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part. 4: Global cycles of relative changes of sea level, in: «*Seismic stratigraphy*», AAPG, memoir 26, pp. 83-97.