



# IGME

820

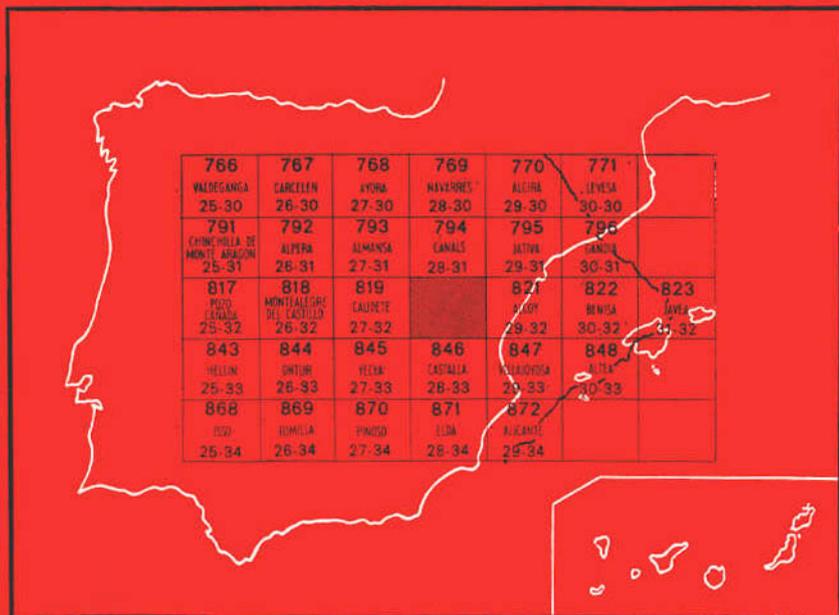
28-32

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# ONTENIENTE

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

E. 1:50.000

**ONTENIENTE**

**Segunda serie - Primera edición**

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por FINA IBERICA, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del I. G. M. E., habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

*Geología de campo y síntesis:* Don Wenceslao Martínez y don Mauricio Benzaquen.

*Petrografía y Micropaleontología:* Doña Isabel Cabañas y doña María Angeles Uralde.

Con la colaboración de E. PERCONIG e I. QUINTERO, a los que hemos consultado un reducido número de muestras macro y micropaleontológicas.

#### **INFORMACION COMPLEMENTARIA**

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- muestras y sus correspondientes preparaciones,
- informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras,
- columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos,
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 29.134 - 1975

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

## 1 INTRODUCCION

El área geográfica ocupada por la Hoja de Onteniente pertenece prácticamente por igual a las provincias de Valencia y Alicante, pues el límite interprovincial recorre el territorio de O. a E., según una línea sinuosa, que evidencia la falta de accidentes topográficos significativos en los que basar la división administrativa.

Esta ausencia de límites naturales se debe, sin duda alguna, a la inclusión de la totalidad del territorio dentro de una única «provincia geológica». En efecto, finalizado el dominio tabular de la plataforma de Albacete, algunos kilómetros al N. y NO., según una línea de flexuración (falla sur-valenciana de BRINKMANN) que separa el dominio Prebético externo del Prebético s. s., la morfología regional cambia definitivamente, pasando de las formas mesotéricas a las largas crestas y depresiones perfectamente paralelas. Esta morfología es la respuesta a un estilo estructural distinto que evidencia el fin de la meseta-plataforma de Albacete y el comienzo del país Prebético s. s. En suma, la tónica estructural responde igualmente a la mayor profundidad del zócalo rígido, como consecuencia de la flexuración mencionada que ocasiona el espesamiento de las series mesozoicas y muy especialmente de las series margosas plásticas e incompetentes.

Estas características estructurales y paleogeográficas encajan perfectamente con la definición del Prebético s. s., única «provincia geológica» que constituye el área de Onteniente.

## 1.1 ANTECEDENTES GEOLOGICOS

Son muchas las citas bibliográficas que, de un modo u otro, se refieren a la geología de la región. Al final de esta Memoria hemos incluido las que más directamente atañen a nuestra Hoja, y en documentación complementaria la casi totalidad de ellas.

La evolución rápida de los métodos de estudio, en especial el desarrollo alcanzado por la micropaleontología, sedimentología y la gran herramienta que ha supuesto la fotografía aérea, ha hecho que la profunda investigación comenzase hace muy pocos años.

El nuevo método, unido a la diferencia de objetivos buscados en el trabajo, divide a los autores en «pioneros» que tratan de obtener las primeras síntesis regionales e investigadores de problemas concretos.

Por la situación geográfica de los trabajos es preciso citar a R. NICKLES (1892), R. BRINKMANN (1931), R. BRINKMANN y R. GALLWITZ (1933), P. FALLOT (1934-1943), B. DARDER-PERICAS (1945) que, con E. DUPUY DE LOME y R. SANCHEZ LOZANO (1961) constituyen los últimos representantes de la fase inicial.

La nueva etapa comienza por los trabajos inéditos de las compañías petroleras, destacándose la labor de síntesis geológica y cartográfica de M. BENZAQUEN e I. GUIGON, interesados primordialmente en la geometría estructural de los pliegues prebéticos. En estrecho contacto con éstos, E. FOURCADE inicia el estudio bioestratigráfico del Mesozoico, publicando en 1970 su tesis doctoral. A la vez, J. AZEMA, R. BUSNARDO, Y. CHAMPE-TIER, M. DURAND-DELGA y A. FOUCAULT aportan continuos datos que nos llevan a un conocimiento cada vez más preciso de la región.

Especialmente es de destacar la cartografía litológica realizada en ciertas áreas por M. BENZAQUEN (1965); aunque su objeto fue una síntesis regional, ha servido de base para la realización de la que ahora se presenta, y es por eso por lo que debe considerarse como autor de este trabajo.

## 2. ESTRATIGRAFIA

La serie litoestratigráfica presente en el mapa se caracteriza por una gran continuidad de sedimentación desde el Neocomiense al Plioceno, pues prácticamente están representados todos los pisos en que actualmente queda dividido el Cretácico y el Terciario.

El estudio exhaustivo de esta completa serie ha sido dirigido primordialmente hacia los problemas de la dolomitización, el cambio de facies y las margas de las formaciones conocidas como «Tap».

Las únicas indeterminaciones que han quedado conciernen muy localmente a los depósitos continentales, en su mayoría azoicos o con fauna nada expresiva. Estos, al igual que el Cuaternario, quedan bien reflejados en una cronología relativa que al menos delimita su techo y muro.

## 2.1 CRETACICO

La serie cretácica debuta en la Sierra Mariola con las calcarenitas del Berriasiense y, tras presentar innumerables problemas de facies, producto de una paleogeografía muy móvil, finaliza en el Maastrichtiense.

El principal inconveniente de esta serie radica en la dolomitización, cuya base puede considerarse isócrona, mientras que el techo evidencia una heterocronía total.

Esta singular dolomitización puede explicarse por medio de una paleogeografía deducida con el concurso de todos los datos posibles, paleogeografía que explicaría a la vez los cambios de facies, de espesor y la propia dolomitización.

### 2.1.1 NEOCOMIENSE

Aflora únicamente en la Sierra Fontanella-Mariola, donde la tremenda tectonización impide levantar cortes precisos. No obstante, en la bóveda de Cocentina (Hoja de Alcoy) pueden estudiarse con detalle las litofacies neocomienses. Numerosas y detalladas publicaciones existen de este enclave privilegiado, siendo por consiguiente el itinerario base con el cual estableceremos la correlación de nuestros afloramientos dispersos.

#### 2.1.1.1 La base carbonatada y detrítica (C<sup>0-1</sup><sub>11-12</sub>)

En el núcleo de la Sierra Fontanella, sector de la Peña Blasca, afloran, entre contactos mecánicos, los tramos carbonatados y detríticos que se correlacionan fácilmente con los niveles 10, 12 y 13 de E. FOURCADE (Mariola-Cocentina).

El nivel de la Peña Blasca, inmediatamente encima de las margas arenosas, con *Nática leviathan*, zona donde se sitúa el límite Portlandiense-Berriasiense, es, pues, totalmente infracretácico.

El espesor aproximado del tramo puede cifrarse en unos 150 m., que pueden dividirse como sigue:

- Paquete inicial de 100 m., constituido por calcarenitas oolíticas, arenosas, bioesparitas y biomicritas que se alternan con débiles intercalaciones margosas y de areniscas micáceas con cemento dolomítico-ferruginoso.

— Encima, 50 m. de areniscas gruesas con cemento dolomítico-ferruginoso, coronadas por un último banco con pasadas microconglomeráticas y cuyo techo muestra una superficie de erosión incrustada de óxidos de hierro.

La microfauna encontrada no permite establecer la edad precisa de la sección tipo (Mariola), pero tanto la perfecta correlación litológica como la asociación presente parecen inducir a hacerlo sin mucho riesgo:

*Trocholina elongata*, *Nautiloculina* sp., *Pseudocyclammina lituus*, y *Pseudochoffatella* cf. *cuvillieri*,

junto a *Dasycladáceas*, *Lagénidos*, *Textuláridos*, *Briozorios* y restos de *Lamelibranquios* y *Gasterópodos*.

#### 2.1.1.2 La serie margosa con Ammonites (C<sub>12-14</sub><sup>1-2</sup>)

Al igual que el paquete anterior, su estudio en detalle sólo puede realizarse en la sección tipo de Cocentaina.

Puede subdividirse en dos términos con características litológicas ligeramente diferentes:

El tramo inferior es una sucesión monótona de 200 m. de potencia, constituido por margas grises más o menos endurecidas y delgadas intercalaciones de calizas arcillosas, hojosas con gránulos de pirita.

Los Ammonites piritosos o calcáreos son abundantes y muy particularmente en los afloramientos del barranco La Querola (Cocentaina).

El paquete superior, aproximadamente de 100 m. de espesor, está caracterizado por la aparición de material detrítico terrígeno (carácter más litoral). Son, pues, margas arenosas amarillas y pequeños bancos de arenisca calcárea-ferruginosa con pistas y «ripple-marks». Los Ammonites existen, aunque menos abundantes y generalmente asociados a Lamelibranquios, Braquiópodos y Ostreidos.

Las determinaciones de la macrofauna recogida en puntos aislados y difícilmente correlacionables son:

*Sibirskites dechem* (Hauteriviense Inferior-Barremiense Inferior), *Barremites difficilis* (Hauteriviense Inferior-Barremiense Superior), *Craspedodiscus discofalcatus* (Hauteriviense Superior), y *Toxaster* sp.

Esta asociación demuestra que la base de la formación no es visible en el territorio comprendido en nuestra Hoja, puesto que ninguna especie insinúa siquiera el Valanginiense.

En resumen, el Neocomiense aparece dividido en dos grandes paquetes: uno basal, Berriasiense-Valanginiense Inferior en continuidad con el ciclo sedimentario jurásico y en el que precisamente en su techo aparece la po-

sible discontinuidad sedimentaria (detrítico y costras ferruginosas) que daría paso a la iniciación del ciclo cretácico; el tramo superior, de facies profundas, alcanza hasta el Barremiense Inferior e incluye posiblemente un ciclo completo, pues los últimos niveles parecen indicar de nuevo aguas muy someras.

Es preciso indicar que en los afloramientos más septentrionales y occidentales (San Jaime-La Blasca) la formación admite intercalaciones de arenas micáceas y arcillitas rojas. Estos niveles podrían ser interpretados como un anuncio del paso hacia el NO. a las «facies wealdienses», pues si la geología de superficie no permite observar de nuevo la formación hasta el anticlinal de La Oliva (Caudete), allí sólo existen 50 m. de serie, y ésta es yacente bajo los conglomerados, arcillas y arenas de la «facies weald». Por otra parte, el estilo tectónico de Sierra Mariola es muy distinto a los de La Solana y Grossa-Gorda, evidenciando el primero la tremenda fracturación y disarmonía que impone la espesa serie incompetente. Esta respuesta de la cobertera no es visible en las dos últimas estructuras, quizá debido a un rápido biselamiento del Neocomiense en dirección N. y NO.

#### 2.1.2 BARREMIENSE-APTIENSE Y ALBIENSE (C<sub>14-16</sub><sup>2-2</sup>)

Entre las margas con Ammonites y el Albiense Superior (nivel de *Neorbitolinopsis conulus*) se intercala una potente serie de más de 400 m. que incluye el Aptiense completo y gran parte de Barremiense y Albiense.

Esta serie, estudiada primero por M. BENZAQUEN (1965) y E. FOURCADE, Y. CHAMPETIER y R. BUSNARDO (1970), ha sido revisada de nuevo en aquella sección que ofrecía menos detalle —Sierra Fontanella.

El conjunto se ofrece como un paquete monótono, constituido por una alternancia de calizas y dolomías con escasos interbancos margosos. Forma, pues, una unidad morfológica que no puede subdividirse en tramos cartografiables que mantengan una cierta continuidad lateral, pues la dolomitización es muy irregular, hasta tal punto que a veces resulta un verdadero problema su separación de las dolomías correspondientes al Cretácico Superior.

La totalidad de la formación, y según los cortes de detalle antes aludidos, puede subdividirse en tres tramos cronoestratigráficos, no litoestratigráficos, bien diferentes:

- Barremiense Medio y Superior, con espesor aproximado a los 150 m. y del que son características las intercalaciones de margas nodulosas, dolomías finamente detríticas y arenas finas sueltas o con cemento dolomítico-ferruginoso.

Muy cerca de la base del tramo hemos recogido:

*Mirdesmocerans lechicum* (Barremiense), *Silesites seranonis* (Barremien-

se), *Neohibolites* sp. (Urgo-Aptiense), *Rhynchonella gibbsiana* (Barremiense-Aptiense), *Terebratula rusillensis* (Valanginiense-Aptiense),

y numerosos *Equinoideos* y *Lamelibranchios* que indican una edad Urgo-Aptiense.

La microfauna existente no permite una separación neta del Aptiense, pues *Choffatella decipiens*, *Sabaudia minuta*, *Paracoskinolina sunnilandensis* y *Orbitolinopsis* sp. constituyen una asociación típica del Barremiense-Aptiense.

El Aptiense se desarrolla sobre más de 180 m. de serie, siendo lo más característico: el carácter noduloso, los interbancos de margas ocreas muy fosilíferas y la escasa dolomitización.

La microfauna característica consiste en:

*Sabaudia minuta*, *Coskinolina* sp., *Cuneolina* sp., *Mesorbitolina texana texana*, *Orbitolina lenticularis*, *O. concavata*, *O. conoidea*, *O. concava*, *Simplorbitolina manasi*, *Nezzazata simplex*, *Neoiraquia* sp., *Iraquia simplex*,

y numerosos *Briozoos*, *Dasycladáceas*, *Ostrácodos*, *Miliólidos* y *Rudistas* (*Pseudotoucasia santanderiensis*).

Por medio de la macrofauna, no hemos conseguido independizar Aptiense de Albiense, por lo que incluiremos al final de la descripción del Albiense una lista de la encontrada en puntos aislados del paquete.

El Albiense ocupa al menos un espesor total de 110 m., caracterizándose por la existencia de bancos más masivos y una dolomitización que puede cifrarse en el 80 por 100 y que frecuentemente contiene granos de cuarzo.

Su independencia como tal viene dada por la asociación microfaunística de:

*Dictyoconus* sp., *Neoiraquia* sp., *Trocholina lenticularis*, *Cuneolina* cf. *pavonia*, *Coskinolina* sp., *Sabaudia minuta* y *Neorbitolinopsis conulus*.

Aptiense y Albiense presentan, como ya indicamos, una macrofauna abundante, especialmente en los interbancos margosos del Aptiense:

*Echinospatagus collegni*, *Heteraster oblongus*, *H. couloni*, *Panopaea prevostii*, *Terebratula tamarindus*, *T. moutoniana*, *Rhynchonella deluci*, *Exogyra aguila*, *Hoplites* sp., y *Neohibolites* sp.

Desde el punto de vista sedimentológico, Barremiense-Aptiense y Albiense están constituidos por calcarenitas arenosas, más o menos dolomitizadas, calcarenitas graveloso-bioclásticas y seudoolíticas. Escasísimas intercalaciones de biomicritas y micritas con fósiles están igualmente presentes. Tanto horizontal como verticalmente, estas litofacies se ven interrumpidas por

gruesas barras masivas de dolomías cristalinas claras o sombras, que generalmente en el Albiense presentan un hábito romboédrico bien desarrollado.

#### 2.1.2.1 Las facies detríticas del Albiense Superior (Cs<sub>16</sub><sup>3</sup>)

Constituyendo los restos de las importantes masas detríticas en «facies utrillas» que se extienden hasta la meseta-plataforma de Albacete, al N. y NO. de nuestra Hoja, es posible observarlas en la isópica de La Solana (Tejar de la Zafra y Alto del Corzo), donde alcanzan un espesor próximo a los 30 m., y en la bóveda de Mariola, donde su espesor queda reducido a menos de 5 m.

Son arcillas rojas, verdes y arenas caolínicas muy finas, con estratificaciones cruzadas y numerosas costras ferruginosas.

Estas facies detríticas no presentan ya, como en el Caroch, intercalaciones dolomíticas ni margosas con fauna. Resulta, pues, evidente, que entre las isópicas de La Solana y Mariola se encuentra el límite meridional de los aportes del continente durante la regresión del Albiense Superior.

#### 2.1.2.2 Nivel Buixcarró y base de la dolomitización (Cm<sub>16</sub><sup>3</sup>)

El valor del nivel, que desde 1966 fue denominado Buixcarró por M. BENZAUEN (SEPE), es grande, no sólo desde el punto de vista cronoestratigráfico, sino también como nivel guía en la cartografía geológica. En efecto, en todo el ámbito prebético, donde las «facies utrillas» están a punto de alcanzar su límite de extensión máxima hacia el S. y SE., este nivel es constante, variando tan sólo y con frecuencia de potencia. Donde los aportes detríticos desaparecen y la dolomitización afecta a la serie del Albiense, el nivel sigue existiendo y su valor como nivel guía es incalculable, pues permite separar las dolomías albienses de las cenomanienses.

En ocasiones, por no haber sido preservado de la dolomitización o por representar lentejones equivalentes a las áreas inicialmente inundadas por la transgresión del Cretácico Superior, la continuidad lateral desaparece progresivamente, para volver a aparecer un poco más lejos.

En la Sierra Fontanella el nivel parece perder sus características margas ocreas, quedando constancia de su existencia tan sólo por la microfacies y litofacies características. El espesor del tramo crece visiblemente de NO. a SE., pues mientras en el Caroch (Hoja de Canals) no sobrepasa los 15 m., en la Fontanella puede llegar a los 40 m.

Tras una barra inicial de calcarenitas bioclásticas con algunos oolitos, se desarrollan las magas ocreas siltosas con interbancos de calcarenitas lumacólicas y biomicritas llenas de perforaciones de litófagos perpendiculares a la estratificación. Los «burrows» se encuentran rellenos de una

pasta calcerenítica (pérdida de velocidad de la corriente) de fragmentos más gruesos.

Las costras ferruginosas son abundantes y la dolomitización se hace patente hacia el techo. Los granos de cuarzo son abundantes e invaden incluso las primeras dolomías del Cretácico Superior.

El nivel con abundante fauna presenta un predominio abrumador de *Neorbitolinopsis conulus* y *Trocholina lenticularis* sobre *Neoiraquia* sp., *Sabaudia minuta* y *Simplorbitolina* sp.

Directamente sobre este Albiense Superior-Vraconiense, descrito también recientemente por E. FOURCADE y L. JEREZ MIR en el Prebético de Socovos y Peñarrubia (Elche de la Sierra), se encuentra invariablemente la serie dolomítica con moldes de grandes Orbitolinas planas.

### 2.1.3 LA SERIE DOLOMITICA

Sobre el nivel Buixcarró, o directamente sobre las facies detríticas, en los intervalos de desaparición del primero, se desarrolla un complejo dolomítico cuya cronología es tan sólo posible en función del techo y muro.

La cartografía representa tres regiones, que prácticamente corresponden a isólicas donde la dolomitización tiene aspectos diferentes: Sierra Grossa-Gorda, Sierra de La Solana y Sierra de Mariola.

Esta dolomitización, auténticamente masiva, pues no se encuentran interbancos preservados de ella como en Barremiense-Aptiense y Albiense, tiene un límite inferior prácticamente isócrono, que corresponde con el nivel Buixcarró (Albiense Superior). El techo enseña una manifiesta heterocronía caracterizada por la continua ascensión cronológica en dirección NO.-SE.

Los límites de esta dolomitización veremos que responden en suma a dos fenómenos paleogeográficos de distinto orden: la gran transgresión cenomaniense y el umbral de Sierra Mariola. Las variaciones observadas entre estos límites serán igualmente la respuesta a unas condiciones de la roca original que también trataremos de explicar.

#### 2.1.3.1 Las litofacies dolomíticas de la Sierra de La Solana

En el dominio central de la Hoja, la Sierra de La Solana presenta una trilogía dolomítica idéntica a la existente en una gran franja de la plataforma de Albacete.

Por razones de falta de espesor y expresividad morfológica, la cartografía se presenta con sólo dos tramos.

##### 2.1.3.1.1 Dolomías de base (Cd<sub>21-22</sub>)

Las dolomías de base representan un acantilado macizo con estratifica-

ción imperceptible y tonos grises a pardos. El espesor, muy constante, puede cifrarse en unos 60 m.

Deben corresponder a ex calcarenitas gruesas, por los fantasmas de *Orbitolinas*, *Moluscos* y la presencia de granos de cuarzo, sobre todo en la parte baja, indican claramente que la roca original debía ser una calcarenita a calcirrudita fuertemente bioclástica.

La textura, el tamaño de los romboedros y la expresividad morfológica son datos suficientes para separar en la cartografía el resalte existente entre el Albiense Superior y las dolomías margosas.

#### 2.1.3.1.2 *Dolomicritas y margas dolomíticas* (Cdm<sub>21-22</sub>)

En la sección tipo, Alto del Corzo, el espesor medido es de 70 m., a los que hay que añadir los 20 m. de las dolomías cristalinas negras allí existentes.

Se presenta siempre como una alternancia bien marcada de dolomías margosas amarillentas y margas dolomíticas amarillas, dando en conjunto un tramo blando entre los escarpes correspondientes a las dolomías de base y el Senoniense.

Las dolomicritas alternan con bancos aislados de dolomías gruesas idénticas a las de base, el cuarzo detrítico no existe o es muy escaso.

Los únicos fantasmas existentes corresponden siempre a moldes de *Lamelibranchios* y *Gasterópodos*, siendo, por tanto, chocante la ausencia de *Orbitolinidos* tanto en los tramos dolomíticos como en las margas. Esta diferenciación biológica sin duda obedece a una causa paleogeográfica que más adelante discutiremos.

En el techo existen dos o tres gruesos bancos de dolomías cristalinas negras, ocasionalmente muy karstificadas.

#### 2.1.3.2 **La serie dolomítica en la Sierra Grossa-Gorda** (C<sub>21-22</sub>)

Esta trilogía dolomítica que acabamos de describir en La Solana es característica para todo el Prebético externo, al N. y NO. de nuestra Hoja (E. FOURCADE).

Hacia el N., el tren estructural Sierra Grossa-Gorda presenta indudablemente el mismo trío dolomítico, pero aquí la diferenciación cartográfica no es posible, pues se aprecia fácilmente que los espesores varían considerablemente y que las tres facies aparecen dentro del complejo a cualquier nivel. Ya no constituyen una secuencia constante, sino sumamente variable, y en ella es imposible establecer límites cartográficos.

A pesar de estos inconvenientes, es posible notar ciertas diferencias litoestratigráficas con relación al Caroch y La Solana:

— Espesamiento, compactación y menor proporción de interbancos mar-

gosos en el término dolomicrítico, que presenta a la vez frecuentísimas laminaciones.

- Aumento considerable de potencia para las dolomías negras superiores, con frecuentes fantasmas de oolitos bien calibrados y restos «calcareníticos», así como numerosas manchas ferruginosas.
- Aportes detríticos intensos en los tramos más altos.

La impresión obtenida, después de los múltiples itinerarios realizados durante la cartografía de Sierra Grossa-Gorda, es que las dolomías basales, consideradas como paquete y no como litofacies irregularmente distribuida, no llegan a aflorar en todo el complejo.

Al no existir un motivo bien significativo y habida cuenta de que las dificultades enunciadas, la leyenda del mapa ha sido adaptada a la postura prudente, dejando para Sierra Grossa-Gorda una litología comprensiva.

### 2.1.3.3 La serie dolomítica de Sierra Mariola (C<sub>21-25</sub><sup>0-3</sup>)

En la isópica más meridional de nuestra Hoja, la que lógicamente debe corresponderse con la Sierra de Mariola, el proceso de dolomitización se caracteriza por la heterocronía ascendente en dirección N-S.

Ya en la Sierra de La Solana es posible apreciar la existencia de numerosos bancos dolomíticos en las series del Coniaciense al Maastrichtiense (secciones del Alto Cruz-La Frontera), correspondientes al flanco S. de la estructura. Más al Sur (Mariola), la dolomitización se intensifica y asciende progresivamente. En efecto, en el Capullo del Aguila (flanco N.) es posible reconocer aún el límite Santoniense-Campaniense, y éste individualizarlo del Campaniense Superior-Maastrichtiense. Sobre la bóveda y en el flanco S. de la estructura, la dolomitización invade ya casi todo el Campaniense y sólo es posible reconocer el Campaniense Superior-Maastrichtiense. Más al S. aún, estructura de la Font-Rocha, la serie senoniense aparece otra vez completa, hecho que al parecer limita la dolomitización ascendente de la bóveda de Mariola.

El espesor de estas dolomías es difícil fijarlo, tanto por la tremenda tectonización como por la heterocronía del techo. No obstante, en la bóveda de Cocentaina es posible medir unos 200 a 250 m. de dolomías que abarcan desde el Albiense Superior al Campaniense.

El conjunto se presenta como una masa gris a negra con estratificación difusa, siendo posible apreciar la ausencia total de términos dolomicríticos y, por consiguiente, la constancia de las dolomías gruesas con hábito romboédrico bien desarrollado.

#### 2.1.3.4 Puntualizaciones sobre la dolomitización

Desde la Sierra Grossa-Gorda hasta la Font-Rocha la dolomitización de las series del Cretácico Superior puede resumirse en:

- 1.º Base prácticamente isócrona. Albiense Superior-Cenomaniense.
- 2.º Techo heterócrono, con un máximo acusado sobre la Sierra de Mariola, mientras que al S. y N. de dicha isóptica se presenta con bastante regularidad en el Senoniense Inferior.
- 3.º Ausencia de facies dolomicríticas sobre Mariola y máximo desarrollo de éstas en Sierra Grossa-Gorda.
- 4.º Mínimo de espesor para el conjunto Cenomaniense a Maastrichtiense sobre la Sierra Mariola, sea éste dolomítico o no.

Estas conclusiones y las obtenidas del estudio del Senoniense permitirán encajar la dolomitización como respuesta directa a dos hechos decisivos dentro de la evolución paleogeográfica de la región.

#### 2.1.4 SENONIENSE

Como respuesta a una marcada diferenciación paleogeográfica y a la dolomitización ya expresada, la serie litoestratigráfica del Senoniense aparece bien diversificada. Esta diversificación está regida primordialmente por un importante cambio lateral de facies, marcado por el paso de una plataforma nerítica progresivamente abierta a un surco más profundo.

Los dos dominios paleogeográficos están constituidos por las isópticas correspondientes a Sierra Grossa-La Solana, testigos de las facies neríticas, y Sierra de Mariola-la Font-Rocha, donde el carácter pelágico se instaura rápida y paulatinamente.

##### 2.1.4.1 El Senoniense de Sierra-Grossa-La Solana

El Senoniense, identificado bioestratigráficamente en todos sus pisos, es imposible de diferenciar cartográficamente en más de dos conjuntos: uno, que incluye Coniaciense-Santoniense y Campaniense, y otro, en el que se presentan las facies garumnienses.

##### 2.1.4.1.1 Coniaciense-Santoniense y Campaniense (C<sub>23-25</sub>)

El conjunto ha sido estudiado en dos secciones tipo: Sierra Grossa y Alto Cruz-La Frontera. Indicando que las medidas de espesores están sujetas a la dificultad que entraña en ocasiones delimitar exactamente los cambios de piso, es posible aproximar que el total es en Sierra Grossa-Gorda de 300 m., desglosados en 90, 120 y 90 m. para cada uno de los pisos. En

La Solana, el espesor total puede cifrarse en 330 m., de los que corresponden 180, 60 y 100 m., respectivamente, a Coniaciense-Santoniense y Campaniense.

La totalidad de la serie se presenta como una masa calcárea, bien estratificada, con escasísimos interbankos margosos y pátina blanca bien acusada.

Vista al microscopio petrográfico, la serie continúa siendo indiferenciable, pues no existen diferencias apreciables entre las sedimentologías de los tres pisos. Si acaso podríamos señalar un carácter más micrítico e intraclástico para la serie coniaciense.

En resumen, el paquete consta de una alternancia de bomicitas, calcarenitas bioclásticas con cemento de micrita y microesparita, intrabiomicritas y raras pasadas de calcarenitas gruesas bioclásticas con cemento de esparita, más frecuentes en Santoniense y Campaniense.

Los aportes detríticos se distribuyen desigualmente, tanto en la serie como por sus propias características, pues existen niveles que son difícilmente diferenciables de las propias arenas albienses, y otros de calizas arenosas y areniscas con cemento calcáreo y ferruginoso. Los tamaños varían entre arena y grava, siendo muy frecuentes los cantos grandes —3 cm.— muy planos.

La fracción dominante es el cuarzo, existiendo igualmente grandes proporciones de feldespato y ocasionalmente (cantos y gravas) de cuarcita. El material, bien seleccionado y rodado, presenta con frecuencia estratificaciones gradadas.

Tanto los elementos detríticos como los grandes intraclastos negros constituyen sin duda alguna el carácter más llamativo y diferencial de este Senoniense.

Si los límites exactos entre piso y piso no son muy fáciles de marcar en las columnas estratigráficas, no es menos cierto que las asociaciones de Foraminíferos permiten reconocer los tres pisos citados.

La bioestratigrafía obtenida se puede resumir en:

Coniaciense:

*Favreina murciensis*, *Rotalia cayeuxi*, *Cuneolinas* y *Spirillinidos* (límite Coniaciense-Santoniense).

Santoniense:

*Accordiella conica*, *Lacazina elongata*, *Nummofallotia cretatica*, *Cuneolina pavonia*, *Dicyclina schlumbergeri* y *Dictyoconus* sp.

Campaniense:

*Orbitoides media*, *O. tissoti*, *Lepidorbitoides* sp., *Murciella cuvillieri* y *Siderolites* sp.

Las intercalaciones intraclásticas presentan en cualquier piso una asociación típica de *Charáceas* y *Ostrácodos*.

Si desde el punto de vista bioestratigráfico no existe una diferenciación clara entre las series de la Sierra Grossa-Gorda y La Solana, la litoestratigrafía de ambas muestra marcadas diferencias que pueden resumirse en:

- 1.º Intensidad de los aportes detríticos más acusada en Sierra Grossa-Gorda.
- 2.º Dolomitización incipiente en La Solana, mucho más marcada en el flanco S.
- 3.º Espesamiento general en La Solana, aun a costa del adelgazamiento ocurrido en el Santoniense.

#### 2.1.4.1.2 *El Maastrichtiense continental y nerítico (C<sub>26</sub>/C<sub>26</sub>-T<sub>1</sub><sup>A</sup>)*

En la Sierra Grossa-Gorda y La Solana, sobre los niveles del Campaniense y sin discordancia visible, se desarrollan los depósitos rojos típicos de los episodios regresivos que al fin del Cretácico representan la facies garumniense.

La discordancia erosiva de los depósitos basales del Mioceno representa un obstáculo a la hora de las reconstrucciones paleogeográficas y de la evaluación de espesores de estas series blandas. No obstante, la serie garumniense, según muestran los datos obtenidos del estudio de la región norte (Hoja de Canals), sufre un progresivo espesamiento en dirección N-S. Este aumento de potencia, que no es posible comprobar a causa del ya expuesto bisel erosivo, está acompañado por unas progresivas condiciones de desconfinamiento del medio que culminan en la aparición de pasadas marinas sobre las series rojas. Esta circunstancia nos permite individualizar dos conjuntos garúmnicos sobre las isópicas de Sierra Grossa-Gorda y La Solana.

En efecto, en el flanco S. de Sierra Grossa-Gorda hemos reconocido una serie (C<sub>01</sub> del Estrecho de Ayelo-Canals) que englobaba bajo la misma facies al Maastrichtiense y al Paleoceno. Sobre La Solana (Serie de la Frontera), los depósitos rojos son enteramente maastrichtienses, pues sobre ellos existen niveles marinos de esta edad.

Por razones de unificación con la Hoja de Canals y porque realmente es muy difícil marcar el límite Maastrichtiense-Paleoceno, la cartografía representa, bajo C<sub>26</sub>-T<sub>1</sub><sup>A</sup>, los depósitos enteramente salobres, y bajo C<sub>26</sub>, las facies salobres y la pasada nerítica que las corona.

Adelantemos que, más al S., las series del Cretácico terminal y del Paleoceno son ya casi completamente pelágicas.

Los espesores máximos, visibles entre el Campaniense y el Mioceno, son, respectivamente, de 20 m. en Sierra Grossa (Onteniente) y 30 m. en

La Solana. No obstante, la descripción de la serie Maastrichtiense-Paleoceno (Sierra Grossa) será dada en función del corte estratigráfico del Coll del Estrecho de Ayelo, situado a tres kilómetros del borde N. de la Hoja de Onteniente.

### 1.º *La serie sin influencias marinas* (C<sub>26</sub>-T<sub>1</sub><sup>A</sup>)

El estudio estratigráfico de estas series incompetentes y extensamente cubiertas es siempre difícil, más aún porque su carácter salobre a lagunar confiere a la escasa microfauna existente caracteres no diferenciables.

Aparece siempre como una formación blanca constituida por arcillas verdes, rosas, rojas y ocres (los elementos ferruginosos son abundantes) que alternan con delgados tramos calcáreos de aspecto noduloso o boudinado que responden invariablemente a biomicritas ferruginosas e intrabiomicritas. Niveles pseudobréchicos y biomicríticos, llenos de huellas de litófagos (burrows) perpendiculares a la estratificación, son muy característicos.

La serie, según las observaciones reunidas durante la cartografía, se hace progresivamente más detrítica, haciendo su aparición los niveles de microconglomerados y arenas que posiblemente pertenecen ya enteramente al Paleoceno.

En lámina delgada se reconocen: *Ostrácodos*, *Charáceas*, *Discórbidos* y *Miliólidos* muy mal desarrollados, apareciendo en el techo un nivel con *Microcodium* sp.

El estudio de las *Charáceas* y *Ostrácodos* obtenidos en los levigados evidencia que al menos los 60 m. iniciales corresponden al Maastrichtiense con la asociación de:

*Porochara* sp. gros., *Platychara caudata* y *Peckichara* sp.

La aparición de *Retusochara macrocarpa* y *Microchara* sp. indicaría ya un posible Paleoceno Inferior.

Los *Ostrácodos* correspondientes a los géneros *Neocyprideis*, *Cuneocythere*, *Cyamocytheridea* y *Hermanites* indicarían una edad algo más alta: Paleoceno-Eoceno.

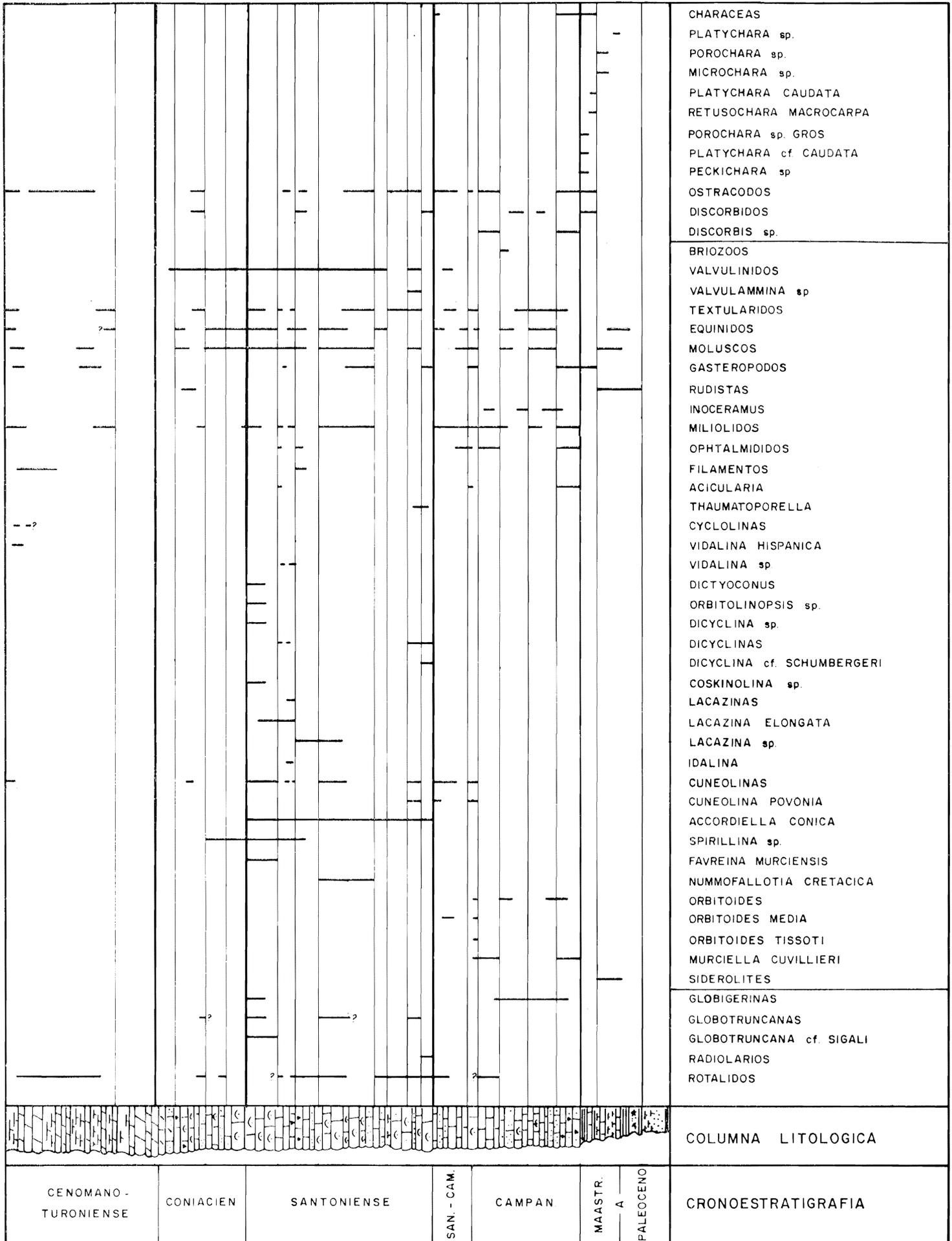
Por las razones expuestas anteriormente se sigue manteniendo una edad Maastrichtiense-Paleoceno para los afloramientos de Sierra Grossa, aunque las cifras de espesores indicarían que el Paleoceno no llega a aflorar.

### 2.º *El Maastrichtiense con pasos neríticos* (C<sub>26</sub>)

Sobre el flanco S. de La Solana, por encima del Campaniense nerítico (Orbitoides), existen pasadas rojas en todo idénticas a las anteriormente descritas, que llegan a alcanzar una potencia máxima de 30 m.; sobre ellas

SIERRA GROSSA - GORDA

SINTESIS BIO-LITOESTRATIGRAFICA



SIERRA DE LA SOLANA

SINTESIS BIO-LITOSTRATIGRAFICA

						CHARACEAS OSTRACODOS DISCORBIDOS BRIOZOOS VALVULINIDOS VALVULAMMINA TEXTULARIDOS MAROSONELLA SPIROPLECTAMMINA EQUINIDOS MOLUSCOS INOCERAMUS GASTEROPODOS RUDISTAS MILIOLIDOS OPHTALMIDIDOS ALGAS SABAUDIA MINUTA CUNEOLINAS CUNEOLINA PAVONIA VIDALINAS VIDALINA HISPANICA NUMMOLOCULINA sp. PERILOCULINA SPIRILLINIDOS SPIRILLINA sp. DICYCLINAS DICYCLINA SCHLUMBERGERI MURCIELLA CUVILLIERI NUMMOFALLOTIA CRETACICA ARTICULINA FAVREINA ACCORDIELLA CONICA CYCLOLINA IDALINA sp. I. ANTIGUA ORBITOIDES sp. O. MEDIA O. TISSOTI LEPIDORBITOLES CLYPEORBIS SIDEROLITES S. CALCITRAPOIDES OMPHALOCYCLUS O. MACROPORUS LAGENIDOS ESPICULAS DE ESPONJAS PENEROPLIDOS ROTALIDOS ROTALIA sp. ROTALIPORA GLOBOTRUNCANAS
						COLUMNA LITOLOGICA
ALBIENSE	CENOMANIENSE A TURONIENSE	CONIACIENSE	SANTONIENSE	CAMPAN.	MAASTRIC.	CRONOESTRATIGRAFIA

es posible identificar una barra calcarenítica, finamente dolomitizada y muy ferruginosa que contiene la asociación típica de:

*Omphalocyclus macroporus*, *Siderolites calcitrapoides*, *S. cf. vidalis* y *Lepidorbitoides socialis*,

a la que acompañan restos de *Ostreidos*, *Hipporitidos* y *Equinoideos*.

Esta influencia marina es de un indudable valor paleogeográfico, pues indica que en las zonas más meridionales del Prebético externo la regresión final del Cretácico (facies garumnienses) no pudo imponerse totalmente y extensas áreas fueron invadidas esporádicamente por el mar que ocupaba el surco profundo. No obstante, veremos cómo más al S. el efecto regresivo aún es palpable sobre las series campanienses y maastrichtienses con *Globotruncanas* de la Sierra Mariola.

#### 2.1.4.2 El Senoniense en la Sierra Mariola

Las series senonienses que acabamos de describir cambian brutalmente de facies sobre el conjunto de la Sierra Mariola. Este cambio tan rápido deja intuir que el cabalgamiento frontal del flanco N. de Mariola debe ser bastante amplio, pues si se imaginan flechas pequeñas, es muy difícil explicar las condiciones paleogeográficas que, en 2 km. escasos, permitirían el cambio.

Por encima de la masa dolomítica que incluye sin duda alguna la serie Coniaciense-Santoniense y parte del Campaniense, es posible identificar y separar en cartografía tres conjuntos con cronologías y litoestratigrafías distintas.

##### 2.1.4.2.1 Campaniense (C<sub>25</sub>)

En el área del Capullo del Aguila, flanco N. de Mariola, la dolomitización, iniciada ya en la isópica de La Solana, alcanza hasta los límites Santoniense-Campaniense.

Aparece siempre en pequeños afloramientos, siempre incompletos y sumamente tectonizados, de ahí que sea muy difícil evaluar su espesor, que en el Capullo del Aguila rebasa los 60 m.

Se trata de una caliza finamente cristalina o microcristalina, ligeramente arcillosa, de color beige muy claro y dispuesta en gruesos bancos regulares con pátina clara. Hacia la parte alta del tramo aparecen ya algunos niveles nodulosos e intercalaciones margosas.

La roca, rica en *Stomiosphaera*, *Radiolarios*, *Globotruncanas* y *Pithonellas*, así como en prismas de *Inoceramidos*, es siempre más o menos dolomítica y pasa lateralmente a dolomías cristalinas.

Las biomicritas arcillosas, a veces finamente gravelosas, contienen *Gümbelinas* y asociaciones de *Globo truncanas*, tales como:

*Globo truncana angusticarinata*, *G. ventricosa*, *G. stuartiformis*, *G. lapparenti*, *G. arca* y *G. fornicata*,

en las que es posible identificar el Campaniense.

#### 2.1.4.2.2 *Campaniense Superior-Maastrichtiense* (C<sub>25-26</sub>)

Constituye el 90 por 100 de los afloramientos, identificados como senonienses sobre la Sierra de Mariola, existiendo tanto sobre el flanco N. como en el compartimiento axial hundido y en la caída meridional, lugar este último que permite un levantamiento estratigráfico más preciso.

Sus 100 m. de espesor están constituidos por una sucesión de calizas microcristalinas arcillosas muy semejantes a las anteriores, pero dispuestas en estratificación fina, ondulada y a veces hojosa. Interbancos de margas amarillentas son muy frecuentes, particularmente hacia el techo del paquete. El último banco muestra una superficie ferruginosa que da paso a las facies garumnienses.

La dolomitización sigue estando presente tanto en tramos enteros como en la aparición de romboedros aislados en las pastas biomicríticas.

La macrofauna es abundante, aunque poco variada, compuesta por:

*Boehmiceramus bantu*, *Selenoceramus ibericus*, *S. europaeus* y *Echinocorys vulgaris*.

La microfauna, abundantísima en las biomicritas, es muy escasa o mal conservada en los interbancos margosos; en las primeras ha sido posible identificar:

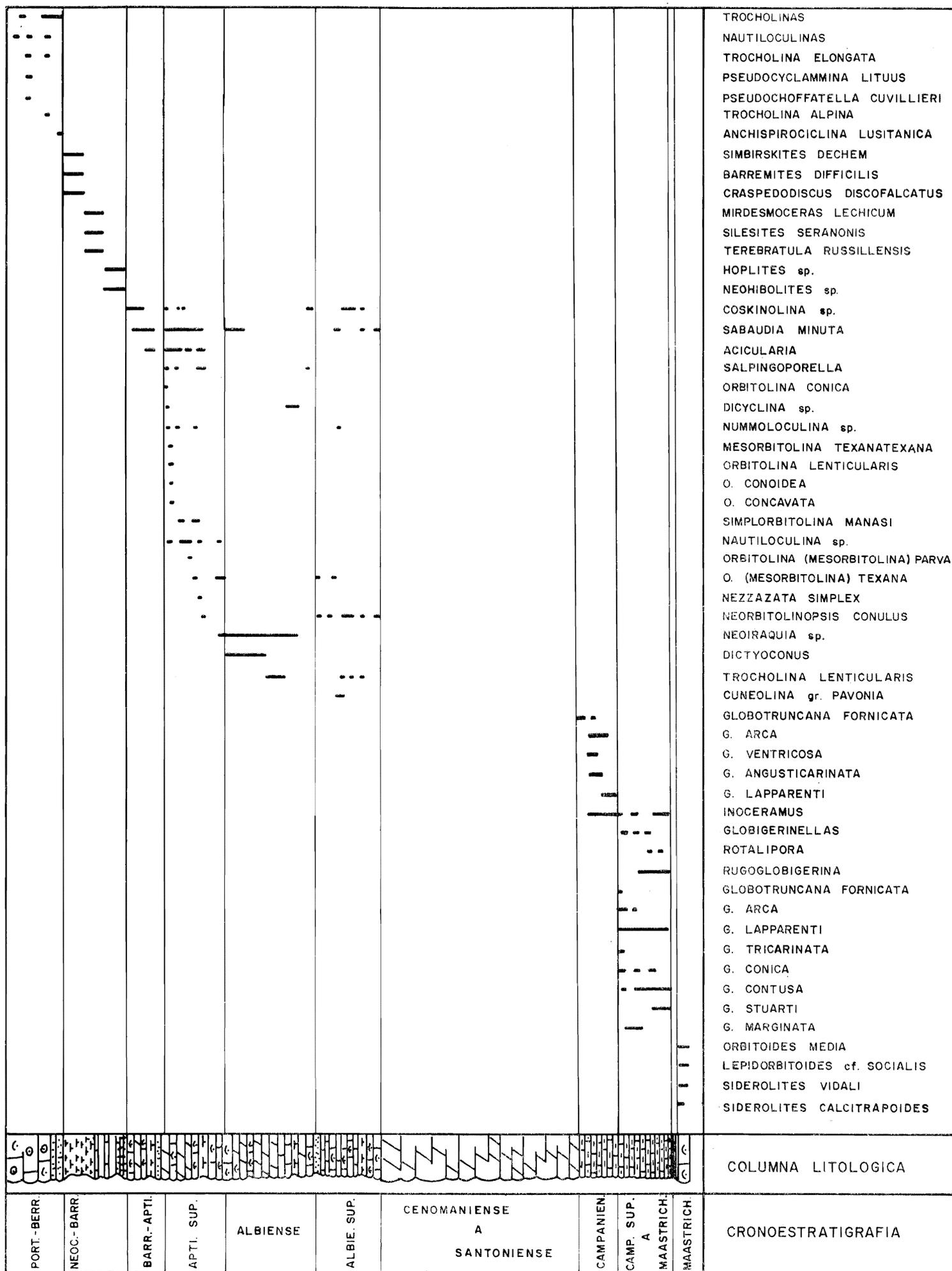
*Globo truncana arca*, *G. fornicata*, *G. tricarinata*, *G. conica*, *G. stuartiformis* y *G. lapparenti*,

que poco a poco son desplazadas por las especies típicas del Maastrichtiense, tales como: *G. contusa* y *G. stuarti*.

Estas biofacies, acompañadas por los *Radiolarios*, *Stomiosphaeras*, *Gümbelinas* y *Pithonellas* representan sin duda alguna el Campaniense Superior y el Maastrichtiense.

Es preciso recordar que sobre estas isólicas de Mariola aún existen depósitos rojos que llegan a tener un espesor máximo de 10 m. y que al igual que en la Sierra La Solana están coronados por una barra calcarenítica gruesa. Estos depósitos, exagerados en la cartografía (C<sub>26</sub>) en busca de una mayor expresividad paleogeográfica, evidencian que la regresión final («Garumniense») alcanza al dominio paleogeográfico que representa

SINTESIS BIO-LITOESTRATIGRAFICA



- TROCHOLINAS
- NAUTILOCULINAS
- TROCHOLINA ELONGATA
- PSEUDOCYCLAMMINA LITUUS
- PSEUDOCHOFFATELLA CUVILLIERI
- TROCHOLINA ALPINA
- ANCHISPIROCICLINA LUSITANICA
- SIMBIRSKITES DECHEM
- BARREMITES DIFFICILIS
- CRAPEDODISCUS DISCOFALCATUS
- MIRDESMOCERAS LECHICUM
- SILESITES SERANONIS
- TEREBRATULA RUSSILLENIS
- HOPLITES sp.
- NEOHIBOLITES sp.
- COSKINOLINA sp.
- SABAUDIA MINUTA
- ACICULARIA
- SALPINGOPORELLA
- ORBITOLINA CONICA
- DICYCLINA sp.
- NUMMOLOCULINA sp.
- MESORBITOLINA TEXANATEXANA
- ORBITOLINA LENTICULARIS
- O. CONOIDEA
- O. CONCAVATA
- SIMPLORBITOLINA MANASI
- NAUTILOCULINA sp.
- ORBITOLINA (MESORBITOLINA) PARVA
- O. (MESORBITOLINA) TEXANA
- NEZZAZATA SIMPLEX
- NEORBITOLINOPSIS CONULUS
- NEOIRAQUIA sp.
- DICTYOCONUS
- TROCHOLINA LENTICULARIS
- CUNEOLINA gr. PAVONIA
- GLOBOTRUNCANA FORNICATA
- G. ARCA
- G. VENTRICOSA
- G. ANGUSTICARINATA
- G. LAPPARENTI
- INOCERAMUS
- GLOBIGERINELLAS
- ROTALIPORA
- RUGOGLOBIGERINA
- GLOBOTRUNCANA FORNICATA
- G. ARCA
- G. LAPPARENTI
- G. TRICARINATA
- G. CONICA
- G. CONTUSA
- G. STUARTI
- G. MARGINATA
- ORBITOIDES MEDIA
- LEPIDORBITOIDES cf. SOCIALIS
- SIDEROLITES VIDALI
- SIDEROLITES CALCITRAPOIDES

COLUMNA LITOLOGICA

CRONOESTRATIGRAFIA

PORT.-BERR.  
NEOC.-BARR.  
BARR.-APTI.  
APTI. SUP.  
ALBIENSE  
ALBIE. SUP.  
CENOMANIENSE  
A  
SANTIENSE  
CAMPANIEN.  
CAMP. SUP.  
A  
MAASTRICH.  
MAASTRICH.

Sierra Mariola, que llega más tardíamente y que las isópicas de Mariola son las últimas en dirección S., donde existen depósitos en facies garumniense, pues los afloramientos de la Font-Rocha presentan una serie continua y marina desde el Coniaciense al Luteciense.

#### 2.1.4.2.3 *La Font-Rocha y el Senoniense pelágico (C<sub>23-26</sub>)*

En el ángulo SE. de la Hoja, en las cercanías del parador de la Font-Rocha, aflora en posición vertical una espesa serie que abarca del Senoniense al Eoceno. Los afloramientos parecen tener una continuidad con los existentes en el Salto de Alcoy. Esta unidad, escasamente representada en la Hoja de Onteniente, alcanza un mayor desarrollo en las de Alcoy y Castalla, siendo en ellas donde debe ser posible interpretar correctamente su posición tectónica.

A priori, prescindiendo de la aloctonía que parecen indicar las láminas de Keuper que existen al norte y sur del crestón Alcoy-Castalla, es posible atribuir estos afloramientos a los restos del flanco S. del sinclinal Biar-El Troncal-Barranco del Sil, lo que indicaría una continuidad paleogeográfica con la Sierra Mariola.

El Senoniense visible está representado por una masa calcárea (biomicritas ligeramente dolomitizadas y más o menos arcillosas) en todo idéntica a las descritas para la Sierra Mariola, es decir, con términos más compactos en la base y mayor proporción de interbankos margosos y aspecto noduloso en el techo. Su espesor es imposible determinarlo, y sólo como aproximación se puede hablar de más-menos 250 m.

La serie muestreada muy someramente en la sección del Alto de las Llacunas presenta una biofacies pelágica, en la que, como muestra la lámina adjunta, es posible reconocer todo el Senoniense.

Resolver el problema tectónico que implica este crestón es de suma importancia paleogeográfica, pues sobre el Maastrichtiense ya no existen facies garumnienses y sí una espesa serie (140 m.) en la que se reconoce el Paleoceno marino. Por tanto, si la isópica de la Font-Rocha no ha sufrido una importante traslación tectónica en dirección N., es posible trazar la línea de articulación de la plataforma prebética paralelamente al eje del sinclinal de Biar-El Troncal-Barranco del Sil.

## 2.2 Terciario

La serie paleógena y neógena, que puede alcanzar cifras de espesor superiores a los 1.500 m., va a aportar un cúmulo de datos tectónicos y paleogeográficos que corroborarán la gran inestabilidad del fondo marino, desde la regresión fini-cretácica, y cuán difícil es trazar una línea que separe los dominios interno y externo del país Prebético, pues si ya desde el Meso-

zóico lo que en una edad aparece cubierto por facies típicas del Prebético externo, en la siguiente o siguientes puede llamarse interno. Durante el Terciario, la movilidad de la cuenca llega al límite y la superposición de isólicas diferentes es norma general.

## 2.2.1 PALEOGENO

Desde los depósitos que han sido incluidos en la descripción de las facies garumnienses (Sierra Grossa-Gorda) hasta el Oligoceno continental, la serie del Paleógeno puede alcanzar un espesor evaluable en 500 m.

### 2.2.1.1 El Paleoceno de la Font-Rocha

En serie continua con el Maastrichtiense, y sin que sea posible apreciar discontinuidad alguna, los materiales paleocenos han podido separarse cartográficamente en tres tramos en el crestón de la Font-Rocha y en uno solo en el floramiento del Salto de Alcoy ( $T_{11-13}^A$ ). Este último representa quizá la totalidad de la serie, muy laminada por tectónica.

#### 2.2.1.1.1 Daniense ( $T_{11}^A$ )

Comprende un tramo inicial eminentemente margoso, de 50 m., y otro calcáreo, arcilloso-margoso, de 10 m., que marca el paso al Paleoceno Medio.

El paquete inicial está compuesto por una fina alternancia de margas amarillentas y biomicritas margosas con aspecto noduloso.

La microfauna pelágica es abundante y se corresponde con la zona de *Globigerina daubjergensis*:

*Globigerina daubjergensis*, *G. trilocolinoides*, *Globorotalia trinidadensis*, *G. compressa* y *G. pseudobulloides*.

Los 10 m. finales son una alternancia de margas grises y calcarenitas bioclásticas con cemento de micrita o esparita. Corresponden a la zona de *Globorotalia uncinata*:

*Globorotalia uncinata*, *G. angulata*, *G. pseudobulloides*, *Algas coralináceas* y restos de *Equinodermos*.

#### 2.2.1.1.2 Monticense-Tanethiense ( $T_{12-13}^A$ )

Espesor aproximado, 65 m. Corresponde con un crestón duro que resalta entre las margas basales del Daniense y las arcillas y arenas del Tanethiense Superior.

Son finas calcarenitas bioclásticas con cemento finamente esparítico,

biomicritas grises, margas y biomicritas margosas nodulosas. Son característicos de este tramo los grandes sílex estratificados y las manchas y nódulos piritosos.

Bioestratigráficamente comprende las zonas de *Globorotalia angulata* y *G. pseudomenardii*:

*Globigerina trilocolinoides*, *G. linaperta*, *G. primitiva*, *Globorotalia angulata*, *G. pseudobulloides*, *G. pseudomenardii*, *G. laevigata*, *G. aegua*, *G. mckannai*,

y abundantes *Algas*, *Briozoos*, *Discórbidos*, *Lagénidos* y restos de *Equinodermos*.

### 2.2.1.1.3 *Tanethiense* (T<sub>13</sub><sup>A</sup>)

Comprende unos 35 m. de serie eminentemente blanda, que ocasiona una vallonada al pie del escarpe eoceno.

Constituido por finas pasadas detríticas de tonos salmón, biomicritas arcillosas, margas y arcillitas finamente siltosas de color verde, más abundantes en los últimos metros.

Corresponde el nivel con la zona de *Globorotalia velascoensis*, zona aún no definida claramente como perteneciente al Paleoceno o Eoceno (París, 1968). Siguiendo a los micropaleontólogos «planctonistas», utilizamos la zona biológica como techo del Paleoceno.

Las asociaciones encontradas son del tipo:

*Globorotalia velascoensis*, *G. cf. pseudomenardii*, *G. aegua*, *Globigerina linaperta*, *Operculina* sp., *Discocyclina* sp.

y numerosos bentónicos muy pequeños y mal conservados.

### 2.2.1.2 *Eoceno* (T<sub>21</sub><sup>Aa-Ab</sup>)

Al igual que el Paleoceno marino, aflora tan sólo en la unidad de la Font-Rocha (sección del Alto de Las Llacunas).

Corresponde morfológicamente con un crestón fácilmente diferenciable de las series blandas que lo limitan.

El espesor total visible puede llegar a los 100 m., que pueden subdividirse en dos conjuntos litológicos diferentes: calizas y dolomías.

El paquete calcáreo inicial comprende unos 30 m., constituidos por una barra prácticamente masiva de calcarenitas fuertemente bioclásticas a calizas pararrecifales. Los 70 m. finales son de biomicritas fuertemente dolomitizadas, que presentan gran cantidad de moldes de organismo; representan una baja morfología y la estratificación es bien patente.

Las asociaciones faunísticas revelan que dentro de la primera barra está incluido el llerdiense s.s. y que progresivamente se pasa a un Eoceno que regionalmente ha sido datado como Luteciense.

La microfauna presente es en síntesis la siguiente:

*Alveolina* cf. *ellipsoidalis*, *A.* cf. *globula*, *A.* cf. *lepidula* y *Nummulites* cf. *aturicus*.

Los grupos *ellipsoidalis* y *globosa* abarcan desde el llerdiense inferior al Medio y Superior.

Las litofacies dolomíticas sólo dejan determinar una fauna no específica y es, por tanto, la correlación regional la que dataría el Luteciense.

Todo el paquete presenta, además, gran abundancia de: *Operculinas*, *Nummulites*, *Discocyclusas*, *Algas* y restos de *Molusco* y *Equinodermo*.

### 2.2.1.3 Oligoceno (T<sub>3</sub><sup>A</sup>)

Marcando una fuerte discordancia erosiva, los depósitos oligocénicos existentes son de génesis continental.

Los afloramientos existentes en el flanco N. de La Solana presentan una facies clásica del Prebético externo: conglomerados y arcillas salmón con cantos de cuarcita. El afloramiento del Salto de Alcoy presenta una facies distinta, pues los lentejones de conglomerado son casi exclusivamente de cantos eocenos y llegan a tamaños de bloque.

Esta diferenciación puede corresponder tanto a una causa paleogeográfica propia del Oligoceno (proximidad por el SE. de Oligoceno marino), como a las áreas de deposición del Eoceno, limitado a este sector y roca madre de los cantos. Es indudable que estos gruesos bloques no han viajado mucho y que, por otro lado, la influencia de las áreas mesetéricas (cantos posiblemente heredados de las facies weald) ya no ha podido dejar su impronta en función de la lejanía y del nuevo ambiente muy próximo al surco bético.

El espesor de esta formación detrítica, que corresponde siempre a zonas deprimidas, teñidas intensamente de coloraciones rojo a salmón, es muy difícil de evaluar y posiblemente esté ligado a cambios brutales.

Es preciso aclarar que las facies de conglomerados con cantos eocénicos y lentejones de margas salmón son difíciles de situar en cuanto a su origen, pues la matriz que engloba los cantos es generalmente una arenisca a microconglomerado con cemento calcáreo, repleta de fauna destrozada. Estos hechos no descartan, pues, la posibilidad de que la facies corresponda a un depósito muy litoral no libre de influencias lacustres a continentales.

## 2.2.2 NEOGENO

La sedimentación neógena plantea interesantes problemas, tanto estratigráficos como de distribución de facies, derivados ambos de dos causas fundamentales: las discordancias internas y el diapirismo. En efecto, la migración en el tiempo de las discordancias, las resedimentaciones en los depósitos transgresivos que las señalan y la invasión del mar miocénico por el Keuper diapírico que acaba de perforar la cobertera mesozoica, provocando la llegada a los sinclinales periféricos (rim syncline) de elementos y facies completamente extrañas al ambiente nerítico deposicional, hacen que el estudio del Mioceno sea difícil y deba realizarse con extremo detalle y cuidado.

### 2.2.2.1 La caliza de Algas y Amphisteginas ( $T_1^{Ba}$ )

Constituye indudablemente la base de los depósitos miocénicos, y su posición, con respecto a los paleorrelieves mesozoicos, es la de una suave discordancia angular y erosiva.

La litofacies típica corresponde a una barra muy blanca y con aspecto masivo de 10-20 m. de potencia, constituida por calcarenitas fuertemente bioclásticas y calizas pararrecifales.

Salvo algunos aislados cantos, frecuentes en la base, no presenta nunca elementos detríticos, en especial los cuarzos bipiramidales, tan frecuentes en las litofacies calcáreas del Mioceno Medio y Superior.

Contiene abundantísimas *Algas* (*Melobesias*, *Lithothamnium*), *Amphisteginas*, *Briozoarios*, *Coralarios* y restos de *Moluscos* y *Equinodermos*.

Sistemáticamente, esta caliza ha sido atribuida, sin una base cierta, al Aquitaniense. Es preciso aclarar que no se ha encontrado en ella microfauna característica y que, por su posición estratigráfica, sólo se puede datar como Infralanghiense; especificando además que, tanto por su facies (en ocasiones pararrecifal) como por ser el depósito de la transgresión inicial neógena, una migración en el tiempo, acorde con la transgresión, no es de descartar.

Esta base carbonatada es sobrepasada por los depósitos margosos, testigos del continuo impulso transgresivo que caracteriza al Neógeno. Esta transgresión continua dificulta las hipótesis paleogeográficas e impide asegurar que el límite del mar infralanghiense se encontraba más al S. de La Solana, ya que dicha litofacies no aflora al N. y NO. de la Sierra Mariola.

### 2.2.2.2 Langhiense o «tap 1» ( $T_{11}^{Bb}$ )

Su cartografía está limitada al flanco S. de Mariola, donde ha sido preservado de la discordancia del Serravallense; en función del carácter trans-

gresivo de los depósitos que lo recubren, este «tap 1» alcanza, según las transversales, al Langhiense Medio o Superior.

Su espesor es realmente incalculable, si bien es de sospechar que sobrepase los 300 m. Constituye una serie monótona de margas blancas poco siltosas y mucho menos compactas que las del «tap» serravaliense.

La microfauna planctónica es muy abundante, compuesta por:

*Praeorbulina glomerosa curva*, *P. glomerosa circularis*, *Globoquadrina langhiana*, *G. dehiscens*, *Globigerinoides trilobus*, *G. quadrilobatus*, *G. bispheericus*, *Globigerina bolli*, *Globorotalia praemenardii* cf. *archeomenardii*, *G. sciuta* y *G. siakanensis*.

Esta asociación y su posición con respecto a las formas encontradas en los depósitos siguientes lo identifican con las zonas de *Globigerina bolli* y *Praeorbulina*, zonas 8-9 de Blow, que corresponden al antiguo Burdigaliense Superior, hoy Langhiense Inferior.

### 2.2.2.3 La transgresión del Serravaliense (T<sub>11-12</sub><sup>Bb</sup>)

Sin que sea posible apreciar un cierto carácter regresivo en las margas langhienses, éstas son bruscamente rotas por los depósitos fuertemente detríticos, testigo de la ola transgresiva que invade la cuenca.

Las facies detríticas se ven afectadas por cambios brutales de espesor y composición, pasando desde ser una barra apenas perceptible de 6-10 m. (sector E. de Mariola) hasta constituir un grueso paquete de más de 70 m.

Su composición varía desde las areniscas finas con delgadas intercalaciones de margas siltosas y calcarenitas bioclásticas a los gruesos paquetes de conglomerados en bancos de hasta 10 m. y numerosas y espesas (4-6 m.) intercalaciones de margas.

El carácter transgresivo es brutal, pues en el flanco S. de Mariola llega a cobijar al «tap» langhiense y apoyarse directamente sobre las calizas del Maastrichtiense.

Las intercalaciones margosas han sido muestreadas intensamente y en distintas transversales y áreas del mapa. El estudio de la microfauna revela la existencia de numerosos bentónicos y resedimentaciones del Cretácico, así como una serie de planctónicos que sitúan estos depósitos en épocas distintas según las zonas.

De S. a N., el estudio estratigráfico ha sido realizado en: Sinclinal del Troncal-Barranco del Sil, Sinclinal de Onteniente (Canals) y Sinclinal de Cañoles (Canals).

En el primero se han realizado dos cortes estratigráficos: uno, en la carretera Bocairente-Alcoy, y otro, en la de Bañeres-Onil.

El primer itinerario muestra una edad Langhiense Inferior para todo el



«tap 1» y Langhiense Superior-Serravallense Inferior para los depósitos detríticos y parte de las margas del «tap 2» que lo recubren.

El segundo itinerario muestra que los depósitos detríticos transgresivos son ya Serravallense Inferior. En efecto, mientras el primer corte presenta la persistencia de *Praeorbulina*, en el segundo ya no existe.

Las asociaciones respectivas de uno y otro son:

*Praeorbulina glomerosa circularis*, *P. glomerosa curva*, *Globigerinoides trilobus*, *G. bisphericus*, *Orbulina suturalis*, *Globigerina bolli*, *G. praebulloidis* y *Globorotalia cf. miozoa*,

que lo situarían en las zonas de *Praeorbulina* y *Orbulina suturalis*, zonas 8 a 10 de BLOW.

El segundo muestra:

*Globorotalia cf. praemenardii*, *G. mayeri*, *Orbulina universa*, *O. suturalis*, *Globigerinoides trilobus* y *G. bisphericus*,

que correspondería a la parte inferior de la zona de *Globorotalia mayeri*, según CITA y PREMOLI SILVA (1968), es decir, aproximadamente la zona 10-11 de BLOW.

En el Sinclinal de Onteniente, muy cerca del borde N. de la Hoja, a 2 km. aproximadamente, el corte estratigráfico del Puente de Ayelo (río Clariano) enseña que la base detrítica del «tap 2» es de edad Serravallense:

*Globorotalia praemenardii*, *G. linguaensis*, *G. «ex-grege» foshi*, *Orbulina universa* y *O. suturalis*.

Más al N., en el Sinclinal del Cañoles, corte del Barranco de la Hoz de Mogente, esta misma base detrítica es ya Tortoniense, como lo atestigua la aparición de *Globorotalia acostaensis*.

Estos hechos indican claramente que las barras detríticas que separan los dos paquetes margosos del «tap» corresponden a los depósitos de una transgresión importante que emigra en el tiempo, siendo progresivamente más joven en dirección N.-NO. y O.

Se ha de resaltar también que, en los afloramientos del Sur, Sinclinal del Troncal-Barranco del Sil, existe una gran profusión de jacintos de Compostela en estos episodios detríticos; al N. de Mariola, estos cuarzós bipi-ramidales ya no existen.

#### 2.2.2.4 Serravallense-Tortoniense o «tap 2» ( $T_{12-11}^{Bb-Bc}$ ) y ( $T_{11}^{Bc}$ )

La heterocronía de los depósitos detríticos que separan los dos «tap» supone que, a uno y otro lado de Sierra Grossa-Gorda, las potentes series margosas sean de diferente cronología.

Ninguna diferencia litoestratigráfica puede establecerse entre los monótonos paquetes margosos que colmatan las áreas sinclinales del Cañoles, de Onteniente y del Troncal. Medir en superficie el espesor del «tap» es realmente imposible, debido a la ausencia de buzamientos, cortes continuos y porque el relleno, en discordancia progresiva, nos daría una imagen falsa, bastante por defecto de la real.

Estas margas, transgresivas sobre sí mismas y sobre las litofacies detríticas, aparecen amarillas en superficie y azules a negras en sondeo.

El espesor total supera los 1.000 m., pues en el eje del Sinclinal de Onteniente un sondeo alcanzó los 1.350 m., sin llegar a la base de la formación.

Las secciones de campo reseñadas anteriormente muestran que, en el Sinclinal del Cañoles, el Tortoniense se extiende hasta los depósitos de la segunda discordancia (Montesa-Alcudia). Efectivamente, el ascenso en la serie margosa muestra cada vez más claramente la microfauna del Mioceno Superior:

*Globorotalia plesiotumida*, *G. merotumida*, *G. gavalae* y *G. lupeae*, acompañados de numerosos bentónicos especialmente presentes hacia el techo de la formación.

El corte del río Clariano (Hoja de Canals) muestra la persistencia de especies del Mioceno Medio en los grandes interbancos margosos que separan las areniscas basales. Como en esta ocasión las areniscas de base casi no existen, la cartografía representa al menos 40 m. de margas que corresponden posiblemente a la zona de *Globorotalia linguaensis* y *G. mayeri*, en conjunto con las margas del Tortoniense, que se extienden hasta la segunda discordancia cartografiada.

En efecto, en la zona del klippe sinsedimentario del Cabezo Tiriran, bajo la segunda discordancia miocena, el Tortoniense aparece ya claramente identificado, con:

*Globorotalia gavalae*, *G. lupeae*, *G. acostaensis*, *G. plesiotumida*, *G. nepthes*, *G. bulloides* y *Hastigerina pelágica*.

En las secciones del Sinclinal del Troncal-Barranco del Sil, los últimos metros, antes de la segunda discordancia, muestran que, sobre la magnífica microfauna del Serravallense, aparecen ya formas del Mioceno Superior.

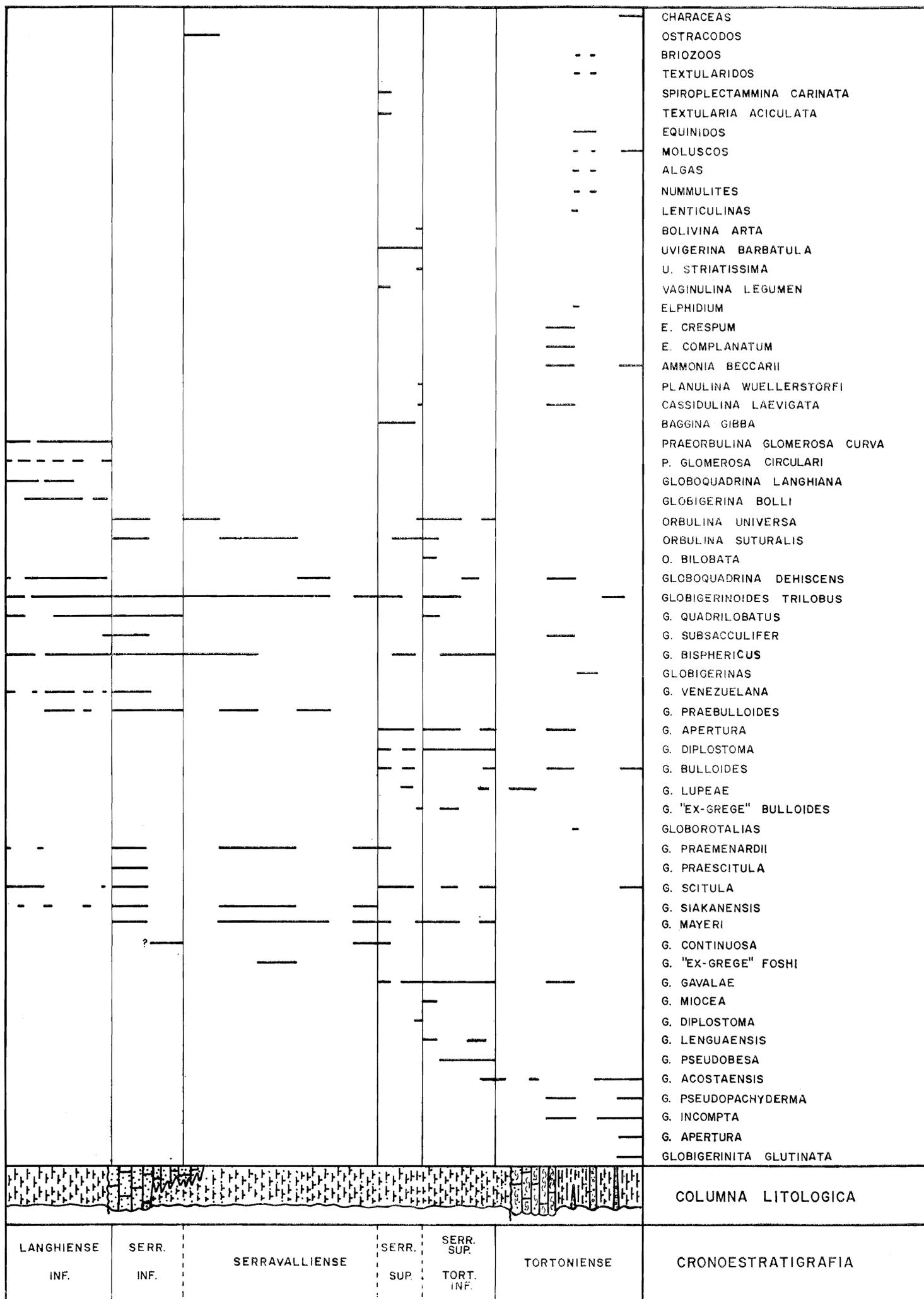
Es decir, sobre asociaciones del tipo:

*Globorotalia praemenardii*, *G. mayeri*, *Orbulina universa* y *O. suturalis*, equivalentes a las zonas 10-11 de BLOW, se observan otras tales como:

*Globorotalia linguaensis*, *G. mayeri*, *Orbulina bilobata*, *O. universa*, *Globorotalia continua-acostaensis* y *G. gavalae*,

# FLANCO SUR DE MARIOLA

## SINTESIS BIO-LITOESTRATIGRAFICA



que equivaldrían a las zonas de *Mayeri* y *Lenguaensis* de CITA y PREMOLI SILVA (1967), es decir Serravaliense Superior-Tortoniense Inferior.

Por último, en los 10 m. finales aparecen:

*Globorotalia acostaensis*, *G. menardii*, *G. lupeae*, *Ammonia beccarii*, *Elphidium crispum*.

y numerosos bentónicos que anuncian la segunda discordancia miocena.

En resumen, en el área del río Cañoles, el «tap» es enteramente Tortoniense; en el Sinclinal de Onteniente y Bocairente-Agres es un 50 por 100 Tortoniense, y en el Sinclinal del Troncal-Barranco del Sil, el Tortoniense puede estar representado en los últimos metros, digamos en un 10-5 por 100.

Estos hechos han decidido adoptar una postura prudente, señalando un «tap» Tortoniense ( $T_{11}^{Bc}$ ), uno Serravaliense-Tortoniense ( $T_{12-11}^{Bb-Bc}$ ) y unas areniscas basales que emigran desde el Langhiense Superior-Serravaliense hasta el Serravaliense Superior, areniscas que, en la Hoja de Canals, llegan hasta el Tortoniense.

#### 2.2.2.5 Los «klippes» sinsedimentarios y depósitos afines ( $Tc_{g11}^{Bc}$ )

La subida diapírica del anticlinal Sierra Grossa-Gorda delimita la creación de surcos de circunvalación en todo semejantes a los sinclinales periféricos («rim syncline») de las clásicas estructuras diapíricas.

El diapirismo, que ya ha roto la cobertera mesozoica, irrumpe en el mar del Tortoniense e invade éste de una serie de depósitos clásicamente típicos: retazos de la cobertera («cap rock») que originarán los «klippes» sinsedimentarios, coladas completas de arcilla y yesos del Keuper, unas veces solas y otras como suela de deslizamiento de los «klippes» cretácicos y, por último, lentejones de conglomerados que marcan posiblemente instantes de impulsos diapíricos a la llegada del «cap rock» a la superficie del mar.

La cartografía representa estos tres tipos de depósitos interestratificados en las margas tortonienses, habiendo señalado los dos primeros con notaciones propias y los conglomerados con una notación miocena, aunque en realidad son los tres depósitos del mar mioceno.

Los lentejones detríticos están constituidos por conglomerados gruesos y microconglomerados formados por cantos cretácicos y enormes trozos de Keuper. La característica fundamental es la abundancia de cuarzos bipiramidales, microfauna cretácica y la escasa continuidad lateral que presenta.

#### 2.2.2.6 La discordancia intratortoniense

Sobre las margas del «tap 2», una nueva discordancia viene marcada por los depósitos transgresivos que afloran en los ejes sinclinales: zonas del Cabezo Tiriran, Bocairente y río Polop.

La transgresión marcada por estos depósitos groseros es bien patente, pues llegan prácticamente a apoyarse sobre los relieves mesozoicos.

La cartografía geológica distingue dos tramos con características bien distintas y constantes que a continuación describimos.

#### 2.2.2.6.1 *Las calcirruditas* (Tc<sub>11</sub><sup>Bc</sup>)

Constituyen una barra de 5 a 20 m. de espesor que origina frecuentemente relieves tabulares en mesa sobre las margas tortonienses. En ella se aprecia el rápido aumento de potencia al separarse del Paleorrelieve mesozoico y en dirección SE. (Alcoy).

Litoestratigráficamente es una barra aparentemente masiva, constituida por una calcirrudita bioclástica, gruesa, que puede albergar grandes cantos. En ocasiones, como en la Hoja de Alcoy, se presenta bajo auténticas facies molásicas, areniscas blancas muy finas.

Característica fundamental es la presencia de numerosos cuarzos bipiramidales, restos de conchas y dientes de peces.

Los pequeños interbankos margosos que presenta han sido muestreados intensamente; el estudio microfaunístico arroja una gran abundancia de bentónicos, formas resedimentadas y planctónicos, tales como:

*Orbulina universa*, *Globigerina bulloides*, *Globorotalia acostaensis*, *G. pleiotumida*, *G. pseudomiocenica* y *Hastigerina pelagica*.

El carácter litoral del depósito es constante y, al igual que en la primera discordancia miocena, la transgresión parece realizarse sin la existencia de indicios regresivos en el techo del «tap 2».

#### 2.2.2.6.2 *La serie salobre a continental* (Ts<sub>11</sub><sup>Bc</sup>)

Sobre las calcirruditas anteriores, llegando a alcanzar más de 30 m., existen depósitos con génesis difícil de atribuir en conjunto, pues los tramos arcillosos rojos, detríticos y margosos se suceden en la serie; tan sólo en el techo aparecen margas verdes muy siltosas que aún siguen conteniendo débiles pasadas conglomeráticas.

Es preciso indicar que en la Hoja de Canals, sobre las calcirruditas, se puede observar un claro episodio lacustre, de naturaleza calcárea, que aquí no existe.

Los levigados realizados han librado, junto a numerosos bentónicos, rese dimentaciones, fragmentos de Moluscos y Charáceas, una fauna planctónica escasa y pequeña; como formas nuevas tenemos:

*Globorotalia apertura*, *G. cf. humerosa* y *Globigerinita glutinata*, acompañadas de numerosas ya existentes desde la base del «tap 2».

Estos materiales, que constituyen los últimos depósitos miocenos, son difíciles de asimilar a un medio marino en su totalidad y quizá estén relacionados con los conocidos niveles de lignito de Alcoy.

### 2.2.2.7 Los últimos depósitos del «rim syncline» (T<sub>11-2</sub><sup>Bc-B</sup>)

En la periferia del Trías extrusivo de Sierra Grossa-Gorda y de numerosos diapiros de la región, bien sobre el propio Keuper o localizados en un cinturón envolvente, existen depósitos de arcillas rojas, conglomerados y débiles intercalaciones de biomicritas azoicas.

Este tipo de materiales es realmente típico y espectacular en derredor de los diapiros existentes en todo el ámbito regional: Pinoso-Jumilla-Almansa, etc.

El espesor de estos materiales puede llegar a ser respetable y ello en la inmediata proximidad del diapiro. Numerosos sondeos atestiguan la creación de un surco o sinclinal periférico realmente desarrollado.

La edad de estos materiales es, hasta el momento, un enigma, pues es bien cierto que existen depósitos lacustres de edad miocena, y otros, al parecer, cuaternarios.

Es muy posible que la mayoría de ellos sean pliocenos, pues las características de continentalidad evidencian que el diapirismo ya no es submarino, como ocurría en el Tortoniense, siendo entonces el sinclinal periférico invadido por depósitos continentales.

Su modo de formación, subsidencia sincrónica a la ascensión del hongo salino, implica, pues, sus características fundamentales: escasa continuidad lateral, espesores enormes (más de 500 m.) y buzamientos acusados cerca de la sal.

En lo que a Onteniente se refiere, fijemos que están sobre los últimos depósitos miocenos del Cabezo Tiriran y bajo los conos de deyección del flanco N. de La Solana (Fontanares).

## 2.3 CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios, de muy diversa génesis, se encuentran ampliamente repartidos, especialmente recubriendo las depresiones ocupadas por sedimentos neógenos. Aunque la extensión superficial sea grande, los espesores no parecen ser en ningún caso superiores a los 10 m., alcanzando un máximo indudable en la bóveda hundida de Sierra Mariola.

La cartografía realizada está fundamentalmente basada en criterios morfológicos y genéticos, habiendo distinguido diversos tipos de materiales que permiten al menos realizar una estratigrafía relativa.

### 2.3.1 PLEISTOCENO

Representado indudablemente por las terrazas del Clariano, Cuaternario antiguo de Mariola y muy posiblemente por los antiguos conos de deyección de las costras de exudación. La atribución de estos últimos depósitos al Cuaternario antiguo es ciertamente problemática, y nuestro único motivo es la posible correlación con las regiones costeras de Castellón y Valencia.

#### *Cuaternario antiguo de Mariola (Q<sub>cg</sub>)*

Rellena la depresión del Barranco Mayor y de La Menora en la bóveda hundida de Sierra Mariola. Su espesor parece, en algunas zonas, pasar de los 40 m., y está constituido por una alternancia de conglomerados calizos rodados y bréchicos, empastados por un cemento en ocasiones calcáreo, en ocasiones arcilloso y arcillas con cantos de color salmón, gris y ocre.

Presenta siempre buzamientos convergentes hacia el centro de la depresión, llegando en ocasiones a los 30°.

#### *Terrazas (Q<sub>T1</sub>)*

En el río Clariano, aguas abajo de Onteniente, se distinguen claramente dos niveles de terrazas cuyas características litológicas son muy similares. Al S. de Onteniente sólo puede cartografiarse la terraza alta.

Esta terraza alta, situada a cotas entre 5 y 15 m., presenta cantos calcáreos, limos rojos y arenas, diferenciándose tan sólo de la baja, situada entre 1 y 5 m., por presentar frecuentemente una cementación eficaz y por la presencia de los limos rojos.

#### *Conos de deyección y depósitos de ladera (Q<sub>cd</sub>)*

Este término incluye materiales pertenecientes al Holoceno y Pleistoceno. En efecto, junto a gravas y arcillas rojas, frecuentemente cementadas y con una morfología que evidencia corresponden a cauces (torrentes) hoy abandonados o no existentes, hemos representado los depósitos de ladera (coluviones) y los conos actuales.

Fundamentalmente, los depósitos antiguos corresponden a materiales más gruesos y sobre todo cementados, bien por un proceso anterior o por el mismo que generó las costras calcáreas; el monogenismo y la angulosidad de las brechas son característica común para ambos depósitos.

#### *Caliches y costras calcáreas (Q<sub>k</sub>)*

Depósitos típicos concrecionados que varían desde costras a auténticas estructuras pisolíticas radiadas. Ocasionalmente ocasionan generalmente un resalte morfológico que alcanza hasta un metro de elevación sobre los terrenos circundantes.

La costra presenta su máxima frecuencia sobre las margas miocenas, pero igualmente puede observarse cementando el conjunto margas-conos antiguos. Esta circunstancia nos lleva a considerar que la variación climática, capaz de generar las costras calcáreas, fue posterior a la deposición de los abanicos antiguos.

Cuando generan ese pequeño escarpe morfológico y las condiciones topográficas son buenas, es posible apreciar cómo forman una superficie constante con descenso lento hacia el centro del valle. Esta superficie, plana e inclinada suavemente, está cortada por las cárcavas actuales.

### 2.3.2 HOLOCENO

Los depósitos del Cuaternario moderno siguen creando una morfología acusada y, en ocasiones, muy ilustrativa de los fenómenos hidrológicos ocurridos recientemente.

#### *Arcillas rojas de descalcificación (Q<sub>cu</sub>)*

Sobre los macizos calcáreos se encuentran depósitos de arcillas y limos rojos, productos típicos del proceso de karstificación, siendo posible reconocer una asociación entre los depósitos y la morfología, áreas deprimidas e irregulares con o sin drenaje superficial. Estas zonas, asimilables a poljes, no presentan nunca escarpes visibles en los bordes y están regularmente invadidas por los depósitos de rambla y ladera actuales.

## 3 TECTONICA

En el esquema tectónico a escala 1:250.000 representado en el mapa se han definido grandes unidades estructurales cuyas dimensiones caen fuera del marco geográfico de la Hoja 1:50.000.

Durante la exposición de este apartado trataremos primero de justificar la definición de estas unidades y posteriormente entraremos en los problemas particulares y estructuras locales que pueden observarse en el mapa presentado.

### 3.1 MARCO TECTONICO REGIONAL

Dentro de las Cordilleras Béticas, el territorio que nos ocupa se encuentra incluido en lo que se ha denominado Prebético externo, en razón tanto de las facies litoestratigráficas (neríticas) como del estilo estructural presente.

Dentro de este dominio es posible distinguir una amplia plataforma, afectada principalmente por grandes fallas a modo de teclas de piano y con series estratigráficas que sufren rápidos biselamientos en dirección NO.,

llegando a desaparecer sobre el antiguo antepaís. Este área, con características estructurales y paleogeográficas bien definidas, es la plataforma de Albacete.

Según sea el itinerario recorrido, siempre en dirección S. y SE., este dominio estructural pasa gradual o bruscamente a otros bien distintos, como el arco de escamas de Alcaraz o la extensa franja de los anticlinales en champiñón.

Esta última región se caracteriza por la enorme continuidad de las crestas y senos, su paralelismo acusado y por el peculiar estilo de las formas estructurales, con inversiones de los dos flancos, que llegan incluso a hacer desaparecer la típica vergencia norte. Anticlinales y sinclinales presentan una gran continuidad lateral, pues no es extraño medir en ellos longitudes de 50 y 60 km.; tales dimensiones y sus propias y peculiares características permiten considerarlos como unidades estructurales de segundo orden, pertenecientes a esa gran franja que separa la plataforma de Albacete del frente Subbético.

### 3.2 TECTOGENESIS Y ESTRUCTURAS LOCALES

Siempre siguiendo el esquema tectónico representado en el mapa, describiremos las unidades diferenciadas y trataremos de explicar su génesis y el porqué de los cortes estructurales presentados.

En la Hoja de Canals, al norte de Onteniente, se sitúa la frontera entre esas dos grandes unidades estructurales: *Plataforma de Albacete* y *Franja de los grandes Ejes*, existiendo, pues, elementos de una y otra.

En ésta, tras la flexura del Caroch y el área sinclinal del río Cañoles, la primera estructura típica de la *Franja de los grandes Ejes* se corresponde con el anticlinal diapírico Sierra Grossa-Gorda, del que tan sólo está representada una pequeña y menos expresiva parte.

#### 3.2.1 ANTICLINAL DIAPIRICO SIERRA GROSSA-GORDA

Corresponde a una larga alineación claramente visible desde Fuente la Higuera a Genovés-Beniganim y posiblemente hasta el Mediterráneo. Al O. de Fuente la Higuera aún se reconoce la línea de «klippes» sinsedimentarios que jalonan todo el área sinclinal del Cañoles; esto evidencia que la estructura, cubierta por los depósitos recientes se continúa bajo ellos.

Esta larga cresta es, en esencia, un anticlinal cuya charnela se encuentra jalonada por afloramientos dispersos del Keuper. La gran expresividad de las áreas que han actuado como zonas subsidentes sincrónicas a la halocinesis salina no deja la menor duda del carácter diapírico de estos afloramientos.

Como es lógico, la migración salina no se realizaría sólo en direcciones

perpendiculares al eje, sino también paralelamente a él, de ahí la discontinuidad de los asomos triásicos y la existencia de zonas hundidas, equivalentes a los sinclinales periféricos, sobre la misma bóveda del anticlinal y entre asomo y asomo diapírico (Hoja de Canals).

El análisis cuidadoso del tectonizado eje permite distinguir:

- la bóveda compleja,
- los flancos, y
- los dos sinclinales periféricos.

Esta separación es realmente problemática, pues en ocasiones es muy difícil desligar los accidentes de génesis diapírica de los orogénicos s. s.

La bóveda está integrada por los asomos de material diapírico, la cobertera cretácica que ha asumido el papel de «cap rock» y en la que se pueden apreciar todos los términos intermedios entre los elementos autóctonos (no despegados) y los que fueron desgajados y originaron los «klippes» sinsedimentarios. Por último, es posible apreciar las zonas equivalentes a los sinclinales periféricos, pero que mantuvieron una «cota estructural más elevada».

Muy posiblemente las áreas donde ahora aflora el Keuper sean las auténticas cicatrices que marcan la salida de los «klippes» por gravedad hacia los «bajos» sinclinales periféricos.

En la cobertera cretácica es muy llamativa la serie de contactos donde las litofacias mesozoicas parecen materialmente encima de las del Tortoniense. Estos espectaculares contactos no muestran, por otra parte, síntomas de tectonización, tectonización lógica en el caso de que estuviesen realmente despegados y cabalgados. Por otra parte, parece evidente que, si admitimos este cabalgamiento para los pequeños retazos, hemos igualmente de admitirlo para todo el flanco sur de la Sierra Grossa-Gorda. Esto sería tanto como admitir que el fenómeno diapírico es mínimo y que Sierra Grossa-Gorda sería una unidad cabalgante venida de no se sabe dónde. Estos contactos deben, pues, ser interpretados como bloques de la cobertera *movidos contra la gravedad* durante la sedimentación del mar mioceno, contactos pues mecánicos, sinsedimentarios e intratortonienses a los que la erosión diferencial actual ha imprimido su peculiar aspecto. Así, pues, entre los contactos Cretácico-Tortoniense totalmente normales y los «klippes» sinsedimentarios, podemos buscar todos los términos intermedios.

Esas áreas situadas sobre la bóveda anticlinal y ocupadas por un Tortoniense realmente tranquilo, falto de aportes detríticos o «klippes» y en ocasiones con facies lagunar (Barcheta-Hoja de Játiva), suponen posiblemente los restos de las zonas hundidas que la migración del material plástico, paralelamente a la charnela, debe lógicamente generar entre asomo y asomo diapírico.

Los flancos de este eje diapírico presentan características muy diferen-

tes. En efecto, mientras el flanco S. de enlace con el área sinclinal de Onteniente presenta una progresiva verticalización, inversión y débil cabalgamiento, el flanco N. *casi no aparece y está sumamente transformado*. Es en esta gran diferenciación donde parecen encontrarse los diferentes efectos del diapirismo y de la orogenia propiamente dicha.

Mientras el flanco S. del que forman parte los ejes secundarios de Ayelo y Ollería presenta todas las peculiaridades de los clásicos anticlinales champiñón con o sin núcleo diapírico, el flanco N. aparece pobremente y muy trastornado. Cabe, pues, preguntarse dónde está este flanco que ha de enlazar con el Sinclinal del Cañoles. Es evidente que el fenómeno diapírico ha jugado desde una época pre-tortonense y que durante él ha perforado la cobertera cretácica y hecho irrupción en el mar; por otra parte, no hay motivo alguno para pensar en una disimetría s.s. diapírica y sí en una vergencia norte general de la orogenia alpina. Parece, pues, que el movimiento diapírico es previo y que el orogénico póstumo provoca el extenso cabalgamiento del flanco sobre el Sinclinal del Cañoles y de la bóveda diapírica sobre el propio flanco.

Estos dos movimientos, diapirismo y orogenia, aislados y sincrónicos en parte, han generado la ausencia práctica del flanco por estar éste ampliamente desbordado por la bóveda y por el propio Keuper. Esta situación, que se ha tratado de representar en los cortes estructurales, parece confirmada por la presencia de los «klippes» sinsedimentarios del sinclinal periférico norte (Cañoles) en una línea ligeramente más retrasada que el propio flanco del sinclinal. En el sinclinal periférico sur (Fontaneres-Onteniente) los «klippes» aparecen normalmente, es decir, rebasando en su posición al propio flanco (Cabezo Tiriran).

### 3.2.2 AREA SINCLINAL FONTANARES-ONTENIENTE-ALBAIDA-PUEBLA DEL DUC

Como los dos anteriores, corresponde a una estrecha y larga unidad con valor sinclinal que sirve de enlace entre los trenes anticlinales de Sierra Grossa-Gorda y La Solana-Benicadell.

De ella, es preciso indicar dos hechos:

- Ha actuado al igual que el Cañoles como sinclinal periférico del diapirismo Sierra Grossa-Gorda. Se encuentran grandes «klippes» sinsedimentarios y extensos depósitos plio-cuaternarios de génesis diapírica (Cabezo Tiriran) y depósitos continentales de Fontaneres-Fuente la Higuera-Caudete).
- La profundidad del sinclinal, comprobada por el sondeo hidrológico de Onteniente (1.350 m.), que no salió del «tap», lo reducido de su anchura y las geometrías de los flancos anticlinales que la limitan,

evidencian una clarísima forma sinclinal en «bolsa de tabaco». Imagen simétrica, pero inversa, de los grandes ejes anticlinales en champiñón y que caracteriza a los sinclinales prebéticos.

### 3.2.3 TREN ANTICLINAL DE LA SOLANA-BENICADELL

Como la unidad anterior, corresponde a una larga alineación que, partiendo al menos de Villena, llega hasta Gandía.

El sector que nos ocupa corresponde a un anticlinal con dos culminaciones que dibujan una amplia bóveda. El estilo es típico de los pliegues en champiñón, con bóvedas amplias y planas, y flancos progresivamente verticalizados, hasta llegar a la inversión y el cabalgamiento.

En suma, este estilo llega a veces a borrar la vergencia norte, pues los cabalgamientos son espectaculares en los dos flancos. Esta imagen, que ha sido representada en los cortes estructurales, no es siempre visible en superficie, en función del grado de erosión a que está sometido el flanco. Tal vuelco en los dos flancos sólo puede ser explicado por un núcleo diapírico, génesis concreta de muchas bóvedas en champiñón del país prebético.

Este caso no es visible en La Solana-Benicadell, bien por no ser realmente un anticlinal con núcleo diapírico o porque el grado de desmantelamiento no nos permite ver la geometría del flanco sur. En él, sólo es fácilmente apreciable la vergencia norte general, que, como en el caso de Sierra Grossa, puede ser más tardía, sin duda correspondiente a la fase de más violenta estructuración del país.

Esta vergencia norte no es muy espectacular en las litofacies rígidas mesozoicas, pero provoca espectaculares disarmonías en los sedimentos terciarios en contacto con ellas, tal es el caso de los pliegues de Capellanes y del Oligoceno de Agullent.

### 3.2.4 AREA SINCLINAL VILLENA-BOCAIRENTE-AGRES

Es otra extensa estructura sinclinal con un pliegue en el eje, precisamente donde la anchura del sinclinal es mayor. Este repliegue anticlinal, dorsal de Cañada, muestra más al O. el típico estilo encofrado con rápida verticalización del flanco.

La dorsal de Cañada se hunde progresivamente en dirección NE. y, tras haber sido tocada por un sondeo hidrogeológico en el Salse, debe amortiguarse precisamente con el estrechamiento del sinclinal, que coincide, pues, con su mayor profundidad.

El estilo estructural del flanco norte de Mariola y los cambios de facies observados a nivel cretácico evidencian que el cabalgamiento debe ser más

acusado de lo que «a priori» podría pensarse, de tal forma que gran parte del sinclinal debe estar cobijado.

### 3.2.5 EL ANTICLINAL DE MARIOLA

Se corresponde con una larga estructura que dibuja un periclinal en Biar (Castalla) y se interrumpe bruscamente por una fractura N.-S. de más de 2.000 m. de salto en Cocentaina-Muro de Alcoy.

A primera vista, la característica más acusada de este anticlinal es la densa fracturación que lo afecta. Esta red de fracturas responde a dos hechos: uno, el espesamiento del substrátum neocomiense, eminentemente plástico; otro, el cabalgamiento del flanco norte sobre el Sinclinal de Villena-Bocairente.

La amplia estructura presenta una clara bóveda hundida, colmatada de sedimentos tortonienses discordantes sobre los términos mesozoicos o la caliza de algas del Mioceno Inferior. Esta depresión independiza claramente los flancos y parte de la bóveda no hundida, ya que el abatimiento no es completamente axial.

El flanco septentrional está siempre en contacto tectónico con las formaciones terciarias del sinclinal de Villena-Bocairente. Entre este frente cabalgante y la zona hundida es posible apreciar una larga banda de estructura compleja, rota en numerosos compartimientos por fallas SO.-NE. La fractura más importante delimita a su vez dos largas tiras estructurales: una externa, a nivel Cretácico Superior, y otra interna, donde aflora el Cretácico Inferior.

La zona externa, caracterizada por las fallas inversas, largas y sinuosas, constituye el flanco norte s.s. de la estructura. La interna, que alcanza su culminación estructural en el núcleo extrusivo de la Peña Blanca, muestra la distensión de enlace con la zona axial hundida.

La bóveda hundida está limitada al N. por una gran falla normal de 500 m. de salto y meridionalmente por una falla que indudablemente juega en inversa. Esta fractura, representada en la cartografía como normal, presenta en ocasiones un plano subvertical y con buzamiento sur; de ahí, su posible juego en inversa. Si es así, mostraría que el Tortoniense penetró en una zona ya hundida y que posteriores movimientos acentuaron el salto de la fractura e incluso pudieron invertir el sentido de las mismas.

La zona de bóveda no hundida presenta una fracturación intensa, reflejando así la disarmonía sobre los 400 m. de margas neocomienses. En corroboración de los movimientos post-tortonienses con inversión de las fallas, aparece muy próximo al flanco sur el sinclinal tumbado y cabalgado del Plá Giner. Este sinclinal es realmente difícil de explicar, si no es con el concurso de dos momentos diastróficos importantes.

El flanco sur es típico, con verticalización rápida más acentuada aún en dirección E. (Alcoy).

### 3.2.6 SINCLINAL DEL TRONCAL-BARRANCO DEL SIL Y LA FONT-ROCHA

Este sinclinal, dibujado perfectamente a nivel de las calcirruditas del Tortonense, presenta un posible flanco sur en los afloramientos de la Font-Rocha y Salto de Alcoy. Si tal hecho es cierto, se cerraría rápidamente en dirección E. El problemático flanco se encuentra ampliamente desbordado por un frente general de cabalgamiento que no llega a asomar en el mapa, pero que puede seguirse durante más de 60 km. a lo largo de las Hojas de Castalla y Alcoy.

### 3.3 TECTOGENESIS Y CONCLUSIONES

Con las observaciones realizadas durante la confección de las Hojas geológicas de Canals y Onteniente, es posible elaborar una simple síntesis de la tectogénesis o historia tectónica de lo que hemos venido a llamar *Franja de los grandes ejes champiñón*.

Como hemos visto, el problema fundamental radica en los flancos N.; el estilo de éstos, con sus bruscas flexuraciones y los compartimientos axiales hundidos, no encaja con una tectónica de escamas. No obstante, una tectónica tangencial es muy visible en dichos flancos septentrionales: laminaciones y fallas inversas evidencian una transformación de las rodillas en pliegues-falla con flechas horizontales que pueden pasar de 1,5 km.

Es a la vez visible que el flanco S. de las estructuras está también afectado por una rápida flexuración y que en algunos casos llega a cabalgar al sinclinal de enlace (Sierra Grossa-Gorda). Esta tectónica S. cuadra muy mal con la vergencia general bética y demuestra la existencia de otro tipo de empuje afectando a los pliegues prebéticos: el diapirismo.

La asimetría de la extrusión diapírica de Sierra Grossa-Gorda, con los sucesivos cabalgamientos de flanco y bóveda sobre el sinclinal del Cañoles en una época final (cabalgan a las calcirruditas del Tortonense), evidencian que la tectónica tangencial es posterior a una estructuración previa del país. El sinclinal tumbado del Plá Giner, prácticamente sobre el flanco sur de Mariola, es otra prueba de este posterior empuje.

La estructuración previa es, por otra parte, visible en la discordancia marcada por la caliza de Algas y Amphisteginas (Aquitaniense?), pues en Mariola es posible observarla sobre el Maastrichtiense, el complejo dolomítico y aun sobre el Albo-Aptiense. Esta brutal discordancia necesita, pues, del concurso de una práctica elevación de las estructuras que parece acentuarse precozmente en las zonas internas y migrar en el tiempo hacia el Prebético externo. Notemos que Mariola está desmantelada hasta el Jurásico, La Solana al Albiense y Sierra Grossa-Gorda al Cenomaniense, a la

vez que los depósitos miocenos se apoyan en dirección norte sobre términos mesozoicos más jóvenes.

Con estas premisas de partida es posible esbozar la tectogénesis del país a través del tiempo:

1. Iniciación de las arrugas mesozoicas sobre el Triás plástico; arrugas encofradas típicas de una tectónica epidérmica. El zócalo, jamás visible, interviene quizá al origen del fenómeno, provocando la diferenciación inicial necesaria para la halocenosís salina. Al menos, el momento en que las extrusiones rompen la cobertera mesozoica e invaden el mar, es primero en las zonas internas (Albiense - J. LECLERC) y más tardía en las externas (Mioceno, Sierra Grossa-Almansa). Es muy posible que, en función del mayor espesor de las series internas y de esa tectónica de zócalo que provoca la inestabilidad inicial, el diapirismo y la estructuración sean igualmente acentuados progresivamente del dominio interno al externo. Este hecho parece encajar perfectamente con los expresados anteriormente (discordancia y desmantelamiento).
2. La estructuración sigue sincrónica con las transgresiones neógenas explicaría así el peculiar estilo en «bolsa de tabaco» de los sinclinales y el encoframiento de los anticlinales.
3. El hundimiento de las bóvedas se produce, bien por una migración del Keuper hacia los flancos, bien porque el enorme arco es incapaz de sostenerse y fallas normales tienden a estabilizarlo, produciéndose entonces la migración del Keuper hacia los flancos y la acentuación del champiñón; es decir, la migración del Keuper hunde la bóveda, o el hundimiento provoca la migración hacia los flancos. Esta época parece claramente post-Helveciense, ya que sólo el Mioceno Superior rellena los surcos elevados.
4. Una o varias fases de tectónica tangencial, intra o post-Tortoniense, ocasionan: la asimetría de Sierra Grossa-Gorda, la clara vergencia norte, la transformación en inversas de las fallas normales que hundieron las bóvedas y la conversión de las rodillas septentrionales de los champiñones en pliegues-falla.

Esta fase es muy probable que produzca el estrangulamiento de las raíces diapíricas, dejando incluso especies de lacolitos de Keuper en los antiguos ejes champiñón (Sierra Grossa-Gorda). Mientras unos son abortados, las nuevas líneas de debilidad producidas en la cobertera y los puntos no estrangulados de la raíz diapírica provocan el desplazamiento y migración salina a zonas próximas, áreas donde los depósitos recientes de los sinclinales periféricos atestiguan el movimiento que aún continúa.

Por último, el movimiento del zócalo profundo en dirección SE., que posi-

blemente juega desde el principio, deja ver las grandes fallas de desgarre (dextrógiras) que afectan a la cuenca bética y de las que, muy cerca, tenemos posibles ejemplos: la terminación brutal de la Sierra de la Plana (Canals), que origina un gran afloramiento de Triás en forma de zeta y la terminación de la bóveda de Mariola en Cocentaina.

#### 4 HISTORIA GEOLOGICA

Tratar de resumir la historia de una región es siempre difícil y en suma hipotético; dos factores primordiales vienen a agravar esta síntesis: trabajar dentro de unos límites geográficos reducidos y la existencia de ciclos o biseles erosivos cuya intensidad es imposible de evaluar.

En efecto, la síntesis paleogeográfica necesita, por definición, de un concurso de datos elevado y preferiblemente distribuidos en un ámbito regional. Los biseles erosivos pueden haber desmantelado tal cantidad de serie sedimentaria que el trazado de las líneas paleogeográficas actuales puede ser totalmente falso.

En la descripción que sigue ha sido recogida cuanta información fue posible y muy especialmente en lo que se refiere a las series jurásicas conocidas en la región. A partir de estas series, y razonando según el trazado general de las isópicas prebéticas, se han dibujado los cortes estructurales interpretativos y se ha elaborado gran parte de esta síntesis. Así, es presumible que la serie jurásica de Sierra Grossa-Gorda y La Solana sea equivalente de las observadas en Sierra Oliva (Caudete) y Jaraco.

Con un Triásico realmente desconocido, pero presumible completo, en razón de los afloramientos de Almansa (Cuchillo Alto), el ciclo mesozoico comienza con la deposición de las areniscas rojas sobre la penillanura finihercínica. Tras la transgresión del Muschelkalk, indudablemente alcanzó a la región (Castillo de Almansa-Cuchillo Alto), se desarrollan las litofacies evaporíticas que marcan la gran regresión finitriásica.

El nuevo ciclo sedimentario comienza con la rápida y generalizada transgresión del Lías sobre una extensa y estable plataforma. Si el Lías delinea o no un ciclo sedimentario completo es algo realmente mal conocido. Lo cierto es que, tras la crisis marina ocurrida en el Lías Medio, se realiza la nueva transgresión del Dogger, de la que son testigo las masas dolomíticas de la formación Chorro (S. E. P. E., 1965); en el techo del Dogger, costras ferruginosas y un desarrollado «paleokarst» indican una pausa sedimentaria que alcanza hasta el Oxfordiense Superior. Sin duda alguna, son los depósitos del Kimmeridgiense Inferior y Medio los que evidencian hasta el momento presente una mayor profundidad de la cuenca, profundidad notablemente disminuida con la regresión del Kimmeridgiense Superior, con sus

típicas praderas de Algas Coralináceas (Oncholitos) y lagoon con facies lacustres a salobres. A partir principalmente de este momento queda marcado el fin de las extensas plataformas, pues una paleogeografía sumamente variada va a instalarse en el país: mientras en unas zonas hacen su aparición temprana las facies weald, en otras se sedimentan, en régimen marino, el Jurásico Superior y el Neocomiense.

Razonando según las isólicas de Oliva y Jaraco y comparando éstas con la de la Mariola, se aprecia una brusca diferenciación del medio sedimentario durante el Portlandiense. Mientras la Sierra Grossa y La Solana pertenecen a un dominio marino poco profundo, Mariola presenta facies muy subsidentes, con un Jurásico Superior y Neocomiense que sobrepasan los 800 m.

Esta diferenciación paleogeográfica entre La Solana-Mariola parece confirmarse por el peculiar estilo tectónico que impone la serie incompetente neocomiense en Mariola; disarmonía y fracturación que, a nivel Cretácico, no aparece en La Solana-Grossa.

Es, pues, indudable que, de un modo progresivo o quizá brusco, la flexuración de la extensa plataforma es patente hacia el SE., adentrándonos paulatinamente en un medio más profundo, especie de precuenca o antesala del gran surco bético.

El techo del Neocomiense evidencia unas condiciones de escasa profundidad con niveles detríticos y costras ferruginosas; incluso comentamos ya la presencia de posibles anuncios weald en determinados sectores. Parece, pues, que durante el Neocomiense se dibuja un ciclo sedimentario completo, transgresión y regresión, rota de nuevo por el complejo urgoniano.

Barremiense-Aptiense y Albiense evidencian un medio agitado y poco profundo, epinerítico a litoral, propio de una extensa plataforma. En el Albiense Superior las facies Utrillas indicarían la existencia de intensos aportes detríticos procedentes de las zonas ya emergidas en el ámbito más externo, y tal vez la creación de un dominio fluviodeltaico extremadamente caprichoso, sometido, por un lado, a intensos aportes detríticos, y por otro, a invasiones esporádicas del mar (fauna marina de los niveles margosos). Es, pues, muy posible que el límite máximo de extensión de las facies detríticas albienses en dirección SE. esté entre las isólicas de La Solana-Mariola.

Las pasadas detríticas de Sierra Mariola, con espesor máximo de 5 m., indicarían quizá esta caprichosa paleogeografía producida por la regresión del Albiense.

Esta imagen paleogeográfica va a ser rota, primero tímidamente durante el Albiense Superior (nivel Buixcarró), representado por depósitos muy litorales y, de una forma generalizada, por la transgresión del Cenomaniense.

En efecto, el nivel del Albiense Superior (Buixcarró) se caracteriza por una visible mezcla de niveles muy someros e incluso salobres con otros francamente marinos. Significa, pues, que cerca del límite de extensión de las facies detríticas hacia la cuenca bética, las condiciones marinas, premonitoras de la transgresión cenomaniense, son ya ciertamente patentes. Este nivel es visiblemente más espeso y marino sobre Mariola que sobre La Solana; una prueba más de la influencia marina manifestada sobre la línea de Mariola.

#### 4.1 EL SIGNIFICADO DE LA FORMACION DOLOMICRITICA

Desde la rápida transgresión inicial representada por las dolomías de base del Cenomaniense hasta el Coniaciense, las precisiones paleogeográficas son realmente imposibles, pues la dolomitización ha destruido las preciosas indicaciones proporcionadas por la microfauna.

Cabe, no obstante, preguntarse cuál es el significado real de la trilógia dolomítica, pues las diferencias litoestratigráficas deben estar indudablemente relacionadas, a través de las características de la roca madre, con un ambiente de deposición y, en suma, con una posible causa paleogeográfica.

El carácter grueso, los granos de cuarzo presentes en la base y los numerosos fantasmas que presentan, permiten asimilar el término inicial a un depósito de alta energía (facies transgresiva) de un mar poco profundo implantado bruscamente.

Las dolomicritas, arcillas y margas dolomíticas representan sin duda un medio tranquilo, muy abrigado, donde se permitiría el desarrollo de las laminaciones y varvas frecuentemente observadas. Este medio cabe buscarlo en un mar profundo o en un gran golfo cerrado y de agua muy somera. ¿A cuál de ellos corresponde en realidad?

El aspecto de dolomía primaria que presentan algunos tramos, las pasadas arcillosas, en ocasiones intensamente coloreadas, y los moldes de Gasterópodos y Lamelibranquios que a veces se reconocen, inclinan la balanza en favor de medios muy someros y abrigados.

Las dolomías superiores deben representar un ambiente muy semejante al propio del Coniaciense: textura microcristalina e identidad con las observadas en la Sierra de la Plana, lugar donde la dolomitización es más alta.

Estas consideraciones, que no dejan de ser muy hipotéticas, permiten en principio la posibilidad de imaginar que las dolomías basales representan el máximo transgresivo, alcanzándose en ellas las más lejanas líneas de costa, mientras que las dolomicritas representarían el testigo de una amplia franja de aguas muy someras donde es posible la existencia de influencias continentales y marinas conjuntamente. Se sugiere, pues, la iniciación del régimen regresivo, incluso dentro del paquete dolomítico inicial.

Con excepción hecha del problema planteado por los períodos erosivos post-cretácicos, esta idea parece encontrar confirmación regional, pues parece que la formación dolomiticrítica aflora en una amplia banda limitada por las dolomías de base que llegan hasta el Prebético más externo, al N. y NO., y por la línea de flexuración general de la cuenca por el S. y SE., hacia donde desaparecen progresivamente; línea entre La Solana y Mariola.

#### 4.2 LA REGRESION SENONIENSE Y LOS APORTES DETRITICOS

En la Sierra Grossa y La Solana, durante el Coniaciense, las comunicaciones con el mar son más patentes, siendo aún muy frecuentes las facies de débil profundidad (Charáceas, Discórbidos, Intraclastos, etc.). Estas facies someras con un cierto carácter salobre desaparecen progresivamente en el Santoniense, siendo ya las comunicaciones con el mar abierto más efectivas, como lo demuestran las calcarenitas con asociaciones de foraminíferos bien desarrollados.

El régimen regresivo, patente pocos kilómetros al N. y NO. desde el Campaniense, no alcanza a la región hasta el Maastrichtiense, época en que su expresividad es manifiesta. Así, de N. a S., es posible diferenciar: facies garumnienses típicas que incluyen el Paleoceno (Sierra Grossa), facies garumnienses con una pasada marina en el techo (flanco sur de La Solana) y esta misma secuencia sobre el Maastrichtiense pelágico. Es decir, aun en la zona profunda, la regresión se deja notar, si bien el tiempo de emersión es mínimo y la influencia marina es manifiesta.

El problema que representan los aportes detríticos en el Senoniense de la Sierra Grossa-Gorda, analizado cuidadosamente por E. FOURCADE e Y. CHAMPETIER en sus estudios regionales, mantiene un ámbito mucho mayor que el impuesto por las limitaciones geográficas del formato de la Hoja 1:50.000. Cabe, pues, decir que las razones descritas por ambos autores parecen convincentes y que las premisas del razonamiento (distribución de aportes), tomadas dentro del área de Canals y Onteniente, son reales.

Ante tales circunstancias y tratando de facilitar al lector la información bibliográfica, es preciso resumir que durante el Senoniense los aportes detríticos se distribuyen siguiendo una estrecha franja —Estrecho del Júcar— que uniría la región con un macizo paleozoico emergido en el Mediterráneo actual, macizo del que procederían los elementos clásticos.

Esta hipótesis puede ser objetada en que no necesariamente los elementos clásticos han de proceder de un Paleozoico emergido, pues se puede invocar una herencia de los cantos weald puestos en el mar senoniense por un diapirismo precoz, fallas sinsedimentarias, etc. A la vez, quedan por estudiar detenidamente los bordes orientales del Macizo del Caroch, estudio que posiblemente aporte una luz definitiva a la cuestión.

### 4.3 LA DOLOMITIZACION Y LA ISOPICA DE SIERRA MARIOLA

Hemos visto cómo a partir del Jurásico Superior se realiza una diferenciación del medio sedimentario, quedando éste compartimentado en dos áreas paleogeográficas distintas:

- Una plataforma estable, constituida por las actuales líneas de Sierra Gossa y La Solana.
- Un área más profunda, donde la serie neocomiense se espesa y la no dolomitizada serie cretácica aparece cada vez más patente como propia de un mar más abierto y profundo (Campaniense-Maastrichtiense).

Esta progresiva profundidad de la cuenca en dirección S. y SE. encaja muy mal con ciertos hechos:

- Incipiente dolomitización del complejo urgoniano y espesores prácticamente iguales para la serie, en el Caroch, 400 m., y 440 m. en Mariola.
- Dolomitización total de la serie senoniense, excluido el Campaniense Superior-Maastrichtiense. Dolomitización, por otra parte, gradual y progresiva en dirección S. y SE.
- Menor espesor del conjunto Cretácico Superior, dolomías incluidas, en Mariola que en La Solana. Aproximadamente, 460 m. en la segunda y 370 m. en la primera.

Hemos visto que, tras la acusada diferenciación del Neocomiense, la serie Barremiense-Aptiense-Albiense ofrece escasas diferencias entre el dominio norte y el sur y que, discretamente, los aportes detríticos (Utrillas) llegan a alcanzar la Sierra Mariola.

La dolomitización masiva del Cretácico Superior mantiene una base prácticamente isócrona, isocronía provocada, sin duda, por una causa paleogeográfica de primer orden: la transgresión del Cenomaniense.

El techo de la dolomitización es, por el contrario, totalmente heterócrono y dicha dolomitización se realiza precisamente en sentido contrario al esperado; es decir, en dirección a la máxima profundidad y no hacia la plataforma; no sobre el «hingeline» o línea de articulación de la plataforma, sino al sur de dicho accidente.

Hemos visto también cómo la formación dolomítica desaparece progresivamente sobre la presunta línea de flexuración que pasaría entre La Solana y Mariola.

Estos hechos y las diferencias de espesor pueden explicarse atribuyendo a las isópicas de Mariola la función de alto fondo durante gran parte del Cretácico Superior.

Este estrecho y alargado alto fondo, de dirección SO.-NE., originaría una antesala o frecuencia entre él y la plataforma, franja donde se depositaron primero las dolomicritas, en un medio abrigado y quizá aún poco profundo. Tras la formación dolomicrítica, el umbral se hace más patente, con la diferenciación progresiva de la precuenca y del surco bético, que quedaría al S. y SE., depositándose entonces las series neríticas y las pelágicas a uno y otro lado (La Solana, la Font-Rocha). Durante el Campaniense-Maastrichtiense se acusa aún más la diferenciación, existiendo ya en la precuenca facies con Radiolarios y Globotruncanas. La regresión final alcanza tímidamente al surco y no es en absoluto visible al sur de Mariola, donde se desarrollan ininterrumpidamente las facies profundas. La crisis regresiva continúa durante el Paleoceno, quedando tan sólo un dominio marino y profundo al sur de este alto fondo. Este hipotético umbral, que puede explicar la diferenciación sedimentaria y los adelgazamientos en dirección sur, explicaría también la dolomitización progresiva de la serie.

#### 4.4 LA EVOLUCION DURANTE EL TERCIARIO

Durante el Paleoceno y el Eoceno el dominio marino queda restringido al S. de la Sierra Mariola. En el Oligoceno, depósitos fluvio-torrenciales y lagunares se desarrollan sobre La Solana y Sierra Grossa, mientras que en el sinclinal del Troncal parece establecerse el límite entre el dominio continental y el marino (conglomerados del Salto de Alcoy).

La transgresión neógena sorprende un país ya fuertemente estructurado, estructuración manifiesta con la discordancia del tramo calcáreo inicial.

Posiblemente no llegan a crearse tierras emergidas, pero sí altos fondos y surcos que continuarán diferenciándose sincrónicos con la sedimentación neógena.

Tras el Langhiense, una ola transgresiva invade la región, migrando en el tiempo de S. a N. y de E. a O. Una nueva sedimentación margosa se deposita a través del Serravalliense y sin que sea posible apreciar síntoma regresivo alguno; depósitos de alta energía irrumpen en la cuenca. Una migración idéntica a la anterior caracteriza también a esta fase detrítica.

Estas transgresiones han de marcar momentos importantes en la cuenca bética; el brusco desplazamiento de los mares hacia la plataforma debe estar ligado a fenómenos tectónicos de primer orden. Agreguemos que las areniscas langhienses-serravallienses contienen innumerables cuarzos bipiramidales en la depresión del Troncal y que éstos desaparecen progresivamente hacia el N. Es decir, durante el Serravalliense Medio y Superior no son visibles. Este intervalo puede significar el movimiento del frente subbético con su suela de Keuper o simplemente la salida de masas diapíricas.

El diapirismo de Sierra Grossa irrumpe en el mar del Tortoniense y los «klippes» sinsedimentarios y materiales triásicos invaden el sinclinal peri-

férico. La nueva fase detrítica, repleta de jacintos de Compostela, fosiliza estos «klippes» y permite, pues, datarlos con exactitud.

Es indudable que, entre las dos transgresiones miocenas, median movimientos importantes, pues la discordancia es tan espectacular que incluso se llega a tener la sensación de que la calcirrudita tortoniense es post-orogénica y tectónica.

Esta imagen es totalmente falsa, pues nuevos movimientos orogénicos son posteriores a la calcirrudita y a los depósitos lacustres que parecen indicar la regresión final del ciclo neógeno. Esta nueva fase ha participado activamente en la deformación asimétrica de la estructura diapírica Sierra Grossa-Gorda, pues en Vallada las calcirruditas y depósitos lacustres *están cabalgados* por la bóveda del anticlinal diapírico; *es, pues, una época de diastrofismo importante.*

Tras la breve oleada detrítica, la crisis marina del Tortoniense y la gran fase de movimientos orogénicos (quizá la más importante), la región emerge definitivamente, quedando ahora sometida al influjo diapírico, creador de surcos o lagunas donde continúa la sedimentación continental propia de los sinclinales periféricos. Este diapirismo alcanza al Cuaternario y posiblemente aún continúe.

## **5 GEOLOGIA ECONOMICA**

Dado lo limitado que debe ser este capítulo y que el problema más importante es de índole hidrogeológica, será este punto el más ampliamente tratado.

### **5.1 MINERIA Y CANTERAS**

No se ha reconocido ni existe noticia de investigación minera alguna.

La industria de las canteras está poco desarrollada, existiendo tan sólo explotaciones de arena en La Zafra, calizas en Sierra Grossa y arcillas para cerámica en Mariola.

Las posibilidades de la zona, en cuanto a materiales calcáreos y arcillosos, son ilimitadas, existiendo un indudable problema para la obtención de áridos especiales: cuarcitas, pórfidos, etc.

### **5.2 CONSIDERACIONES HIDROGEOLOGICAS**

La hidrogeología del país reside en un puro problema estructural y de distribución de facies.

Cada eje estructural representa una unidad hidrogeológica independiente,

incomunicada de las vecinas. Así, Sierra Grossa-Gorda aparece ligada a las fuentes de Bellús; La Solana, a las del río Clariano y Agullent; Mariola, a las del Barranco Mayor, Agres y El Salt.

Esta compartimentación y la profundidad de las áreas sinclinales, con la frecuente elevada cota topográfica del contacto tap-cretácico, en los flancos, constituyen, sin duda alguna, los problemas a resolver.

El estudio hidrogeológico necesita, pues, de un profundo y previo conocimiento estructural que sólo es posible con una cartografía geológica detallada.

## 6 BIBLIOGRAFIA

- ALLOITEAU, J. (1960).—«Madréporaires du Portlandien de la Querola près d'Alcoy». *B. S. G. F.*, 7, II, pp. 288-299.
- ALMELA, A. (1946).—«Una nueva especie de *Dictyoconus* del Cenomanense valenciano». *Not. y Com.*, núm. 16, pp. 153.
- AZEMA, J. (1965).—«Sur l'existence d'une zone intermédiaire entre Prébétique et Subbétique dans les Provinces de Murcia et d'Alicante (Espagne)». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 260, pp. 4.020-4.023.
- (1966).—«Géologie des confins des Provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne)». *B. S. G. F.*, 7, VIII, pp. 80-86.
- (1966).—«Observation sur la microfaune du Crétacé Supérieur de la région de Fortuna, Prébétique méridional (Province de Murcia, Espagne)». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 262, pp. 838-840.
- BERTHOU, P. Y. (1968).—«La limite Albien-Cénomanien dans la région de Lisbonne (Portugal)». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 266, pp. 980-983.
- (1966).—«Quelques précisions stratigraphiques sur l'Albien et le Cénomanien de la région de Lisbonne (Portugal)». *C. R. Somm. S. G. F.*, fasc. 1, pp. 13-15.
- BIGNOT, G. (1966).—«L'association Charophytes-Foraminifères dans les calcaires "Liburniens" d'Istrie (limite Crétacé-Tertiaire, Italie-Yougoslavie)». *C. R. Somm. S. G. F.*, fasc. 2, p. 56.
- (1967).—«Présence de *Murciella cuvillieri* FOURCADE dans le Liburnien des environs de Trieste». *C. R. Somm. S. G. F.*, fasc. 2, p. 50.
- BILLIARD, J., y MOULLADE, M. (1964).—«Etude de quelques représentants du genre *Iragia* (Orbitolinidés) dans l'Aptien des contreforts pyrénéens français et espagnol». *Rev. Micropaléont.*, vol. 6, núm. 4, pp. 237-242.
- BUSNARDO, R., y DURAND DELGA, M. (1960).—«Données nouvelles sur le Jurassique et le Crétacé Inférieur dans l'Est des Cordillères Bétiques (régions d'Alcoy et d'Alicante)». *B. S. G. F.*, 7 ser., II, pp. 278-287.
- BUSNARDO, R.; CHAMPETIER, Y.; FOURCADE, E., y MOULLADE, M. (1968).—

- «Etude stratigraphique des faciès à Orbitolinidae et à Rudistes de la Sierra Mariola (Province d'Alicante, Espagne)». *Geobios. Fac. Sc., Lyon*, núm. 1, pp. 165-185.
- CANEROT, J. (1967).—«Découverte de l'Albien marin et paléogéographique du Crétacé dans le Maestrazgo nord-oriental (Espagne)». *C. R. Somm. S. G. F.*, fasc. 5, pp. 182-183.
- (1969).—«La question de l'Utrillas dans le domaine ibérique (Espagne)». *C. R. Somm. S. G. F.*, fasc. 1, pp. 11-12.
- CHAMPETIER, Y. (1965).—«Coupe du Jurassique Supérieur de l'anticlinal d'Oliva (Province de Valence, Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 261, pp. 1.354-1.357.
- (1966).—«Sur un type particulier d'extrusion: le relief dolomitique du Montnegre (Province d'Alicante, Espagne)». *C. R. Somm. S. G. F.*, fasc. 2, pp. 52-53.
- (1967).—«Estudio del Jurásico y del Cretácico de la Sierra de Fontanells (Provincia de Valencia)». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, núm. 99-100, pp. 135-176.
- (1967).—«Le Crétacé terminal et le Tertiaire de la Sierra del Mediodía (Province d'Alicante, Espagne); présence de Paléocène à faciès lagunaire». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 264, pp. 1.683-1.685.
- (1967).—«Le Crétacé Supérieur du Massif de Corbera (Province de Valence, Espagne)», présence de faciès saumâtres et d'accumulations détritiques». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 265, pp. 396-399.
- CHAMPETIER, Y., y FOURCADE, E. (1966).—«A propos de *Cladocoropsis mirabilis*, FELIX, dans le Jurassique Supérieur du Sud-Est de l'Espagne». *Est. Geol.*, vol. XXII, pp. 101-111. *Inst. «Lucas Mallada», España*.
- CHAMPETIER, Y., y MOULLADE, M. (1968).—«Sur la présence de Barrémien et Aptien à Orbitolinidae dans la partie septentrionale de la feuille d'Alicira (Prov. de Valence, Espagne)». *C. R. Somm. S. G. F.*, fasc. 1, pp. 12-14.
- CIRY, R., y RAT, P. (1953).—«Description d'un nouveau genre de Foraminifère, *Simplorbitolina manasi* nov. gen., nov. sp.». *Bull. Sc. Bourgogne*, t. XIV, pp. 85-100.
- DARDER-PERICAS, B. (1945).—«Estudio geológico del sur de la provincia de Valencia y norte de la de Alicante». *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, Madrid, t. LVII, núm. 1, pp. 1-304; t. LVII, núm. 2, pp. 307-775.
- DUPUY DE LOME, E., y NOVO, P. (1929).—«Memorias explicativas de las Hojas de Alpera, núm. 792; de Petrola, núm. 817, y de Chinchilla, núm. 791».
- DUPUY DE LOME, E. (1955 a 1961).—«Memorias y Hojas Geológicas a escala 1:50.000: Caudete, núm. 819; Almansa, núm. 793; Navarés, núm. 769, y Ontur, núm. 844». *Inst. Geol. y Min. de España*.
- DUPUY DE LOME, E., y SANCHEZ LOZANO, R. (1955-1957).—«Memorias y Hojas Geológicas a escala 1:50.000: Canals, núm. 794; Ayora, núm. 768, y Alcoy, núm. 821». *Inst. Geol. y Min. de España*.

- (1956).—«El sistema cretáceo en el Levante español». *Mem. Inst. Geol. y Min. de España*, t. LVII, El Cretáceo en España, pp. 201-255.
- DURAND DELGA, M., y MAGNE, J. (1958).—«Données stratigraphiques et micropaléontologiques sur le Nummulitique de l'Est des Cordillères Bétiques (Espagne)». *Rev. Micropaléont.*, vol. 1, núm. 3, pp. 155-175.
- (1960).—«Une coupe du Tertiaire prébétique de Benitachell (Prov. d'Alicante, Espagne)». *Bull. S. G. F.*, 7 ser., t. II, pp. 302-307.
- ERHART, H. (1956).—«La genèse des sols en tant que phénomène géologique». *Masson, Paris*, 83 p.
- FALLOT, P. (1930).—«Etat de nos connaissances sur la structure des Chaînes bétiques et subbétiques». *Livr. Jub. S. G. F.*, pp. 279-305.
- (1932).—«Essai de définition des traits permanents de la paléogéographie secondaire dans la Méditerranée occidentale». *Bull. S. G. F.*, 5, II, pp. 535-542.
- (1934).—«Sur les connexions de la Chaîne ibérique». *Butl. Inst. Cat. Hist. Nat., Barcelone*, vol. XXXIII, núm. 8-9, pp. 382-387.
- (1943).—«L'Urgonien de la Sierra Mariola (Province d'Alicante)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 216, pp. 71-72.
- (1943).—«El sistema cretácico en las Cordilleras Béticas». *Mem. Inst. «Lucas Mallada», C. S. I. C. Madrid*, 110 p., 24 figs.
- FOLK, R. L. (1959).—«Practical petrographic classification of limestones». *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.*, vol. 43, núm. 1, pp. 1-38.
- FOUCAULT, A. (1966).—«Le diapirisme des terrains triasiques au Secondaire et au Tertiaire dans le Subbétique du NE. de la Province de Grenade (Espagne méridionale)». *Bull. S. G. F.*, 7, t. VIII, pp. 527-536.
- FOURCADE, E. (1964).—«Observations sur quelques formations "wealdiennes" de la province d'Albacete (Espagne)». *C. R. Somm. S. G. F.*, fasc. 9, pp. 370-371.
- (1965).—«Observations sur le Crétacé du Nord de Jumilla (Province de Murcie, Espagne)». *C. R. Somm. S. G. F.*, fasc. 6, p. 208.
- (1966).—«Sur le Jurassique Supérieur et le Crétacé Inférieur de l'anticlinal de Las Puntillas (Province de Murcie, Espagne)». *C. R. Somm. S. G. F.*, fasc. 2, p. 61.
- (1966).—«*Murciella cuvillieri* n. gen. n. sp. nouveau Foraminifère du Sénonien Supérieur du Sud-Est de l'Espagne». *Rev. Micropaléont.*, vol. 9, núm. 3, pp. 147-155.
- (1966).—«Note préliminaire sur l'évolution de quelques faciès du Jurassique Supérieur de l'Est de la Province d'Albacete (Espagne)». *C. R. Somm. S. G. F.*, fasc. 5, p. 182.
- (1967).—«Sur la présence de faciès saumâtres dans le Jurassique Supérieur de la région d'Almansa-Bonete (Espagne, Prov. d'Albacete)». *C. R. Somm. S. G. F.*, fasc. 1, p. 15.
- (1967).—«A propos de quelques faciès non marins du Crétacé Inférieur

- de la région d'Albacete-Almansa (Sud-Est de l'Espagne)». *C. R. Somm. S. G. F.*, fasc. 5, p. 200.
- (1967).—«Données nouvelles sur le Crétacé Inférieur du Nord-Est de la Cordillère Bétique (Espagne)». *Accad. Naz. Lincei rend. clas. Sc. Fis. Mat. et Nat.*, fasc. 6, ser. VIII, vol. XLII, pp. 842-851.
- (1968).—«Nouvelles données sur le Jurassique et le Crétacé du Caroch (Prov. de Valence, Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 266, pp. 857-860.
- FOURCADE, E., y MOULLADE, M. (1967).—«Sur la répartition stratigraphique de *Neorbitolinopsis conulus*, DOUVILLE (Foraminifère)». *C. R. Somm. S. G. F.*, fasc. 6, p. 206.
- GARCIA-RODRIGO, B. (1968).—«Estudio geológico de la zona prebética al norte de Alicante». *Tesis*, 456 p., Granada, España.
- MONGIN, D., y PETIT, Ph. (1964).—«Le Miocène marin de la Sierra del Murgon, Albacete (Espagne) et observation sur *Chlamys praescabrella* Alm Bof.». *C. R. Somm. S. G. F.*, fasc. 7, pp. 261-262.
- MOULLADE, M. (1965).—«Etat actuel des connaissances sur les Orbitolinidae (Foraminifères) du Crétacé Inférieur mésogéen. Col. Crétacé Inf., Lyon, 1963». *Mém. núm. 34 du B. R. G. M.*, pp. 513-523.
- MRAZEC, L. (1915).—«Les plis diapirs». *C. R. Sances Inst. Géol. Roum.*, VI, pp. 226-270.
- PETIT, Ph. (1964).—«Etude géologique de la région d'Almansa (Province d'Albacete, Espagne)». *Université de Dijon*.
- POLVECHE, J. (1962).—«Les extrusions de la région de Busot et le Problème de la limite entre Prébétique et Subbétique de la région d'Alicante (Espagne)». *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, 2, vol. 5, fasc. 3, pp. 203-210.
- RAT, P. (1959).—«Milieux urgoniens celtibériques». *Bull. S. G. F.*, 7, t. 1, pp. 373-384.
- (1959).—«Le milieu de développement des Orbitolines». *Bull. S. G. F.*, 7, t. 1, pp. 651-657.
- RIOS, J. M. (1947).—«Diapirismo». *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, t. 60, pp. 155-238, 43 figs., 4 pls.
- SCHROEDER, R. (1962).—«Orbitolinen des Cenomans Südwest-europas». *Paläont. Z.*, 36, pp. 171-202, Stuttgart.
- (1965).—«Les connaissances acquises sur les Orbitolinidae rencontrés dans le Crétacé Inférieur du Sud-Ouest de l'Europe. Coll. Crétacé Inf., Lyon, 1963». *Mém. B. R. G. M.*, núm. 34, pp. 525-530.

INSTITUTO GEOLOGICO  
Y MINERO DE ESPAÑA  
RIOS ROSAS, 23 MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA