



IGME

890

25-35

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CALASPARRA

Segunda serie · Primera edición

840	841	842	843	844	845	846
BIENARDOA 22-33	ZUMAYA 23-33	LIZONE 24-33	MELIN 25-33	ONDAR 26-33	VIEJA 27-33	CASILLA 28-33
865	866	867	868	869	870	871
OLAS 22-34	VEGA 23-34	ELIZA 24-34	LEZAMA 25-34	ZUMELA 26-34	PINOS 27-34	LOIA 28-34
887	888	889	890	891	892	893
URDIA 22-35	VIAS DE 1880 23-35	MORALEJAS 24-35	—	—	FORTUNA 27-35	—
908	909	910	911	912	913	914
SANTANDER 11-36	NEPES 22-36	CARRIZA 23-36	CELESTIN 25-36	MOLIA 26-36	GRANADA 27-36	GRANADA 28-36
929	930	931	932	933	934	935
SAN SEBASTIÁN 22-37	PUERTA DE DON ÁNGELES 23-37	ZARZUELA 24-37	CON 25-37	ALCANTARILLA 26-37	MURCIA 27-37	GRANADA 28-37

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

CALASPARRA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por ENADIMSA bajo normas, dirección y supervisión de IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes geólogos: L. Jerez, G. García Monzón y F. Jerez (Cartografía y Memoria); C. Martínez, E. Moreno, E. Perconing y L. Granados (Micropaleontología) y T. del Pan Arana (Macropaleontología).

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:

- muestra 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 - 36.877 - 1974

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

1.1 ANTECEDENTES

La base de partida más objetiva sobre toda investigación geológica en estas regiones la constituye la obra de P. FALLOT (1948) sobre los rasgos generales de las Cordilleras Béticas. Otros datos más concretos, que se refieren específicamente a la Hoja de Calasparra, son los siguientes:

- el estudio sobre las jumillitas de Calasparra, debido a P. FALLOT y JEREMINE (1929);
- un primer estudio de las relaciones entre el Prebético y el Subbético en esta región, entre Calasparra y Cieza, debido a FALLOT y BATALLER (1933);
- el primer levantamiento de la cartografía a escala 1:50.000 de la Hoja de Calasparra, original de DUPUY DE LOME y MARIN DE LA BARCENA (1962);
- un estudio de amplitud regional en la transversal de Sierra Espuña, que incluye el sector de Calasparra, debido a PAQUET (Tesis, 1969);
- referencias concretas a la Sierra de la Puerta y otros datos sobre la Hoja de Calasparra, como complemento de un estudio regional más amplio que abarca también las Hojas de Elche de la Sierra, Moratalla e Isso, debido a uno de nosotros (L. JEREZ, 1973. Tesis).

Otros datos más o menos directamente relacionados con los temas tratados en esta Memoria son los correspondientes a los trabajos que figuran en la relación bibliográfica.

1.2 ENCUADRE GEOLOGICO REGIONAL

La Hoja de Calasparra se sitúa en el seno de la parte externa de las *Cordilleras Béticas*. En la misma se encuentran representadas varias unidades, que difieren entre sí no sólo en sus series estratigráficas, más o menos diferentes, sino también en sus relaciones mecánicas.

Las denominaciones de las distintas unidades de las zonas externas de las Cordilleras Béticas difieren también, esencialmente, según los autores. Las delimitaciones entre cuerpos pertenecientes a cada una de las unidades varían también según los autores y escuelas geológicas, si bien en este aspecto las diferencias son más moderadas.

En la Hoja de Calasparra se encuentran representados materiales de dos zonas clásicas de las Cordilleras Béticas: *Zona Prebética* y *Zona Subbética*, en el concepto de FALLOT (1948). Más modernamente, FOUCAULT (1962-1972) ha creado el término de «*Unidades Intermedias*» entre el Prebético y el Subbético. La dificultad actual consiste no en la delimitación, sino en la misma definición, de las Unidades Intermedias en las que no se conocen todos los términos de su serie. Al no poderse contrastar las diferencias de estas unidades, o la mayor o menor semejanza de conjunto de sus series con el *Prebético* y el *Subbético*, permanece de momento la dificultad de asignar estas Unidades Intermedias en unos casos al *Prebético Meridional* y en otros casos a la parte más externa del *Subbético*.

Por nuestra parte, adoptaremos aquí la subdivisión propuesta por uno de nosotros (L. JEREZ, Tesis doctoral, año 1973) en la transversal de Elche de la Sierra-Moratalla, en la que se distinguen, de Norte a Sur:

- *Prebético Externo*.
- *Prebético Interno*.
- *Prebético Meridional* o Unidad Intermedia de la Sierra de la Puerta (PAQUET, 1969).
- *Subbético Externo* en s. lato, o Unidad Intermedia de Sabinar-Moratalla-Ojos, y
- *Subbético Interno Frontal*, o series más septentrionales de Subbético Interno, en s. estricto.

Esta subdivisión conserva un doble valor, tanto desde el punto de vista estratigráfico como desde el punto de vista tectónico, a escala regional.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 CARACTERISTICAS DEL PREBETICO EXTERNO EN RELACION CON EL PREBETICO INTERNO

El Prebético externo se caracteriza por presentar una cobertura mesozoica en la que tienden a predominar los sedimentos marino-lagunales, marino-costeros, e incluso fluviales, sobre los sedimentos propios de mares abiertos. Los episodios pelágicos están representados sólo en el Oxfordiense Superior y, eventualmente, en el Kimmeridgiense. A partir del Kimmeridgiense Medio se observa además que el conjunto de la cobertura mesozoica es mucho menos potente que en el Prebético interno. Estos caracteres, ligados a circunstancias paleogeográficas, además del estilo tectónico netamente diferente entre ambas unidades a escala regional, permiten la individualización del *Prebético Externo* y del *Prebético Interno*.

No obstante, el Prebético externo representado en la Hoja de Calasparra correspondería solamente a la parte más meridional del mismo, considerando su mayor amplitud a escala regional hacia el Norte, Noroeste y Nordeste. Puesto que el *Prebético* es en su conjunto autóctono, las diferencias entre Prebético externo e interno en la Hoja de Calasparra presentan pocos contrastes. A esta dificultad que nace de la proximidad física de sus series autóctonas, se suma el hecho de que en el Prebético interno de Calasparra no aflora más que la parte extrema superior del Cretácico Inferior (Vracioniense y parte del Albiense Superior), y no el resto del Cretácico Inferior (Barremiense y Aptiense Inferior), donde se acusarían las mayores diferencias entre las series límitrofes de ambos dominios estratigráficos. Por otra parte, el Albiense e incluso el Aptiense Superior de las series más septentrionales del Prebético interno en la vecina transversal de Peñarrubia, Hoja de Elche de la Sierra (L. JEREZ, 1973), es esencialmente arenoso, al igual que el conjunto del Cretácico Inferior del Prebético externo. En estas circunstancias, la delimitación del Prebético externo e interno en la transversal de Calasparra permanece un tanto imprecisa, y se realiza por extrapolación basada en los datos de la Tesis realizada por uno de nosotros (L. JEREZ) inmediatamente al Oeste, así como por el conocimiento de las series de la Tesis de FOURCADE (1972), inmediatamente al NE.

De los conocimientos referidos de la *Zona Prebética* en las transversales vecinas, podemos considerar que el Prebético interno representado en la Hoja de Calasparra sería aproximadamente correlativo de la serie de Socovos, la más septentrional del Prebético interno. De este modo, la mayor parte del Prebético interno que aflora abiertamente en la Hoja de Mora-talla, en la transversal de Calasparra se encontraría oculto bajo los cabal-

gamientos del Prebético meridional (Unidad de la Sierra de la Puerta) y bajo el corrimiento del propio Subbético. Para un mayor conocimiento de las series prebéticas, externas e internas, y de los planteamientos de subdivisión aquí esbozados, se remite al lector a la Tesis de L. JEREZ (*Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Granada*).

2.2 CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS DEL PREBETICO EXTERNO

2.2.1 Triásico (Ty₃)

Solamente está representado el Keuper, constituido por margas yesíferas, y delimitado en un pequeño afloramiento diapírico al norte de la Sierra del Puerto.

Sin embargo, cabe sospechar la existencia en profundidad de un Muschelkalk calizo, nerítico, y del Buntsandstein cuarzarenítico, por los datos regionales que permiten asegurar la identidad de estas facies triásicas entre el Prebético y el Subbético.

2.2.2 Jurásico

El Jurásico se compone de un «complejo dolomítico basal», perteneciente al Lías y al Dogger; y un conjunto superior de formaciones esencialmente calizo-margosas, pero intercalando también dolomías, correspondientes al Malm.

A) *Lías*. Sus términos no llegan a aflorar en la Hoja de Calasparra, pero sí inmediatamente al Norte, donde constituyen una formación de más de 150 m. de dolomícritas bien estratificadas, que hacia su parte superior intercalan margas verdes y rojas.

B) *Dogger* (J₂). Se atribuye a esta edad la formación dolomítica masiva, de unos 300 m. de potencia media a escala regional, con que culmina el complejo dolomítico basal del Jurásico. El muro no llega a aflorar en la Hoja de Calasparra. Al norte de la Sierra del Algaidón, en el sector del Embalse del Cenajo, estas dolomías aparecen localmente cargadas de gravas y arenas silíceas (J₂^s).

C) *Malm*. Se compone de tres conjuntos litoestratigráficos a escala regional, no representados siempre los tres a escala local, en el Prebético externo. En la Sierra del Puerto la serie es completa y se distinguen las formaciones siguientes:

(J₃₁₋₃₂³⁻²) Alternancia de calizas y margas. Se inicia con unas calizas nodulosas, con *Ammonites* del Oxfordiense Superior, a las que siguen calizas de grano fino (micritas) y margas, ligera y finamente arenosas,

ricas en *Epistominas* (65-70 m. de espesor), especialmente abundantes en el Kimmeridgiense Inferior. La parte superior de este conjunto de calizas y margas (40 m.) presenta texturas más variables, biointraesparitas, pelmicritas, pelsparitas, pelmicroesparitas, esparitas, micritas y biomicritas, predominando las texturas esparíticas hacia la base y hacia el techo. La presencia de *Alveosepta jaccardii* en la base señalaría la iniciación del Kimmeridgiense Medio.

(J₃₂²) Dolomías masivas (20-30 m.), que por datos regionales pertenecerían al Kimmeridgiense Medio.

(J₃₂²-C₁₁) Conjunto superior de calizas bien estratificadas, del que sólo aflora la parte media-superior en la Sierra del Puerto, donde se compone de intraesparitas, biointraesparitas, biomicrurruditas y biomicritas, con *Feurtillia frequens*, *Miliólidos*, *Ostrácodos*, *Glomospira* sp., *Ataxophragmidos Thaumatoporella parvovesiculifera*. Más al Norte, en la Hoja de Isso, uno de nosotros (L. JEREZ, 1973) ha podido demostrar que este conjunto se extiende desde la parte extrema superior del Kimmeridgiense Medio al Portlandiense-Neocomiense.

Al norte de la Sierra del Algaidón la serie del Malm es más incompleta, faltando las calizas nodulosas del Oxfordiense Superior. Las capas más inferiores del Malm son las calizas con *Alveosepta jaccardii*, del Kimmeridgiense Medio (Jc₃₂²). Localmente las calizas microcristalinas se dolomitizan o se cargan de terrígenos silíceos (Jsd₃₂²), al igual que las dolomías superiores (Js₃₂²).

En la Sierra del Algaidón faltan también las calizas superiores del Malm-Valanginiense (J₃₂²-C₁₁).

2.2.3 Cretácico Inferior (C_{w1})

El Cretácico Inferior del dominio Prebético Externo se presenta en facies continental, del tipo Weald-Utrillas, constituido por arenas, areniscas, conglomerados silíceos y margas terrígenas, con colores vistosos y diversos. Su espesor aumenta gradualmente, tanto más cuanto mayor es su proximidad al Prebético interno. Inmediatamente al norte de la Sierra del Algaidón no supera apenas los 150 m., mientras que al NE. de la Sierra de Cabeza del Asno, lugar muy próximo ya a la transición al Prebético interno, superaría los 400 m. de espesor, sin llegar a aflorar el muro.

El paso del Cretácico Inferior al Cretácico Superior se realiza en las series más meridionales del Prebético Externo de esta región, mediante un tramo de dolomías arenosas bien estratificadas, muy ricas en sombras de

Orbitolinas (C_{16-21}^{3-1}). Este tramo se supone equivalente a las calizas de *Orbitolinas* del Vraconiense de la serie Prebética interna de Socovos (E. FOURCADE, L. JEREZ, et al., 1972), calizas que afloran también en el Prebético interno de Calasparra (Cc_{16-21}^{3-1}).

2.2.4 Cretácico Superior

Se compone de un complejo dolomítico basal y de una formación caliza superior propia de un ambiente alternantemente marino y lagunal.

El complejo dolomítico diferencia a su vez tres términos, aparte el anterior, que marca la transición expresada. El más inferior (C_{21}^d) se compone de dolomías masivas o en bancos gruesos, y en su extrema base presenta aún fantasmas de *Orbitolinas*. Este término se atribuye al Cenomaníense Inferior por datos regionales (E. FOURCADE, 1970). Sobre el mismo, de espesor tanto mayor hacia el Sur y variable entre 20 y 70 m., vienen unas dolomías microcristalinas (C_{21-22}^d), dolomicritas, que meteorizan frecuentemente para presentar un aspecto margoso, completamente falso. Esta formación contrasta de la anterior en su estratificación más fina y en su color más amarillento. Estas dolomías se atribuyen al tránsito del Cenomaníense al Turoniense, de modo impreciso por falta de argumentos paleontológicos. El término superior del complejo dolomítico (C_{22}^d) resulta litológicamente semejante al inferior y, como aquél, masivo. Se atribuye al Turoniense también de modo convencional y por situación estratigráfica relativa. Su espesor es bastante más moderado. En la Sierra del Algaidón su espesor es tan insignificante que apenas se diferencia de los otros bancos de la alternancia de dolomicritas subyacentes. En la Sierra del Puerto y de Cabeza del Asno ya es cartografiable, pero el espesor es también moderado y varía entre unos 15 y 25 m.

El complejo dolomítico contiene restos fósiles difícilmente reconocibles de *Textuláridos*, *Ataxophragmidos*, *Lituólidos*..., faunas siempre banales.

El conjunto calizo superior corresponde al Senoniense. Diferencia a su vez dos términos de textura diferente. El inferior (C_{23}^c) se compone de calizas masivas blancas, y por datos regionales se atribuye al Coniacíense. El superior (C_{24-26}^c) constituye la mayor parte de la formación caliza, compuesto por calizas bien estratificadas, muchos de sus niveles contienen grava caliza angulosa de color oscuro y son ricos en Charophíceas, invocando un ambiente lagunal, con facies de agua dulce. Otros, al contrario, son francamente marinos. Entre estos últimos niveles hacia la parte superior del tercio inferior del conjunto, en la serie de la Sierra del Puerto, y algo más abajo en la serie, unos 600 m. al norte del vértice Rotas (491 m.), un

nivel de caliza arenosa silícea muy rico en *Siderolites calcitropoides* data claramente el Senoniense. Este último dato es muy importante, pues las calizas del vértice Rotas han sido dadas previamente como Jurásico Superior (PAQUET, 1969), lo que por otra parte es natural si se considera la gran similitud litológica e incluso de microfacies entre los niveles marino-lagunales del Portlandiense y del Senoniense, ambos con guijarros negros y ricos en *Charáceas*. En la extremidad oriental de la Sierra de Cabezo del Asno, en el espolón SO., donde se unen los ejes de las pequeñas estructuras anticinal y sinclinal que figuran en la cartografía, el nivel calizo inmediatamente superior a las calizas masivas contiene ya *Orbitoides media* y *Siderolites calcitropoides*. Este hecho es muy interesante, pues aunque *Orbitoides media* debutó en la parte superior del Campaniense, su explosión o abundancia se inicia en el Maestrichtiense. Dado que las calizas masivas de base parecen corresponder al Coniaciense por datos regionales, podría existir una laguna estratigráfica que abarcase el Santoniano, y la mayor parte, si no todo el conjunto del Campaniense. Esta laguna estratigráfica ha sido constatada más claramente en el Prebético interno, donde las facies son más margosas (datos inéditos y de confrontación personal, entre las Tesis de L. JEREZ, al Oeste, y de J. AZEMA, al Este). En este sentido, debe recordarse una vez más que la transición al Prebético interno se situaría inmediatamente al sur de las Sierras del Puerto y de Cabeza del Asno, bajo los sedimentos del Tortoniense en facies marina.

2.3 CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS DEL PREBETICO INTERNO

Dado que en la Hoja de Calasparra llegaría a aflorar únicamente el Prebético interno más septentrional, y de modo muy incompleto, se remite al lector al texto de Tesis de L. JEREZ, a fin de complementar los criterios que se han aplicado para su distinción regional y diferenciación. Nos limitaremos aquí a describir la serie que se presenta en Calasparra, muy incompleta, y que se iniciaría en la parte superior del Albienense, no llegando a aflorar términos más inferiores del Cretácico ni del Jurásico. Estos términos ocultos más inferiores, por similitud probable con el Prebético interno más septentrional de las Hojas de Moratalla y de Elche de la Sierra (E. FOURCADE, L. JEREZ et al., 1972), corresponderían a un Aptiense Inferior muy potente en facies caliza y a un Aptiense Superior-Albiense también muy potente en facies esencialmente arenosas, pero que, hacia su parte inferior, intercala calizas. En Calasparra sólo aflorarían las arenas de la parte superior de esta formación, que por las consideraciones regionales apuntadas se interpretan como pertenecientes únicamente a un Albienense Superior s. lato, y no al resto del Cretácico Inferior.

Por esta razón, el Prebético interno de las Hojas de Calasparra y de Cieza figura en la leyenda como «extrapolado», lo que debe entenderse

como «extrapolado» entre sus afloramientos más abiertos y amplios de las Hojas de Moratalla y de Jumilla.

2.3.1 Cretácico Inferior

El Albiense Superior del Prebético Interno en Calasparra (C_{W18}^3) se presentaría, con las reservas de la interpretación personal antes expuesta, constituido por las arenas, areniscas y margas versicolores que afloran en la vertiente sur de la Sierra del Molino y hacia sus prolongaciones oriental y occidental. El afloramiento de estas arenas no llega a superar los 50 m. de espesor, mientras que en Peñarrubia (Hoja de Yeste, E. FOURCADE y L. JEREZ, 1973), las arenas del Aptiense Superior-Albiense afloran más ampliamente y cuentan con más de 500 m. por sí solas. De aquí la atribución al Albiense Superior, con las reservas del caso, de esta parte extrema superior de los terrígenos en facies Utrillas. La parte extrema superior del Albiense estaría constituida por las calizas con *Orbitolinas* (Cc_{16-21}^{3-1}) de la serie de Socovos, donde como en el caso presente intercalan algunos niveles de dolomías y calizas dolomíticas. Basándonos en esta correlación, atribuimos estas calizas al Vraconiense, pues como tal han sido datadas en Socovos (E. FOURCADE, L. JEREZ et al., 1972). Conviene añadir la posibilidad de que estas calizas, en su parte más superior, pertenezcan ya al Cenomaniense.

2.3.2 Cretácico Superior

Como en el Prebético externo, diferencia dos formaciones: un complejo dolomítico basal (Cenomaniense-Turoniano), y un conjunto calizo superior. De este último sólo estaría representada la extrema base, esto es, las calizas masivas del Coniaciense (C_{23}), que cuando están representadas en el Prebético interno conservan la misma facies que en el externo. El resto del Senoniense, bien se habría erosionado o no se habría llegado a depositar, tal como sucede en otras áreas prebéticas internas donde, cuando se presentan, estos sedimentos están constituidos por calizas y margas blanquecinas ricas en *Globotruncanas* (L. JEREZ, 1973). Por otra parte, el complejo dolomítico basal del Cenomaniense-Turoniano presenta los mismos términos que en el Prebético externo meridional de la Sierra del Puerto: (C_{21}), dolomías masivas de base; (C_{21-22}), dolomías y dolomicritas bien estratificadas; y (C_{22}), dolomías masivas superiores. Todos ellos con faunas banales casi irreconocibles de *Textuláridos*, *Lituólidos*, etc. Las diferencias con el mismo complejo del Prebético externo se refieren únicamente al mayor espesor del conjunto, que llega a superar los 400 m.; y, esencialmente, de los términos masivos inferior y superior, que llegan a triplicar el espesor que presentan más al Norte.

2.4 CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS DEL PREBETICO MERIDIONAL O UNIDAD INTERMEDIA DE LA SIERRA DE LA PUERTA

Las diferencias entre el Prebético meridional con el resto del Prebético en la transversal de Calasparra son ya notablemente acusadas. La razón, más que en un cambio rápido de facies (hipótesis propuesta por PAQUET, 1969), que habría de ser brusquísimo, estribaría en este caso en las relaciones tectónicas, es decir en el acortamiento de distancia por cabalgamiento del Prebético meridional sobre la parte más septentrional del Prebético interno. Esta relación mecánica fue demostrada previamente por uno de nosotros (L. JEREZ, Tesis Doctoral, 1973), y confirmada con nuevos datos durante el presente trabajo.

2.4.1 Cretácico Inferior

El Cretácico Inferior del Prebético meridional de la Sierra de la Puerta aflora también muy incompleto. Las facies del mismo se asemejan, por una parte, a las del Albienense Superior de las series más meridionales del Prebético interno (Serie de la Muela, E. FOURCADE, L. JEREZ et al., 1972) en

sus calizas de *Orbitolinas*, mientras que de otra parte sus margas (C_{16}^3) son completamente semejantes a las del Subbético externo, ricas en microfauna pelágica, terrígenas, finamente areniscosas e intercalando niveles más o menos consistentes de arenas. Las calizas (c) de *Orbitolinas* (oomicroesparitas, bioesparitas, intraesparitas, etc.), pertenecen al Albienense Superior, con sus margas intercaladas ricas en *Globigerina ex. gr. washitensis*, *Patellina subcretacea*, *Hedbergella planispira*, etc. Las margas superiores (Cm_{16-21}^{3-1}), ricas en Ammonites, corresponden al tránsito del Albienense Superior al Cenomanienense, y en su mayor parte al Vraconiense. Estas margas superiores son ricas en *Globigerina ex. gr. wahitensis* asociadas a *Rotalipora tictinensis*, *Patellina subcretacea*, *Globigerinelloides bentonensis*, *Planomalina buxtorfi* y *Hedbergella planispira*.

En suma, la unidad de la Sierra de la Puerta se asimila al Prebético meridional por la existencia de calizas de *Orbitolinas* en el Albienense Superior, y se diferencia del Prebético interno más septentrional en un Vraconiense margoso, al contrario que calizo, y porque las margas que intercalan las calizas de *Orbitolinas*, aunque cargadas de terrígenos, no son litorales ni fluviales, como ocurre en el Prebético externo o interno; más bien son ricas en microfauna pelágica, aunque también en *Orbitolinas*. En todo caso su facies de conjunto es propia de lejanía de costa mucho más marcada que en las series prebéticas internas comprendidas entre Socovos y Mora-talla (E. FOURCADE, L. JEREZ et al., 1972).

2.4.2 Cretácico Superior

Al contrario que en el resto del Prebético, tan próximo en este caso desde el punto de vista geográfico, la parte inferior del Cretácico Superior del Prebético meridional es margocaliza y de facies pelágica, propia de un ambiente cuya lejanía de costa resulta bien patente. Por el contrario, su semejanza con el Subbético externo o *Unidad Intermedia de Sabinar-Moratalla-Ojos* es prácticamente absoluta. Al mismo tiempo, lo es la similitud con los episodios de la misma edad representados en el mismo Subbético interno, fundamentalmente en lo que se refiere a la formación en facies de capas rojas con *Globotruncanas* del Senoniense. Pero tampoco hay que olvidar que también el Senoniense del Prebético interno que se sitúa inmediatamente al NO. de esta región (Sierras del Zácatín y de la Umbría de la Mata; L. JEREZ, 1973), presenta facies de marcada lejanía de costa con *Globotruncanas*. El Senoniense, rico en *Globotruncanas* tanto en el autóctono Prebético interno como en las Unidades Intermedias y en el propio Subbético interno, constituye una formación común para todas estas unidades autóctonas y alóctonas.

Refiriéndonos exclusivamente a la Sierra de la Puerta, el Cretácico Superior se compone de las siguientes formaciones:

(C₂₁₋₂₂¹⁻⁰), un conjunto margocalizo, calizo y margoso, inferior, micritas, pelmicritas y biomicritas, ricas en *Rotaliporas*, *Stomiosphaera sphaerica*, *Praeglobotruncana stephani*, *Globigerinelloides*, *Radiolarios*, *Pithonellas*, etc., que comprende la mayor parte del Cenomaniense Inferior y el Turoniense. En el mismo se intercalan niveles de sílex negro, y asimismo unos niveles de conglomerados de origen aparentemente turbidítico, monogénicos, constituidos por cantos calizo-margosos, de continuidad lateral muy irregular, posiblemente debido, en este caso, a que los contactos entre la mayor parte de las formaciones se encuentran mecanizados. Estas características litológicas son completamente análogas a las de la misma formación en el Subbético externo, y se conservan en las series bastante kilómetros al sur del frente de corrimiento de esta última unidad; con la diferencia de que en el Subbético externo esta formación se extiende hasta el Campaniense Medio.

(C₂₃₋₂₆), una formación de margas y margocalizas en «facies de capas rojas», ricas en *Globotruncanas*, que ocupa todo el Senoniense. Esta formación es común con el Subbético externo, no únicamente en su bio y litofacies, sino en el mismo color rojo. La misma consideración puede hacerse con respecto al Subbético interno. En la extremidad oriental de la Sierra de la Puerta se han podido caracterizar en la parte inferior de las capas rojas, el Santoniense Medio-Campaniense Inferior, con *Globotruncana ex. gr. linneiana*, *Globotruncana aff. carinata*, junto a *Stomiosphaera sphaerica*, etc., así como el Campaniense Superior-Maastrichtiense Inferior, con

Globotruncana elevata, *Gl. linneiana*, *Gl. stuarti* y *Heterohelix globulosa*; y el Maestrichtiense, en la parte superior, con la asociación de *Gl. stuarti*, *Globotruncana aff. contusa*...

2.4.3 Paleoceno

Se distinguen en el mismo dos formaciones: una inferior, constituida por margocalizas, calizas, margas (T_{1-2}^{A-Aa}), además de margas arenosas, areniscas e intercalaciones de calizas nummulíticas arenosas hacia el techo (Ts_{2-2}^{Aa-Ab}) y un superior constituida por calizas masivas o en bancos gruesos (T_{2-2}^{Ab-Ac}).

La formación inferior se subdivide a su vez en un conjunto calizo margoso inferior, que incluye bloques rodados y cantos calizos del Senoniense y del mismo Paleoceno, según se ha constatado en la extremidad occidental de la Sierra de la Puerta (L. JEREZ, Tesis, 1973), y un conjunto superior esencialmente margoso-areniscoso, con frecuentes y pequeños trozos de yeso, areniscas, arenas y calizas arenosas con *Nummulites*; un levigado en la base del Paleoceno ha dado formas del Cretácico Superior, resedimentadas, con *Neoflabbellina jarvisi*, *Ammobaculites aff. paleocenicus* y *Gl. stuarti*. La parte inferior de esta formación comprende el Paleoceno, mientras que la parte superior arenosa se extiende desde el Eoceno Inferior, con *Truncorotalias*, *Ethelia alba*, *Globigerina linaperta*, *Gl. aff. velascoensis*, etc., hasta el Lutienense, rico en *Nummulites*, *Alveolinas*, etc.

La formación superior de calizas masivas fue atribuida por PAQUET (1969) al Oligoceno. Nosotros la atribuimos al Eoceno, por haber encontrado aún abundantes *Nummulites* en la parte superior de su serie invertida. No obstante, damos esta atribución con las siguientes reservas: los *Nummulites* en cuestión se han encontrado desligados de la caliza masiva, y englobados en las margas miocenas sobre las que cabalga la Unidad de la Sierra de la Puerta; en algunos casos, constituyendo bloques calizos formados de *Nummulites*, englobados en las mismas margas. En estas circunstancias, cabe más de una interpretación. Las observaciones referidas se sitúan junto a la falla inversa del frente del cabalgamiento de la Sierra de la Puerta, entre 1 y 1,5 km. al SO. de la extremidad oriental de dicha falla, tal como figura en la cartografía. En todo caso, estos *Nummulites* no nos parecen rodados desde el punto de vista sedimentológico. Al contrario, pensamos que estos trozos de calizas con *Nummulites*, de no proceder de un nivel estratigráficamente superior a las calizas masivas, cobijado o laminado por mecanización, habría de pertenecer a un nivel nummulítico más inferior de la misma serie de la Sierra de la Puerta y encontrarse en el lugar expresado también por causas mecánicas. Pero esta segunda interpretación, según la cual las calizas masivas podrían ser oligocenas al corresponder los *Nummulites* a un nivel estratigráficamente inferior a las mismas, no nos parece muy aceptable en las circunstancias de

que el cabalgamiento de la Sierra de la Puerta es hacia el Noroeste y difícilmente podría haber sido arrastrado en este sentido un nivel estratigráficamente inferior de la misma serie, estando ésta invertida. En estas circunstancias, los niveles estratigráficamente inferiores tenderían a quedar rezagados bajo el plano de falla inversa.

2.5 CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS DEL SUBBETICO EXTERNO O UNIDAD INTERMEDIA DE SABINAR-MORATALLA-OJOS

Al igual que el Prebético meridional de la Sierra de la Puerta, el *Subbético Externo* presenta su serie incompleta en la Hoja de Calasparra. En esta Unidad sólo llegan a aflorar los términos litoestratigráficos comprendidos entre el Albiense y el Eoceno. Las diferencias más marcadas se aprecian a nivel del Eoceno, tanto más parecido al Subbético s. estricto o Subbético interno que al de las series prebéticas (2.4.1).

Se distinguen en esta unidad las siguientes formaciones:

2.5.1 Albiense Superior-Cenomaniense Inferior (Cs_{16-21}^{0-1})

Formación constituida por margas finamente areniscosas y margocalizadas. El carácter terrígeno de estas margas en la Hoja de Calasparra es perceptible en contadas ocasiones, entre otros puntos al sur del Embalse de Alfonso XIII, hacia la parte inferior de la serie, donde llegan a diferenciarse niveles de 1 a 10 cm. de espesor, de arenas silíceas. Más importantes aún son las intercalaciones de bancos de varios metros de espesor de arenas silíceas, hacia el límite de la Hoja de Calasparra con la Hoja de Cieza (km. 12 a 13, carretera de Cieza a Mula). En este lugar, toda la serie margosa de esta formación, sobre la que ha corrido el *Subbético Interno* de la Sierra del Oro, corresponde al Albiense, que cuenta en este caso con más de 400 m. de espesor. Un corte de detalle permite asegurar que no existe repetición de la serie en este lugar, al contrario que en la mayoría de los puntos de la región. La parte inferior de la serie corresponde ya al Albiense, probablemente Inferior, con abundantes *Ticinellas* asociadas a *Globigerina ex. gr. washitensis*. Hacia el techo de esta serie se ha caracterizado el Albiense Superior, con *Biticinella breggiensis* asociada a *Ticinella roberti*.

El Cenomaniense Inferior ha sido caracterizado al techo de esta misma formación al sur del Embalse de Alfonso XIII, con la asociación (muestra LJ-99) de *Rotalipora appenninica*, *Rotalipora ticinensis* y *Planomalina buxtorfii*.

Las margas de esta formación contienen también *Ammonites*, *Belemnites*, etc.

2.5.2 Cenomaniense-Campaniense Medio (C_{21-23}^{1-0})

Formación litológicamente análoga a la que en el Prebético meridional de la Sierra de la Puerta comprendía el Cenomaniense-Turoniense y que en el caso presente se extiende claramente hasta el Campaniense Medio en el corte de detalle realizado al S. del Embalse de Alfonso XIII, a lo largo del Camino del Almacén de don Alfonso a la Casa del Ramel.

En este corte, el paso de las margas del Cenomaniense Inferior (2.5.1) a las margocalizas y margas de base de la nueva formación resulta insensible al incrementarse progresivamente la fracción carbonatada sobre la arcillosa en el conjunto. Así, en la nueva formación se distinguen:

15 m. Unas margocalizas y margas de base, donde se reconoce ya el Cenomaniense Superior (muestra LJ-97), con la asociación de *Rotalipora appenninica*, *Rotalipora greenhornensis* y *Hedbergella planispira*; y el Coniaciense, al techo, con la asociación *Globotruncana helvetica*, *Globotruncana angusticarinata*, *Gl. coronata*, *Gl. aff. primitiva* y *Gl. aff. renzi*.

5 m. De calizas microcristalinas de pátina arcillosa y margocalizas, que intercalan dos niveles de conglomerado monogénico, cuyos cantos son margocalizos. Los niveles calizos (LJ-95) intercalados entre los conglomerados pertenecen al Campaniense, con *Globotruncana linneiana*, *Globotruncana fornicata*, *Globotruncana cretacea*, *Globotruncana cf. arca*, frecuentes *Globotruncana stuartiformis* y *Pseudotextularia elegans*. Las margas al techo del nivel superior de conglomerado corresponden ya al Campaniense Superior (LJ-94).

2.5.3 Senoniense-Paleoceno (C_{23-T_1})

Constituido por una formación de margas y margocalizas en «*facies de capas rojas*», no obstante variar el color lateralmente a blanco.

Esta formación se extiende desde el Campaniense Superior (LJ-94) en las margas blancas y rojas sobre el conglomerado anterior, con *Globotruncana linneiana*, *Gl. aff. coronata*, *Gl. ventricosa*, *Gl. cf. elevata*, *Gl. stuartiformis* y formas intermedias entre *Gl. stuartiformis* y *Gl. stuarti*, *Heterohelix globulosa*.

Las margas rosadas superiores de la formación de capas rojas permiten en este caso datar el Paleoceno con *Globotruncana pseudobulloides* y *Globorotalia ehrenbergii* (LJ-89), aunque conviene recordar que en la Hoja de Mula, la misma formación de capas rojas en el mismo Subbético externo, pero en series más meridionales, alcanza ya el Luteciense, lo que permite

asegurar la anacronía regional de los límites entre las mismas formaciones litológicas.

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

Sobre la formación anterior viene una nueva constituida por una alternancia en niveles muy bien estratificados de calizas microcristalinas (micritas), margas, areniscas y niveles constituidos prácticamente por Nummulites más o menos cementados.

A 20 m. de las capas rojas del techo de la formación anterior (LJ-88) se puede caracterizar ya el Eocene Inferior, con *Globorotalia aff. angulata* y *Globigerina mekannai*. Asimismo, a 50 m. del muro de la serie se puede precisar el Cuissiense (LJ-86) en un nivel de margas con *Globigerina soldadoensis*, *Globigerina aff. gravelli*, *Globorotalia formosa* y *Globorotalia cf. aragonensis*. El paso entre el Cuissiense Superior y el Luteciense Inferior (LJ-80) se localiza a unos 80-90 m. del muro de la formación con la asociación, en margas, de *Globorotalia aragonensis*, *Globorotalia bullbrookii*, *Hastigerina micro*, *Globigerina aff. soldadoensis angulosa* y *Globorotalia cf. formosa*.

A unos 10 m. sobre el nivel anterior (LJ-79) se puede reconocer ya el Luteciense, con *Truncorotalias* y *Globigerapsis*.

Hacia el techo se ha podido caracterizar el Luteciense Superior (LJ-77), con la asociación *Globigerinita aff. dissimilis*, *Globigerina venezuelana*, *Globorotalia centralis* y *Truncorotaloides topilensis*.

En resumen, esta formación flyschoide, margocaliza y areniscosa pertenece claramente al Eocene Inferior y Medio, si bien en sus 20 m. inferiores pudiera encontrarse representado parte del Paleoceno.

2.6 CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS DEL SUBBETICO INTERNO FRONTAL

En la Hoja de Calasparra solamente están representadas las series más septentrionales del Subbético interno, al igual que en la Hoja de Cieza, por lo que las denominamos series del Subbético interno frontal. En general, se trata de series jurásicas comprensivas y poco potentes.

En la Hoja de Calasparra estas series jurásicas, ya de por sí poco potentes, como se observa en las transversales de la Hoja de Cieza, se encuentran además poco conservadas de la erosión. Entre sus afloramientos, destacan como más importantes, los macizos de la Sierra de San Miguel (587 m.) y el del Alto del Almorchón, entre otros más insignificantes aún por sus dimensiones.

No obstante, el Trías del Subbético Interno sí se encuentra ampliamente representado en la Hoja de Calasparra; aunque la relación entre sus distin-

tos términos del Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper es siempre mecánica.

De otra parte existe una frecuentísima e intensa mezcla tectónica, de características muy particulares, entre el Keuper del Subbético interno y los materiales margosos y margocalizos del Subbético externo; con lo que materiales de edad muy diferente y procedencia muy distinta se han mezclado, tan íntimamente en ciertos casos, que es imposible la delimitación exacta entre los mismos a la escala 1:50.000.

2.6.1 Triásico

En el mismo aparecen representados los tres términos clásicos del Trías en facies germánica: el Buntsandstein, el Muschelkalk y el Keuper.

- El *Buntsandstein* (T_{C1}) azoico aparece constituido por cuarzarenitas, areniscas y conglomerados silíceos, que intercalan margas rojas algo yesíferas, en general mucho menos que las margas del Keuper. Sus afloramientos más importantes constituyen una gran escama plegada en sinclinal entre el ESE. y SO. de Calasparra.
- El *Muschelkalk* (T_{C2}) aparece constituido por calizas con *Myophorias* y *Frondicularia* sp., finamente estratificadas, grises azuladas que diferencian en su base (aparente, pues la serie podría estar invertida) márgas y margocalizas verdes intercaladas entre niveles calizos más duros. Este carácter se aprecia junto a la presa del embalse recientemente construido en las inmediaciones de Valentín, donde la serie es más completa.
- El *Keuper* (T_{C3}), constituido por margas yesíferas y yesos masivos, en su facies germánica habitual, engloba masas de ofitas (W^4) y también algunos conjuntos de dolomías listadas (d), cuya relación estratigráfica original con el Keuper no se podría afirmar, dadas las circunstancias de relación mecánica. Estas dolomías, en hipótesis, podrían corresponder a la parte superior del Keuper, en su transición al Lías; o por el contrario, pertenecer al mismo Keuper.

2.6.2 Jurásico

Se distinguen las siguientes formaciones:

(J_{11-12}^c) formación masiva basal, muy potente, y seguramente no representada en su totalidad por erosión en unos puntos y también por posible biselación de la parte inferior de la misma a nivel del plano de corrimiento de la unidad. Esta formación (J_{11-12}^d) se atribuye al Lías Inferior, entre el Rethiense y el Sinemuriense.

(J_{12-13}^{3-0}), una formación caliza, inmediatamente superior a la anterior. Calizas

estratificadas o en bancos gruesos (mlcritas, oomicritas...), escasamente representadas en esta Hoja (Alto del Almorchón). Se atribuye al Sinemuriense-Pliensbachiano por su situación estratigráfica relativa a escala regional.

Al SE. del Almorchón las calizas anteriores no pueden separarse en cartografía de unos niveles superiores de calizas con sílex y filamentos que corresponderían ya al Dogger, por lo que el conjunto se ha expresado como Lías-Dogger (J_{12-2}). No hemos podido localizar los niveles de calizas nodulosas que PAQUET (1969) atribuía al Toarciano en estos parajes del Almorchón. Al contrario, la serie del Almorchón nos parece semejante a la que describimos en Loma Jaimero (Hoja de Cieza), pero más incompleta que allí, posiblemente por erosión de su parte superior, donde faltarían en este caso las calizas con sílex del Malm y las margas neocomienses (ver Memoria de la Hoja de Cieza).

2.7 CARACTERISTICAS DEL TERCARIO AUTOCTONO

2.7.1 Formaciones premantos

El Terciario «premantos» en la Hoja de Calasparra está constituido por la cobertura paleógena y del Mioceno Inferior y Medio (Aquitaniense a Helveciense) del Prebético externo e interno. Ahora bien, el Paleógeno se ha depositado solamente sobre el Prebético interno, en facies marinas-lagunales (Oligoceno) y en facies marinas (Nummulítico).

A) Eoceno

No aflora completo en la Hoja de Calasparra, pero sí en la vecindad occidental sobre el flanco sur de la Sierra de Muela, donde uno de nosotros (L. JEREZ, 1973) ha podido estudiar y datar sus series con detalle. Dentro de la Hoja de Calasparra se distinguen:

(T_{2-2}^{Aa-Ab}), margas y calizas arenosas silíceas, ricas en Nummulites, en las que se encuentran bien representados el Ilerdiense y el Cuissiense.

(T_2^{Ab}), unas calizas ricas en arenas y gravas silíceas, en Nummulites y Alveolinás, que pertenecen claramente al Luteciense.

Este conjunto constituye la formación marina del Paleógeno, en la que parece faltar claramente el Eoceno Superior. No así el Paleoceno, que debe encontrarse representado en profundidad, pues aflora más al Oeste.

B) Oligoceno-extrema base del Aquitaniense Inferior

(T_{33-11}^{A-Ba1}), peniconcordante sobre el Nummulítico, pero posiblemente con exis-

tencia de laguna estratigráfica del Eoceno Superior y Oligoceno Inferior, viene una formación marina-lagunal. Los niveles de facies de agua dulce, ricos en *Charáceas*, que evocan condiciones litorales y aislamientos del mar abierto más o menos temporales, alternan con otros marinos.

Se trata de una formación de margas rojas y verdes, que intercalan calizas microcristalinas blancas, finamente estratificadas, ricas en *Rhapydionina* sp., *Miliólidos*, *Ostrácodos*, pequeños *Rotálidos*...

Esta formación ha sido datada en Moratalla como Oligoceno Superior (Chattiene), tanto por microfauna marina como por Charáceas (L. JEREZ, 1973). Sin embargo, en un corte de detalle realizado en la Hoja de Calasparra, junto a los Cortijos del Olivarejo, inmediatos al Río Segura, las Charáceas de las margas de la misma formación, estudiadas por GRAMBAST al igual que las del corte vecino de la Hoja de Moratalla, sugieren una edad del Eoceno. Podría tratarse del Eoceno Superior que falta en la formación marina del Nummulítico. En este caso la formación roja oligocena tendría una amplitud cronoestratigráfica más amplia en Calasparra que en Moratalla. No obstante, en espera de que esta hipótesis pueda ser confirmada por microfauna marina, mantenemos en la cartografía la asignación de estas facies al Oligoceno.

En todo caso, en la Hoja de Moratalla (L. JEREZ, 1973) se ha datado la extrema base del Aquitaniense Inferior al techo de la formación marino-lagunal.

C) Formación continental roja (T_{33-11}^{A-Ba})

Igualmente, hacia el Prebético externo la formación roja, ya exclusivamente continental, la hacemos extensiva hasta la base del Burdigaliense a modo de hipótesis.

Se considera un equivalente lateral de la formación marino-lagunar anterior del Prebético interno, y se atribuye al Oligoceno-Aquitaniense, en sentido lato. Se compone de conglomerados y areniscas silíceas, ricas en cemento ferruginoso, y margas silíceas también rojas.

D) Burdigaliense-Helveticense

Sobre el Prebético interno se desarrolla el Neógeno marino premantos, constituyendo una serie en la que destacan dos paquetes calizos al muro y al techo y una formación margosa intercalada de más de 500 m. de espesor:

($T_{11-12}^{B_a-B_a}$), calizas masivas de base, ricas en *Algas Melobesias* y *Amphisteginas* que constituyen una barra de 20 a 50 m. de espesor. Las atribuimos al intervalo cronoestratigráfico Aquitaniense-Burdigaliense por su posición estratigráfica relativa.

(T₁₂₋₁₂^{Ba3-Bb}), 500 m. como mínimo de margas, margocalizas y areniscas, que hemos estudiado y muestrado en detalle entre el macizo de Falcones y la Sierra de la Puerta. Las capas de base (40-50 m.) permiten reconocer ya el Burdigalense Superior-Langhiense Inferior (LJ-102 a LJ-105), con *Praeorbulinas*, entre ellas *Pr. glomerosa*, *Pr. circularis* y *Pr. transitoria* en las margas intercaladas en un conjunto aún esencialmente constituido de calizas y areniscas estratificadas. Inmediatamente encima, cuando la formación comienza a ser esencialmente margosa, se puede caracterizar el Langhiense Inferior, que se encuentra ampliamente representado en las margas del norte del río Benamor (LJ-106 a LJ-113) y en las margas que vuelven a intercalar areniscas al sur del mismo río (LJ-114 a LJ-116), con *Orbulina universa*, *Praeorbulina transitoria*, *Biorbulina bilobata*, *Globigerinoides bisphaericus* y *Praeorbulina circularis*, entre otras.

La parte superior de las margas en este sector occidental, nuevamente ricas en intercalaciones de calizas arenosas y areniscas, la hemos estudiado partiendo del núcleo anticinal que se sitúa al O. de Casa Cava y del km. 13 de la carretera de Calasparra a Caravaca, en cuyas capas más superiores (GM-78, aún se puede reconocer el Langhiense Inferior, con *Globigerinoides bisphaericus*, asociado a *Praeorbulinas* y *Orbulina universa*. Sin embargo, al sur de la prolongación oriental de la Sierra del Molino, las margas de la misma formación han dado (LJ-58) *Globorotalia praememardii*, junto a *Gl. aff. lengaensis* del Langhiense Superior-Serravaliense.

Sobre el Prebético externo desaparecen las margas anteriores, reducen enormemente su espesor o llegan a desaparecer, como sucede en la Hoja de Calasparra entre las dos formaciones calizas de base y del techo:

(T₁₁₋₁₂^{Ba-Bb}), calizas de Algas, en parte calizas bioclásticas que consideramos como de amplitud cronoestratigráfica imprecisa entre el Aquitaniense y el Serravaliense, aunque posiblemente no sobrepasen el Langhiense por datos regionales (L. JEREZ, 1973).

(T₁₁₋₁₂^{Bb-Bb}), calizas bioclásticas arenosas y areniscas, discordantes sobre las anteriores en el dominio Prebético externo y peniconcordantes sobre las margas del Langhiense Inferior en el Prebético interno. Esta discordancia, muy generalizada en numerosos puntos de las Hojas de Isso y de Elche de la Sierra, donde la intercalación de margas permite precisar (L. JEREZ, 1973) que se establece a la altura de la zona *G. barisannensis* de Bolli. Esto permite datar la misma discordancia como Langhiense Inferior en las zonaciones más modernas, seguidas en este trabajo. Y las calizas bioclásticas superiores tendrían una edad imprecisa que podría abarcar parte del Langhiense y el Serravaliense, o lo que es igual, Helvetiense s. Iato.

2.7.2 Formaciones postmantos

La puesta en lugar casi definitiva de los mantos o unidades alóctonas tuvo lugar después del depósito de las calizas del Helvetiense.

Aunque durante el Tortoníense sucedieron ciertos reajustes finales con cobijaduras de las masas alóctonas, la escasa envergadura de los cabalgamientos modernos permite considerar el Tortoníense como formación «postmantos».

En la Hoja de Calasparra se distinguen dos formaciones postmantos:

- el Tortoníense Marino, y
- una formación lacustre y fluvial.

A) Tortoníense Marino

Se distinguen los siguientes miembros en la formación:

(T_{11-11}^{Bb-Bc}), conglomerados poligénicos que hacia su parte superior intercalan margas (LJ-43, junto al río Argos), que han librado *Globorotalia præ-menardii* asociada a *Globorotalia aff. miozea*, del Langhiense Superior-Serravaliense. Este miembro es muy interesante, pues permite estudiar las relaciones entre el Helvetiense y el Tortoníense.

(T_{11}^{Bc}), unas calizas bioclásticas y areniscas que se indentan con las margas tortoníenses en la base de las mismas, al este de la Sierra del Molino (vertiente norte).

(T_{11}^{Bc}) finalmente las margas tortoníenses, cuya extrema base en ciertos lugares podría corresponder aún al Helvetiense.

Las margas tortoníenses se extienden ampliamente al sur de la Sierra del Puerto y del Molino, en franca discordancia sobre los materiales más antiguos de las distintas unidades.

En ciertos puntos (LJ-54) las margas de base de esta formación intercaladas entre areniscas, resultan con una asociación aún indefinida entre el Helvetiense y el Tortoníense, con *Globorotalia mayeri*, *Uvigerina barbatula*, *Globorotalia aff. acostaeensis* (en formas posiblemente ancestrales, muy pequeñas).

En otros puntos (LJ-118, 3 km. al norte de Calasparra) la base de las margas se encuentra casi vertical, y se reconoce ya el Tortoníense, con la asociación *Globorotalia miozea*, *Globorotalia acrostoma* y *Globorotalia ex. gr. menardii*. Hacia el Sur, en pocos metros, se atenúa el buzamiento hasta la horizontal, produciéndose una vistosa discordancia progresiva.

Los niveles superiores de las margas tortoníenses (al norte del km. 4

de la Carretera de la Venta del Olivo a Calasparra), permiten reconocer ya el Tortoniano Superior (LJ-130 a LJ-132), con la asociación de *Globorotalia conomiozea*, *Globorotalia menardii*, *Globorotalia acostaensis*, *Uvigerina schwageri*...

B) Mioceno Superior-Plioceno en facies lacustre y fluvial

Al norte de la Sierra del Puerto se extiende una amplia cuenca lacustre, en cuya formación se distinguen en orden de importancia de su extensión los siguientes miembros:

(T_{c1-c2}^{Bc-B}), margas y calizas tableadas, eventualmente con yeso, lignito y azufre.

(Ts_{c1-c2}^{Bc-B}), que es una variante de la anterior que intercala además areniscas y conglomerados, reflejando indentaciones o aportes fluviales desde el ONO.

(Tcp_{c1-c2}^{Bc-B}), conglomerado poligénico escasamente representado.

Esta formación se caracteriza en general por un contenido en faunas banales de *Gasterópodos* (*Hidrobia* y *Planorbis*), Algas (*Cloroficeas*, *Cianoficeas* y *Charáceas*) y *Ostrácodos* (L. JEREZ, 1971). Ahora bien, al norte de la Sierra del Puerto, a la altura del Km. 383,5 del ferrocarril, las margas que se indentan con la formación lacustre hacia el Norte presentan aquí facies marina del Tortoniano (LJ-25 y 26), con *Globorotalia ex. gr. menardii*, *Globorotalia acostaensis* y *Uvigerina schwegeri*.

La base de la formación lacustre correspondería, pues, cuanto más antigua, al Tortoniano. Por su parte superior, sin argumentos paleontológicos y de forma absolutamente convencional, podría extenderse hasta el Plioceno.

C) Plioceno-Cuaternario (T_{c2}^B-Q)

Atribuimos al Plioceno-Cuaternario una formación continental de conglomerados cuyos afloramientos más importantes ocupan una amplia mancha entre la Sierra del Algaidón y Calasparra. Frecuentes moldes de paleocanales sugieren su origen fluvial.

Junto a la ermita de Nuestra Señora de la Esperanza, los niveles de conglomerados y areniscas de base intercalan un lentejón de arena-microconglomerado con hiladas de margas verdes (LJ-33), con escasos *Ostrácodos*, *Radiolarios*, *Eponides praecintus*, *Pullenia bulloides* y *Globigerina* sp.

Estos conglomerados, en el punto indicado, han protegido de la erosión un afloramiento de margas del Andaluciano (LJ-30) que no ha sido constatado en ningún otro punto de la Hoja de Calasparra sobre las margas tortonienses, con la asociación *Globorotalia acostaensis*, *Globorotalia conomiozea* y *Globigerina daterrei*...

2.8 CUATERNARIO

Los terrenos más modernos que completan el cuadro estratigráfico son los coluviones al pie de las laderas montañosas, los terrenos eluviales de remoción del substrato de las formaciones margosas más antiguas y los aluviones de las terrazas de los cursos fluviales.

3 ROCAS IGNEAS

Las rocas ígneas representadas en la región pertenecen a dos tipos muy distintos. Las ofitas (W^4) del Keuper, constatadas únicamente en el Trías subbético, y las jumillitas-fortunitas. De estas últimas destacan los afloramientos del Cerro Salmerón, próximo a la confluencia de los ríos Mundo y Segura, y el de la cantera que se sitúa al norte de la Sierra de San Miguel, en el montículo de cota 401 m. Otro pequeño afloramiento, mezclado tectónicamente con las margas albienses en la vertiente norte de la Sierra de San Miguel.

4 TECTONICA

El *Prebético Externo* y el *Prebético Interno* constituyen el autóctono de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.

En la Hoja de Calasparra, las estructuras se disponen según un arco convexo hacia el Sur (ver esquema regional). Los ramales montañosos constituidos por la Sierra del Puerto y Sierra de Cabeza del Asno, presentan una orientación NE-SO. acorde con la orientación de los pliegues o partes de pliegues que la componen en su extremo nororiental; pero no en su mitad suroccidental (Sierra del Puerto), donde los pliegues se orientan inflexionando sus ejes entre el E-O. y el ONO-ESE.

En la parte central del mencionado arco, entre la estación de Calasparra y el macizo del vértice Rotas, 491 m., la complicación tectónica es bastante mayor, a consecuencia del apilamiento de pequeñas escamas, con cabalgamientos hacia el sur de envergadura muy moderada. Para poner de manifiesto estas escamas fue necesario conocer previamente bien la serie estratigráfica, más tranquila, en la vecindad oriental (Sierra de Cabeza del Asno).

En la Sierra del Algaidón (cuadrante NO. de la Hoja), se ponen de manifiesto una serie de pliegues, trastornados por un sistema de fallas normales. Los planos axiales de los pliegues son tanto más vergentes hacia el Sur cuanto más meridionales. Al norte de la Sierra del Algaidón se constata

un pliegue sinclinal más amplio y con buzamientos igualmente moderados en ambos flancos. Y al norte del mismo, los materiales jurásicos se encuentran mecanizados, y se observa una pequeña falla inversa, cabalgando hacia el Sur, de características semejantes a las anteriores.

En el límite del Prebético externo con el Prebético interno, hacia la parte occidental de la Hoja por donde discurre la carretera de Caravaca a Socovos (km. 26 a 28), los materiales del Cretácico se encuentran constituyendo verdaderos «jirones», separados entre sí por planos de fallas verticales que cuando afectan a las dolomías masivas presentan estrías horizontales. Estas fallas de desgarre son numerosas a lo largo del límite Prebético externo e interno, desde este punto hasta Peñarrubia (L. JEREZ, 1973). No obstante, los desplazamientos parecen moderados a nivel de cada falla, y el desplazamiento originado por la acción de conjunto de todas las fallas no parece suficiente como para encontrar en estos desgarres la explicación del estrechamiento de afloramiento Prebético interno en la transversal de Calasparra (ver esquema regional en la cartografía). Más bien tal estrechamiento se debería a la occultación originada por el corrimiento de los materiales subbéticos sobre la mayor parte del Prebético interno en la transversal de Calasparra.

La estructura del Prebético interno más septentrional, en la Sierra del Molino, es sencilla en su parte central y vertiente norte, pero complicadísima en su vertiente meridional, debido claramente a la presión directa sobre la cobertura autóctona de los materiales de las unidades alóctonas.

El detalle de estas estructuras no podría explicarse brevemente en todos sus puntos, por lo que remitimos al lector a la constatación de la cartografía. Baste decir aquí que la estructura más curiosa que hemos constatado se localiza en la extremidad occidental de la Sierra del Molino, donde el río Argos cruza la alineación montañosa. En este itinerario se puede observar, de Sur a Norte, la inversión de la serie del complejo dolomítico del Cretácico Superior, lo que se pone claramente de manifiesto por la presencia de las calizas de Orbitolinas del Vraconiense, que constituyen nivel guía para resolver la estructura. La serie invertida cabalga sobre el Mioceno unos 300 a 500 m., constatándose una ventanita de escasas dimensiones junto al curso del río. Pero lo curioso es que la parte cabalgante cabecea hacia el Norte, configurando en las dolomías un falso anticlinal. En realidad se trata de una escama, plegada sinclinalmente con serie invertida. A su vez, sobre esta escama viene otra en serie normal que ha despegado a nivel de las arenas albenses (Castillo de Calasparra). Por otra parte, el flanco sur del anticlinal de la Sierra del Molino habría sido arrastrado por la presión de las Unidades alóctonas y constituye una escama en dolomías turonenses (C_{22}) que han despegado a nivel de las dolomícritas (C_{21-22}) más incompetentes, según se expresa en el corte IV que acompaña a la cartografía.

En las regiones vecinas (Hoja de Moratalla, Cieza, Jumilla...) el Prebé-

tico interno presenta una estructura en amplios pliegues anticlinales y sinclinales.

El *Prebético Meridional* o *Unidad Intermedia de la Sierra de la Puerta* se encuentra constituyendo, en la Hoja de Calasparra, una estructura anticlinal incompleta. El flanco norte se encuentra invertido, y cabalgando sobre el Mioceno marino. El flanco sur no se constata sino parcialmente en la extremidad oriental de la Sierra, donde las capas de calizas de Orbitolinas constituyen niveles guías y se las ve cerrar periclinalmente, reflejando de este modo la naturaleza anticlinal de la estructura. No puede precisarse la envergadura del cabalgamiento de la Sierra de la Puerta sobre el Mioceno Inferior, si no es a base de conjeturas. Para la discusión de estos puntos de vista se remite al lector al trabajo de Tesis de uno de nosotros (L. JEREZ, 1973).

El *Subbético Externo* o *Unidad Intermedia de Sabinar-Moratalla-Ojos* constituye en la transversal de Moratalla una unidad alloctona (L. JEREZ, 1973). Los materiales del Albienense de esta unidad llegan a confundirse con los del Albienense de la serie de la Sierra de la Puerta en sus niveles margosos. De tal manera que es imposible delimitar con exactitud la situación del plano de corrimiento del *Subbético Externo* al sur de la Sierra de la Puerta. En el extremo oriental de la Sierra de la Puerta, las margas albenses del *Subbético Externo*, mezcladas tectónicamente con los materiales *Keuper del Subbético Interno*, que constituye el manto de corrimiento superior, han rebasado hacia el Norte la alineación montañosa de la Sierra de la Puerta. En este proceso de avance parecen haber arrastrado también los materiales del Cretácico Superior y parte de las mismas margas albenses del Prebético meridional. En efecto, sobre las calizas de Orbitolinas del extremo oriental de la Sierra de la Puerta se puede observar un pequeño testigo del paso del Keuper del Subbético, faltando bajo el plano de este corrimiento los materiales del Cretácico Superior y Eoceno, presentes en la serie de la Sierra de la Puerta. Por otra parte, entre los Llanos de la Carrasca y la extremidad de la Sierra de San Miguel, los materiales del Cretácico podrían pertenecer de una parte a los arrastrados hacia el Norte de la serie prebética meridional de la Sierra de la Puerta; y de otra parte, a los materiales de facies análogas del *Subbético Externo*. Esta interpretación queda suficientemente expresada en la cartografía.

La mezcla del Keuper del *Subbético Interno* con los materiales margosos del Albienense-Cenomanense es un hecho. El Trías que aflora en la Hoja de Calasparra, en su conjunto, como el Jurásico, no pertenecen al *Subbético Externo*, sino al *Subbético Interno*. En su conjunto, se encuentran casi siempre encima de las margas albenses, aunque no siempre. Cuando esto no

sucede, y el Keuper se encuentra bajo las margas albenses, la cuestión sería difícil de resolver si no contásemos con la constatación de ciertas observaciones que ilustran la evolución del proceso mecánico. Por ejemplo, muy claramente, en las inmediaciones del Embalse de Alfonso XIII, y en el lugar denominado de Salina. Se observa allí una mancha del Keuper, rodeada completamente por margas albenses. En la parte norte de la mancha, el Keuper cabalga sobre el Albense. En la parte sur, la topografía se muestra favorable para observar que el Keuper está encima del material margoso del Albense, pero se ve cómo, a su vez, este último se dobla sobre sí mismo montando sobre el mismo Keuper. Es decir, parece bastante claro que el conjunto del Keuper subbético de la Hoja de Calasparra ha pasado por encima del Cretácico y Paleógeno del *Subbético Externo*; y que cuando constituye escamas, en relevo vertical y lateral con las margas del Cretáceo o con los materiales del Paleógeno, esto se debe a las vueltas y revueltas que han dado los materiales incompetentes de ambas unidades en su zona de fricción por el corrimiento del *Subbético Interno* sobre el *Subbético Externo* o *Unidad Intermedia de Sabinar-Moratalla-Ojos*. Este mecanismo de explicación fue propuesto anterior y gráficamente por uno de nosotros (Tesis de L. JEREZ, 1973).

- El *Subbético Interno* constituye un manto de corrimiento sobre el *Subbético Externo*, de envergadura de corrimiento claramente mayor y de origen más meridional.

La envergadura del corrimiento del *Subbético Externo* sobre el *Prebético Interno* en la vecina transversal de Moratalla ha sido constatada como de un mínimo de 15 km. (L. JEREZ, 1973). En la Hoja de Calasparra sólo puede considerarse una extrapolación del mismo corrimiento, cuya envergadura podría ser incluso mayor, dada la aproximación del frente hasta las series más septentrionales de *Prebético Interno*. No obstante, sobre el Prebético meridional de la Sierra de la Puerta, entre la Sierra del Molino al Norte y el pueblecito de Valentín al Sur, la envergadura del corrimiento sería de un mínimo de seis kilómetros, a los que habría que sumar la cuantía de desplazamiento, desconocida, pero supuestamente importante en la transversal de Calasparra, del Prebético meridional sobre las series del Prebético interno.

5 GEOLOGIA HISTORICA

Durante el Trías, la sedimentación en la cuenca ocupada por las distintas unidades presentes en la Hoja de Calasparra, es muy análoga. Las facies

son completamente continentales en el Buntsandstein, marinas neríticas o de poca profundidad en el Muschelkalk, y evaporíticas con gran influencia continental en el Keuper. Durante el Keuper se generaliza una regresión marina, al igual que en el Buntsandstein, tanto en el Prebético como en el Subbético. En el Prebético externo durante el Jurásico las facies son neríticas, marinas restringidas y marino-lagunales, con excepción del Oxfordiense Superior, cuyas calizas nodulosas con Ammonites reflejan ya una marcada lejanía de costa. La evolución del Jurásico en el amplio trayecto de cuenca comprendido entre el Prebético interno y el Subbético externo se desconoce completamente en esta transversal. No obstante, entre la Hoja de Cieza y Fortuna (J. AZEMA ha puesto de manifiesto la presencia del Jurásico de la serie intermedia que nosotros atribuimos al *Subbético Externo*), este Jurásico es semejante al del *Subbético Interno frontal*. Durante el Lías Inferior la sedimentación sería restringida, dolomítica, como en el mismo *Prebético Externo*. Desde la parte superior del Lías Inferior hasta el Pliensbachiense, la sedimentación es caliza, marina y poco profunda, según se refleja en el carácter frecuentemente oolítico de las calizas.

Durante el Dogger, la sedimentación carbonatada se dolomitiza en el Prebético externo, donde ciertas áreas meridionales reciben aportes de grava y arena silícea desde el Sur (L. JEREZ, 1971), señalando la probable existencia de un umbral de materiales paleozoicos o permotriásicos al Sur, como área fuente. Se desconoce la evolución del Dogger en el dominio Prebético interno, pero ya en el del *Subbético frontal* (Hoja de Cieza) se reconocen calizas ricas en filamentos con dolomitización irregular de tipo secundario, y nódulos de sílex.

Tanto en el Subbético como en el Prebético el Malm se inicia con lejanía de costa bien patente en las calizas nodulosas del Oxfordiense Superior, ricas en Ammonites, a la vez que parece indudable una profundidad moderada del depósito. En la Hoja de Calasparra no se conocen términos más superiores del Malm, que se habrían erosionado. Pero el estudio de la Hoja de Cieza nos permite añadir que en el *Subbético Interno frontal* el Malm se caracteriza por un depósito de calizas con sílex, apenas con algún nivel de margas intercaladas. En la parte superior, las calizas con sílex son ricas en Calpionelas, facies pelágica del Titónico.

Durante el Cretácico Inferior el dominio *Prebético Externo* se ve invadido por avalanchas de terrígenos fluviales que persisten en el *Prebético Interno*, pero en este caso alternando con calizas ricas en *Algas*, *Orbitolinas* y *Rudistas*. Al igual que en el Kimmeridgiense Superior-Portlandiense-Berriasiense del Prebético interno más occidental (E. FOURCADE, L. JEREZ, et al., 1972), la formación caliza que marca el tránsito del Jurásico al Cretácico contiene niveles calizos ricos en *Charoficeas*, indicativos de facies litorales con aislamientos temporales del mar abierto (serie de La Melera, Hoja de Isso, L. JEREZ, 1973). Puede suponerse que estas condiciones de sedi-

mentación persistirían en las series prebéticas internas más septentrionales, que no llegan a aflorar en la transversal de Calasparra. Por los mismos datos constatados más al Oeste, se sabe que durante el Neocomiense el área de sedimentación pelágica avanzó hacia el Norte, al menos hasta la parte central del surco del *Prebético Interno*, donde se llegaron a depositar margas con Ammonites (Sierra de la Muela, E. FOURCADE, L. JEREZ et al., 1972). De este modo la sedimentación sería allí en gran parte semejante a la del Neocomiense margoso del *Subbético Interno frontal* que hemos puesto de manifiesto en la Hoja de Cieza; no obstante, las margas neocomienses del *Prebético Interno* son ricas en terrígenos, e incluso en pajuelas de lignito, indicando una mayor proximidad a la zona de sedimentación costera.

Durante el Barremiense y Aptiense Inferior en el Prebético interno se depositan calizas con escasas intercalaciones de arenas silíceas, que no llegan a aflorar en la Hoja de Calasparra, pero sí al Oeste (Sierra de la Muela) y al NE. (Hoja de Jumilla).

Durante el Aptiense Superior-Albiense se incrementan las avalanchas de terrígenos, también sobre el Prebético interno (regiones vecinas, donde aflora la serie). Así, las series septentrionales del mismo presentan a veces cientos de metros de arenas y margas silíceas y apenas intercalaciones de calizas. Hacia el Sur van intercalándose calizas, hasta equilibrar su alternancia con las arenas.

Durante el Vraconiense, sobre el Prebético, se depositan calizas más o menos arenosas y oolíticas, en general de mayor índice de madurez textural que en el resto del Cretácico Inferior. Sobre el Prebético externo se dolomitizan totalmente.

Por el contrario, en el Prebético meridional el Albiense Superior es rico en margas pelágicas, aunque también arenosas, y en calizas de Orbitolinás. El Vraconiense se presenta ya exclusivamente margoso, si bien aún finamente areniscoso, y rico en fauna pelágica.

En el Subbético externo se depositan margas ricas en faunas pelágicas, finamente arenosas y aun con areniscas intercaladas, durante el Albiense, que es el término más antiguo que llega a aflorar en esta unidad.

Durante la parte inferior del Cretácico Superior (Cenomaniense-Turonense), la sedimentación es análoga en el *Prebético Externo e Interno*, aunque la subsidencia es en general notablemente mayor sobre este último dominio.

La dolomitización impide precisar el carácter de la sedimentación, que podría haber fluctuado entre condiciones marinas muy neríticas e incluso en régimen marino-lagunal, sin poderse afirmar nada al respecto. El cambio brusco o paulatino, dependiendo de la cuantía menor o mayor del cabalgamiento de la Sierra de la Puerta, entre las facies dolomíticas del Prebético septentrional y entre las facies pelágicas margocalizas del *Prebético Meridional* y *Subbético Externo*, es indicativo de una mayor lejanía de costa en

las unidades meridionales. Este cambio de facies coincidiría con el de incompetencia mecánica de los materiales de las Unidades Intermedias.

Durante el Cretácico Superior la sedimentación pelágica de las capas con Globotruncanas avanzaría hacia la parte central del Prebético interno, al menos al Oeste (L. JEREZ, 1973) y al Este en la Hoja de Cieza. Estos materiales no habrían llegado a depositarse, o bien se habrían erosionado posteriormente en la Hoja de Calasparra. Por el contrario, en el Prebético externo, durante el Senoniense, el ambiente de sedimentación es de tipo marino y lagunal, alternantemente, con aislamientos episódicos del mar abierto.

Durante el Paleoceno y Eoceno, el Prebético externo debía encontrarse emergido o fuera del área de depósito, mientras sobre el Prebético interno y el Prebético meridional se depositan calizas y margas en facies pelágicas (Paleoceno) y calizas arenosas silíceas, margas y arenas, evocando ya durante el Luteciense una regresión hacia la zona de sedimentación costera. Sobre el Subbético interno se desarrolla la facies flyschoide del Luteciense, mientras que en el Paleoceno prosigue el depósito de las margas rojas del Senoniense. Conviene señalar aquí que en las series más meridionales del mismo Subbético externo (Hoja de Mula) la facies de capas rojas se extiende desde el Senoniense al Luteciense.

Durante el Eoceno Superior (?)-Oligoceno, el Prebético interno se ve ocupado por una cuenca restringida, marino-lagunar, con influencias continentales. En las demás unidades no se conocen depósitos oligocenos.

Por datos regionales conocemos la existencia de un primer plegamiento con participación de esfuerzos tangenciales durante la extrema base del Aquitaniense Inferior en el sector de Moratalla (L. JEREZ, 1973).

La puesta en lugar de los mantos puede precisarse entre el final del Langhiense Inferior como más antigua y el Langhiense Superior-Serravaliense como más moderna.

Los plegamientos principales del autóctono son anteriores a la puesta en lugar de los mantos gravitatorios. No obstante, la presión de las masas alóctonas sobre el autóctono previamente plegado ha dado lugar a nuevas fallas inversas, escamas e inversiones de series sobre el autóctono prebético. El mismo cabalgamiento de la Sierra de la Puerta sobre el Mioceno parece debido al arrastre mecánico obligado por el Subbético externo (L. JEREZ, 1973).

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico hay que desechar a priori las

posibilidades del *Subbético Externo* y *Subbético Interno*, así como el *Prebético Meridional* de la Sierra de la Puerta.

Por el contrario, el *Prebético Externo* y el *Prebético Interno* presentan condiciones óptimas, con acuíferos potenciales en las dolomías masivas del Cenomanense y Turonense, así como en las calizas del Senonense marino-lagunar del *Prebético Externo*.

La discontinuidad relativa de los materiales calizos del *Luteciense* del *Prebético Interno* aminorá sus posibilidades, que en todo caso no deben despreciarse a priori.

Los materiales neógenos no presentan interés en sus facies esencialmente margosas ni en sus calizas, muy discontinuas

6.2 GEOLOGIA DEL PETROLEO

Debe prestarse gran atención a la investigación de posibles estructuras en el *Jurásico* del *Subbético Externo*, que no llega a aflorar, así como a las posibilidades del *Prebético Interno* bajo las unidades alóctonas.

No obstante, la investigación sería dificultosa, dadas las condiciones y profundidades imprevisibles de las posibilidades.

6.3 MATERIALES DE CONSTRUCCION Y MATERIAS PRIMAS PARA LA FABRICACION DE CEMENTOS

Para el firme de carreteras son útiles las ofitas y las fortunitas jumillitas que afloran en la Hoja. No obstante, se encuentran muy desperdigadas y los afloramientos son de reducidas dimensiones. Para este mismo fin, y especialmente para la fabricación de cementos, son especialmente interesantes las calizas del Senonense de la Sierra del Puerto. En la vertiente sur de esta sierra, las posibilidades para la instalación de una fábrica de cementos son óptimas en principio. Asimismo, las necesidades de agua de esta posible industria podrían cubrirse sondeando las dolomías del Cenomanense en esta vertiente meridional de la Sierra del Puerto.

7 BIBLIOGRAFIA

- BLUMENTHAL, M. (1933).—«Sur les relations tectoniques entre les zones bétique, pénibétique et subbétique du SW. de l'Andalousie». *C. R. Ac. Sc.*, t. 197, p. 1, 138.
- BRINMANN, R., y GALLWITZ, H. (1933).—«Der betische Aussenrand in Sud-Oeste Spanien». *Beitr. Geol. Westl. Mediter.*, n.º 6, 108 p., Berlín.
- DABRIO, C. (1972).—«Geología del Sector del Alto Segura, Zona Prebética». Tesis Universidad de Granada, 388 p.

- DUPUY DE LOME, E., y MARIN DE LA BARCENA, A. (1962).—«Mapa geológico de España, Hoja de Calasparra (Albacete-Murcia)». *I.G.M.E.*, Madrid.
- DURAND DELGA, M. (1960).—«Introduction à la séance sur les Cordillères Bétiques». *Bull. Sc. Géol. France*, (7), t. III, pp. 263-266, París.
- FALLOT, P. (1948).—«Les Cordillères Bétiques». *Est. Geol.*, n.º 8, pp. 83-172, Madrid.
- FALLOT, P., y BATALLER, J. R. (1933).—«Observations géologiques entre Calasparra y Cieza». *Ass. Et. Méditer. Occid.*, vol. 4 (Géologie des chaines bétiques et subbétiques), partie, n.º 1, 9 p., Barcelona.
- FALLOT, P., y JEREMINE, E. (1929).—«Sur la présence d'une variété de jumillite aux environs de Calasparra (Murcia)». *C. R. Ac. Sc.*, t. 188, p. 800, París.
- FOUCAULT, A. (1971).—«Etude Géologique des environs des sources du Guadalquivir (Provinces de Jaén et Granade, Espagne meridionale)». *Fac. Sc. de Paris*, Tesis, 633 p.
- FOURCADE, E. (1970).—«Le Jurassique et le Cretacé aux confins des Chaînes Bétiques et Iberiques (Sud-Est de Espagne)». Tesis doctoral, *Fac. Sc. de Paris*, 427 p.
- FOURCADE, E.; JEREZ MIR, L.; RODRIGUEZ ESTRELLA, T., y JAFFREZO, M. (1972).—«El Jurásico terminal y el Cretácico Inferior de la Sierra de la Muela (Provincia de Murcia). Consideraciones sobre las biozonas con Foraminíferos del Albense-Aptense del sureste de España». *Rev. Esp. de Micropal.*, n.º Extr. 30 Aniv. E. N. ADARO.
- FOURCADE, E., y JEREZ MIR, L. (1973).—«El Cretácico Inferior en las inmediaciones de Peñarrubia (Zona Prebética, Prov. de Albacete)». *Rev. Esp. de Micropal.*
- JEREZ MIR, L. (1971).—«Bosquejo estratigráfico y paleogeográfico de la Zona Prebética en la región de Isso-Elche de la Sierra Moratalla (provincias de Albacete y Murcia)». *Bol. Geol. y Min.*, t. 81-2, pp. 117-131.
- «Geología de la Zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes». (Tesis Doctoral, año 1973.) Departamento de Estratigrafía, Universidad de Granada.
- LOPEZ GARRIDO, A. C. (1971).—«Geología de la Zona Prebética al NE. de la provincia de Jaén». Tesis Univ. de Granada.
- PAQUET, J. (1969).—«Stude Géologique de l'Ouest de la Province de Murcie, Espagne». Tesis Doctoral. *Mém. Soc. Géol. France*, Nouv. sér., t. 48, París.
- VAN VEEN, G. W. (1969).—«Geological investigations in the region west of Caravaca. South-Eastern Spain». Tesis Doctoral, Utrecht.

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



**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA**