



IGME

794

28-81

07 SET. 1976

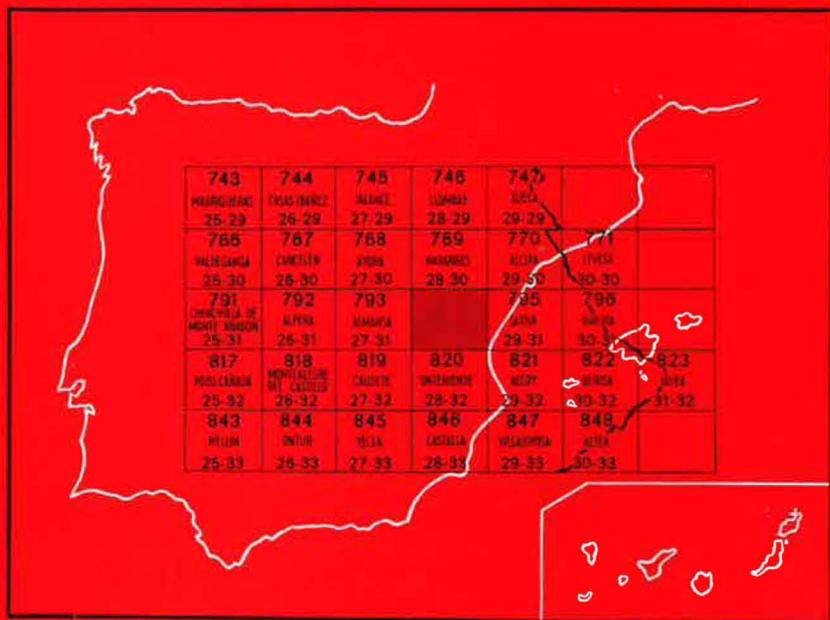
78 00492

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CANALS

Segunda serie - Primera edición



R. 15865

07 SET. 1976

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CANALS

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

Las presentes Hoja y Memoria han sido realizadas por FINA IBERICA, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Geología de campo y síntesis: Wenceslao Martínez y Mauricio Benzaquen.
Petrografía y Micropaleontología: Isabel Cabañas y María Angeles Uralde.

Con la colaboración de L. Grambast, L. Granados, R. Schroeder, 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 - 5.718 - 1976

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

07 SET. 1976

1 INTRODUCCION

La totalidad del territorio de la Hoja núm. 28-31 se encuentra dentro de la provincia de Valencia, muy cerca ya de los límites administrativos de Albacete y Alicante.

La depresión del río Cañoles, que atraviesa el área geográfica en dirección SO.-NE., independiza dos claros dominios morfológicos que responden a sendos estilos estructurales: al NO. se destaca la extensa plataforma tabular del Macizo del Caroch, entallada por espectaculares barrancos de cursos sinuosos. La depresión del río Cañoles limita, desde el Puerto de Almansa, estas formas tabulares que enlazan al sur de dicha línea con la típica geomorfología del país prebético; largas crestas con valor anticlinal, separadas por estrechas depresiones correspondientes a las formas sinclinales.

El Caroch constituye la región occidental de la extensa plataforma de Albacete, y es aquí donde el Prebético externo enlaza con la Cordillera Ibérica.

Al sur de Cañoles, dominio frontera, el crestón Sierra Grossa-Gorda y las depresiones de Ayelo-Ollería y Onteniente conservan aún las típicas facies neríticas del Prebético externo, pero la morfología del país, producto de un estilo estructural distinto, revela que la meseta-plataforma de Albacete ha finalizado y el país Prebético s.s. toma su carta de personalidad.

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), y 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 con los trabajos inéditos de las compañías petroleras, destacándose la labor de síntesis geológica y cartográfica de M. BENZAQUEN e I. GUIGON y F. PENDAS, 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. CHAMPETIER, 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 se debe considerar como autor de este trabajo.

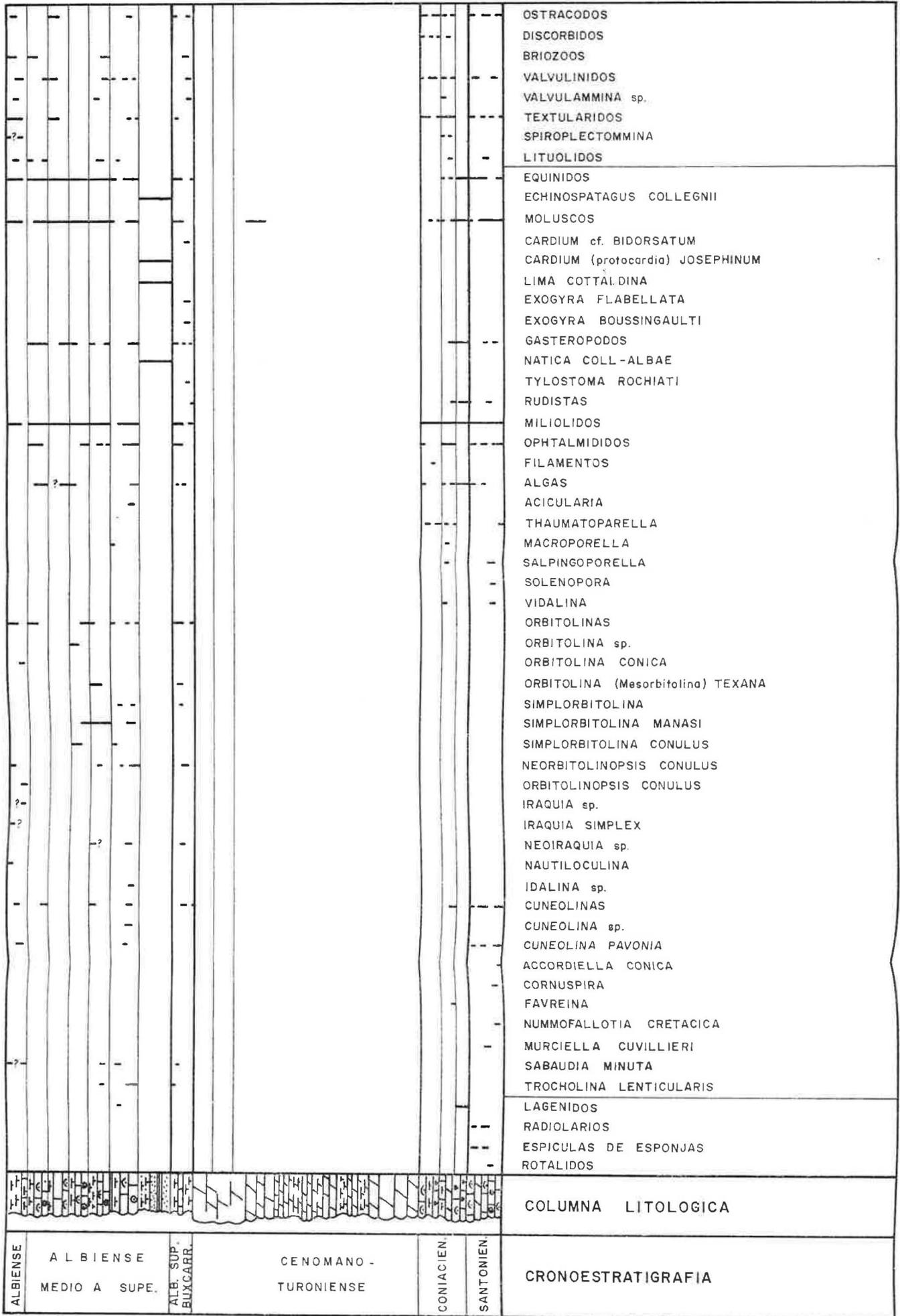
2 ESTRATIGRAFIA

La serie litoestratigráfica que aflora en el mapa ha podido ser datada cronológicamente en casi su totalidad, excepción hecha de las formaciones continentales, en su mayoría azoicas o con microfauna poco expresiva. Tres tramos dentro de esta serie han acaparado nuestra especial atención: las formaciones dolomíticas del Cretácico Superior, las margas en facies «tap» del Mioceno y las formaciones rojas de facies garumniense.

Los depósitos cuaternarios han podido ser al menos relacionados direc-

MACIZO DEL CAROCH

SINTESIS BIO-LITOESTRATIGRAFICA



tamente por medio de una cronología relativa que en algunas zonas aparece bastante clara.

2.1 TRIASICO (KEUPER) (T₆₃)

En afloramientos con carácter diapírico, sumamente tectonizados y en lentejones interestratificados en las margas del Mioceno (klippes sinsedimentarios), aparecen las arcillas del Keuper.

Espesor incalculable y litoestratigrafía clásica: arcillas verdes, rojas, yesos fibrosos intensamente coloreados y delgados niveles de dolomías finas con tonalidad oscura. Ausencia total de elementos detríticos y profusión de cuarzos bipiramidados normalmente corroídos.

2.2 CRETACICO

La serie cretácica debuta en el Macizo del Caroch con el Albiense marino-nerítico, en cuyo techo las «faceis Utrillas» evidencian un final de ciclo sedimentario, roto inicial y tímidamente en el Albiense Superior, y ya ampliamente con la rápida transgresión cenomaniense, de la que son testigo las masas dolomíticas. El Senoniense, magníficamente caracterizado, alberga en su seno episodios francamente lagunares, indicadores del final del ciclo sedimentario que culminará en la regresión del Maastrichtiense.

2.2.1 Albiense

Aflora únicamente en el Macizo del Caroch, no llegando a encontrarse en la porción ocupada por el mapa el límite Albiense-Aptiense. No obstante, dentro del propio Caroch y muy cerca de nuestro límite oeste, el Albiense constituye el techo de una potente serie calcáreo-margosa que comienza en el Barremiense y llega a superar los 400 m. de espesor.

Dentro de este piso, nuestra cartografía distingue tres litologías que en ocasiones han sido exageradas, pues las dos superiores no alcanzan en conjunto los 40 m. de potencia; tal decisión cartográfica fue adoptada en razón a su valor paleogeográfico y cronológico (facies detríticas y límite inferior de la dolomitización).

2.2.1.1 *Facies neríticas carbonatadas* (Cc₁₆)

Con un espesor máximo visible de 85 m. en la sección tipo levantada en la Cuesta del Atochar, esta potencia es superada fuera de nuestra Hoja (Alto de Los Palacios, E. FOURCADE), donde el límite Albiense-Aptiense se encuentra a 150 m. del Cretácico Superior dolomítico.

Constituido por una alternancia de calizas nodulosas con pátina blanca,

tonos cremas en fractura y margas ocres muy características con *Orbitolinos* abundantes.

Su litoestratigrafía está integrada por calcarenitas intraclásticas, gravellosas y bioclásticas, escasos bancos de biomicritas más o menos dolomitizados que suelen albergar escasos granos de cuarzo y calcarenitas oolíticas fuertemente bioclásticas.

El estudio atento de la sección de campo permite apreciar una tendencia a la secuencia rítmica siguiente:

- Margas ocres.
- Calcarenitas oolíticas.
- Calcarenitas y biomicritas (más frecuentes en la base).
- Margas ocres.

La amplitud de estos ciclos es muy variable, entre 5 y 20 m., estando el 90 por 100 del tramo ocupado por las calcarenitas. Es, pues, posible deducir las múltiples pulsaciones que caracterizan al mar del Albiense.

Otro fenómeno caracterizado en la aparición de lumaquelas de Rudistas asociadas siempre a las facies micríticas, hecho, al parecer, directamente relacionado con el habitat de los animales (semienterrados en el fango).

Las asociaciones microfaunísticas están caracterizadas por:

Trocholina lenticularis, *Neoiraquia* sp., *Sabaudia minuta*, *O. (Mesorbitolina) texana*, *Simplorbitolina manasi* y *Simplorbitolina conulus*.

En los 20 últimos metros aparece *Neorbitolinopsis conulus*, que marcaría los límites Albiense Medio a Superior.

Acompañan a esta asociación característica: *Lituólidos*, *Ophtalmídidos*, *Valvulinidos*, *Algas* y *Cuneolinas*, así como restos de *Equinodermos*, *Briozoarios*, *Gasterópodos*, *Braquiópodos* y *Rudistas*.

2.2.1.2 Facies detríticas (Cs₁₆)

Espesor máximo de 20 m. en la sección tipo. Constituyen un rellano morfológico intensamente cultivado y difícil de observar; son sembrados de tonos ocres y sólo ocasionalmente rojos.

Arcillas amarillas, verdes y arenas finas con estratificaciones cruzadas y numerosas costras ferruginosas se encuentran irregularmente distribuidas en un medio margo-siltoso con delgadas intercalaciones dolomíticas.

Constituyen indudablemente los restos de las importantes masas detríticas en facies Utrillas, existentes al N. y NO. de nuestra Hoja.

La microfauna es ausente, existiendo por el contrario una abundante y poco expresiva macrofauna:

Echinospatagus colegnii, *Lima cottaldina*, *Nática coll-albae*, *Cardium (Protocaria) josephinum*

y un trozo de Ammonoideo que parece correlacionar este nivel con el de *Knemiceras* de R. BRINKMANN.

2.2.1.3 *Albiense Superior y límite inferior de la dolomitización (Cm₁₆)*

Espesor máximo, 15 m. en la Cuesta del Atochar, unido morfológicamente a las facies detríticas anteriores. En ocasiones, por no haber sido preservado de la dolomitización o por representar realmente lentejones equivalentes a las áreas inicialmente inundadas por la transgresión del Cretácico Superior, la continuidad lateral desaparece progresivamente.

Representa siempre zonas blandas con fuertes tonos ocres sobre las que resaltan las crestas de las intercalaciones calcáreas.

Tras una barra inicial de calcarenitas bioclásticas con algunos oolitos, se desarrollan las margas ocres siltosas con interbancos de calcarenitas lumaquéllicas y biomicitas llenas de perforaciones de litófagos perpendiculares a la estratificación. Los Burrows se encuentran rellenos de una pasta calcarenítica (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.

La macrofauna consiste en: *Cardium* cf. *bidorsatum*, *Tylostoma rochiati* y *Exogyra flabellata*.

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.

El valor del nivel, que desde 1966 fue denominado Buixcarró por M. BENZAUEN (S. E. P. E.), es grande, no sólo desde el punto de vista cronoestratigráfico, sino también como nivel guía en la cartografía geológica. En efecto, en todo el amplio dominio prebético, donde las facies detríticas (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. Cuando más al SE., los aportes detríticos desaparecen y la serie albo-aptiense se espesa y dolomitiza, el nivel Buixcarró sigue existiendo y su valor como nivel guía es incalculable, pues permite separar las dolomías albienses de las cenomanienses.

2.2.2 *Las formaciones dolomíticas*

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. Hemos, pues, de considerar una edad Cenomano-Turonense para estas dolomías.

Si la inclusión del Cenomaniense no es muy arriesgada, se conoce en el Prebético interno y es por demás el piso transgresivo por excelencia; la del Turonense resulta un tanto difícil, pues es un piso realmente muy mal definido en el dominio Prebético.

La cartografía representa dos regiones donde la dolomitización toma aspectos diferentes, el Macizo del Caroch y la Sierra Grossa.

2.2.2.1 *El Caroch. Dolomías de base (Cd₂₁₋₂₂)*

En el macizo al N. y NO. del río Cañoles, la serie dolomítica presenta tres litofacies: dolomías basales masivas y vacuolares, dolomías margosas amarillentas y dolomías negras cristalinas; las dos últimas han sido cartografiadas en conjunto por razones de espesor del tramo final y expresividad morfológica.

Las dolomías de base representan un acantilado macizo con estratificación imperceptible y tonos grises a pardos. El espesor, muy constante, puede cifrarse en unos 50 m.

Deben corresponder a ex-calcarenitas gruesas, pues 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.

2.2.2.2 *Dolomicritas y margas dolomíticas (Cdm₂₁₋₂₂)*

En la sección tipo La Perereta, el espesor medido es de 60 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 *Orbitolínidos*, 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.

2.2.2.3 *La serie dolomítica en la Sierra Gossa-Gorda (C₂₁₋₂₂)*

Esta trilogía dolomítica que acabamos de describir en el Caroch es característica para todo el Prebético externo, al N. y NO. de nuestra Hoja (E. FOUR-CADE).

Hacia el Sur, 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:

- Espesamiento, compactación y menor proporción de interbancos margosos en el término dolomítico 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 «calcareníicos», 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 las dificultades enunciadas, la leyenda del mapa ha sido adaptada a la postura prudente, dejando para Sierra Grossa-Gorda una litología comprensiva.

Notemos ya que en el tren estructural de la Sierra La Solana (al sur de Sierra Grossa, Hoja de Onteniente) la diferenciación es otra vez clara, y así ha sido cartografiada en la Hoja de Onteniente.

2.2.3 **Senoniense**

Las primeras asociaciones microfaunísticas que marcan el límite superior de la dolomitización corresponden invariablemente al Senoniense Inferior (Coniaciense). Es preciso aclarar que existen intercalaciones dolomíticas dentro del Senoniense, pero este fenómeno no puede ser considerado como equivalente de la auténtica, regional y masiva dolomitización, que en la Hoja de Canals conserva límites prácticamente isócronos entre el Albiense Superior y el Coniaciense.

E. FOURCADE cita en su Tesis Doctoral un corte realizado en el Realengo de La Plana (Punta Anna), donde el límite habría alcanzado hasta el Santoniense.

Las precisiones geográficas señaladas para dicho corte indican que, según nuestra cartografía, ha sido realizado por una zona tectonizada. De todas formas, es bien cierto que las dolomías negras alcanzan allí un máximo de espesor y que las litofacies dolomíticas indican ya en general una convergencia con el conjunto Sierra Grossa-Gorda. Esta posible heterocronía para el techo dolomítico está realmente localizada en la extremidad oriental de la Sierra de La Plana, puesto que en todas las series realizadas en los trenes de Sierra Grossa-Gorda y La Solana (Onteniente) es siempre posible reconocer el Coniaciense. Más al Sur, en Sierra Mariola (Onteniente), la dolomitización se desplaza progresivamente al Campaniense y al Campaniense Superior-Maastrichtiense, siempre en dirección norte-sur.

Así pues, la anomalía posible de la extremidad de La Plana (Alcudia de Crespíns) habría que buscarla en un fenómeno puntual o en un desplazamiento ascensional heterocrono no sólo en dirección norte-sur (comprobado en Onteniente), sino también este-oeste.

El Senoniense, identificado bioestratigráficamente en todos sus pisos, es imposible de diferenciar en cartografía en más de dos conjuntos: uno, que incluye Coniaciense-Santoniense y Campaniense, y otro, con el Maastrichtiense-Paleoceno.

Marcadas diferencias existen entre las series del Caroch y Sierra Grossa-Gorda, diferencias que pueden resumirse con la carencia en el Caroch de:

- a) Niveles con Orbitoides del Campaniense, a excepción de la Sierra de La Plana.
- b) Facies garumnienses del Maastrichtiense.
- c) Aportes detríticos intensos, de nuevo con la excepción de la Sierra de La Plana.

Las anomalías del Caroch recaen siempre sobre el flanco sur del anticlinal de La Plana, y aunque el fuerte bisel erosivo que marcan los depósitos oligocenos sobre los niveles del Santoniense (La Guarañonera) impide muchas precisiones, parece poco atrevido señalar una diferenciación paleogeográfica entre el Caroch y Sierra Grossa, con un dominio frontera (al sur de la flexura) que corresponde a la Sierra de La Plana.

2.2.3.1 *Coniaciense-Santoniense y Campaniense (C₂₃₋₂₅)*

En el Caroch, excepción hecha de la Sierra La Plana, el espesor máximo puede cifrarse en 70 m., 30 para el Coniaciense y 40 para el Santoniense. En Sierra Grossa-Gorda el conjunto alcanza los 300 m., desglosados en 90, 120 y 90 m. para cada uno de los pisos.

La totalidad de la serie se presenta como una masa calcárea, bien estratificada, con escasísimos interbancos 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 biomicritas, 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; existen, pues, niveles que son difícilmente diferenciables de las propias arenas albienses, 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) la 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.

En las láminas 1 y 2 hemos representado, lo más completa posible, la distribución de microfaunas en el Cretácico del Caroch y Sierra Grossa-Gorda, tratando además de agrupar éstas según un ambiente y distribuyendo las asociaciones ambientales a modo de serie virtual de Lombard.

La bioestratigrafía obtenida se puede resumir en:

Coniaciense:

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

Santoniense:

Acordiella conica, *Lacazina elongata*, *Nummofallotia cretácica*, *Cuneolina pavonia*, *Cuneolinas*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Dicyclinas* y *Dictyoconus* sp.

Campaniense:

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

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

2.2.3.2 Las facies garumnienses (C₂₆T₁[^])

En la Sierra Grossa-Gorda, 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.

Aunque la discordancia erosiva del Mioceno es un obstáculo a la hora de las reconstrucciones paleogeográficas, no cabe la menor duda de que el espesor de estos depósitos crece brutalmente de N. a S. Efectivamente, en el Caroch ni existen; en el flanco N. de Sierra Grossa no llegan a los 30 m. de potencia, y en el flanco S. (meridiano de Ollería) pueden llegar a los 300 m.

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 blanda, constituida por arcillas verdes, rosas, rojas y ocreas, cuando los elementos ferruginosos son abundantes, que alternan con delgados tramos calcáreos de aspecto noduloso o boudinado que corresponden invariablemente a biomicritas ferruginosas e intrabiomicritas. Niveles pseudobréchicos y biomicríticos, llenos de huellas de litófagos (**Burrows**) perpendiculares a la estratificación, son muy característicos. Hacia el techo existen niveles de yeso inmersos en margas y arcillas verdes que contienen además bandas poco espesas de carniolas.

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 *Milliólidos* 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.

Más al Sur (Hoja de Onteniente), la confirmación de que gran parte de

la serie roja pertenece al Maastrichtiense aparece clara, pues existen pasadas marinas con *Omphalocyclus macroporus* y *Siderolites calcitrapoides*.

La confirmación del Paleoceno aparece igualmente, pues G. CHAMPETIER ha encontrado niveles con *Glomalveolina* al SE., y nosotros, Paleoceno marino al Sur.

2.3 OLIGOCENO (T₃^A)

En afloramientos reducidos y en posiciones muy tectonizadas (La Guarañonera-Castillo de Játiva) se han cartografiado depósitos fuertemente detríticos discordantes sobre los términos mesozoicos y yacentes bajo la discordancia miocena. Su espesor puede cifrarse en 70 m.

Corresponden a zonas deprimidas teñidas intensamente de coloraciones rojo a salmón y siempre difíciles de observar. Presenta una gran convergencia de caracteres con las facies garumnienses, diferenciándose de éstas por la presencia de gruesos cantos de cuarcita (5 cm.), posiblemente heredados de las facies weald, el carácter lentejonar y el llamativo color salmón.

Los dos afloramientos cartografiados difieren sensiblemente, pues mientras en Játiva la formación está eminentemente constituida por areniscas débilmente cementadas y escasas margas, en la Guarañonera las proporciones de arcillas rojas, microconglomerados y lentejones de conglomerados con cantos de cuarcita son muy superiores a las débiles intercalaciones de areniscas.

La formación, totalmente estéril, es litológicamente correlacionable con las conocidas en el Prebético externo, que en ocasiones han librado *Charáceas* de edad Oligoceno.

2.4 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 extraños al ambiente nerítico deposicional, hacen que el estudio del Mioceno sea difícil y deba realizarse con extremo detalle y prudencia.

2.4.1 La base detrítica (T_S^{Bb-Bc}₁₂₋₁₁)

Sobre el Mesozoico y apoyada mediante una suave discordancia angular

y erosiva, la base de los depósitos neógenos, que nunca llega a alcanzar potencias superiores a los 30 m., se presenta bajo facies detrítica generalmente muy constante.

Consta en esencia de un conglomerado de base ausente o muy desarrollado, delgadas intercalaciones de calcarenitas pararrrecifales y una secuencia bien desarrollada de calizas arenosas, areniscas y margas. Este último tramo representa casi el 90 por 100 de la formación.

Junto a los numerosos restos de *Equinoideos* y *Lamelibranchios*, son frecuentes las Algas del género *Lithotamnium* y las *Amphisteginas*.

Esta base areniscosa nunca presenta cuarzos bipiramidados ni elementos arcillosos del Keuper.

Estos depósitos transgresivos de la base miocena son de edades distintas dentro de la Hoja de Canals. En efecto, en el río Cañoles, la sección levantada (Barranco de la Hoz de Mogente) presenta en los interbancos margosos una microfauna atribuible al Tortoniense:

Globorotalia cf. humerosa, *G. mayeri*, *G. acostensis*, *Globigerina dutertrei* y numerosos bentónicos característicos de esta facies basal.

En la sección del río Clariano (Ayelo de Malferit), las asociaciones microfauísticas revelan una edad Serravallense:

Globorotalia praemenardii, *G. linguaensis*, *G. «ex grege» fohsi*, *G. scitula*, *Orbulina universa*, *O. suturalis*, *Globigerinoides trilobus* y *G. bisphericus*.

Tan sólo la presencia de resedimentaciones observadas de microfaunas del Cretácico Superior y Eoceno puede hacer dudar de esta atribución.

No obstante, la serie margosa, que en ambas secciones recubre los términos basales y de la que posteriormente hablaremos, parece realmente disipar las dudas.

Debemos, pues, pensar que esta primera discordancia miocénica observada en la Hoja de Canals sufre una migración en el tiempo, siendo progresivamente más joven en dirección norte. Como corroboración de esta hipótesis, agreguemos que en la Hoja de Onteniente (al sur de Canals), depósitos similares señalan una discordancia intramiocena que se observa migrar a través del Serravallense, separando allí dos facies margosas: una Langhense y otra Serravallense-Tortoniense.

2.4.2 Las margas del llamado «Tap» (T_{12-11}^{Bb-Bc} y T_{11}^{Bc})

La heterocronía de los depósitos basales supone que a un lado y otro de la Sierra Grossa-Gorda las potentes series sean de diferente cronología.

Ninguna diferencia litoestratigráfica puede establecerse entre los monótonos paquetes margosos que colmatan las áreas sinclinales del Cañoles

y de Onteniente. 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 siempre una imagen falsa, bastante por defecto de la real.

Estas margas, transgresivas sobre sí mismas y sobre las litofacies basales, 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-Alcudía). 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 las especies anteriores y numerosos bentónicos especialmente presentes hacia el techo de la formación.

El corte del río Clariano, completado en la Hoja de Onteniente, 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 lenguaensis* y *G. mayeri*, en conjunto con las margas del Tortoniense, que se extienden hasta la segunda discordancia cartografiada.

Estos hechos han decidido la adopción de una postura prudente, señalando un «tap» Tortoniense (T_{11}^{Bc}), un «tap» Serravaliense-Tortoniense (T_{12-11}^{Bb-Bc}) y unas areniscas basales que migran desde el Serravaliense (sinclinal de Onteniente) hasta el Tortoniense (río Cañoles).

2.4.2.1 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 arcillas 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 bipiramidados, microfauna cretácica y la escasa continuidad lateral que presentan.

2.4.3 La discordancia intratortoniense

Sobre las margas del «tap» Tortoniense, una nueva discordancia viene marcada por los depósitos transgresivos de lo que se ha venido llamando molasa de Montesa.

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.

2.4.3.1 Las calcirruditas (TC_{11}^{bc})

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 paleorelieve mesozoico.

Litoestratigráficamente, es una barra aparentemente masiva, constituida por una calcirrudita bioclástica guesa que puede albergar gruesos cantos aislados de cuarcita. En ocasiones, como en Vallada, se presenta bajo auténticas facies molásicas, areniscas blancas muy finas.

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

2.4.3.2 La serie lacustre de Vallada y Alcudia de Crespins (Tcm_{11}^{bc})

Sobre las calcirruditas anteriores existen unos 15 m. de depósitos con características acusadas de continentalidad.

Primero, unos 5 m. de micritas y biomicritas blancas, muy tableadas, que contienen: *Charáceas*, *Ostrácodos* y pequeños *Gasterópodos* indeterminables; encima vienen arcillas coloreadas y margas arenosas que, con muchas reservas a causa de las resedimentaciones observadas de *Globotruncanas*, han librado numerosos organismos bentónicos y pelágicos propios del Mioceno Superior (Tortoniense).

Si el medio lacustre aparece claramente definido en el primer tramo,

los niveles siguientes son difíciles de asimilar a un medio marino, aunque contengan esa microfauna tan peculiar.

En la Hoja de Onteniente, estos niveles superiores encuentran mayor desarrollo y quizá puedan ser relacionados con los conocidos niveles de lignitos de Alcoy.

2.4.4 Los últimos depósitos del rim-syncline (T₁₁₋₂^{Bc-B})

En la periferia del Trías de la Pollisa, bien sobre el propio Keuper o localizado 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 (+ 500 m.) y buzamientos acusados cerca de la sal.

2.5 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 región de Canals.

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.

2.5.1 Pleistoceno

Representado indudablemente por las terrazas de los ríos Cañoles, Clariano y Albaida y muy posiblemente por los antiguos conos de deyección

y 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.

Terrazas (Q_{T1}-Q_{T2}-Q_T)

En los ríos Cañoles y Clariano se distinguen claramente dos niveles de terrazas cuyas características litológicas son muy similares.

En efecto, la terraza alta (Q_{T1}), 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.

En el río Albaída, donde tan sólo es visible una terraza, tanto las características litológicas como las geométricas no permiten diferenciarla y ha sido representada como Q_T.

Conos de deyección y depósitos de ladera (Q_{cd})

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_k)

Depósitos típicos concrecionados que varían desde costras a auténticas estructuras pisolíticas radiadas. Ocasionalmente ocasionan generalmente un resalte morfológico que alcanza hasta 1 m. 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 y a su vez a cotas más bajas que las formaciones travertínicas de Canals.

2.5.2 Holoceno

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

Travertino de Canals (Q_{tr}-Q_{ltr})

Elevado en una amplia plataforma que se apoya sobre los conos antiguos y terrazas, ha sido a su vez recortado por los períodos erosivos más modernos.

Constituido generalmente por un completo entramado de algas travertínicas, aunque en ocasiones (La Pollisa) engloba cantos y estructuras concrecionadas.

En la actualidad se encuentra hasta unos 40 m. por encima del nivel de las fuentes del río de los Santos, apreciándose el descenso del nivel regional en el encajamiento que, sobre su propio depósito, ha realizado el curso del río. Este descenso paulatino del nivel de base ha creado no sólo el encajamiento, sino la deposición de limos negros (Q_{ltr}) producto de la descomposición del edificio travertínico.

Aluvial actual del río Cañoles (Q_a)

Es fundamentalmente en el Cañoles donde pueden apreciarse tramos del curso encajados en las margas miocenas y tramos donde las margas están tapizadas por cantos gruesos y bloques. Esta distribución irregular de los depósitos actuales del Cañoles parece estar determinada por la llegada al cauce de materiales procedentes de los depósitos de ladera y conos actuales, encontrándose el aluvial aguas abajo de estas áreas de llegada.

Arcillas rojas de descalcificación (Q_{cu})

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 TECTÓNICA

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 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.

3.2.1 El Macizo del Caroch, los atisbos ibéricos

Corresponde a una gran bóveda afectada por numerosas fracturas que la dilaceran en bloques y en la que se reconocen anticlinales y sinclinales

suaves y de gran radio de curvatura que se imbrican entre sí. Los ejes son, pues, numerosos y las charnelas se difuminan rápidamente.

El macizo aparece limitado por los afloramientos triásicos de Ayora-Cofrentes, Montroit-Turis y Alberique, respectivamente, al Oeste, Norte y Este. Al Sur, su límite coincide con una gran flexura que a nivel paleozoico puede muy bien corresponder a una fractura o accidente semejante a la línea del Guadalquivir.

Esta flexura, bien visible al sur del Anticlinal de Santa Bárbara-La Oliva, Puerto de Almansa y Enguera, puede ser llevada hasta Yecla, contabilizando entonces una longitud mínima de 60 km. No cabe la menor duda de que un accidente de tales dimensiones, que significa siempre la frontera entre dos estilos tectónicos diferentes a nivel cobertera e incluso diferenciaciones en las series litoestratigráficas, de uno y otro lado, debe corresponder a un accidente de zócalo.

Al norte de este accidente, en función del menor espesor de las series sedimentarias, especialmente del incompetente y plástico Neocomiense y quizá por la proximidad del zócalo rígido, la cobertera mesozoica reacciona con un estilo suave y abombado característico de las zonas externas del Prebético.

Es también en el Caroch donde las direcciones ibéricas se presentan en conjunto con las propias béticas. Este fenómeno sólo está insinuado en nuestra cartografía por ciertas pequeñas fracturas y por el incurvamiento de algunas líneas estructurales. Fuera de nuestro territorio, especialmente en la Hoja de Almansa, estas direcciones sensiblemente NE-SO. se confunden con la típica SE-NO. o bética, originando la flexuración espectacular de ejes y fallas.

Es, pues, el Caroch un gran bloque a caballo entre la plataforma de Albacete, de la que forma parte, y la Cordillera Ibérica.

El nuevo estilo de plegamiento se adivina ya en las estructuras volcadas y cabalgadas al norte de Enguera y Sierra de La Plana, que separan, en el extremo este del macizo, la flexura limítrofe y el sinclinal del río Cañoles.

3.2.2 Area sinclinal del río Cañoles

Paralelo a la flexura del Caroch se dibuja en toda su longitud un sinclinal típico de los de la llamada *Franja de los grandes Ejes*. Sus dimensiones, 60 km. de largo por 3 ó 4 a lo sumo de ancho, son ya factores característicos de esa gran zona intermedia entre la *Plataforma de Albacete* y el *Frente Subbético*.

El área sinclinal aparece ya con una clara vergencia norte, pues el flanco del Anticlinal Sierra Grossa-Gorda cabalga netamente al Neógeno que rellena la cubeta sinclinal.

Desde el punto de vista tectónico, la nota más característica reside en

su funcionamiento como «rim-syncline» (sinclinal periférico) del fenómeno diapírico observado en Sierra Grossa-Gorda. Desde el punto de vista paleogeográfico hay que destacar que constituye la primera isópica visible, donde no es arriesgado suponer una sedimentación neógena muy completa.

Como forma geométrica, la rápida y progresiva verticalización del flanco sur del Caroch y del próximo Anticlinal de la Oliva (Hoja de Almansa), así como el citado cabalgamiento por el flanco del anticlinal Sierra Grossa-Gorda, hacen intuir se trate ya en verdad de un sinclinal en «bolsa de tabaco», expresión que quiere significar la imagen inversa de un anticlinal en champiñón.

3.2.3 Anticlinal diapírico Sierra Grossa-Gorda

Corresponde como las anteriores unidades a una larga alineación claramente visible desde Fuente la Higuera a Genovés-Beniganim y posiblemente hasta el Mediterráneo. Al oeste 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.

El análisis cuidadoso del tectonizado eje permite distinguir:

- La bóveda compleja.
- Los flancos.
- 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 materiales diapíricos, 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 litofacies 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 diferentes. En efecto, mientras el flanco sur de enlace con el área sinclinal de Onteniente presenta una progresiva verticalización, inversión y débil cabalgamiento, el *flanco norte 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 sur, 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 norte 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-tortoniense 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 (Fontanares-Onteniente) los klippes aparecen normalmente, es decir, rebasando en su posición al propio flanco (Hoja de Onteniente).

3.2.4 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, que tan poco representada se encuentra en el mapa, es preciso indicar dos hechos:

- Ha actuado, al igual que el Cañoles, como sinclinal periférico del diapirismo Sierra Gossa-Gorda. Se encuentran grandes klippes sinsedimentarios y extensos depósitos plio-cuaternarios de génesis diapírica.
- 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».

3.2.5 Diapiro de Enguera

Representado por una mínima parte de un extenso afloramiento de Keuper. Este Trías, del que forma parte, dibuja una curiosa zeta que permite suponer una complejidad mayor de la asignada, pudiendo incluso estar ligado a fallas de desgarre.

Lo limitado del afloramiento y la posible complejidad de la línea en la que se integra, sólo permite indicar que por lo menos una parte ha jugado en auténtico diapiro, del que son fiel testigo las formaciones plio-cuaternarias que lo circundan.

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 brucas 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 Tortoniense), 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 Trías 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 halocenososis salina.

Al menos, el momento en que las extrusiones rompen la cobertura mesozoica e invaden el mar, es primero en las zonas internas (Albiense, J. LECLERC) y más tarde 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

y 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-Tortonense, 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 posiblemente 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 Trías 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 curso 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 po-

sible 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 prebélicas, se han dibujado los cortes estructurales interpretativos y se ha elaborado gran parte de esta síntesis. Así, es presumible que la serie jurásica del Caroch sea equivalente a la del Anticlinal de la Oliva, mientras que la del resto puede intuirse semejante a la del Anticlinal de 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, que 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, pues si sobre las zonas externas parece evidente, en las más internas el límite Lías-Dogger es muy mal conocido y, por consiguiente, falto de interpretación. 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 Coralinas (Oncholitos) y lagoons 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.

Teniendo como base de razonamiento la correlación con las isópicas de Oliva y Jaraco, es posible hablar de un Portlandiense con espesor no superior a los 75 m. en facies de alta energía; esta serie termina tras una barra miostrómicica con numerosas costras ferruginosas que prácticamente marcan la base del Neocomiense.

El Cretácico Inferior se caracteriza por tres hechos:

- Reducidísimo espesor del Neocomiense margoso, con Ammonites que no sobrepasa los 30 m.
- Barremiense, primero en facies lacustres, con *Atopochara trivolvris* y después con facies continentales detríticas (Weald) (60 m.).

- Aptiense-Albiense formando una potente serie calcárea de más de 300 m.

Esta síntesis litoestratigráfica muestra la gran variedad y movilidad de las líneas paleogeográficas que, durante el Cretácico Inferior, se imprimieron sobre la *Plataforma de Albacete*. Entre esta serie y la correspondiente a la isópica de Sierra Mariola (Cocentaina), existen notables diferencias: cambios tremendos de espesor (700 m.) y un régimen marino instaurado francamente. Esta gran diferenciación del dominio sedimentario, con paso de facies litorales (Oliva) a pelágicas y neríticas (Mariola), se realizaría entre el Caroch y Mariola (al sur de la Hoja). Es, pues, indudable que, de un modo progresivo o quizá brusco, la flexuración de la extensa plataforma empieza a notarse adentrándonos paulatinamente en un medio más profundo, especie de precuenca (véase Hoja de Onteniente) que significaría la antecala del gran surco prebético.

En resumen, las diferencias observadas entre las series de Oliva y Mariola permiten al menos imaginar que:

- 1.º Hasta el Kimmeridgiense Superior no existen prácticamente diferencias paleogeográficas entre las actuales áreas del Caroch y Sierra Grossa.
- 2.º En el Portlandiense empieza la auténtica diferenciación de los dominios sedimentarios, diferenciación aún más acusada durante el Neocomiense.

Durante el Aptiense y gran parte del Albiense, una nueva plataforma se establece; los depósitos epineríticos a litorales evidencian una sedimentación en medio poco profundo y agitado. La secuencia rítmica, tan constante en el Albiense Medio a Superior, denota un continuo movimiento de las aguas sobre la plataforma. En efecto, no es difícil interpretar la existencia de pequeños ciclos iniciados siempre por una rápida transgresión (calcarenitas oolíticas), iniciándose el régimen regresivo con las micritas y culminando éste en las margas ocreas ferruginosas y detríticas.

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 fluvio-deltaico 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 ya muy cerca: Isópica de la Solana-Benicadell (Hoja de Onteniente).

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.

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 cobreadas y los moldes de *Gasterópodos* y *Lamelibranchios* 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 postcretácicos, esta idea parece encontrar confirmación regional, pues pa-

rece que la formación dolomítica 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.

4.2 LA REGRESION SENONIENSE Y LOS APORTES DETRITICOS

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.

En estos dos estadios de tiempo, sutiles diferencias pueden ser observadas entre las series del Caroch y Sierra Grossa-Gorda. Los cuadros de distribución biológica muestran cómo las microfaunas típicas de ambientes abrigados están mucho más representadas en el Caroch que en Sierra Grossa.

El Campaniense plantea un indudable problema paleogeográfico, pues la línea de costa representada por E. FOURCADE, coincidente con la flexura del Caroch, no toma en cuenta el bisel erosivo del Oligoceno que ha podido dismantelar los depósitos campanienses más allá de la línea de flexura. De todas formas, las diferencias apuntadas para Coniaciense-Santoniense entre el Caroch y Sierra Grossa-Gorda, permiten intuir que durante el Campaniense el movimiento regresivo se acentúa, dejando ya amplias zonas emergidas en la plataforma de Albacete.

La culminación de este régimen regresivo se alcanza en el Maastrichtiense, del que ya no existen facies marinas s.s. en la Hoja de Canals; este área lagunar salobre, a la que llegan intensos aportes detríticos, parece pasar progresivamente hacia una continentalidad más acusada, alcanzando el máximo durante el Oligoceno.

Como los límites cronoestratigráficos dentro de las facies garumnienses no han podido ser establecidos, sólo se puede hablar de un progresivo ambiente cada vez más continental. La Meseta gana cada vez más terreno al mar, confinado bruscamente al surco bético, pues en la Hoja de Onteniente se pasa, sin la existencia real de términos intermedios, a series del Maastrichtiense y del Paleoceno pelágicas.

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 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, 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 EL NEOGENO, LAS DISCORDANCIAS Y EL DIAPIRISMO

Tras la progresiva continentalización impuesta por la regresión final del ciclo cretácico, llevada al límite en los depósitos fluvio-torrenciales del Oligoceno, la transgresión neógena sorprende *un país ya preestructurado*. Esa preestructuración es bien visible cuando afloran los términos del Mioceno Inferior (Hoja de Onteniente), pues la caliza de Algas y Amphisteginas reposa en discordancia angular (acordancia) sobre los altos mesozoicos.

La preestructuración no llega posiblemente a crear tierras emergidas, pero sí altos fondos y surcos que continuarán diferenciándose sincrónicos con la sedimentación neógena.

Tras la posible sedimentación de una barra pararecifal y de las margas langhienses y serravallienses (Hoja de Onteniente) de ambiente nerítico de plataforma, una barra detrítica señala aquí la base visible del Mioceno. Esta misma barra representa más al Sur una discordancia interna, cronológicamente situada entre Langhiense y Serravalliense, mientras que en Canals marca primero el difícil límite Serravalliense-Tortonense (Ayelo) y más al Norte (río Cañoles) la base del Tortonense.

No cabe duda de que estos depósitos detríticos corresponden a las facies basales de una transgresión que migra en el tiempo de Sur a Norte.

Tras la oleada marina se instala un mar epicontinental bien comunicado con el mar abierto, y es en este mar tortoniense cuando el diapirismo, que posiblemente ha comenzado desde el Albiense (región de Almansa), irrumpe a través de la cobertera mesozoica. La diferenciación de medios impuesta por la estructura diapírica Sierra Grossa-Gorda evidencia que la presencia de zonas altas y bajas es cada vez más patente y que la paleogeografía submarina es ya, «a grosso modo», semejante a la actual.

Siempre en un mar epinerítico, donde el diapirismo submarino es batido por las olas y corrientes, la sedimentación del «tap» tortoniense continúa hasta que una nueva fase transgresiva irrumpe en la cuenca.

La migración en el tiempo de sur a norte es también ahora Serravalliense-

Tortoniense, mientras que al Norte (Canals) es ya intra-Tortoniense. *Es indudable que entre una y otra median movimientos importantes, pues la discordancia es tan espectacular que incluso se llega a obtener la sensación de que la calcirrudita de Montesa-Alcudia de Crespíns es postorogénica y atectónica.*

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 y es hasta posible que las direcciones ibéricas (Sinclinal de Alcudia) sean otra vez visibles. 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.*

Sobre las dos discordancias intramiocenas es preciso agregar que corresponden realmente a oleadas transgresivas brutales, ya que en las margas que cobijan no se ha podido apreciar una regresión clara, tan sólo la presencia de bentónicos en los metros finales podría inducir a pensar que los «tap» representasen ciclos sedimentarios completos. «A priori», la imagen más sugestiva sería la correspondencia de estos dos episodios detríticos con fuertes movimientos ocurridos en el surco bético, movimientos que provocarían el desplazamiento del mar a las zonas externas y la presencia de elementos detríticos arrancados por las olas a la fuerte estructuración ocurrida en el surco central de la cuenca.

Tras 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 apartado 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 yeso en el Alto del Picayo y de gravas en los aluviones del río Cañoles.

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.

La industria del caolín y del vidrio, tan desarrollada en la región valenciana, no existe prácticamente (Ayelo de Malferit), siendo, sin embargo, sus posibilidades altas: facies Utrillas y detríticas del Senoniense.

5.2 CONSIDERACIONES HIDROGEOLOGICAS

El análisis de algunos puntos de agua (pozos y fuentes) ilustra perfectamente la estructuración del país.

El Macizo del Caroch es drenado por dos importantes fuentes: Río Santos (Alcudia de Crespíns) y Anna (fuera de la Hoja). Estas dos surgencias presentan una diferencia de cota de más de 40 m., evidencia de una divisoria subterránea provocada posiblemente por el Albiense Superior (Utrillas+Buixcarró) en el plano axial del anticlinal de La Plana.

Una nueva barrera de permeabilidad provoca la diferenciación entre el Caroch y Sierra Grossa-Gorda, pues de los 175 m. de cota absoluta del río de los Santos, se pasa a una tremenda variación entre los pozos del flanco norte Sierra Grossa.

En particular, los pozos realizados cerca de Mogente muestran variaciones estacionales de más de 100 m. Esta complejidad es función directa de la estructura geológica que impone una tremenda compartimentación y, por consiguiente, falta de alimentación.

El Sinclinal del Cañoles es, pues, una barrera que incomunica Caroch y Sierra Grossa, merced seguramente al cabalgamiento frontal de esta última.

Para el flanco sur de Sierra Grossa parece mantenerse el nivel regional que marcan las fuentes de Bellús (Hoja de Játiva).

En resumen, el esfuerzo hidrogeológico debe centrarse en la regulación del imponente Macizo del Caroch, del que escapan en invierno más de 1.500 l/seg., que no son aprovechados directamente.

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, p. 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-Cenomanien 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.
- 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.
- 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 Mediodia

- (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'Alcira (Prov. de Valence, Espagne)». *C. R. Somm. S. G. F.*, fasc. 1, pp. 12-14.
- DARDER-PERICAS, B. (1945).—«Estudio geológico del sur de la provincia de Valencia y norte de la de Alicante». *Bol. Inst. Geol. 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; 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; 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; 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 de 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 Mugron, 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