



IGME

819

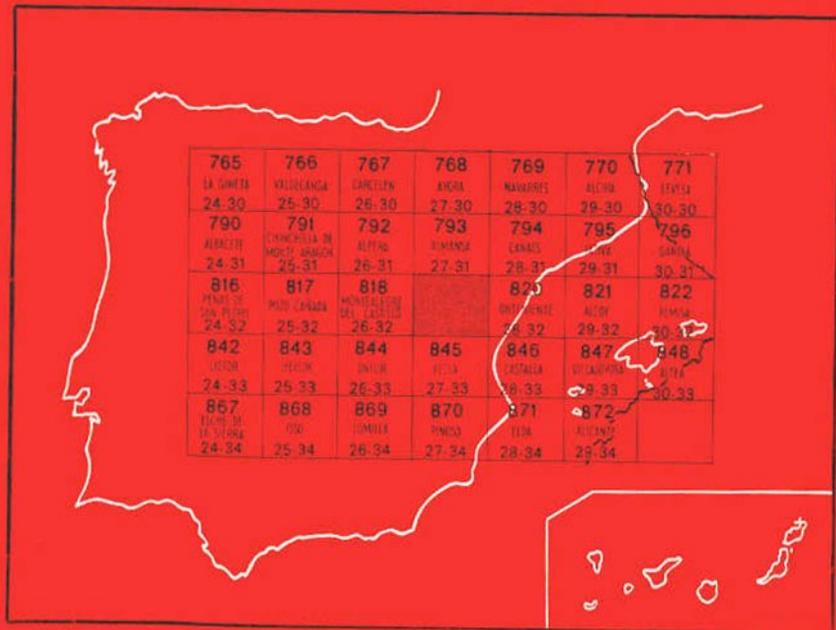
27-32

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CAUDETE

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

CAUDETE

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por INTECSA (Internacional de Ingeniería y Estudios Técnicos, S. A.) con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido como autores:

En *Geología de campo*: Lendínez González, A., y Tena-Dávila Ruiz, M.
En *Síntesis y Memoria*: Bascones Alvira, L.; Lendínez González, A.; Martín Herrero, D.; Tena-Dávila Ruiz, M., y Lamonedá González, S. (Hidrogeología).

En *Dirección del proyecto*: Pavón Mayoral, J.

En *Micropaleontología y Petrología*: Granados Granados, L. (Enadimsa).
Habiendo colaborado: Goy Goy, A. (Jurásico); Gutiérrez, G. (Cretácico, Paleógeno); Robles, F. (Cretácico, Terciario), y Usera, J. (Micropaleontología del Terciario marino) Departamento de Geología de la Universidad de Valencia.

Supervisión del IGME: Elizaga Muñoz, E.

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 - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M-1.404-1981

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

1 INTRODUCCION

La Hoja núm. 819 (27-32), Caudete, está situada en la conjunción de las provincias de Albacete, Murcia, Valencia y Alicante. Geológicamente se emplaza en el borde septentrional del dominio Prebético Externo.

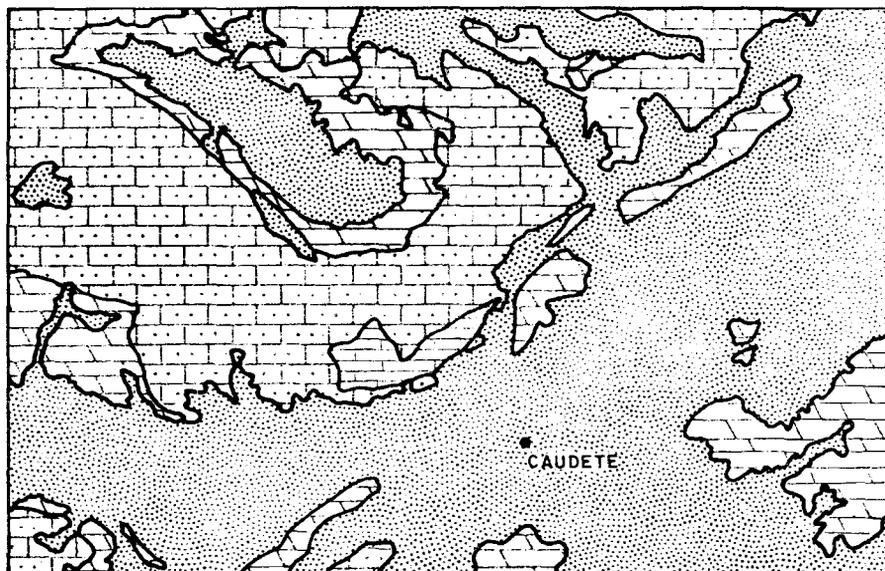
Como antecedentes geológicos se ha contado, para la elaboración de este trabajo, con la base geológica proporcionada por la Hoja núm. 819 Caudete, del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, publicada en 1956 y realizada por el Ingeniero de Minas don ENRIQUE DUPUY DE LOME. Asimismo, ha sido de gran utilidad el Mapa de Síntesis de la Cartografía Geológica publicado en 1973 a escala 1:200.000.

Afloran en esta Hoja sedimentos mesozoicos, terciarios y cuaternarios (fig. 1). El mesozoico está representado por depósitos calcáreos del Jurásico terminal, por un Cretácico Inferior calcáreo y detrítico y un Cretácico Superior, generalmente dolomítico, parcialmente carstificado hacia el techo y que termina en un tramo calcáreo. El Terciario existente está constituido por un Paleógeno detrítico, un Mioceno Medio «molásico» y un Neógeno reciente eminentemente detrítico.

La zona incluida en el marco de esta Hoja se incluye en el Prebético Externo de las cordilleras Béticas, atendiendo tanto a las facies litoestratigráficas como al estilo estructural.

La deformación en el Prebético de la Hoja de Caudete se manifiesta a través de una tectónica de cobertera con estructuras de dirección gene-

ral ENE-OSO y que afecta a los materiales mesozoicos y paleógenos. Las estructuras hercínicas del zócalo se reflejan en superficie al distorsionar bruscamente las estructuras típicas de la deformación Bética.



ESCALA 1:250.000

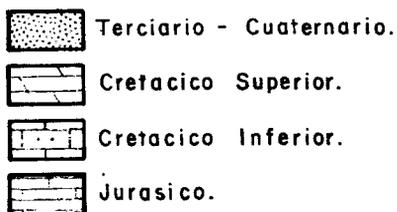


Figura 1

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 JURASICO

Los depósitos más antiguos que afloran en la Hoja de Caudete, corresponden a los materiales jurásicos que constituyen el núcleo anticlinal de la Sierra de La Oliva. Todos ellos son atribuibles al Kimmeridgiense. Aten-

diendo a la fauna encontrada, a las microfacies y a correlaciones establecidas con otros lugares mejor conocidos se han establecido dos unidades cartográficas.

2.1.1 KIMMERIDGIENSE INFERIOR (J_{32}^1)

El flanco oriental del anticlinal de la Sierra de La Oliva lo forman materiales del Kimmeridgiense Inferior, representados por un conjunto calcárcilloso constituido por una alternancia rítmica de calizas de grano fino y margo calizas que se van haciendo más margosas hacia el techo. El conjunto presenta un color gris, siendo su espesor superior a los 65 m. y no pudiendo precisarse la potencia exacta al no aflorar la formación infrayacente.

FOURCADE, E. (1970) en la parte inferior de esta formación ha recogido macrofauna representada por Ammonites del género *Ataxioceras* y cita como microfauna encontrada *Ammobaculites*. Por otra parte, las facies de este conjunto son similares a las existentes en el pantano de Almansa, en la Hoja de Almansa (27-31), y en las que se ha encontrado *Lenticulina*, *Epistomina* y radiolas de equínidos. En base a estos datos y a su posición estratigráfica, respecto del conjunto suprayacente, es por lo que se asignan estos depósitos al Kimmeridgiense Inferior.

2.1.2 KIMMERIDGIENSE MEDIO-SUPERIOR (J_{32}^{2-3})

Por encima del Kimmeridgiense (J_{32}^1) se diferencia un conjunto carbonatado constituido por dolomías ocres, recristalizadas y fétidas hacia el techo, que se disponen irregularmente en lechos delgados y bancos métricos. La potencia de este conjunto se ha calculado entre 50 y 60 metros, al cabo de los cuales se pasa a un conjunto de otros 60 m. de calizas beigeas, gravelosas y/o oolíticas que hacia el techo presentan óxidos de hierro e intercalaciones de niveles margosos. Las microfacies de este conjunto litológico son fundamentalmente intrabiomicritas, oscilando la proporción de intraclastos entre un 10 y un 50 por 100, y en las que se han encontrado *Alveosepta Jaccardii*, *Trocholina gr. alpina-elongata*, *Nauticolina oolithica*, *Clypeina Jurassica*, *Kornubia palastiniensis*, *Ammobaculites*, *Actinoporella*, *Favrenia* y *Lenticulina* y Ophthalmidiidos, del Kimmeridgiense Medio.

La microfauna anteriormente citada, así como la similitud de facies de este conjunto con el del Pantano de Almansa y las dataciones cronológicas realizadas por FOURCADE (1970) en este mismo lugar de la Sierra de La Oliva hace que se atribuya, a este conjunto litológico, una edad Kimmeridgiense Medio-Superior. Atendiendo a estas características se puede decir que estas facies pertenecen a un medio de deposición marino restringido.

La potencia media en este tramo es aproximadamente de 120 m., si bien puede variar lateralmente dado que el techo se encuentra erosionado como consecuencia de la Fase Neocimérica.

2.2 CRETACICO

Los materiales cretácicos ocupan la mayor parte de la Hoja, aunque no ha sido posible realizar una columna general de este sistema. No obstante, se han levantado columnas estratigráficas del Cretácico en todo el ámbito de esta Hoja.

El Cretácico Inferior, suavemente plegado, constituye la mayor parte del macizo El Cabezo-La Oliva que, a través del puerto de Almansa, enlaza con el macizo del Caroch (Hoja de Almansa, 27-31). Este sistema se caracteriza por una alternancia de términos marinos y continentales así como variaciones en el espesor, lo que confiere a la estratigrafía de esta región ciertas dificultades.

El Cretácico Superior aflora, primordialmente, en la mitad suroriental de la Hoja a partir de la alineación Cuchillo-Caporucho, la cual constituye un frente de los empujes béticos. La mayor parte de los materiales de esta edad presentan un carácter de tramos bien definidos.

Considerando las anteriores características, se han diferenciado como unidades cartográficas dentro del Cretácico, siempre que ha sido posible, un Barremiense, en facies «Weald», un Aptiense calcáreo y Aptiense detrítico, un Albiense calcáreo y Albiense detrítico, un Cenomaniense, un Cenomaniense-Turonense-Coniacense y un Santoniense-Campaniense.

2.2.1 BARREMIENSE EN FACIES «WEALD» (C_{w14})

El mejor afloramiento de Barremiense se localiza en el anticlinal de la Sierra de La Oliva, aflorando con una potencia visible de 50 m. y constituido por calizas, calcarenitas con óxidos de hierro, arcillas versicolores y arenas y areniscas de grano, generalmente grueso.

Las microfacies barremienses están constituidas por biomicritas e intrabiosparitas que contienen foraminíferos: *Boueina hochstetteri*, *Trocholina valdensis*, *Choffatella decipiens* y Charáceas: *Clavator* sp. *Atopochara trivolvis*, *Globator trocholisoides*.

Estas microfacies llevan a pensar en un medio de transición marino-continental.

E. FOURCADE (1970), en la Sierra de La Oliva, estudió este tramo atribuyéndole una edad Barremiense por su contenido en Charáceas, Ostrácodos y Foraminíferos.

En base a todos estos datos se interpreta este tramo como de edad Barremiense, lo que implica la existencia de una laguna que comprende

el Portlandiense, Berriasiense, Valanginiense y tal vez parte del Hauteriense. De esta forma, las facies Weald quedan restringidas a los depósitos de edad Barremiense, si bien en este piso se incluyen niveles marinos que en el Aptiense se hacen más generalizados.

2.2.2 APTIENSE (C₁₅)

Forman esta unidad unos depósitos calcáreos constituidos por un conjunto de calcarenitas con Orbitolinas, dolomías y calizas arenosas con Ostreidos y Toucasias; un tramo de arcillas y areniscas versicolores que intercalan niveles calcáreos y a techo calcarenitas y calizas (serie registrada al S de Peñón Grande, con una potencia aproximada de 150 m.). En el tercio N de la Hoja, en cerro Timonares, y con una potencia de 130 m. se diferencia un tramo de calizas de Rudistas (Cc₁₅) y a techo areniscas, niveles de arcillas y margas arenosas (Ca₁₅). En el centro de la Hoja (anticlinal de la Sierra de La Oliva) la potencia se reduce notablemente hasta los 50 m.

Las microfacies de este conjunto litológico, distribuidas en toda la Hoja, están constituidas por biomicritas, margas arenosas, intrabiomicritas y dolomías (al S de la Hoja) que contienen *Everticyclammina greigi*, *Palorbitolina lenticularis*, *Choffatella decipiens*, *Orbitolinopsis* sp., *Sabaudia minuta*, *Pseudochoffatella cuvillieri*, *Orbitolina Gr. texana*, *Iraquia simplex*, etc. Como ejemplares de macrofauna se han encontrado Toucasias, lo que unido a las restantes características de esta unidad cartográfica hace que se le atribuya una edad Aptiense.

La potencia de este tramo varía entre 120 m., al norte y sur de la Hoja, y 50 m. en el centro (ladera meridional de la Sierra de la Oliva) lo que induce a pensar en la existencia de un umbral en la sedimentación del Aptiense, que sería la causa de la disminución del espesor de estos depósitos.

En el NO de la Hoja, el Aptiense se ha dividido en dos unidades cartográficas; una inferior, calcárea (Cc₁₅), y depositada en un ambiente de sedimentación marino, y otra, constituida por margas arcillosas amarillentas y margas arenosas que intercalan niveles de calcarenitas (Ca₁₅) y que es reflejo de un medio de deposición costero.

2.2.3 ALBIENSE (C₁₆)

Se divide el Albiense de la Hoja de Caudete en dos tramos: uno (Cc₁₆) que comienza en el paso Aptiense-Albiense y que litológicamente engloba un conjunto carbonatado con Rudistas y Orbitolinas, y otro tramo superior (C₁₆), detrítico y en facies «Utrillas», que da paso al conjunto dolomítico que comienza en el Cenomaniense.

El tramo inferior, que se presenta en facies marinas, está constituido por calizas de Rudistas y Orbitolinas que hacia el techo se hacen más detríticas. La potencia aproximada de este tramo es de aproximadamente 150 m. (cerro las Ganadetas), que en el anticlinal de Santa Bárbara, en la Sierra de La Oliva, se adelgaza hasta los 30 m.

Las microfacies de este conjunto las forman biointramicritas con esparita, intrabiomicritas, biomicritas con esparita y niveles de dolomías a techo que contienen *Everticyclammina greigi*, *Sabaudita minuta*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Nautiloculina cretacea*, *Orbitolinopsis* sp., *Orbitolina gr. concava*, *Bacinella irregularis*, *Cuneolina pavonia*, *Hensonina lenticularis*, *Neorbitolinopsis conulus*.

El tramo superior, eminentemente detrítico, está constituido por arenas cuarcíferas blanquecinas y/o amarillentas con estratificación cruzada y que intercalan finas hiladas de arcillas versicolores, lo que le hace asimilable litológicamente con la «Formación Utrillas». Su potencia es muy variable, aflorando con un espesor de 30-40 m. que aumenta hacia el Sur donde, en los Altos del Temprano, lindando con la Hoja de Yecla (27-33), alcanza una potencia de hasta 160 m.

En base a la asociación paleontológica encontrada en esta unidad, a la correlación de facies con otras localidades y a la posición estratigráfica del tramo es por lo que se atribuye a este conjunto litológico una edad Albiense.

2.2.4 GENOMANIENSE-TURONIENSE-CONIACENSE (C₂₁₋₂₃)

Esta unidad se emplaza, principalmente en la mitad suroccidental de la Hoja. Es eminentemente dolomítica y azoica y suele presentarse con una potencia entre los 70 y 90 m. Litológicamente se pueden establecer dos tramos:

- El inferior, formado por dolomías amarillentas, margas dolomíticas y calizas dolomíticas dispuestas en lechos de 30-40 cm. con niveles de calcarenitas calizas y margas verdes no continuas en la base y que sirven para separar este miembro del Albiense. Al techo, aflora otro nivel de margas amarillentas, con ligeras pasadas de margocalizas, también amarillentas, que nos marca el paso a la unidad siguiente. Regionalmente y sin ninguna base paleontológica debido a lo estéril del tramo, se atribuye a este miembro una edad Cenomaniense (C₂₁).
- El superior, constituido por dolomías en bancos gruesos, margas dolomíticas y algún nivel de caliza dolomítica que generalmente dan relieve de farallón y se encuentran en parte carstificadas, lo que favorece la formación de calcita secundaria en numerosas fisuras y en

las zonas de mayor circulación de agua en todo este tramo. Al techo aparece un pequeño nivel de margas amarillentas que nos marcan el paso a la unidad superior. Regionalmente y sin tener tampoco ninguna base paleontológica, se atribuye a este grupo litológico una edad Turoniense-Coniaciense.

Entre estos dos tramos, se han encontrado algunos niveles de dolomitas conteniendo *Ophthalmidiidos*, *Marsonella*, *Ataxophragmiidos*, *Miliólidos* y *Lamelibranquios*.

En razón de la escasa fauna encontrada, para poder cartografiar en forma individualizada los distintos pisos del Cretácico Superior se ha optado por agrupar en esta unidad el Cenomaniense, Turoniense y Coniaciense. Las atribuciones de edad se han realizado en base a los criterios adoptados regionalmente y a las unidades infra y suprayacentes perfectamente datadas.

2.2.5 SENONIENSE (C₂₃₋₂₆)

Se agrupan en esta unidad cartográfica unos afloramientos alineados paralelamente a un accidente tectónico que con dirección NE-SO atraviesa la Hoja de Caudete y debido al cual el grado de fracturación en estos afloramientos es elevado.

Litológicamente están constituidos por dolomías en bancos gruesos, margas dolomíticas intercaladas, y a techo calizas micríticas, calizas de Lacazina y calizas marinas y margas con Charáceas.

La potencia del tramo es superior a los 60 m. y las microfacies vienen definidas por dolomías y biomicitas que contienen: Ostrácodos, *Dicyclina schlumbergeri*, Lacazina, Lituólidos, Texturálidos, Discórbidos y oogonios de Charáceas. Debido a la complejidad tectónica se han agrupado dentro del Senoniense los diversos pisos, cuya diferenciación ha resultado ser prácticamente imposible.

2.2.6 SANTONIENSE-CAMPANIENSE-MAASTRICHTIENSE (C₂₄₋₂₆)

Se agrupan en esta unidad una serie de depósitos calcáreos que hacia el techo se hacen más arcillosos. La litología está definida por calizas grises de grano fino bien estratificadas en capas de 20-30 cm., niveles dolomíticos, un nivel de calizas con Lacazina, calizas micríticas con «cailleux» y margas y margocalizas con Charáceas.

Las microfacies de estos depósitos están formadas por biomicitas, intrabiomicitas y dismicritas que contienen *Quinqueloculina*, *Nummofallotia*, *Discórbidos*, *Ophthalmidium*, *Lacazina*, *Thaumatoporella*, *Bolivinopsis*, talos y oogonios de Charáceas.

La potencia del tramo es de más de 50 m., si bien no se puede pre-

cisar al ser azoico el techo del tramo infrayacente. Por esto, el contacto Coniaciense-Santoniense se ha situado de acuerdo con el criterio elegido regionalmente, sobre el nivel de margas amarillentas bajo los primeros niveles calcáreos. Localmente este contacto puede ser impreciso debido a quedar afectado por la dolomitización.

El Campaniense-Maastrichtiense solamente se encuentra cuando queda preservado de la erosión por encontrarse afectado por estructuras tectónicas que lo resguardan. Así, el techo del tramo únicamente se puede establecer en el P. K. 14 de la C. C. 3.223 Yecla-Almansa, donde afloran los materiales de edad Paleoceno-Eoceno.

La atribución de edad Santoniense-Campaniense-Maastrichtiense a este tramo se hace en base a la similitud de facies con las Hojas adyacentes, donde había sido datado previamente en base a la microfauna encontrada. Aun así, los registros paleontológicos hallados no han sido suficientes como para individualizar estos tres pisos como unidades cartográficas independientes.

El medio de deposición donde estos materiales se han acumulado, corresponde a un medio marino, calizas Santonienses, mientras que los depósitos del techo se han sedimentado en un medio lacustre, como indica la aparición de talos y oogonios de Charáceas.

2.3 TERCIARIO

Este sistema está representado por sedimentos marinos y continentales que se depositan, generalmente, a favor de estructuras tectónicas favorables a la deposición. Sus unidades litoestratigráficas abarcan términos del Paleoceno, Eoceno, Mioceno Medio y Superior y del Plioceno.

2.3.1 PALEOGENO

2.3.1.1 Paleoceno-Eoceno (T_{1-2}^A)

Sobre las facies calcáreas continentales del Campaniense-Maastrichtiense, y en aparente concordancia, descansa un conjunto continental y detrítico constituido por una alternancia de arcillas rojas en la base, arenas, areniscas, margas arenosas y lentejones de conglomerados, fundamentalmente silíceos, que refleja una facies similar a las «Facies Utrillas».

En toda la Hoja de Caudete únicamente aflora este tramo entre los P. K. 13 y 14 de la c. c. 3.223 Almansa-Yecla, junto al barranco de Tobarriillas. La atribución de edad a este tramo se ha fundado, principalmente, en características litológicas que le hacen asimilable a los materiales de esta edad, que se encuentran en la zona de los Cuchillos en la Hoja de Utiel (26-27) y en la Hoja de Llombay (28-29). Igualmente ha influido en

la datación de estos materiales su posición estratigráfica y la atribución de edad que E. FOURCADE (1970) les asigna al estudiar la serie Tobarrilla.

2.3.2 NEOGENO

Los materiales depositados durante el Neógeno en el marco de la Hoja de Caudete se diferencian según que el medio de deposición fuera marino o continental.

La transgresión marina en el Neógeno comienza con el Mioceno Medio y alcanza hasta el Tortoniense. Durante la deposición de los materiales marinos hay identaciones continentales localizadas principalmente en la base y techo. Todos los materiales depositados posteriormente son sedimentos continentales.

En el Mioceno marino de la Hoja de Caudete pueden apreciarse dos unidades litológicas bien diferenciadas. La «Formación Mugarón», definida en la Hoja de Almansa (27-31), y de la cual se ha individualizado cartográficamente en esta Hoja su miembro inferior, en Valparaíso (T_{11}^{Bb}) y las margas superiores en facies «Tap» (T_{11-11}^{Bb-Bc}).

2.3.2.1 Langhiense Inferior (T_{11}^{Bb})

Descansando discordantemente sobre el sinclinal Cenomaniense de Valparaíso, aparece un tramo detrítico de potencia aproximada a los 50 m. y constituido por materiales de tipo litoral o costero que localmente se identan con formaciones continentales. Estos materiales, progresivamente más finos hacia el techo, marcan el comienzo de la transgresión miocena.

Litológicamente está formado por pudingas, biocalcarentas, calizas con *Lithotamnium* y Briozoos, arenas y areniscas, conteniendo microfauna bentónica y una macrofauna de Pectínidos, Ostreidos, Balánidos y Equínidos.

Las microfacies las constituyen calciruditas y biomicritas que contienen *Orbulina suturalis*, *Elphidium* sp., *Elphidium crispum*, *Spiroplectammina*, *Globigerinoides*, Briozoos y Meiobesias, etc. El medio de deposición es costero, existiendo identaciones continentales.

La edad atribuida a estos materiales, teniendo en cuenta los datos de PETIT y MONGIN (1965), CALVO, ORDÓÑEZ y USERA (1974) y USERA (1972-1974) es Helvetiense basal o Burdigaliense Superior. Considerando los datos que se aportan en este trabajo, se asigna al tramo una edad Langhiense, lo que le hace correlacionable con el Miembro inferior de la «Formación Mugarón» (T_{11-12}^{Bb-Bb}) (Quesada et al., 1967, Calvo et al., 1974).

2.3.2.2 Helvetiense (T_{11-12}^{Bb-Bb})

En la Hoja de Caudete se encuentran pequeños afloramientos dispersos,

que por similitud de facies y dataciones paleontológicas son asimilados a la «Formación Mugrón», situada y definida en la Sierra del Mugrón en el límite de las provincias de Valencia y Albacete, al NO de la ciudad de Almansa (Hoja de Almansa, 27-31).

CALVO, ORDOÑEZ y USERA (1974) definen dentro de la formación dos Miembros. El primero de ellos, de carácter detrítico, está constituido por calizas arenosas muy fosilíferas (Ostreidos, Pectínidos, Gasterópodos, Equinodermos, Foraminíferos, etc.) y el segundo, de carácter organógeno, está formado por calizas compactas, irregularmente estratificadas con Briozoos, Algas, Foraminíferos y radiolas de Equinodermos.

La presencia en la base del Miembro inferior de *Chlamys praescabrella* ALM y BOF, *Chlamys multistriata* y *Chlamys radians* N y ST (PETIT y MONGIN, 1965) podría corresponder a una edad Burdigaliense Superior-Helvetiense Inferior. Los registros micropaleontológicos obtenidos en la serie realizada en las proximidades de Fuente San Pascual (ver apartado 2.3.2.1) correlacionable con el miembro inferior de la «Formación Mugrón» hacen atribuir una edad Langhiense a este miembro.

El Miembro superior, en base a los datos aportados por los citados autores, se considera de edad Helvetiense.

En la Hoja de Caudete se ha individualizado cartográficamente el Miembro inferior (Lanphiense) en Valparaíso, mientras que los afloramientos de pequeño tamaño dispersos por la Hoja se les ha considerado de edad Helvetiense.

2.3.2.3 Langhiense Superior-Tortoniense (T_{11-11}^{Bb-Bc}) (Facies «Tap»)

Los materiales de esta unidad, que en la región se denominan «Tap», se diferencian en dos tramos desde el punto de vista litológico: el inferior, de margas algo arenosas, que pasan conforme pierden el material detrítico a otras ocráceas con nódulos blancos, con abundante fauna de foraminíferos bentónicos y planctónicos; el superior, de margas blancas, que pueden definirse como auténticas «moronitas» o albarizas. En estas últimas son sobre todo abundantes las faunas planctónicas de foraminíferos, para llegar en algunos niveles, como en Fuente la Higuera (USERA, 1974) a estar constituidas únicamente de frústulas de Diatomeas y cocolitos.

Los depósitos de esta unidad son muy fosilíferos y así, en los niveles con mayor contenido en detríticos y en las margas ocráceas son muy abundantes los foraminíferos. Entre los bentónicos destacan por su frecuencia *Ammonia beccarii beccarii* (I.), *Cibicides lobatulus* (WALKER y YACOB) *Cibicina boucana* (D'ORB.), *Reussella spinulosa* (REUSS). Las especies de menor profundidad, como *Ammonia* y *Cibicides lobatulus* corresponden a los niveles más inferiores.

Entre las formas plantónicas destacan por su frecuencia *Globigerina fal-*

conensis BLOW., *Globorotalia mayeri* CUSH. y ELLISOR, *Orbulina suturalis* BRONN.

Entre los niveles superiores de esta unidad existe una variada fauna de foraminíferos bentónicos, entre los que destacan por su mayor número de especies *Lenticulina*, *Uvigerina*, *Bolivina*, *Bulimina*; pero quizá sean los *Globigerinacea* los más abundantes.

En el techo de esta unidad margosa aparecen depósitos de naturaleza calcárea y/o calcarenítica, discordantes sobre el infrayacente. Los primeros son de tipo continental y los segundos marinos. La microflora y microfauna de las calcarenitas indican un medio de aguas someras litorales o costeras; con arrecifes de briozoos, *Lithothamnium*, *Ostréidos*, etc.

Los primeros sedimentos datables con seguridad en toda la unidad corresponden a la base del tramo y nos indican un Langhiense Medio Superior. Por encima de ellas en las margas ocreas aparecen la asociación *Globorotalia praemenardii*, *Globorotalia miocena* y *Globorotalia altispira*, lo que podría representar el Serravaliense Inferior. En las margas blancas al subsistir *Globorotalia miocena* acompañada de *Globorotalia incompacta* y *Globigerinoides altiapertura* su edad correspondería el Serravaliense Medio y Superior.

Estas margas blancas se muestran discordantes en su techo con las calizas continentales o calcarenitas marinas que parecen corresponde al Tortoniense. Las calizas continentales marcarían el final de la regresión y para el caso de las calcarenitas marinas, un breve proceso transgresivo.

En diversas ocasiones se ha señalado la existencia de facies continentales, con fauna de Helicídidos, en la base de la serie de margas en facies «tap» de los alrededores de Fuente la Higuera. Estas intercalaciones consisten en margas claras, de poco espesor y pueden observarse en las trincheras del Ferrocarril Alicante-Valencia, en los alrededores de los túneles que atraviesan el Caporucho.

Asimismo, es frecuente en toda la región la existencia de niveles de calizas en facies páramos, con moldes de moluscos dulceacuícolas, situados por encima de la molasa marina tortoniense o intercalados con ella. El espesor es pequeño, no superando nunca los 20 m. Ocasionalmente estos materiales son sustituidos por arcillas ocre-oscuro o rojas, sin fauna y de facies claramente continental.

La potencia atribuible a la unidad cartográfica de margas «Tap» es muy variable debido a que su naturaleza margosa le hace fácilmente erosionable. Otras veces aparece cubierta por materiales de tipo continental, por lo que resulta difícil el levantamiento de buenos perfiles, y a esto hay que añadir el aspecto masivo del conjunto, lo que dificulta obtener un buen control de buzamientos. Como dato orientativo, se conoce que en un sondeo realizado en el «Tap» de la Hoja limítrofe de Onteniente (28-32), se superaron los 1.000 m. sin alcanzar el muro de la formación.

2.3.2.4 Mioceno Superior-Plioceno (T_{c11-21}^{Bc-B})

Al Sur de la población de Caudete se localiza una pequeña mancha de depósitos lacustres con una potencia visible de 40 m. y que está formada por margas arenosas limosas, calizas lacustres blancas y calizas de algas, que contienen Gasterópodos y Ostrácodos principalmente, así como microfauna resedimentada.

Las microfácies están constituidas por dismicritas y dismicritas arenosas con *Elphidium complanatum*, *Globorotalia Acostaensis*, *Cibicides pseudouwae-rianus*, *Globigerinoides trilobus*. Esta microfauna es el resultado de una resedimentación del Mioceno marino, de edad Helvetiense Tortoniense, de las zonas colindantes. La edad atribuida al tramo es Mioceno Superior-Plioceno.

Al no verse el muro de estos depósitos y encontrarse cubierta discordantemente por las arcillas y conglomerados del Plioceno resulta difícil establecer la potencia real del tramo.

2.3.2.5 Mioceno Superior-Cuaternario Inferior ($T_{c12-Q_1}^{Bc1}$)

Está constituida esta unidad, eminentemente detrítica, por niveles de areniscas, arenas y conglomerados de cantos calcáreos, bien redondeados con matriz arcillo-arenosa de grano fino a medio.

Esta unidad descansa discordantemente sobre las facies «Tap», determinando así el final de la deposición marina y comenzando en este tramo el proceso regresivo. Estos depósitos continentales entran dentro del contexto regional de deposición en régimen de arroyada desde la vertiente Sur de los últimos relieves de la Ibérica.

La sedimentación detrítica presenta intercalaciones de margocalizas, calizas y arcillas que indicarían la existencia de zonas encharcadas que dan lugar al desarrollo de un medio lacustre de poca profundidad, como el mencionado en el apartado anterior (T_{c11-21}^{Bc-B}).

Estos materiales, que se encuentran generalmente subhorizontales, localmente se encuentran basculados fuertemente, como ocurre en las proximidades de Fuente la Higuera, donde llegan a presentar buzamientos de hasta 45°.

La potencia visible de esta unidad es variable, oscilando entre los 40 y 200 metros, siendo características generales la escasa continuidad lateral y el espesor variable.

Atendiendo a la edad atribuida regionalmente a estos depósitos, considerando que únicamente contienen restos de Gasterópodos, Planorbarius y moldes internos y externos mal conservados y poco significativos, así como considerando la edad asignada a los depósitos lacustres intercalados en esta unidad (T_{c11-21}^{Bc-B}), se asigna a este tramo edad Mioceno Superior-Cuaternario Inferior.

2.3.2.6 Plioceno Superior-Cuaternario Inferior (Tcg₂₁^B-Q₁)

Se engloba dentro de este apartado un conjunto de brechas calcáreas heterométricas cementadas por arcillas arenosas rojas.

Estos depósitos se adosan a los relieves cretácicos en disposición colunar, depositándose discordantemente sobre las formaciones infrayacentes.

La potencia de este conjunto es variable y en base a la posición estratigráfica y considerando el carácter azoico del tramo, se le ha atribuido una edad Plioceno Superior-Cuaternario Inferior.

2.4 CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios de la zona de Caudete ocupan un amplio porcentaje de la extensión de la Hoja, ocupando las anchas franjas que orlan los macizos Cretácicos a manera de relleno de estas depresiones morfotectónicas.

La cartografía realizada de los materiales de esta edad se ha fundado en criterios genéticos y morfológicos, estableciéndose una estratigrafía en función, generalmente, de edades relativas.

2.4.1 PLEISTOCENO

2.4.1.1 Glacis (Q₁G)

Se desarrolla al pie de los distintos macizos calcáreos mesozoicos, que se individualizan en la Hoja de Caudete.

Litológicamente, los glacis se forman con elementos clásticos de naturaleza calcárea y directamente relacionada con el área madre que se encuentran sueltos y/o englobados dentro de una matriz arcillosa roja de descalcificación.

Estos glacis descansan sobre los depósitos neógenos y únicamente yacen bajo los aluviales de la red hidrográfica actual.

La falta de datos paleontológicos que ayudan a establecer una datación para estos glacis obligan a considerar la edad Pleistoceno Medio-Superior que regionalmente se les viene atribuyendo.

2.4.1.2 Terrazas (Q₁T)

Litológicamente están constituidas por gravas poligénicas y heterométricas con arenas y arcillas con frecuentes estructuras de origen fluvial.

Así, en las terrazas del barranco Tobarrilla se encuentran arcillas arenosas con numerosos sílex atípicos tallados de color marrón y con lechos de lignitos intercalados, que contienen Gasterópodos. Según JODOT, P. (1958), la

edad atribuible a esta unidad es como máximo Pleistoceno Medio. En el techo este autor señala la existencia de sílex atípico Mousteriense.

Aunque en toda la Hoja de Caudete aparecen varios niveles de terrazas, cartográficamente se han representado como una sola unidad debido a su poca extensión superficial.

2.4.2 HOLOCENO

2.4.2.1 Aluvial (Q₁₋₂Al)

Litológicamente están formados por materiales sueltos, carbonatados, heterométricos y de pequeño tamaño, arenas y arcillas. El espesor es pequeño, no llegando a sobrepasar potencias de más de 1 m.

Se emplazan en los distintos barrancos distribuidos por toda la Hoja y en la depresión de Caudete por acumulación de los depósitos erosionados en los relieves Mesozoicos formando, localmente, lo que serían glaciares de acumulación y llanuras de inundación.

Asimismo, se engloban en este grupo depósitos aluviales cuya diferenciación cartográfica no ha sido posible realizar.

2.4.2.2 Cuaternario indiferenciado (Q)

Como Cuaternario, en general, se han considerado aquellos depósitos de naturaleza detrítica cuyo origen es diverso y que en la mayoría de los casos se encuentran rellenando pequeñas depresiones.

3 TECTONICA

3.1 GENERALIDADES

El ámbito de la Hoja de Caudete está constituido por una cobertera suavemente deformada que se apoya sobre un zócalo Hercínico. Regionalmente se emplaza dentro del dominio Prebético Externo, afectando las estructuras resultantes de la deformación Alpina, a los depósitos neríticos e incluso batiales de las cordilleras Béticas.

El Prebético Externo limita, septentrionalmente, con una orla Mesozoica-Cenozoica que yace sobre el zócalo paleozoico y constituye la plataforma de Albacete. Hacia las zonas meridionales se entra en una zona de escamas y mantos que correspondería al dominio Subbético. Figura 2.

Considerando la edad reciente de la tectónica que afecta a esta zona, únicamente los depósitos Pliocuaternarios se encuentran horizontalmente, no estando afectados por las deformaciones en los últimos movimientos Alpinos.

Las directrices que se observan en esta zona se pueden encuadrar en

dos grupos generales, que presentan ejes de deformación de distinta dirección. Así, en la mitad noroccidental de la Hoja aparecen pliegues de dirección NO-SE, mientras que en la mitad Suroriental aparece una zona de fracturación de dirección NE-SO, que corta a las estructuras mencionadas anteriormente en el dominio septentrional.

Estas estructuras NO-SE, observadas más ampliamente que desde el marco restringido que impone el estudio en una única Hoja 1:50.000, reflejan ser la respuesta a una fase de compresión en la que el eje de máximo acortamiento presenta una dirección comprendida entre la ONO-ESE y NNO-SSE. El arqueamiento que presentan estas estructuras es resultado del comportamiento del zócalo ante los esfuerzos tangenciales de dirección anteriormente mencionada. Así, al estudiar el «Arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín» en el Prebético Externo, ALVARO, M.; GARCIA ARGUESO, J. M., y ELIZAGA, E. (1975) dan esta interpretación, que sería aplicable a la rodilla presente en el marco de la Hoja de Caudete. Por otra parte, LOPEZ GARRIDO (1971) y JEREZ MIR (1971 y 1973) son otros de los autores que, en otras regiones han referido la importancia del comportamiento del zócalo paleozoico ante los esfuerzos Alpinos.

3.2 DESCRIPCION DE ESTRUCTURAS

3.2.1 ARCO DE ALMANSA

Se ha denominado así al conjunto de estructuras béticas que al sur de Almansa varían su dirección dando lugar a un arco cóncavo hacia el S, cuyo flanco oriental entra dentro del marco de la Hoja de Caudete ocupando su mitad suroccidental y muere contra la falla de Fuente la Higuera.

Está constituido por suaves pliegues isópacos, de plano axial vertical, cilíndricos, convergentes hacia el SE y divergentes hacia el NO, con longitudes del eje «b» entre 1 y 8 km. y con dirección general de plegamiento NO-SE.

Paralelamente a los ejes de los pliegues se disponen fracturas, de poco salto, la mayoría de acoplamiento de pequeñas unidades por distensión y que se pueden seguir en longitudes entre 2 y 5 km.

Se encuentra también, en este área, otro sistema de fracturas, la mayoría pequeños desgarres, que desplazan a la mayor parte de los pliegues que conforman la rodilla de Almansa. Estas fracturas se presentan con dirección general NE-SO y se hacen más notorias al afectar a los bordes del macizo cretácico produciendo desgajes individualizados y perpendiculares a la dirección del límite morfológico, a manera de teclas. La densidad y longitud que este sistema de fracturas resultan más elevadas que las fracturas de dirección NO-SE.

3.2.2 FALLA DE FUENTE LA HIGUERA

Se denomina así a un gran accidente que con más de 30 km. en longitud y con dirección NE-SO atraviesa toda la Hoja de Caudete, prolongándose en las Hojas limítrofes. Corresponde a una falla inversa que se produce como respuesta a los empujes Alpinos con dirección comprendida entre ENE-OSO y NNE-SSO.

El acortamiento producido por este accidente, si bien no es fácil de calcular, se puede estimar en menos del centenar de metros en base a los niveles estratigráficos que faltan. Esta fractura, al igual que ha funcionado como falla inversa, ha jugado como falla de desgarre sinistral causando el que los materiales del Caparuchó, Rosario y Cuchillo sean paraautóctonos.

Asimismo, este accidente está en íntima relación con las estructuras de la rodilla de Almansa, originando en los macizos cabalgantes una serie de fracturas que posteriormente han evolucionado, en su mayoría, como fallas normales.

Esta estructura, íntimamente ligada con las fallas tardihercínicas que afectan al zócalo paleozoico, al producirse los empujes Béticos en dirección tangencial a la dirección del accidente del basamento, tiene que rejugarse como falla inversa, la cual, debido a la verticalidad del plano de fractura no alcanza gran salto. Al producirse al mismo tiempo el arrastre de los depósitos mesozoicos, la complejidad tectónica aumenta con cambios en la dirección y vergencia de las estructuras así como produciéndose infinidad de fracturas.

La forma curvada de las estructuras del arco de Almansa, parece tener su origen en la fractura sinistral de Fuente la Higuera en relación con la cual se inflexionan violentamente en sus proximidades las estribaciones finales de la rodilla de Almansa, hay un predominio de fallas de desgarre que favorecen el movimiento de torsión de estas unidades arrastradas por el zócalo en su movimiento diferencial y se superponen a las estructuras plegadas en rodilla un campo de fracturas que se abren radialmente.

3.2.3 FOSAS DE LA REGION SURORIENTAL

Se pueden observar en esta zona una serie de fracturas de gravedad que, ligadas a la última etapa de distensión, funcionan produciendo un reajuste de estas unidades.

Estos bloques diferenciales corresponden en su totalidad a depósitos del Cretácico Superior y Mioceno, que al quedar hundidos han estado resguardados de la erosión. Con ellos se ven las huellas de una deformación anterior reflejo de una fase comprensiva Alpina y en la que se produjeron pliegues cilíndricos isopacos con los ejes bastante prolongados en longitud pero que en la fase de distensión han quedado truncados.

3.3 CRONOLOGIA DE LAS PRINCIPALES DEFORMACIONES

El ámbito de la Hoja de Caudete está afectado por las orogenias Hercínica y Alpídica. Los materiales paleozoicos, no aflorantes, deformados por la orogenia Hercínica, constituyen un zócalo cuya estructura, a juzgar por los afloramientos más cercanos que de él se tienen en Manzanares y Alcazar, presentan una dirección general E-O que es prolongación de las últimas estribaciones de la Sierra Morena Oriental. Posteriormente, al producirse la orogenia Alpina algunas de estas estructuras Hercínicas se han reactivado, reflejándose en los depósitos de cobertera mesozoicos y terciarios dispuestos discordantemente sobre el macizo Hercínico.

Los movimientos Alpídicos comienzan a reflejarse en esta región por varias pulsaciones, que se producen en el tránsito del Jurásico Superior al Cretácico Inferior, fases Neociméricas, antes de la deposición del Aptiense, lo que es causa de cambios en la paleogeografía del Cretácico Inferior y Jurásico terminal (BRINKMANN, 1931).

Es en el tránsito Aptiense-Albiense cuando se producen nuevas oscilaciones (AGUILAR, RAMIREZ DEL POZO y RIBA, 1971) que dan lugar a una serie de fosas que se traducen en cambios de facies e irregularidades en la sedimentación. Esta fase orogénica puede corresponder en el tiempo con la Aústrica.

Las primeras fases Alpinas en forma de suaves pulsaciones, se producen en el Cretácico Superior, lo que da paso a un control de sedimentación marina a continental.

Durante la fase Estáfrica se producen en la Fosa Bética, y más concretamente en la Prebética, una fase compresiva con dirección N 70° que origina pliegues, fallas inversas y cabalgamientos. Durante esta fase en la Cordillera Ibérica tiene lugar una fase de distensión en las que se producen todo tipo de estructuras de gravedad.

En una segunda fase de compresión, la de mayor importancia en el borde prebético, se producen fallas inversas, cabalgamientos, pliegues y fallas de desgarré. Se sitúa esta fase con posterioridad al Tortoniense Inferior, puesto que los depósitos marinos de esta edad están afectados por los empujes tangenciales que se producen en esta fase tectónica. Entre esta fase compresiva y la anteriormente mencionada, se produce una etapa de reajustes en la que la distensión da lugar a grandes fracturas con dirección aproximada a la de los pliegues originados en la fase compresiva.

La última fase de deformación detectada es de edad postmiocena (Rodánica), y produce una serie de fracturas de gravedad que modifican las estructuras formadas con anterioridad y que nos configuran la morfología actual.

La existencia de frecuentes seísmos en esta región hace pensar que el reajuste estructural definitivo todavía no se ha alcanzado.

4 HISTORIA GEOLOGICA

La Historia Geológica se basará en los datos obtenidos de la cartografía de las Hojas de Almansa y Caudete (27-31) y (27-32), respectivamente, así como de las Hojas de Jalance (27-29), Ayora (27-30), Carcelén (26-30) y Casas Ibáñez (26-29), realizadas por estos mismos autores durante el año 1976. Este capítulo será tratado regionalmente y es común para las Hojas de Almansa y Caudete.

Los materiales más antiguos que afloran pertenecen al Triásico Medio y Superior (Hoja de Almansa, 27-31). No obstante, el Triásico Inferior ha sido reconocido, en zonas limítrofes (Hoja de Carcelén, 26-30) mediante un sondeo realizado en las proximidades de la localidad de Carcelén (CASTILLO HERRADOR, 1974). Se puede asegurar, por tanto, que el Triásico se ha depositado completo en toda la región, aunque no aflore en la Hoja de Caudete (27-32).

Ciñéndose a la Hoja de Almansa, por encima de los depósitos continentales en Facies Bundsanstein se disponen unos sedimentos carbonatados en Facies Muschelkalk, que corresponden a materiales depositados en aguas salobres de poca profundidad, como lo demuestra la aparición de sedimentos evaporíticos intercalados en la serie (Castillo de Almansa).

A escala regional, dentro y fuera del contexto de las mencionadas Hojas, aparecen sedimentos arcillosos y yesíferos que caracterizan una cuenca de marcado carácter evaporítico. Estas condiciones se han acusado durante el Triásico Superior, siendo más generalizada la sedimentación de depósitos yesíferos y salinos. Con la intercalación de depósitos arenosos, la cuenca adquiere un mayor índice de energía, como consecuencia de los aportes terrígenos de origen fluvial, que interrumpen la deposición química. Sin embargo, y debido a las características del medio de sedimentación, estos aportes no son constantes dando lugar a frecuentes cambios laterales. El conjunto de estos materiales caracterizan las Facies Keuper dentro del contexto de las Hojas.

Por encima de estos materiales, todavía durante el Triásico Superior, se deposita un tramo constituido por calizas dolomíticas tableadas y carniolas que corresponden a sedimentos de medio marino poco profundo y salobre. Este hecho ha sido comprobado en el sondeo mencionado anteriormente; CASTILLO HERRADOR (op. cit.), que cita en la Hoja de Carcelén unas dolomías con intercalaciones de anhidrita y calizas con anhidrita. Esta formación, expuesta a los agentes erosivos externos, pierde los niveles de anhidrita por disolución y el conjunto adquiere, en ocasiones, un aspecto masivo. Dicha unidad corresponde a lo que en bibliografía se ha dado por llamar Infra-Lías o Supra-Keuper.

Los afloramientos correspondientes al Jurásico aparecen de forma discontinua dentro de las Hojas mencionadas, salvo en la de Caudete (27-32) donde

sólo aparece al pie de la Sierra de La Oliva-Sta. Bárbara, encontrándose únicamente depósitos pertenecientes al Jurásico Superior. Sin embargo, se han reconocido depósitos que probablemente pudieran corresponder a edades más bajas dentro del Sistema.

En la zona de estudio los depósitos Jurásicos más antiguos pertenecen al Kimmeridgiense Inferior, en donde la sedimentación presenta la peculiaridad de disponerse en tramos rítmicos, de calizas y margocalizas. La presencia casi constante de micritas, así como de piritas y algún resto orgánico (carbonoso) durante este período, indica un bajo índice de energía al mismo tiempo que marca un carácter reductor dentro de la cuenca.

A partir del Kimmeridgiense Medio la cuenca va adquiriendo un marcado carácter regresivo que culmina en el Kimmeridgiense Superior con depósitos de calizas oolíticas y/o pisolíticas, representadas en la totalidad de las Hojas que anteriormente se han mencionado. La presencia de abundantes niveles de calizas oolíticas ferruginosas, así como la existencia de OFe hacia el techo de la serie, indica una progresiva disminución de la profundidad del medio. Si a esto añadimos la presencia de arenas y areniscas micáceas, muy finas, se corrobora lo anteriormente expuesto.

Durante el Jurásico Superior (Portlandiense) y Cretácico Inferior (Berriasiense-Valanginiense), en las Hojas de Almansa y Caudete existe una interrupción sedimentaria marcada por la acción de las principales fases Neociméricas, que levantan y erosionan los niveles superiores del Jurásico, produciéndose al mismo tiempo una interrupción de la sedimentación del Cretácico Inferior.

El Cretácico se inicia con la deposición de sedimentos continentales generalmente arcillo-arenosos en Facies «Weald» que en ocasiones presentan niveles calcáreos con Charáceas y que muestran edad Barremiense.

A partir del Barremiense Superior-Aptiense se intercalan niveles de calizas de orbitolinas que denuncian el comienzo de un período transgresivo que da lugar a secuencias litológicas en facies costeras, generalmente arenosas, que intercalan niveles lumaquéllicos. Paulatinamente la cuenca adquiere una mayor profundidad, dentro ya de un ambiente de plataforma externa, como lo demuestra la presencia de niveles de Orbitolinas y colonias de Rudistas.

A partir del Aptiense Superior y durante el Albiense Inferior la sedimentación marina es continua, como lo demuestra la aparición de nuevas especies de orbitolinas en este último piso. Cabe destacar la existencia de determinadas zonas donde la subsidencia de la cuenca es importante, como lo indica la potencia de sedimentos del Albiense Inferior de la zona meridional y septentrional de las Hojas de Almansa y Caudete, respectivamente. Es probable que estos cambios de espesor con respecto a zonas más septentrionales, sean debidos a los primeros movimientos de la Fase Aústrica, que origina una serie de umbrales y cubetas que afecta a todo el dominio de las Cadenas Ibéricas (AGUILAR, RAMÍREZ DEL POZO, 1971). Debido a esta

fase se instala durante el Albiense Superior unas condiciones netamente continentales que dan lugar a sedimentos en «Facies Utrillas» que debieron depositarse sobre una superficie irregular. Se trata de depósitos de tipo fluvial con visibles cambios de espesor tanto a escala regional como a escala de Hoja. Pero este proceso no se generaliza para toda la región, ya que existen zonas donde las facies marinas llegan hasta el Albiense Superior (zona septentrional de la Hoja de Almansa) y en las que el paso Albiense-Cenomaniense Inferior se realiza con niveles marinos, Hoja de Jalance (27-29), Ayora (27-30), Casas Ibáñez (26-29), Carcelén (26-30), con abundantes Orbitolinas y niveles lumaquéllicos de Ostreidos.

Desde el Cenomaniense Medio y Superior hasta el Coniacense la cuenca no experimenta cambios notables, perteneciendo la casi totalidad de sus depósitos a facies de plataforma. No obstante, durante el Turoniense se observan condiciones, a escala regional, de mar abierto, como indica la aparición de fauna planctónica.

En el Santoniense, vuelven a aparecer las facies neríticas que más tarde y debido a la inestabilidad, la cuenca empieza a manifestar los primeros estadios de la regresión final, que tendrá sus primeros efectos en el Santoniense Superior-Campaniense debido en parte a la influencia de las primeras fases alpídicas. Estos fenómenos hacen que la cuenca adquiera una configuración irregular, produciéndose zonas de carácter lagunar, generalizándose durante el Campaniense y Maastrichtiense.

Es de destacar la existencia, en el ámbito de las Hojas de Almansa y Caudete, de áreas transicionales marino-lagunares, donde es frecuente encontrar depósitos calcáreos con la presencia de asociaciones faunísticas mixtas (Foraminíferos-Charáceas), generalmente por encima de los niveles con Lacacina del Santoniense Superior.

A escala regional y sobre las facies lagunares del Cretácico terminal, se disponen una serie de sedimentos detríticos que denuncian la culminación del proceso regresivo iniciado en el Santoniense. Esta sedimentación es continua durante todo el Paleógeno, en base a los resultados obtenidos tanto en las Hojas en estudio, como en zonas limítrofes a éstas (BARTRINA y GEA, 1954; IGME, 1973; VIALLARD, 1976; etc.).

A finales del Oligoceno y durante el Mioceno Inferior empiezan los primeros empujes correspondientes a la Fase Estáirica, originándose una serie de deformaciones que quedan patentes a escala regional. En el proceso distensivo que se produce inmediatamente después de la primera fase de compresión se produce la entrada de grandes brazos marinos, que durante el Mioceno Medio y Superior se empiezan a rellenar por depósitos fundamentalmente bioclásticos. Estos depósitos que corresponden a facies «molásicas» proceden de la denudación de los relieves alpinos y se depositan en los bordes de las cuencas recientemente formadas.

La gran potencia observada en estos sedimentos hace pensar que durante la deposición existía dentro de la cuenca una fuerte subsidencia.

Más alejado de los bordes y ya en mar abierto se depositan, a escala regional, abundantes depósitos margosos en los que aparece una gran cantidad de fauna planctónica (Globigerinas, Globorotalias, etc.) que denuncian la importancia de la transgresión que comienza a finales del Burdigaliense y termina a finales del Tortoniense, como lo demuestra la aparición de intercalaciones continentales en los depósitos finitortonienses de la Hoja de Caudete.

A partir del Tortoniense Inferior las cuencas neógenas se empiezan a rellenar por materiales continentales, fundamentalmente conglomeráticos, procedentes de los macizos recientemente emergidos y en los que son frecuentes los depósitos de origen fluvial que dan lugar a la aparición de paleocanales dentro de la serie continental.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

En todo el ámbito de la Hoja de Caudete se han realizado diversos estudios y campañas de investigación de hidrocarburos, que no han dado hasta el momento resultados dignos de ser reseñados.

Por otra parte, no existen indicios ni investigaciones conducentes al hallazgo de recursos minerales dentro de la misma.

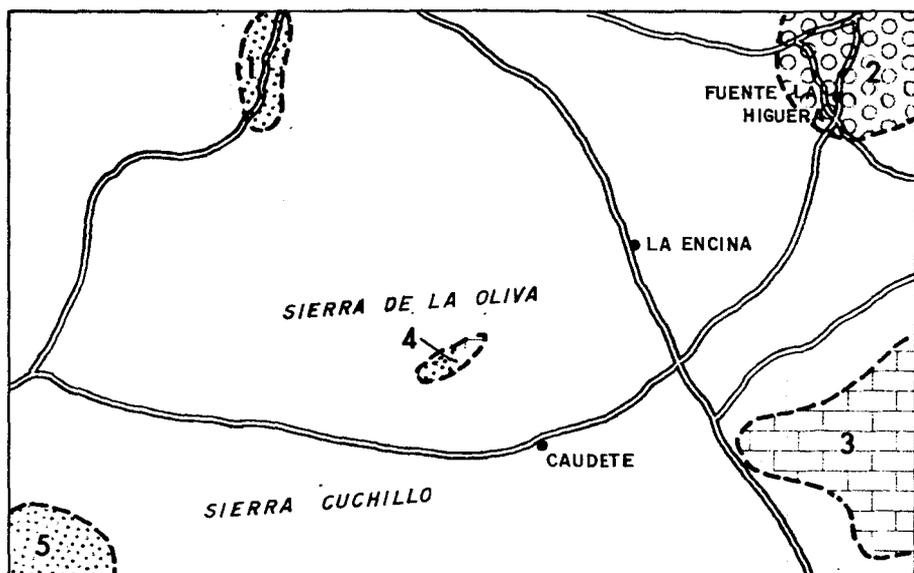
En la actualidad se encuentran dos tipos de explotaciones con vistas a su utilización como áridos: rocas canterables y areneros.

Estos dos tipos de explotaciones se agrupan geográficamente en cinco núcleos principales: 1 - c. c. 3.223 Yecla-Almansa entre los P. K. 24 y 29; 2 - alrededores de Fuente la Higuera; 3 - estribaciones de Sierra Solana; 4 - ladera suroriental de la Sierra de La Oliva; 5 - Sierra Moratillas. (Fig. 3.)

Las principales explotaciones de rocas canterables, se realizan en materiales del Cretácico Superior. Actualmente están todas abandonadas, siendo su uso eventual, pues se abren cerca de las vías de comunicación y posteriormente se abandonan una vez que ha terminado el fin para el que fueron abiertas.

Los areneros existentes en el marco de esta Hoja están emplazados, en su totalidad, en las arenas silíceas de edad Albiense. Actualmente únicamente hay una en funcionamiento activo en el cerro de La Cruz, siendo el resto de las existentes de uso eventual, al igual que las canteras, son de pequeño volumen y localizados cerca de las vías de comunicación. En la rambla de Canoles, en las inmediaciones de Fuente la Higuera, se explotan gravas generalmente calcáreas y de tamaño medio en régimen eventual.

Como rocas para uso industrial, únicamente se ha detectado una explo-



ESCALA 1:250.000

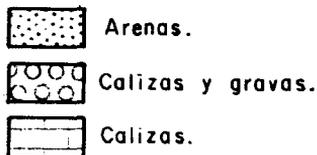


Figura 3.—Esquema de distribución de las diversas explotaciones en la Hoja de Caudete.

tación de calcita de relleno en cerro Cinchado, que actualmente está abandonada, y explotaciones de arcillas, en el Wealdense, que se utilizan para la fabricación de cerámica.

5.2 HIDROGEOLOGIA

La pluviometría media anual, para esta Hoja, es de 380 mm., que es recogida por la cuenca de los ríos Reconque y Cañoles, afluentes por la margen izquierda del Júcar y por el río Vinalopó y su afluente por la margen derecha Acequia del Rey. Todos ellos vierten sus aguas al mar Mediterráneo, excepto la zona occidental de la Hoja, que las vierte a la cuenca endorreica de la Laguna de Pétrola.

CUADRO 2.5.1.—CARACTERISTICAS HIDROLOGICAS

CUENCA O RIO CARACTERISTICAS	VINALOPO	ACEQUIA DEL REY	RECONQUE	CAÑALES	LAGUNA DE PATCOL
Nº DE CLASIFICACION DEL C.E.H.	801	80102	81114	8112003	-
SUPERFICIE TOTAL DE LA CUENCA (Km ²)	1.601,7	479,8	1.205,7	642,1	-
SUPERFICIE DE LA CUENCA EN LA HOJA (Km ²)	4,5	314,4	54,9	95,6	62,9
COTA MAXIMA DEL CURSO EN LA HOJA (m)	-	-	-	540	-
COTA MINIMA DEL CURSO EN LA HOJA (m)	-	-	-	450	-
LONGITUD DEL CURSO EN LA HOJA (Km)	-	-	-	6,0	-
PENDIENTE %	-	-	-	1,5	-
FUNCIONAMIENTO	DISCONTINUO	DISCONTINUO	DISCONTINUO	DISCONTINUO	DISCONTINUO

En el cuadro 2.5.1 figuran algunas de las características de estas cuencas; no obstante, se ha de señalar que exceptuando el río Cañoles los restantes cursos tienen un funcionamiento discontinuo con muy amplias variaciones de caudal dependientes de la pluviometría.

Hidrológicamente la Hoja está dividida en varios acuíferos definidos por la litología y tectónica existente.

Son acuíferos de las sierras y macizos mesozoicos (NO y SE) que a pesar de ubicarse en litologías permeables tienen unas características hidrodinámicas reducidas a nivel regional por corresponder a zonas de recarga y existir una compartimentación en bloques que dificulta el flujo. Existen fuertes variaciones estacionales y caudales específicos medianos. A nivel puntual la citada compartimentación hace que las características de las captaciones sean muy aleatorias.

En las depresiones rellenas por el Triásico y Cuaternario las características hidrogeológicas son diferentes. Los acuíferos de las áreas terciarias presentan características mediocres o malas, por ser la permeabilidad por porosidad relativamente reducida o ser materiales impermeables (tap.). Los cuaternarios en zona saturada, presentan en general buenas características hidrodinámicas, constituyendo un acuífero de notable extensión aunque a nivel local el resultado de las captaciones está condicionado por la granulometría de los materiales atravesados y por el espesor de formación saturada.

La calidad de las aguas superficiales (río Cañoles) es buena. En cuanto a las aguas subterráneas en general son aptas para riego y precisan de tratamientos que garanticen su potabilidad para consumo humano (Cuaternario). Finalmente el grado de vulnerabilidad a la contaminación de los acuíferos es en general moderado, aunque es previsible que con una mayor explotación en los acuíferos del cuaternario se produzcan fenómenos de reciclaje.

6 BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M. J. et al. (1971).—«Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico Inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel)». *Estud. Geol.*, vol. 27, núm. 6, pp. 497-512.
- AGUIRRE, E. (1975).—«División estratigráfica del Neógeno Continental». *Estud. Geol.*, t. 31, pp. 587-595.
- AGUIRRE, E. et al. (1973).—«Venta del Moro, nueva fauna finimiocena de moluscos y vertebrados». *Estud. Geol.*, t. 29, pp. 564-578.
- ALVARO, M.; GARCIA ARGUESO, J. M., y ELIZAGA, E. (1975).—«La estructura del Borde Prebético en la zona de Alcaraz (provincia de Albacete, España)». *Bol. Inst. Geol. y Min.*, t. LXXXVI.
- ARIAS ORDAS, C. (1975).—«El Cretácico de la zona de Higuera-Bonete».

- Primer Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España*, núm. 1, pp. 85-91.
- (1975).—«Los materiales cretácicos de Pinilla». *Seminario de Estratigrafía*, núm. 11, pp. 3-6.
- ASSENS, J. et al. (1973).—«Memoria y Hoja geológica núm. 673, Utiel. E. 1:50.000». *IGME*.
- BIROT, P., y SOLE, L. (1959).—«La Morphologie du sudest. de l'Espagne». *Rev. Geog. des Pyrennees et du Sud-Ouest*, t. 30, núm. 3, pp. 119-284.
- BRINKMANN, R. (1948).—«Las cadenas Béticas y Celtibéricas del Sureste de España». *Publ. Extr. Geol. España*, C. S. I. C., vol. 4, pp. 307-439.
- BULARD, F. et al. (1971).—«Le Jurassique de la partie Orientale des Chaines Iberiques». *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 2, pp. 333-349.
- CALVO SORANDO, J. P. et al. (1974).—«Estudio del Terciario Marino de la Sierra del Mugrón (provincias de Albacete y Valencia)». *Acta Geológica Hispánica*, t. IX, núm. 5, pp. 174-178.
- CASTILLO HERRADOR, F. (1974).—«Informe sobre un sondeo mecánico en la zona de Carcelén». *Bull. Soc. Geol. France* (7), t. 16.
- CRUSSAFONT, M. et al. (1975).—«Síntesis biocronoestratigráfica del Terciario Continental Español». *Estudios Geológicos*, t. 31, pp. 581-586.
- DARDER PERICAS, B. (1954).—«Estudio geológico del Sur de la provincia de Valencia y Norte de la de Alicante». *Bol. Inst. Geol. Min de España*, t. 58.
- DUPUY DE LOME, E. (1957).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 767, Carcelén. E. 1:50.000». *IGME*.
- (1955).—«Memoria de la Hoja Geológica núm. 793, Almansa (Albacete y Valencia)». *IGME*.
- (1958).—«Memoria de la Hoja Geológica núm. 845, Yecla (Murcia)». *IGME*.
- (1956).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 819, Caudete (Albacete-Alicante)». *IGME*.
- (1956).—«El Sistema Cretácico en el Levante Español». *Mem. Inst. Geol. y Min. de España*, t. 57, pp. 20-255.
- FOURCADE, E. (1970).—«Le Jurassique et le Crétace aux confins des Chaines Bétiques et Iberiques». *Tesis Doctoral, Fac. Sciences*, pp. 1-427.
- GARCIA RODRIGO, B, y PENDAS, F. (1971).—«Consideraciones sobre el Jurásico Inferior y Medio de Albacete». *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 2.
- GIGNOUX, M. (1922).—«Sur la présence du Tortonien a Valence». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, pp. 562.
- GOMEZ FERNANDEZ, J. J., y BABIN VICH, R. B. (1973).—«Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot (Cordillera Ibérica, provincia de Valencia)». *Est. Geol.*, vol. 29, pp. 381-388.
- GUTIERREZ, G. et al. (1975).—«El Cretácico Superior Continental de la Sierra de Besori (Valencia)». *Estud. Geol.*, t. 31, pp. 563-570.

- (1975).—«El Cretácico Superior de la Sierra de Prenchiza». *I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España*, núm. 1, pp. 151-158.
- IGME (1974).—«Mapa de Rocas Industriales. E. 1:200.000, núms. 7-8, Albacete-Onteniente.
- JEREZ MIR, J. (1971).—«Hipótesis sobre las relaciones entre el zócalo y la cobertera en un sector de la zona prebética (provincia de Albacete-Murcia)». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, t. I, sección I-24.
- JODOT, P. (1958).—«Les faunes de mollusques continentaux reparties dans le Sud-Est de l'Espagne entre le Mioceno Supérieur et le Quaternaire». *Mem. y Comuns. Inst. Geol. y Min. Diputación Provincial de Barcelona*, te. 17, pp. 1-134.
- LINARES GIRELA, L. et al. (1975).—«Datos sobre las series. Jurásico-Cretácico en el sector de Peñas de S. Pedro-Chinchilla-Monte Aragón». *Boletín Geológico y Minero*, t. 87, vol. 4, pp. 27-36.
- (1974).—«El Cretácico del extremo SO de la Ibérica y del borde externo del Prebético. Correlación V Síntesis». *I Simposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica*, núm. 1, pp. 219-240.
- MAS MAYORAS, J. R. et al. (1975).—«El Cretácico Superior en el sector Villa de Ves-Cortes de Pallás». *Seminario de Estratigrafía*, núm. 11, pp. 7-19.
- MONTENAT, CH. (1973).—«Les formations Neogenes et. Quaternaires du Levant. Espagnol». *Tesis Doc. Facultad. Sc. de Paris*, pp. 1-1167.
- ORTI CABO, F. (1973).—«El Keuper del Levante Español: Litoestratigrafía, petrología y paleogeografía de la Cuenca». *Secretariado de Publicaciones Intercambio Científico y Extensión Universitaria*, pp. 3-14.
- RODRIGUEZ ESTELLA, T. (1977).—«Síntesis geológica del Prebético de la Provincia de Alicante (Estratigrafía)». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXVIII-III, pp. 1-52.
- (1977).—«Síntesis geológica del Prebético de la Provincia de Alicante (Tectónica)». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXVIII-IV, pp. 1-27.
- PETIT, PH., y MONGIN, D. (1965).—«El Mioceno de la Sierra del Mugrón (Albacete-Valencia) y observaciones sobre *Chlamys praescabrella*». *Notas y Comunicaciones Instituto Geológico y Minero de España*, núm. 80, pp. 91-94.
- PORTILLO RUBIO, E. et al. (1972).—«Estudio Previo de Terrenos Corredor de Levante (Tramo Alpera-Caudete)». *M. O. P.*
- QUESADA, A. et al. (1967).—«Reconocimiento geológico de la Hoja de Carcelén». *Bol. Inst. Geol. Min. de España*, núm. 78, pp. 45-93.
- ROBLES, F. (1970).—«Estudio Estratigráfico y Paleogeográfico del Neógeno Continental de la Cuenca del Río Júcar». *Tesis Doctoral*. Inédita.
- (1974).—«Síntesis Paleontológica del Neógeno Continental del Levante

- Español». Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario. C. S. I. C. *Instituto «Lucas Mallada»*, t. 4, pp. 117-129.
- SAEFTEL, H. (1961).—«Paleogeografía del Albiense en las Cadenas Celtibéricas de España». *Not. y Comens. del IGME*, núm. 63, pp. 163-196.
- USERA, J. (1972).—«Paleogeografía del Mioceno marino de la provincia de Valencia». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol)*, t. 70, pp. 307-315.
- (1974).—«Microbioestratigrafía del Neógeno marino en la provincia de Valencia». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol)*, vol. 72, pp. 213-228.
- VIALLARD, P. (1966).—«Sur le Cretace de la Chaîne Iberique castillane entre la Rio Turia et la Haute Valle du Rio Júcar. Prov. de Valence». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 262, pp. 1997-2000.
- (1976).—«La compression majeure dans la Chaîne Iberique Meridionale (Ouest de Valence, Espagne) est ante-Vindobonien». *C. R. Ac. Sc. Paris*, vol. 2, pp. 42-44.
- VIALLARD, P., y GRAMBAST, L. (1968).—«Presence de Cretace Superieur. Continental dans. Chaîne Iberique Castellane». *C. R. S. Ac. Sc. Paris*, t. 266, pp. 1702-1704.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA