

20666

Hoja 666 (27-26)

C H E L V A

INFORMES COMPLEMENTARIOS

Cía. General de Sondeos, S.A.
Diciembre, 1972.

CONTENTIDO

1.- INTRODUCCION.

2.- INFORME MACRO Y MICROPALEONTOLOGICO.

3.- INFORME SEDIMENTOLÓGICO.

4.- INFORME PALEOGEOGRAFICO (HISTORIA SEDIMENTARIA)

1.- INTRODUCCION.-

En los Informes que siguen se recogen los resultados de los estudios de Macro y Micropaleontología, así como de Sedimentología de las muestras recolectadas en la hoja de Chelva (27-26; 666) para la confección de la cartografía geológica de la misma y cuya situación figura en el mapa correspondiente que acompaña a la Documentación complementaria.

Para la determinación de los Orbitolínidos, así como para la de otros macroforaminíferos, principalmente del Jurásico y Cretácico, han tenido que hacerse numerosas secciones orientadas de dichos microfósiles.

En algunos casos, para el estudio de las rocas carbonatadas se han efectuado tinciones diferenciales de las láminas delgadas, con el fin de distinguir la calcita de la dolomita, lo que constituye un complemento del análisis cuantitativo de carbonatos.

Con el fin de distinguir los distintos tipos de feldespatos en las rocas terrígenas, las láminas delgadas han sido, en muchos casos, realizadas con tinción del feldespato potásico con cobaltinitrito sódico.

En cualquier caso, el estudio de Micropaleontología y Sedimentología de todas las muestras así como parte del de Macropaleontología ha sido realizado por J. RAMIREZ DEL POZO. Las muestras de Macropaleontología correspondientes al Triásico han sido determinadas por C. VIRGILI RODON y parte de las del Jurásico lo han sido hechas por J.J. GOMEZ FERNANDEZ. La redacción de todos los informes complementarios aquí incluidos ha sido realizada por J. RAMIREZ DEL POZO.

3.- INFORME SEDIMENTOLÓGICO:-

Los resultados de los estudios sedimentológicos de todas las muestras de la hoja fueron ya dados con anterioridad en las fichas de rocas carbonatadas y areniscas. Por otra parte, en las secciones estratigráficas de detalle, han quedado reflejados estos resultados en las columnas correspondientes al diagrama textural (relación de constituyentes), curvas de análisis cuantitativo de carbonatos y análisis cuantitativo de terrígenos. Por ello en este informe solamente recogeremos los resultados del estudio de las muestras puntuales o aisladas.

<u>MUESTRA</u>	<u>DESCRIPCION LITOLOGICA</u>
27-26 GS JA 0033	Calcarenita fina. Biomicrita. Fósiles 15%, Micrita 85%.
0034	Biomicrita. Fósiles 20%, Micrita 80%.
0035	Calcarenita gruesa. Intraclastos 15%, Oolitos 5%, Fósiles 20%. Micrita 60% (Pseudoesparita 40%).
0036	Calcarenita microcristalina con pisolitos. Pisolitos 10%, Fósiles 10%, Micrita 80%.
0037	Micrita fosilífera, arenoso-limolítica. Arena fina 10%, Limo 14%, Fósiles 10%, Micrita 66%. Morfoscopía subangulosa.
0038	Calcarenita gruesa. Intrabimicrita. Intraclastos 15%, Fósiles 35%, Micrita 50% (Pseudoesparita 10%).
0039	Calcarenita gruesa, arenosa, Biointramicrita, con matriz recristalizada. Contiene glauconita. Arena de cuarzo 8%, Intraclas-

- 27-26 GS JA 0039 tos 22%, Fósiles 20%, Micrita 50% (Pseudoesparita 40%).
- 0040 Calcarenita intensamente dolomitizada, arenosa. Arena de cuarzo 8%, Intraclastos 12%, Fósiles 15%, Micrita 15%, Dolomía cristalina 50%.
- 0041 Calcarenita muy recristalizada, limolítica. Limo 10%, Intraclastos 10%, Fósiles 30%, Pseudoesparita 50%.
- 0044 Calcarenita fina, Biomicrita con pellets. Fósiles 35%, Pelets 5%, Micrita 60%.
- 0045 Calcarenita gruesa. Biomicrita con intraclastos. Intraclastos 10%, Fósiles 30 %, Micrita 60%.
- 0046 Micrita fosilífera. Pelets 10%, Micrita 90%.
- 0047 Calcarenita microcristalina. Biomicrita con intraclastos. Intraclastos 10%, Fósiles 15%, Micrita 75%.
- 0049 Calcarenita gruesa. Biomicrita con intraclastos, matriz ligeramente recristalizada. Intraclastos 10%, Fósiles 30%, Micrita 60% (Pseudoesparita 10%).
- 0051 Micrita dismicrítica, con intraclastos. Intraclastos 10%, Micrita 75%, Esparita 15%.
- 0052 Calcarenita fina. Pelmicrita fosilífera. Fósiles 5%, Pelets 30%, Micrita 65%.
- 0054 Lumaquela. Biosparita. Fósiles 40%, Esparita 60%.
- 0059 Calcarenita, algo arenosa. Biomicrita. Arena de cuarzo 10%, Fósiles 30%, Micrita 60%.

- 27-26 GS JA 0062 Calcarenita microcristalina. Biomicrita con intraclastos. Intraclastos 10%, Fósiles 30%, Micrita 60%.
- 0064 Calcarenita microcristalina. Biomicrita. Fósiles 25%, Micrita 75%.
- 0068 Calcarenita microcristalina, matriz intensamente recristalizada. Intrabimicrita. Intraclastos 15%, Fósiles 25%, Micrita 60% (Pseudoesparita 40%).
- 0071 Calcarenita cristalina. Intrabiosparita. Intraclastos 13%, Oolitos 2%, Fósiles 25% Esparita 60%.
- 0072 Calcarenita cristalina, pisolítica. Intraclastos 15%, Pisolitos 20%, Fósiles 15%, Esparita 60%.
- 0099 Calcarenita cristalina, oolítica. Arena de cuarzo 2%, Intraclastos 10%, Oolitos 25%, Pisolitos 5%, Fósiles 10%, Esparita 48%.
- 0102 Caliza arenosa a arenisca calcárea, matriz de calcita cristalina. Arena de cuarzo fina 30%, Limo 10%, Mica 10%, Fósiles 5%, Pelets 10%, Esparita 35% Morfoscopía subangulosa.
- 0105 Calcarenita microcristalina, algo arenosa con oolitos. Biomicrita. Arena de cuarzo 4%, Pseudoolitos 5%, Fósiles 21%, Pelets 5%, Micrita 65%.
- 0108 Calcarenita microcristalina. Intrabimicrita oolítica. Intraclastos 15%, Oolitos 15%, Fósiles 20% Pelets 5%, Micrita 45%.

- 27-16 GS JA 0146 Dolomía cristalina, muy recristalizada.
Dolomía 100%.
- 0150 Caliza microcristalina, fosilífera, en
vías de dolomitización.
Fósiles 10%, Micrita 75%, Dolomía 15%.
- 0182 Dolomía cristalina gruesa, con zonas con
cristales idiomorficos en mosaico.
Dolomía 100%.
- 0193 Calcarenita microcristalina. Biomicrita.
Fósiles 50%, Micrita 50%.
- 0195 Calcarenita microcristalina. Intrabio -
micrita. Intraclastos 15%, Fósiles 25%,
Micrita 60%.
- 0205 Caliza microcristalina pisolítica.
Pisolitos 30%, Fósiles 10%, Micrita 60%
- 0208 Calcarenita microcristalina, arenosa, con
oolitos y bioclastos. Arena de cuarzo 20%
Oolitos 5%, Fósiles 10%, Micrita 65%.
Morfoscopía subangulosa-subredondeada.
- 0212 Calcarenita cristalina. Intraesparita fo
silífera. Intraclastos 40%, Fósiles 10%.
Esparita 60%.
- 0214 Calcarenita cristalina, ligeramente are-
nosa. Intrabioesparita. Intraclastos 20%,
Fósiles 18%, Esparita 60%, Arena de cuar-
zo 2%.
- 0217 Calcarenita microcristalina, muy recris-
talizada. Biomicrita con intraclastos. In-
traclastos 10%, Fósiles 35%, Micrita 55%
(Pseudoesparita 25%).
- 0218 Micrita fosilífera, dismicrítica, con pe-
queños intraclastos probablemente de ori-

- 27-26 GS JA 0218 gen algal.
Intraclastos 10%, Fósiles 10%, Micrita 75%, Esparita 5%.
- 0220 Calcarenita oolitica, matriz cristalina.
Oosparita.
Oolitos 55%, Fósiles 5%, Esparita 40%.
- 0221 Calcarenita microcristalina, con oolitos ferruginosos. Bio-oomicrita.
Oolitos ferruginosos 30%, Fósiles 20%, Pelets 10%, Micrita 40%.
- 0225 Calcarenita pisolitica, arenosa. Pisomí-crita. Arena de cuarzo 10%, Pisolitos 50% Fósiles 5%, Micrita 35%.
Morfoscopía subangulosa-subredondeada.
- 0226 Calcarenita microcristalina, limolítica Biopelmicrita con intraclastos.
Limo 5%, Intraclastos 10%, Fósiles 20%, Pelets 20%, Micrita 45%.
- 0229 Micrita con pequeñas "amigdalas" cristalinas.
- 0253 Calcarenita microcristalina, matriz intensamente recristalizada, algo arenosa.
Arena de cuarzo 5%, Intraclastos 10%. Fósiles 15%, Pelets 10%, Micrita 60% (Pseudoesparita 50%).
- 0257 Calcarenita microcristalina, fina. Biomicrita con intraclastos.
Intraclastos 10%, Fósiles 15%, Micrita 75%.
- 0268 Calcarenita microcristalina. Biointramicrita. Intraclastos 15%, Fósiles 25%, Micrita 60%.

- 27-26 GS JA 0277 Calcarenita microcristalina, con pisolitos e intraclastos. Biomicrita.
Intraclastos 10%, Pisolitos 10%, Fósiles 15%, Micrita 65%.
- 0280 Calcarenita cristalina. Intrabioesparita
La matriz podría ser de recristalización.
Intraclastos 20%, Fósiles 25%, Esparita 55%.
- 0282 Calcarenita muy fina a calcilutita. Biomicrita.
Fósiles 20%, Micrita 80%.
- 0284 Calcarenita, matriz cristalina, algo arenosa. Biointraesparita.
Arena de cuarzo 4%, Intraclastos 16%, Fósiles 20%, Esparita 60%.
- 0286 Calcarenita, matriz cristalina. Intrabioesparita. Intraclastos 20%, Fósiles 20%
Esparita 60%.
- 0287 Calcarenita fina, matriz cristalina, con arena de cuarzo fina.
Arena de cuarzo 15%, Fósiles 5%, Pelets 10%. Esparita 70%.
Morfoscopía subangulosa a subredondeada.
- 0288 Muestra idéntica a la 0286.
- 0289 Dolomía cristalina gruesa.
Dolomía 100%.
- 0291 Calcarenita microcristalina, dismicrítica, en parte matriz parcialmente recristalizada. Intraclastos 15%, Fósiles 10%, Pelets 15%, Micrita 50%, Esparita 10%.

- 0294 Calcarenita cristalina, matriz recristalizada, oolítica. Oosparita.
Oolitos 40%, Fósiles 2%, Pseudoesparita gruesa 58%.
- 0297 Micrita fosilífera a biomicrita.
Fósiles 10%, Micrita 90%.
- 0299 Calcarenita muy fosilífera (lumaquela), matriz muy recristalizada.
Fósiles 35%, Pelets 10%, Micrita 55% (Pseudoesparita 40%).
- 0301 Calcarenita cristalina, oolítica. Oosparita. Oolitos 40%, Fósiles 2%, Esparita 58%.
- 0302 Caliza microcristalina fosilífera.
Fósiles 10%, Pelets 5%, Micrita 85%.
- 0303 Caliza microcristalina fosilífera, ligeramente limolítica.
Limo 3%, Fósiles 2%, Micrita 95 %.
- 0304 Caliza microcristalina, arenoso-limolítica, fosilífera.
Arena de cuarzo 4%, Limo 8%, Fósiles 10%
Micrita 78%.
- 0305 Caliza microcristalina, arenoso-limolítica, fosilífera.
Arena de cuarzo 4%, Limo 14%, Fósiles 10%
Micrita 72%.
- 0306 Calcarenita microcristalina. Biointramicrocristita. Fósiles 25%, Intraclastos 15%, Mi-

- 27-26 GS JA 0306 crita 60%.
- 0307 Muestra idéntica a 0306.
- 0308 Calcarenita intraclástica y pseudoolítica, microcristalina, algo arenosa. Arena de cuarzo 10%, Intraclastos 15%, Oolitos 25%, Fósiles 10%, Micrita 40%.
- 0309 Calcarenita microcristalina, arenosa (tamaño de cuarzo de grueso a microconglomerático). Biomicrita. Arena de cuarzo 20%, Intraclastos 5%, Oolitos 5%, Fósiles 20%, Micrita 50%. Morfoscopía subredondeada a redondeada.
- 0310 Calcarenita microconglomerática, muy recristalizada. Arena microconglomerática 35%, Fósiles 15%, Pseudoesparita gruesa 50%. Morfoscopía redondeada.
- 0311 Dolomía arenosa. Cristales de dolomita cristalina gruesa. Arena de cuarzo 40%, Fósiles 2%, Dolomía 58%. Los aloquímicos están afectados por la dolomitización.
- 0313 Calcarenita microcristalina, arenosa. Biomicrita. Arena gruesa 20%, Fósiles 25%, Intraclastos 5%, Micrita 50%. Morfoscopía subredondeada.
- 0316 Calcarenita, matriz muy cristalina (de recristalización). Intraclastos 10%, Fósiles 25%, Pseudoesparita gruesa 65%.

- 27-26 GS JA 0317 Calcarenita microcristalina, ligeramente arenosa. Intrabimicrita. Contiene glauconita. Arena de cuarzo 4%, Intraclastos 25%, Fósiles 16%, Micrita 55%.
- 0323 Calcarenita microcristalina, algo arenosa. Bimicrita. Arena de cuarzo 10%, Fósiles 20%, Micrita 70%. Morfoscopía subredondeada a subangulosa.
- 0330 Micrita fosilífera, algo dismicrítica, Fósiles 5%, Esparita 5%, Micrita 90%.
- 0337 Calcarenita microcristalina, pisolítica. Bimicrita pisolítica. Pisolitos 25%, Fósiles 15%, Micrita 60%.
- 0338 Calcarenita cristalina (probablemente de recristalización). Intraclastos 20%, Fósiles 20%, Pseudoesparita muy gruesa 60% (probablemente procede de micrita).

4.- INFORME PALEOGEOGRAFICO (HISTORIA SEDIMENTARIA):-

La reconstrucción de la Paleogeografía o Historia Sedimentaria que a continuación presentamos, se hace teniendo en cuenta conjuntamente los resultados de los estudios micropaleontológicos y sedimentológicos anteriormente expuestos.

La Paleogeografía de una región debe establecerse teniendo en cuenta el mayor número de datos posibles. Por otra parte, el área ocupada por una hoja resulta extremadamente pequeña para conocer los principales hechos ocurridos en el transcurso de los tiempos geológicos. Por todo ello, la Historia Sedimentaria se basará en los datos obtenidos de los trabajos cartográficos del bloque 17-11, que comprende las hojas de Chelva, Utiel, Chulilla, Venta del Moro y Requena que en el presente año ha rea lizado COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A. La Paleogeografía es , por tanto, la misma para las cinco hojas que integran el citado bloque. También las ideas aquí expuestas así como su redacción, son semejantes al texto del capítulo de Historia Geol o gica de las Memorias correspondientes.

El Paleozoico, presente solamente en la hoja de Chelva, parece corresponder al Ordovícico. Está plegado por la Orogenia Variscica y representa el substratum o zócalo que se extiende ampliamente al N de la zona estudiada. Por tratarse de un pe queño afloramiento, sin conexión con otras estructuras paleozoicas, no disponemos de datos para establecer la historia sedimentaria durante los tiempos paleozoicos.

Aunque el Buntsandstein solo aflora en la hoja de Chelva, y los terrenos más antiguos que encontramos en la hoja de Utiel pertenecen al Keuper, se puede asegurar que el Triásico se ha depositado completo en toda la región.

El Triásico de esta hoja, así como el de toda la región le

vantina, presenta facies Germánica. Las grandes analogías que se observan con el de la Cadena Costero-Catalana lo apartan algo del Triásico del resto de la Ibérica. En primer lugar, en el Muschelkalk, que es muy potente, se intercala dentro de la serie calizo-dolomítica, un tramo rojo intermedio de arcillas con yeso. También, en el Muschelkalk de esta región, se encuentran algunas especies típicas del Triásico Alpino. Estos dos hechos sugieren que el Triásico que se extiende desde las Cadenas Costero-Catalanas hacia el Sur hasta enlazar con las series andaluzas, podría denominarse de facies "mediterránea".

Lo dicho encaja perfectamente en la Paleogeografía de la Península durante el Triásico. La zona emergida la constituyía fundamentalmente la Meseta española, y el área más profunda, el Mediterráneo actual. Así, tanto las series catalanas como las valencianas pertenecen a áreas más alejadas del borde de la cuenca y más próximas a la zona profunda que las series Ibéricas.

Durante el Buntsandstein la sedimentación fué de carácter continental, en un medio en el que los aportes fluviales fueron muy intensos, lo que dió lugar a las potentes series que se conocen en lugares próximos y que deben existir bajo el substratum de la zona. No se han observado los niveles de arcillas rojas, que en muchos lugares de la Península constituyen la parte más alta del Buntsandstein (Röt) existiendo, en cambio, en el contacto del Buntsandstein y Muschelkalk, una cicatriz muy marcada, que posiblemente corresponda a una interrupción de la sedimentación. Las areniscas contienen frecuentemente restos carbonosos, así como carbonatos u óxidos de hierro, según niveles.

En el Muschelkalk, la sedimentación tiene lugar en un medio marino muy somero, pero de aguas con salinidad normal, de

bido a un importante cambio en las condiciones climáticas que dió lugar a que los aportes de materiales arenosos cesasen. La fauna reconocida de este piso en varias hojas del bloque 17-11 indica profundidades del medio bastante someras. El carácter nerítico de los niveles calizos, así como el grano fino de los cristales de las dolomías nos indican un medio relativamente transgresivo. Localmente, la cuenca adquiría condiciones evaporíticas, pudiendo depositarse yesos y arcillas (tramo rojo intermedio, observado en la hoja de Chelva) que indican una menor influencia marina.

Estas condiciones se acentuaron durante la sedimentación del Keuper, dando lugar a depósitos arcilloso-salinos.

Entre el Hettangiense y el Kimmeridgiense ha habido sedimentación prácticamente continua en toda la región, salvo algunas pequeñas interrupciones que dan lugar a pequeños hiatus.

En el Lias inferior, desde el Hettangiense al Pliensabachiente, la cuenca comienza por recobrar gradualmente sus condiciones marinas, al propio tiempo que aumenta la profundidad del medio también de un modo más o menos paulatino. La salinidad puede considerarse marina, por lo menos a partir del Sinemuriano. En determinadas zonas y, sobre todo en el Pliensbachiente, debido a ligeros movimientos del fondo, pudieron aislarse pequeñas cuencas en las que, excepcionalmente, se daban facies salobres o transicionales a lacustres, como en la zona de Contreras (Hoja de Utiel). Esta inestabilidad del fondo de la cuenca es la que, posiblemente dió lugar, en algunos lugares, a la

formación de lumaquelas, principalmente en el Pliensbachiense superior, al producirse oscilaciones de la línea de costa y al tenerse, localmente, facies no favorables para la vida de los organismos. De todos modos, durante el Lias inferior, el índice de energía del medio fué relativamente bajo, como demuestra el carácter micrítico de la mayor parte de los niveles. Solo eventualmente este índice de energía deposicional podía aumentar dando lugar a la sedimentación de las calcarenitas oolíticas o intraclásticas de matriz cristalina, principalmente en el Sinemuriense superior y Pliensbachiense. El medio ambiente puede considerarse, en conjunto, como costero a nerítico, pasándose de uno a otro debido a movimientos oscilatorios del fondo de la cuenca.

En el Toarciense, la cuenca adquiere mayor profundidad, no sobrepasando en ningún caso el medio nerítico y estimándose una profundidad de unos 100-125 m. El aumento de profundidad va acompañado de una reducción del índice de energía deposicional, teniéndose en el Toarciense un medio extremadamente tranquilo. La abundancia de fauna (tanto macro como micro) de estos niveles nos da idea de que el medio era altamente favorable para el desarrollo de la vida.

Al comienzo del Dogger (Aaleniense) las facies son semejantes a las del Toarciense, pero a medida que ascendemos en la serie del Dogger va disminuyendo de un modo paulatino la profundidad, depositándose calizas con nódulos de silex, al tiempo que aumenta también el índice de energía, como demuestran los oolitos e intraclastos del Bajociense y las microfacies esparíticas y oolíticas del Bathoniense, que deben interpretarse como de aguas bastante agitadas (hojas de Utiel y Venta del Moro). Localmente estas series calcáreas del Dogger se presentan intensamente dolomitizadas (hojas de Utiel, Venta

del Moro y Requena). Por otra parte, la profundidad no debió ser superior a los 40 m. a juzgar por el contenido faunístico. En relación con esta reducción de la profundidad del medio, y posiblemente también, con ligeros movimientos del fondo de la cuenca pudieron, sobre todo en el Bathoniense superior, aislarse pequeñas cuencas, en las que la salinidad era inferior a la normal marina, como se ha puesto de manifiesto dentro de la hoja de Requena. En el Calloviense inferior, la cuenca fué también de tipo nerítico, con una profundidad media que puede estimarse en unos 60 m., es decir, algo superior a la del mar Bathoniense y con un índice de energía del medio relativamente tranquilo, como corresponde a la deposición de biomicritas y biopelmicritas. Dentro del ámbito de este bloque, así como en la mayor parte de la Ibérica, hay entre el Calloviense y Oxfordiense, un nivel rojo o de oolitos ferruginosos, que materializan el hiato del Calloviense superior y Oxfordiense inferior, pudiendo existir, en ocasiones, condensaciones de fauna de estos pisos.

Durante el Oxfordiense, así como en el Kimmeridgiense inferior, el ambiente de sedimentación es muy uniforme, no sólo en las hojas del bloque, sino en el resto de la región. Las facies son neríticas en el Oxfordiense, siempre de poca profundidad que, muy posiblemente, se reduce al comienzo del Kimmeridgiense. De todos modos, la presencia casi constante de microfacies micríticas durante el Oxfordiense y Kimmeridgiense inferior, nos indica el bajo índice de energía del medio que presentaba ciertos caracteres reductores, como se deduce de la presencia de pirita y de restos carbonosos.

En el Kimmeridgiense medio a superior (no representado en las hojas de Utiel y Venta del Moro) se depositan las calizas pisolíticas y/o oolíticas en un medio nerítico a costero con

profundidades del orden de los 30 a 40 m. y que, en líneas generales, tienden a reducirse hacia la parte superior. El hecho de que este tramo sea generalmente de carácter micrítico y, sólo excepcionalmente, esparítico en la parte superior, indica que el índice de energía del medio no fue extremadamente agitado, sino más bien de tipo medio, con movimientos oscilatorios de agua que, unidos a la presencia de algas en una cuenca rica en carbonatos, dieron lugar a la formación de los pisolitos. En la parte alta del Kimmeridgiense el índice de energía fue mayor, como demuestran la matriz esparítica y la presencia de intraclastos y/o oolitos.

El Portlandiense solamente se ha reconocido en la hoja de Chelva, donde está caracterizado por facies marinas muy costeras, con Ostreidos y Foraminíferos, que presentan frecuentes intercalaciones de salinidad menor (medio polihalino) con una fauna de Ostrácodos propia de estas facies.

Como han señalado anteriormente otros autores y en otros sectores de la Ibérica (VILLENA, RAMIREZ, LINARES y RIBA 1971) en la zona de Molina de Aragón; FELGUEROSO y RAMIREZ, 1971, en el Maestrazgo; MELENDEZ HEVIA y RAMIREZ, 1972, en la Serranía de Cuenca, y CANEROT, 1971, Sur del Maestrazgo) dentro del Jurásico se pueden separar dos grandes ciclos sedimentarios: el primero que, comenzando con la transgresión del Hettangiense sobre los materiales del Keuper, termina con la sedimentación del Dogger. En él se depositaron los materiales del conjunto dolomítico-calizo del Hettangiense-Pliensbachiense y la serie margosa del Toarciense, momento en el que se alcanzaron las profundidades máximas de la cuenca Jurásica. Al comienzo del Dogger continuaron las condiciones de profundidad del Toarcien se, pero a partir del Bajociense y durante el Bathoniense, el ciclo sería de tipo regresivo depositándose las calizas con

silex y oolitos. Localmente podían depositarse sedimentos salobres, como se ha indicado. La profundidad de la cuenca durante el Dogger es pequeña lo que da lugar, por medio de débiles movimientos epirogénicos, a la formación de pequeños surcos y umbrales, es decir, un limitado relieve del fondo de la cuenca, que origina importantes variaciones de potencia. Con la sedimentación de las calizas microcristalinas del Calloviense inferior se completa este primer ciclo sedimentario que, en realidad, termina con la laguna del Calloviense superior-Oxfordiense inferior, que, como ya se ha señalado, se conoce en toda la Cordillera Ibérica y no es más que una consecuencia de las primeras fases Neociméricas, que presentarán su mayor actividad al final del Jurásico y durante el Cretácico más inferior. El segundo ciclo se inicia en el Oxfordiense con la sedimentación de tipo transgresivo de las margas o calizas arcillosas sobre el Calloviense, parcialmente erosionado, continuándose durante el Kimmeridgiense inferior y el Kimmeridgiense superior e incluso el Portlandiense en la zona Norte (hoja de Chelva).

Paleogeográficamente, el Jurásico de la zona se sitúa dentro del dominio de facies Ibérica, y, más concretamente, en la zona de paso entre estas facies y las Prebéticas, que algunos autores han denominado facies Bétibéricas.

Al final del Jurásico y durante el Cretácico más inferior la región se comportó como un alto, debido a las fases principales Neociméricas, lo que motivó la erosión parcial y/o falta de depósito de estos niveles. Esta erosión del Jurásico tuvo distinta intensidad según las zonas. Así, en las hojas de Utiel y Venta del Moro no se encuentran sedimentos del Kimmeridgiense medio-superior, e incluso, en algunos sectores de la zona N. de Contreras, falta por completo el Kimmeridgiense in-

ferior, descansando el Cretácico en facies Weald sobre el Oxfordiense. En las hojas de Chulilla y Requena, los primeros niveles Cretácicos yacen sobre el Kimmeridgiense superior y en la de Chelva, excepcionalmente, sobre el Portlandiense.

Las discordancias paleoalpinas o intramesozoicas hace tiempo que fueron reconocidas en la Cordillera Ibérica. Fueron los autores alemanes los que las pusieron de manifiesto en las síntesis regionales (RICHTER y TEICHMÜLLER, 1933; BRINKMANN, 1931) sobre todo observando el yacente del Cretácico inferior y haciendo el mapa paleogeográfico correspondiente y las respectivas variaciones de potencia. Las investigaciones modernas las han confirmado. En la Serranía de Cuenca, no lejos del área estudiada, MELENDEZ HEVIA (1971) y RAMIREZ y MELENDEZ (1972), reconocen entre Uña y Buenache, un haz de pliegues del Jurásico recubiertos por el Weald en franca discordancia angular, lo cual demuestra una fase de plegamiento Neocimérica (pre-Weald, post-Jurásico superior), creemos bastante suave y local ya que no había sido reconocida de un modo tan evidente en otros sectores de la Ibérica.

La sedimentación del Cretácico comienza por facies salobres, caracterizadas por depósitos arcillosos de un medio oligohalino. Esta facies Weald se deposita, en la mayor parte de la región, solamente en el Barremiense, cuyos sedimentos deben considerarse como "extensivos", al descansar sobre diferentes pisos del Jurásico, según se ha indicado anteriormente. También la base de la facies Weald no siempre tiene la misma edad, pudiendo llegar a ser del Hauteriviense inferior en la zona NO de la hoja de Requena.

En el Aptiense la cuenca es de carácter marino, comenzando por facies muy costeras, generalmente arenosas, con Ostreidos, Foraminíferos y Ostrácodos de muy poca profundidad, has-

ta llegar a tenerse facies neríticas en la mayor parte del Aptiense, generalmente de tipo biostrómico, con Orbitolinas y otros fósiles bentónicos junto a algunos Rudistas y Algas caláreas. La profundidad de la cuenca no sobrepasó en ningún momento los 50 m. La subsidencia, dentro del bloque 17-11 fué también pequeña (la potencia media es del orden de 70 m.) aunque hacia el SE (en la hoja de Requena), los espesores aumentan llegando hasta 135 m. al tiempo que las facies afianzan su carácter marino. En las hojas de Chulilla y Chelva tienden a acuñarse estas facies marinas Aptienses, reduciéndose de potencia, hasta llegar a desaparecer en la zona de la Serranía de Cuenca (RAMIREZ y MELENDEZ, 1972). La transgresión Aptiense penetró mucho menos que la del Cenomaniense en el ámbito Ibérico. Hacia el N, flanqueaba la Sierra de Albarracín, emergida, alcanzando todo el sector valenciano que interesa al bloque 17-11. En las cinco hojas que integran este bloque, las microfacies son generalmente de carácter micrítico, indicando un índice de energía del medio relativamente bajo.

Al finalizar el Aptiense, se producen nuevos movimientos orogénicos que se prosiguen en parte en el Albiense inferior (AGUILAR, RAMIREZ DEL POZO y RIBA, 1971), originándose una serie de umbrales y que afectan a todo el dominio de las Cadenas Ibéricas. En la Serranía de Cuenca, estos movimientos de la fase Aústrica parecen menos intensos que los anteriores. En cambio se han manifestado con más claridad en otros dominios, especialmente en el Maestrazgo, Sierra de Albarracín, etc. Particularmente interesante es el umbral causado por dichos movimientos, extendido de NO a SE entre el Javalambre y Valencia-Sagunto (el "umbral de Castellón", según RICHTER y TEICHMULLER (1933) o mejor el "umbral ibérico Sud-Oriental" de CANEROT, GAUTIER y VIALIARD (1971), contra el que se producen reducciones y pasos laterales de facies partiendo de la zona de Chulilla-

Requena. Este umbral desapareció en el Albiense y la cuenca Ibérica recupera su unidad con la transgresión Cenomaniense.

Los sedimentos del Albiense de la Fm. "arenas de Utrillas" descansan sobre el Aptiense marino, unas veces sobre el inferior (Bedouliense) y otras sobre el superior (Gargasiense) debido a que dicha formación tiene también un carácter "extensivo" y, regionalmente, puede descansar sobre formaciones más antiguas (Barremiense en facies Weald en la Serranía de Cuenca, RAMIREZ y MELENDEZ, 1971) o sobre diferentes niveles del Jurásico en otros sectores de la Ibérica. Este fenómeno debe interpretarse como consecuencia de una fase orogénica pre-Albiense (Aústrica) ya citada, que creó un relieve, con la consiguiente erosión de las zonas altas (RAMIREZ y MELENDEZ, 1972). Estas facies debieron depositarse sobre una superficie algo irregular y su sedimentación tendió a llenar y nivelar estas irregularidades. En todo caso son depósitos de tipo fluvial, de carácter arcósico, que por su composición revela un intenso lavado bajo condiciones climáticas muy agresivas (matriz caolínítica y escasa illita) con una sedimentación rápida en una cuenca de muy poca profundidad (marismas, llanuras aluviales, etc.). Los ríos discurrieron por una serie de curtos divagantes, en los que los cauces se rellenaban rápidamente y se iban desplazando, lo que, en cierto modo, puede explicar la uniformidad litológica de esta formación. Dentro de la zona estudiada la potencia es reducidísima, aumentando hacia el Este y Sur, donde pueden llegar a tenerse intercalaciones marinas, de facies costera, dentro del Albiense (hoja de Requena).

En el Cenomaniense inferior y medio se vuelve a iniciar un régimen de sedimentación marina que, como en el caso del Aptiense, comienza por facies muy costeras, con Exogyra, bastan-

te terrígenas, hasta llegar a tener un carácter nerítico de poca profundidad (Orbitolinas). En la mayor parte de los niveles, las calizas que integran este conjunto son de carácter esparítico con intraclastos, mientras que los niveles de tipo micrítico suelen presentar la matriz intensamente recristalizada a pseudoesparita. Las potencias suelen ser pequeñas, aunque como en el caso del Aptiense aumentan hacia el SE (en la hoja de Requena).

Desde el Cenomaniense medio-superior y hasta el Coniaciense (deposición de dolomías) las facies son probablemente muy costeras, tratándose de sedimentos depositados en condiciones aisladas de mar abierto, bajo una fuerte influencia continental que, en ocasiones, pudo originar sedimentos no marinos, como muy probablemente serán las arcillas calcáreas verdes del Cenomaniense medio.

Excepcionalmente, en el Turoniense inferior la microfauna observada parece indicarnos condiciones de mar abierto y facies neríticas. Precisamente son estos niveles del Turoniense inferior, así como los de la base del Santoniense de algunas zonas (hoja de Utiel), los únicos que contienen microfauna planctónica de todo el Cretácico. En general se trata de sedimentos depositados en una cuenca relativamente tranquila, con bajo índice de energía del medio.

Como se deduce de lo anteriormente indicado, a partir del Santoniense vuelven a aparecer facies neríticas, aunque debido a la inestabilidad de la cuenca, que ya empieza a manifestar los primeros efectos de la regresión general que, en toda el área, tendrá lugar al final del Santoniense y comienzo del Campaniense, se intercalan, dentro del Santoniense, varios episodios muy costeros, incluso transicionales a facies de tipo "lagunar", en los que los microfósiles indican facies "mix-

tas" (Foraminíferos y Characeas) y las microfacies tienden a ser dismícríticas. Después del Santoniense superior (nivel de Lacazina) y hasta la instauración definitiva del régimen de facies Garúmnica, los sedimentos presentan estas facies "mixtas".

De un modo muy general, como en el caso del Aptiense, el carácter marino del Cretácico superior disminuye hacia el NO (zona de la Serranía de Cuenca), donde predominan las dolomías (Brechoideas en unos niveles y con aspecto carniólico en otros -"carniolas del Cretácico superior"-) que han sido interpretadas como de facies "lagunar", depositadas en una cuenca cerrada o semicerrada, aislada del mar abierto (RAMIREZ DEL POZO y MELENDEZ HEVIA, 1972), mientras que hacia el Sur y Este las series se hacen cada vez más marinas, como sucede en la hoja de Requena.

El carácter "lagunar" de los depósitos se acentúa en el Campaniense, Maastrichtiense y Paleoceno como consecuencia de la gran inestabilidad de la cuenca, debido a la presencia de las primeras fases alpinas, que dan lugar a la regresión marina. La cuenca adquiere una configuración de pequeños surcos y umbrales. Los primeros, siempre aislados del mar, con aguas de tipo salobre y muy esporádicamente con mayor salinidad, tendieron a rellenarse con los materiales que se erosionaban en los umbrales (conglomerados calcáreos, con cantos procedentes del Cretácico superior) y con sedimentos arcillosos o, muy localmente, en alguno de estos surcos (Los Cuchillos, en las hojas de Utiel y Venta del Moro), con facies evaporíticas de sulfatos. Esta configuración de las cuencas explica las grandes variaciones de litología y espesor de los sedimentos de facies Garúmnica, que se han depositado aparentemente en concordancia con la serie marina del Cretácico superior. Por ello no parece

que sea correlativa con ninguna fase de diastrofismo importante, como señalan VIALLARD y GRAMBAST (1968).

La presencia de "Bulimus" gerundensis en las hojas de Utiel Venta del Moro y Chulilla demuestra la existencia del Paleoceno en facies Garumnaica, en la que no se observa ninguna discordancia basal o interna.

Por lo que se refiere a la Historia Sedimentaria y por tanto a la Paleogeograffa de la serie comprendida entre el Paleoceno y Mioceno (Paleógeno), no es posible presentar datos concretos debido a que los afloramientos están escasamente representados dentro del bloque 17-11. En Los Cuchillos (hojas de Utiel y Venta del Moro) parece tratarse de una serie litológicamente semejante a la del Paleoceno, por lo que es de suponer que el medio ambiente fuese comparable con éste.

En la hoja de Requena, cerca de Siete Aguas, hay un tramo de más de 60 m. de areniscas y conglomerados rojos, plegados, sobre los que descansa la serie del Neógeno.

Desgraciadamente no poseemos datos paleontológicos fehacientes, ya que todas estas series han resultado azoicas, pero teniendo en cuenta que la región estudiada se situa en el borde de la Depresión Terciaria del Tajo (o Mesa Manchega) en la que se han localizado varios yacimientos de Vertebrados y vegetales, parece probable que la serie Paleógena esté completa en nuestra región, aunque en la mayor parte de las zonas queda oculta bajo los terrenos Miocenos, discordantes. VIALLARD y GRAMBAST (1970), en Huelva determinan una flora de Characeas de edad Eocena. En Viana de Jadraque (SCHROEDER, 1930) y Huérmeles del Cerro (CRUSAFONT, MELENDEZ y TRUYOLS, 1950) se citan yacimientos de vertebrados del Sannoisiense. El Stampiense superior está representado en Carrascosa del Campo, según CRUSA-

FONT y AGUIRRE (in litt., cit. in PEREZ GONZALEZ et alt. 1971); así como por la flora determinada por VIALIARD y GRAMBAST (1970) en Mingo-Anubés y entre la Sierra de Altomira y Mazarulleque.

Los últimos autores citados concluyen, quizá un poco precipitadamente, que la fase principal de plegamiento de este sector SE de la Ibérica y de la cuenca del Tajo es de edad post-Stampiense medio y pre-Aquitaniense. Dicha discordancia ha sido demostrada en otros lugares de la Ibérica y del Pirineo (ver RIBA, Mem. nº 40 "DAROCA" del Map. Geol. Esp. 1:200.000) pero es cierto también que las ha habido intrapaleógenas. En Montalbán hay una discordancia pre-Stampiense y asimismo, PEREZ, VIIAS, BRELL y BERTOLIN (1971) en el análisis que hacen de la depresión del Tajo, concluyen que existe una fase principal entre el Sannoisiense y el Stampiense.

El Mioceno se apoya sobre el Paleógeno o cualquier otro terreno más antiguo, mediante una clara discordancia angular. La superficie de discordancia, por lo menos en muchos lugares del reborde Ibérico de la zona Utiel-Requena, dista de ser una penillanura perfecta, sino todo lo contrario, con frecuencia es un relieve fósil, e incluso, la parte alta del Mioceno (Vindoboniense y Pontiense) es solapante, sin llegar a sepultar completamente los relieves. Se trata de la fase de plegamiento Sávica. Así, en la hoja de Utiel se demuestra la existencia de una discordancia intramiocena, en Fuencaliente, de edad pre-Vindoboniense. Esta discordancia está también manifiesta al N de Requena, en donde se ven las fallas de la fosa tectónica de Chera recubiertas o fosilizadas por la serie alta del Mioceno.

En el Neógeno se produjo una importante transgresión marina, procedente del geosinclinal Bético, invadiendo una gran parte de la mitad Sur de la provincia de Valencia. El máximo transgresivo Burdigaliense alcanzó, tierra adentro, una línea de costa muy cercana a Chiva-Buñol-Ayora; es decir a zonas muy próximas a la hoja de Requena (Umán), en donde existen algunas fa- cies del Mioceno que pueden atestiguar la proximidad marina.

Al finalizar el Pontiense sobrevino una época de gran tranquilidad diastrófica que junto con un clima bastante árido, según revela la paleontología (CRUSAFONT y TRUYOLS, 1960), permitió el desarrollo de la penillanura fini-Pontiense extensamente desarrollada en gran parte de la península central y que afectó indudablemente el sector de nuestro estudio, nivelando los bloques calcáreos del Mesozoico plegado.

Las fases de diastrofismo que tuvieron lugar durante el Mioceno, motivaron los basculamientos y movimientos verticales de bloques, y la intrusión diapírica del Keuper, como ocurre en la hoja de Utiel (Jaraguas, Camporrobles) y en las de Requena y Chulilla (Triásico de la carretera de Chera). En Jaraguas, los conglomerados más altos de la serie no están cortados por el Keuper intrusivo sino que tienden a fosilizarlo. En dichos casos, el Terciario está deformado con buzamientos periféricos divergentes. Al cesar dichos movimientos, de edad post-Burdigaliense y pre-Vindoboniense, el depósito de conglomerados tiene lugar en discordancia y solapamiento.

El estudio de los Ostrácodos del Mioceno pone de manifiesto que, en general, el medio fue salobre durante la mayor parte del mismo y, en particular, puede considerarse como oligohalino. Todos los sedimentos de calizas y margas contienen Ostrácodos característicos de facies lacustres o salobres. En los bordes y en áreas más o menos internas predominan las facies terrígenas (afloramientos del borde Occidental de la hoja de Chelva, la mayor parte del Mioceno de la hoja de Chulilla, Requena y Venta del Moro, así como la parte Oriental de la de Utiel) con gran desarrollo de paleocanales y sedimentos del relleno fluvial. Los depósitos de tipo lacustre se formaban en aquellas áreas o zonas a las que, por permanecer eventualmente aisladas del resto de la cuenca, no llegaban los

aportes terrígenos. En todo caso la subsidencia de la cuenca del Mioceno, fué siempre pequeña, no sobre pasando, por regla general, los 300 m. de potencia.

A las fases de diastrofismo intramiocénicas les siguió otra, la Rodánica, o post-Pontiense, cuyas dislocaciones siguen paralelas a las más antiguas, unas veces, y otras las cortan oblicuamente, determinando una serie de movimientos verticales de bloques, levantándose unos, hundiéndose otros, dando como resultado la fisonomía morfológica actual de este sector valenciano.

Algunos arrasamientos parciales, o retoques de la superficie de erosión fini-Pontiense, se realizaron al finalizar el Plioceno, dando lugar a la formación de los glacis villafranquienses (especialmente el correlativo a la formación aluvial de Casas de Ibañez, que recubre todo el altiplano de Albacete) y pleistocenos del interfluvio entre el Júcar y el Cabriel. El encajamiento de la red fluvial se realizaría a partir de los movimientos rodánicos, la erosión remontante subsiguiente iría encajando los cursos fluviales, con la formación de las terrazas, durante el Cuaternario.