



IGME

889

24-35

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MORATALLA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MORATALLA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Memoria es una síntesis de la Tesis Doctoral de su autor (L. JEREZ, 1973), puesta al día, para el área concreta que se refiere a la Hoja de Moratalla. Cualquier ampliación al respecto para esta zona y otras consideraciones regionales las localizará el lector en el texto original:

«Geología de la Zona Prebética, en la transversal de Moratalla y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia)». Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada.

Los estudios de Micropaleontología fueron realizados por los siguientes especialistas:

Dr. C. Martínez y Ldo. L. F. Granados, revisión general y actualización.

Dr. E. Fourcade, de la Facultad de Ciencias de la Universidad de París, los Foraminíferos de las series del Cretácico Inferior.

Dr. M. Jaffrezo, las Algas de las series anteriores.

Dr. J. L. Saavedra, un estudio original de toda la microfauna de la zona.

Dr. L. Hottiger, de la Universidad de Basilea (Suiza), las Alveolinas y Nummulites.

Dr. L. Grambast, de la Universidad de Montpellier (Francia), las Algas del Oligoceno.

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 - 24.122 - 1981

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

1 INTRODUCCION

1.1 LA ZONA PREBETICA Y SUS LIMITES

La Zona Prebética ocupa el ámbito más septentrional de las Cordilleras Béticas.

Desde el punto de vista estratigráfico dominan los sedimentos marinos más próximos al continente (facies de plataforma, neríticas y marino-lagunales). No obstante, existen también representaciones genuinamente continentales (fluviales) y, asimismo, coexisten sedimentos y faunas pelágicas con neríticas en determinadas formaciones.

Desde el punto de vista estructural constituye un cuerpo fundamentalmente autóctono, donde los acortamientos de la cobertera mesozoica se producen generalmente por la sumatoria de cabalgamientos de menor envergadura, o por simple plegamiento de sus materiales. Pero también en este aspecto parecen existir excepciones a esta regla general de autoctonía. Así, por los datos más recientes que pude constatar sobre el terreno, existirían zonas donde el prebético es totalmente autóctono y zonas donde esta cuestión entra en controversia, e incluso, donde parece existir ciertamente un prebético interno y meridional alóctono. Pues mientras que desde el meridiano de Alicante hasta el Mediterráneo, el Prebético es completamente autóctono y se encuentra aflorando completamente en sus facies más internas, entre la transversal de Caravaca y la de Alicante existen por el contrario numerosos datos para estimar la existencia de un «manto prebético interno»,

cuyos límites son difíciles de precisar en las transversales intermedias debido a los recubrimientos del Mioceno «postmantos», pero que los datos de sondeos (entre Sierra Larga y Sierra de la Pila, v. gr.), y los acortamientos repentinos que muestran estos sondeos entre las facies prebéticas, que por el contrario al Este y al Oeste presentan tránsitos mucho más graduales en el espacio, sugieren esta idea de aloctonía.

Asimismo, por datos geológicos regionales comparados, nos reafirmamos en nuestra anterior hipótesis sobre la aloctonía del Prebético meridional de la Sierra de la Puerta (L. JEREZ, 1973), y no sólo afirmamos esto, sino que, rectificándonos a nosotros mismos, estimamos hoy que este corrimiento sobrepasaría los cinco kilómetros y posiblemente alcanza los veinte kilómetros. Fundamentamos esta idea en la «paleogeografía comparada» con otras transversales de Alicante y Cazorla.

En la transversal de Cazorla-Huéscar, la Sierra de Marmolance, bajo el Subbético y bajo la «Unidad intermedia», representaría en esta hipótesis una pequeña esquirra arrastrada de un Prebético meridional, o lo que es lo mismo un pequeño testigo (ventana tectónica) del manto prebético antes citado entre las transversales de Caravaca y Alicante.

El Prebético interno limita al Sur con las denominadas «unidades intermedias» y el Subbético s. str.

De otra parte, no se conocen afloramientos prebéticos al Oeste de la transversal de Jaén, aunque es sumamente presumible su existencia, debajo no ya solamente del Subbético s. str., sino de las «unidades intermedias» que sí afloran bajo el mismo, y que han sido confundidas hasta ahora, bien como la cobertera del propio Subbético, bien como unidades subbéticas corridas por otras más meridionales; y esta patentísima confusión por meritisimos geólogos obedecería a que las «unidades intermedias» sólo presentan afinidades con el Prebético en sus series más septentrionales (Jurásico y Cretácico de Fontcalén en Alicante; margas con Orbitolinas y areniscas del frente de corrimiento en esta unidad) mientras que hacia el Sur las afinidades, lógicamente, son progresivamente subbéticas. Es la razón por la que nosotros venimos desde hace tiempo ligando la denominación «unidades intermedias» a la denominación «Subbético externo», reservando el nombre del Subbético s. str. para el resto del Subbético de procedencia más meridional (L. JEREZ, 1973). Hay que advertir que el Subbético s. str. se superpone al Subbético externo (unidad intermedia) de un extremo a otro entre el afloramiento del Prebético y del Maláguide.

Hacia el Noreste el Prebético se extiende bajo el Mediterráneo hasta enlazar con Ibiza, mientras que las series de Mallorca pertenecerían, en parte al menos, a las «unidades intermedias» (Subbético externo), como autóctono relativo del Subbético s. stricto.

El límite septentrional de los afloramientos más occidentales del Prebé-

tico no ofrece dificultades, pues se establece directamente sobre el Paleozoico de la Meseta y con el Mioceno del Valle del Guadalquivir.

Por el contrario, más difícil y relativamente artificial a nuestro juicio, es la separación entre el Prebético más oriental y la propia Cordillera Ibérica. Toda tentativa a este respecto está marcada por un alto índice de subjetividad, pues tal límite queda indefinido en sus aspectos tectónico y sedimentario. En el primer aspecto, tectónico, existe sin duda un dominio estructural «Beti-Ibérico» (R. STAUB, 1934; FOURCADE, 1970; L. JEREZ, 1973), es decir, una «subzona» donde las direcciones estructurales béticas (o viceversa, las ibéricas) han sido giradas con respecto a su situación primitiva, obedeciendo sin duda a la acción de desgarres profundos entre los diferentes paneles del zócalo paleozoico. En el aspecto sedimentario, las facies que bordean la Meseta y su evolución hacia el Sur y Sureste (Prebético) como hacia el Este (Ibérica) no difieren absolutamente en nada. Las series son prácticamente las mismas.

En el aspecto estructural, tan sólo el Prebético interno se adapta casi siempre a directrices béticas, con excepciones locales que precisamente estudiamos en la Hoja de Yetas.

1.2 SUBDIVISION DE LA ZONA PREBETICA, SU JUSTIFICACION Y SUS RELACIONES CON LAS UNIDADES SUBBETICAS

La zona Prebética se puede considerar bajo dos aspectos: sedimentario y estructural. Toda tentativa de subdivisión nos lleva a la conclusión de que ambos procesos geológicos están íntimamente ligados. La tectónica preparó la paleogeografía (etapa preorogénica) y el resultado de la misma, los sedimentos, condicionan en gran parte el estilo tectónico durante las fases orogénicas.

Se distinguen dos dominios tectosedimentarios:

- PREBETICO EXTERNO.
- PREBETICO INTERNO.

Estas denominaciones se hacen en el sentido de su proximidad más o menos exterior (externa) hacia la Meseta o interior (interno) en sentido de «mar hacia adentro», es decir, situado al Sureste del anterior.

El «Prebético meridional» sería simplemente la parte más meridional del Prebético interno o de su surco paleogeográfico, que denominaremos «surco norcitrabético».

Estos dos dominios se diferencian en dos aspectos fundamentales:

- Espesor netamente diferente de sus coberteras.
- Facies distintas, al menos a partir del Jurásico Superior.

- Presencia del paleógeno y, en general, de un terciario marino y marino-lagunal desarrollado y potente, sólo en el dominio interno.
- Estilo tectónico marcadamente diferente.

Conviene señalar otras diferencias importantes: la erosión avanzada y el desmantelamiento de la cobertera cretácica en el Prebético externo, lo que ha permitido que el Jurásico aflore ampliamente y constituya en él los mejores acuíferos. Por el contrario, y también muy importante, el contado número de afloramientos jurásicos en el Prebético interno, lo que resulta muy positivo para fundamentar nuestra esperanza en las prospecciones petrolíferas futuras.

En síntesis la división de la Zona Prebética la expresamos en el cuadro adjunto, donde el Prebético externo y el Prebético interno se corresponden, respectivamente, con las subzonas IV, III, II para el primero y I para el segundo (véase esquema adjunto).

Debemos de destacar que la subzona I, Prebético interno, es la única donde dominan las grandes estructuras de plegamiento y eventualmente pliegues-falla, lo que coincide con el dominio tectosedimentario que posee unas potentes coberteras mesozoica y terciaria.

En contraposición el Prebético externo coincide, aparte de la cobertera tabular propia de la subzona IV, con las subzonas estructurales más tectonizadas III y II.

El juego tectónico de las tres subzonas externas se realiza sobre una cobertera de potencia por lo general de tres a cuatro veces inferior a la de la subzona I.

La subzona IV es la cobertera tabular triásica y jurásica del Paleozoico de la Meseta, cuya relación se establece mediante una discordancia erosiva y angular. Es la de espesor más moderado.

La subzona III, inmediata al Sureste, de cobertera también poco potente, pero además en parte cretácica, está afectada al Norte por sistemas de fallas normales dispuestas a modo de «teclas de piano» y al Sur por pliegues-falla de estilo similar a los de la subzona II. La inclusión de estos últimos accidentes en la subzona III y no en la II, como parecería apropiado, viene justificada por quedar al Norte del gran accidente diapírico y al mismo tiempo falla regional de desgarre que nos sirve para delimitar II y III como dos grandes conjuntos.

La separación entre IV y III se pone en evidencia sólo por un simple cambio de estilo tectónico, sin duda debido al aumento de la importancia del juego del Keuper más yesífero hacia el Sureste. Por el contrario, el límite III-II viene marcado por dos accidentes de dimensión regional, superpuestos: alineación diapírica y falla de desgarre. No obstante su importancia regional, estos accidentes son de menor orden y entidad que los que separan las subzonas II y I.

La subzona II es la que ha sufrido mayor acortamiento tangencial dentro del autóctono, pues se compone de un sinnúmero de escamas tectónicas apiladas en el doble arco desde Cazorla hasta Hellín, relevado al Noreste desde Hellín a Jumilla por un sistema de pliegues-falla. Este relevo se produce aparentemente por coincidir con el aumento progresivo hacia el Noroeste del espesor de la cobertera prebética exterior.

Las inflexiones «beti-ibéricas» (subzona II, principalmente), en las series de transición al Prebético interno (subzona I) estarían relacionadas con los desgarres del zócalo paleozoico. No solamente los desgarres regionales que delimitan las subzonas III-II-I, sino también otros de orden menor, oblicuos a los primeros. Los movimientos en sentido diferente de los paneles del zócalo habrían provocado los giros que han dado lugar a las «inflexiones beti-ibéricas», que denominamos así por participar de los rumbos que caracterizan a ambas cordilleras Ibérica y Bética.

Finalmente, el límite Prebético interno (subzona I) queda indefinido hacia el Sur debajo del alóctono subbético, salvo en las transversales al Este de Alicante, donde el Prebético interno aflora prácticamente completo, y su parte meridional autóctona (Prebético meridional) enlaza paleogeográficamente con la «Unidad intermedia» (serie de Fontcalén) que podemos denominar ya «Subbético externo» según las consideraciones anteriores.

Las «unidades intermedias», de contactos generalmente mecánicos entre el Prebético y el Subbético, constituirían cuerpos no autóctonos, al menos a partir de la transversal de Alicante hacia el Oeste. Se trataría de un material citrabético, paleogeográficamente situado entre el Prebético y el Subbético s. str., pero corrido ampliamente hacia el Norte entre 20 y 40 kilómetros, según las transversales.

El «Surco citrabético» (AZEMA et al., 1973), no sería para nosotros único, sino que estaría compuesto por varios surcos «Prebético interno», «Unidad intermedia» o mejor «Subbético externo», «Subbético s. stricto», etc., hacia el Sur, donde el Maláguide sería un «surco simétrico» al Prebético interno, y de ahí sus relativas similitudes de facies.

El «flysch de Gibraltar» no sería posiblemente una unidad tan extraña como se ha considerado hasta ahora, sino que podría estar relacionada paleogeográficamente con el «Subbético externo» que también posee la misma «facies flysch» e idéntica litología en sus formaciones cretácicas y jurásicas, cuestión que viene siendo ignorada. En otro supuesto, el «flysch de Gibraltar» podría ser, si no ella misma (*), un surco simétrico al de la «Unidad intermedia», de forma semejante a la simetría Prebético-Maláguide. Los terciarios del «flysch de Gibraltar» pueden tener una expli-

(*) Idea original y comunicación verbal de mi colega y hermano F. JEREZ, quien realiza su Tesis Doctoral en las C. Béticas.

DIVISION DE LA ZONA PREBETICA

<i>Dominios tecto-sedimentarios</i>	ESTRUCTURA DE LA ZONA PREBETICA		
	<i>Subzona</i>	<i>Estilos tectónicos</i>	
PREBETICO INTERNO	I	Grandes pliegues y eventualmente pliegues-falla.	GRANDES ACCIDENTES
	ALINEACION DIAPIRICA Y GRAN FALLA REGIONAL DE GRANDES SALTOS HORIZONTAL Y VERTICAL		
SERIES DE TRANSICION AL NOROESTE	II	— Doble Arco de Escamas y Pliegues-falla desde Cazorla a Hellín y desde Hellín a Jumilla, respectivamente. — Inflexiones beti-ibéricas en las áreas de transición nororientales.	
ALINEACION DIAPIRICA Y FALLA DE DESGARRE REGIONAL DE SEGUNDO ORDEN			
PREBETICO EXTERNO	III	— Fallas normales, en «teclas de piano», al Norte. — Pliegues falla al Sur.	
	SIMPLE CAMBIO DE ESTILO POR AUMENTO DEL JUEGO E IMPORTANCIA DEL KEUPER		
	IV	Cobertera tabular, no plegada, de la Meseta.	
CONTACTO DISCORDANTE SOBRE EL PALEOZOICO DE LA MESETA			

cación diferente y constituir otra unidad parcialmente independiente, aunque a nuestro parecer en ningún caso «ultrabética», sino más bien «cobertera bética» desplazada gravitatoriamente.

Queremos dejar constancia que estas últimas ideas son originales y no las hemos expresado con antelación, por lo que aprovechamos esta ocasión para su divulgación.

1.3 ANTECEDENTES Y ENCUADRE GEOLOGICO REGIONAL

1.3.1 ANTECEDENTES

Entre los datos generales referentes a las Cordilleras Béticas, el trabajo de P. FALLOT (1948) nunca perderá el mérito extraordinario de ser la primera síntesis coherente de estas Cordilleras.

El área concreta de esta Hoja pertenece a la Tesis Doctoral del autor (L. JEREZ, 1973), y el trabajo que aquí se presenta es un resumen puesto al día de aquella investigación.

Entre los estudios regionales que se refieren a las áreas próximas, al Oeste las Tesis doctorales de LOPEZ GARRIDO, A. C. (1971) y DABRIO, C. (1972), que cubren las Hojas de Orcera (887) y Siles (865), así como las de Santiago de la Espada (908) y Nerpio (909), y que han sido ya editadas en formato MAGNA, así como la Hoja de Yeste (866) realizada por RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977). Además, la Hoja de Yetas de Abajo (23-35), en curso de realización (L. JEREZ, 1978). De otra parte, los datos del Mapa Geológico de España, Síntesis de la cartografía existente a escala 1:200.000, que recoge entre otras las aportaciones de la Tesis doctoral de Hidrogeología de AGUEDA VILLAR, J. A. También una excelente descripción de algunos cortes del Cretácico Inferior de FOURCADE, E.; PENDAS, F., y RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977).

Otros datos más o menos relacionados con los temas aquí tratados son los de los trabajos que relacionamos en la relación bibliográfica.

1.3.2 ENCUADRE GEOLOGICO REGIONAL Y SUBDIVISION DE LAS CORDILLERAS BETICAS

La Hoja de Moratalla (24-35) está enclavada fundamentalmente en la Zona Prebética, «subzona I» o Prebético interno según la subdivisión establecida en el capítulo anterior. Pocos kilómetros al Norte y Noroeste, los «arcos de escamas» del Prebético externo (subzona II). Hacia el Sur el Prebético interno sigue aflorando bajo el Subbético, pero suponemos que los 15-20 kilómetros meridionales del mismo quedan ocultos bajo los materiales alóctonos.

Recordemos brevemente la subdivisión clásica de las grandes unidades

de las Cordilleras Béticas, alargadas en general OSO-ENE, que son de más externa a más interna:

- Zona Prebética
 - Zona Subbética
 - Zona Bética (Zona Interna).
- } Zonas Externas

En la parte sur de la Hoja de Mortalla están ampliamente representados los materiales de la Zona Subbética s. str. y los que venimos denominando «Unidad intermedia» entre el Prebético y el Subbético que, como hemos manifestado ya, podríamos asignar al «Subbético externo» en una concepción distinta a la aplicada hasta ahora a este término por otros autores (v. gr., GARCIA DUEÑAS, 1966-67) a unos materiales muy distintos que pasarían a constituir (proponemos) las series septentrionales del Subbético s. stricto, o como muy bien los denominó VERA, J. A. (1966), «series del Subbético con jurásico calizo», entendiendo tal Subbético en sentido estricto.

El término «Unidad intermedia» ha sido históricamente una denominación provisional ante la duda de «dónde» situar el paso entre el Prebético y el Subbético, ya que en cada transversal el Prebético queda oculto con diferente cuantía y envergadura. Así, la «Unidad intermedia de Sierra Seca» (FOUCAULT, A., 1960-61), fue asignada posteriormente por el mismo autor (FOUCAULT, A., 1971) al Prebético. La «Unidad intermedia de la Sagra» (FOUCAULT, A., 1960-61), que nosotros proponemos hoy asignar al «Subbético externo» o al menos mantener como «Unidad intermedia», su propio autor no sabía después (como se ve en sus sucesivas publicaciones) si asignarla al Prebético o a las «unidades intermedias» (FOUCAULT, A., 1971), y posteriormente (AZEMA, J.; FOUCAULT, A., y FOURCADE, E., 1973) en transversales más orientales asignan estos mismos materiales al «surco citrabético», integrándolos en el mismo conjuntamente con el Subbético s. stricto. Pero para nosotros esto sería un error de planteamiento, pues tal «surco norcitrabético» no sería único, sino compuesto por varios «surcos»: uno prebético, dos subbéticos al menos, y otro maláguide, al Sur.

La «Unidad intermedia» de la Sierra de la Puerta (PAQUET, J., 1963-69) fue asignada, por cierto muy coherentemente por este autor, al Prebético meridional; al igual que su homóloga la «Serie intermedia de la Garrapacha» (AZEMA, J., 1965) fue posteriormente atribuida por su descubridor (AZEMA, J., 1971) al «Prebético meridional». Más tarde (AZEMA, J., 1977) ha cambiado de parecer, y en nuestra opinión confunde en una misma unidad facies muy semejantes de unidades distintas, cuya solución por observación lateral hacia el Oeste puede verificarse muy bien a escala regional.

Por nuestra parte, después de revisar los conceptos y terminologías (BLUMENTHAL, H., 1927; FALLOT, P., 1928-45; STAUB, R., 1934; BUSNARDO, 1960; FOUCAULT, A., 1960-61; FOURCADE, E., 1970, y AZEMA, J., 1971-

1973), y conocidos sobre el terreno los hechos mencionados por los diferentes autores, hemos observado las relaciones de conjunto entre las distintas unidades, y las contradicciones entre autoctonía y aloctonía referidas por distintos autores para algunas unidades. De todos estos datos y referencias, y de nuestra propia experiencia en el área de nuestra Tesis doctoral y sus zonas adyacentes, proponemos la siguiente subdivisión de las Cordilleras Béticas:

ZONA PREBETICA (constituida, de Norte a Sur):

- «*Prebético externo*», equivalente simplemente a un área de plataforma muy externa «norcitrabética».
- «*Prebético interno*», que formando parte de la «plataforma norcitrabética» a la vez constituye un primer «surco norcitrabético» donde dominan también las facies de plataforma. El «*Prebético meridional*» sería su porción más meridional, «*umbral*» de separación con el Subbético.

ZONA SUBBETICA s. lato:

Se compondría de dos «surcos citrabéticos centrales»:

- «*Subbético externo*», donde su porción más septentrional sería la de su actual frente de corrimiento, antes «Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla» (L. JEREZ, 1973). Sería el segundo surco citrabético o el más septentrional de los «surcos citrabéticos» del Subbético con desarrollo de «facies flysch» desde el Albense al Oligoceno. En ningún caso esta unidad sería la cobertera del Subbético s. str., como algunos autores tienden a interpretar, ni tampoco sería el Prebético interno, como sugieren algunos autores franceses. En efecto, esta unidad tiene su propio Jurásico, si bien rezagado en el corrimiento.
- «*Subbético interno*» o «Subbético s. str.», que constituiría el «surco axial o central citrabético», con un «Subbético con Jurásico calizo» al Norte, un «Subbético con Jurásico margoso» como facies central o axial, y un umbral meridional constituido posiblemente por el hasta ahora denominado «Penibético».

ZONA BETICA s. stricto (de Norte a Sur):

- «*Maláguide*», constituiría en realidad la «plataforma surcitrabética» al Sur, y un «surco surcitrabético» en su parte norte, del cual formarían parte la unidad de Mula («facies flysch») y las «unidades de Sierra Espuña», quedando ocultas en todo el ámbito de las Cordilleras, al parecer, las unidades o eslabones de enlace entre la «unidad de Mula» y el «Subbético s. str.».

- «Alpujárrides».
- «Nevadofilábrides».

El «*Flysch de Gibraltar*» podría equivaler en parte al propio «Subbético externo» y en parte (*) al «surco surcitabético» del Maláguide en sus desconocidas facies más septentrionales, cuestión que habrá que resolver, pero en ningún caso serían unidades extrañas, ni ultrabéticas, como se ha venido considerando. En todo caso, cuanto más, el Aquitaniense-Oligoceno del «*Flysch de Gibraltar*» sería (**) una cobertera «bética» alóctona, pero no ultrabética.

1.3.3 CARACTERISTICAS GENERALES DE LAS ZONAS EXTERNAS DE LAS CORDILLERAS BETICAS

El Prebético externo (autóctono) está generalmente constituido por un Jurásico incompleto en su parte superior (Kimmeridgiense Superior-Portlandiense), un Cretácico poco potente con su parte inferior en facies continental «Weald-Utrillas», y su parte superior marino-lagunal. Otra característica es la ausencia del Paleógeno.

El Prebético interno es generalmente autóctono, salvo en nuestro supuesto «manto de Alicante», manto prebético hipotético cuyo frente de corrimiento quedaría prácticamente oculto por el Mioceno «postmantos» entre la Sierra Larga y la Sierra de la Pila (testificado por sondeos) y más al Oeste oculto por el propio Subbético, salvo en el Prebético meridional de la Sierra de la Puerta y en la ventana tectónica de la Sierra de Marmolance en la transversal de Huéscar-Cazorla. Este Prebético interno constituye un «surco norcitabético» caracterizado por un Jurásico completo muy potente; Cretácico Inferior potente y nerítico (facies recifales y arenas); Neocomiense margoso pelágico; Albiense en facies continental con una pasada marina (calizas en el Albense Superior); Cenomaniense-Turoniense dolomíticos en la parte septentrional de este «surco norcitabético», calizo en la parte meridional y calizo-margoso en el extremo meridional (Prebético meridional); Senonense marino-lagunal al Norte y pelágico al Sur. Finalmente, Eoceno Inferior y Medio neríticos, presentes y bien desarrollados únicamente en la mitad meridional y un Oligoceno Superior en facies marino-lagunal.

El Prebético meridional o porción meridional del Prebético interno, autóctono al Este de Alicante, alóctono posiblemente en las demás transversales (Garrapacha, Sierra de la Puerta, Sierra de Marmolance) se caracteriza por un Jurásico (Sierra de Cabezón del Oro, Alicante) afín al Prebético interno, pero con un Dogger masivo ya no exclusivamente dolomítico, sino calizo-

(*) Idea igualmente original de F. JEREZ. Comunicación verbal.

(**) Interpretación originalmente compartida por F. JEREZ Y L. JEREZ.

dolomítico, y con *Calpionelas*, recordando ya afinidades subbéticas, en la serie carbonatada del Malm Superior. El Cretácico Inferior difiere del Prebético interno tan solo en que los terrígenos ceden paso a las margas parcialmente pelágicas en el Barremiense-Aptiense y Albiense, pero conservando esporádicamente la influencia continental propia de los niveles de arena silíceas, areniscas y sobre todo calizas con Rudistas y Orbitolinas. Se mantienen en la misma facies los tramos carbonatados recifales y pararecifales del Barremiense, Aptiense y Albiense. El Cretácico Superior, margocalizo y pelágico, es común al Prebético interno y al Subbético, mientras el Nummulítico con barras calizas masivas es más afín al Prebético interno.

El «Subbético externo» (antes «Unidad intermedia») siempre alóctono al Oeste de la transversal de Alicante, nada tiene que ver, insistimos, con el «Subbético externo» en el significado de otros autores (GARCIA DUEÑAS, V., 1963-64), que dan este nombre a los materiales del «Subbético con Jurásico calizo» (VERA, J. A., 1966) y que constituyen en realidad la parte septentrional de nuestro Subbético s. str.

Efectivamente, el «Subbético externo» en el sentido aquí expresado, que debe considerarse como «Subbético s. lato» para diferenciarlo del «Subbético s. stricto» de procedencia y situación paleogeográfica más meridional, comprendería en su parte norte los materiales de unidades que han sido definidas como «intermedias» («Unidad intermedia de la Sagra» de FOUCAULT, 1960-61), la «Serie de los Villares» de BUSNARDO (1960-61), los materiales definidos por BLUMENTHAL como «Prebético de Jaén», la «Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla» definida por nosotros (L. JEREZ, 1973), la «Serie intermedia de Corque» de AZEMA, J. (1965), etc.; mientras que hacia el Sur este dominio «Subbético externo» se mantiene como autóctono relativo debajo del «Subbético s. stricto», que se dispone a manera de «icebergs», más o menos extensos, flotando sobre el mismo justo desde su corrimiento sobre el Prebético hasta la zona límite con el «Maláguide». Del «Subbético externo» —así considerado— afloran generalmente los materiales cretácicos y paleógenos en «series flyschoides». El Jurásico correspondiente de esta gran unidad afloraría en pocos puntos y, con seguridad hasta ahora, sólo en las porciones septentrionales («serie de Corque», AZEMA, 1965, y «Prebético de Jaén») donde, desde el Lías al Neocomiense, es totalmente comparable al «Subbético con jurásico calizo», o parte septentrional de lo que aquí denominamos «Subbético s. stricto». Más al Sur, pudiera aflorar confundido con las demás series del «Subbético s. stricto» en las transversales de Granada y próximas al Oeste de la de Guadix.

Por el contrario, el Albiense constituye «series de enlace» paleogeográfico con las propias del «Prebético meridional» arriba definido, con margas pelágicas que eventualmente intercalan areniscas, y, a veces, hasta calizas y margocalizas con *Orbitolinas*, niveles éstos que desaparecen o disminuyen

progresivamente hacia el Sur. Completan la serie un Cenomaniense-Turo-niense margocalizo y pelágico y el Nummulítico en «facies flysch» idénticas a las del Prebético Meridional.

Subbético interno (s. str.), dominio paleogeográfico de procedencia in-mediatamente meridional al anterior, cuyas series jurásicas frontales co-responderían al hasta aquí denominado «Subbético con Jurásico calizo» (VERA, J. A., 1969). El Jurásico de sus series más septentrionales sería comparable según se ha visto al del Subbético externo. Sus series más internas corresponderían al denominado «Subbético con Jurásico margoso» (VERA, J. A., 1969), mientras las más meridionales vendrían a corresponder a un nuevo subbético con Jurásico calizo o «Penibético».

El área geográfica correspondiente a la Hoja de Moratalla estaría encuadrada regionalmente dentro de la división antedicha, comprendiendo:

El Prebético interno autóctono en las facies correspondientes sólo a parte de su mitad septentrional, mientras que las de la mitad meridional estarían soterradas bajo las unidades alóctonas subbéticas s. lato, aflorando ampliamente en las transversales al Este de Alicante.

El Subbético externo (subbético s. lato) alóctono él mismo y a la vez autóctono relativo, respecto al Subbético interno, representado exclusiva-mente para esta zona en sus materiales albenses, deslizados gravitatoria-mente sobre los materiales miocenos.

El Subbético interno (Subbético s. stricto) también alóctono, represen-tado aquí exclusivamente en «series frontales» (muy incompletas) y consti-tuido exclusivamente por «olistolitos» del Keuper mezclados frecuentemen-te con los materiales albenses del «Subbético externo», y dolomías del Lías.

El Prebético externo está también representado en la parte NE de la Hoja de Moratalla, separado tectónicamente del Prebético interno por la «Falla de Socovos».

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 SUBDIVISION

Dadas las diferencias estratigráficas constatadas de Norte a Sur, que afectan principalmente al Jurásico y al Cretácico, se hace necesario orde-nar la exposición y estudio de las series según cuatro dominios sedimen-tarios (L. JEREZ, 1973):

- PREBETICO EXTERNO.
- PREBETICO INTERNO.
- SUBBETICO EXTERNO O UNIDAD INTERMEDIA.
- SUBBETICO S. STR. O SUBBETICO INTERNO.

El *Prebético externo* está representado solamente al NE y separado del Prebético interno por la Falla de Socovos. Se diferencia del Prebético interno fundamentalmente a nivel del Cretácico Inferior, y también en parte del Superior, en la naturaleza de las facies. De otra parte parecen no haberse depositado materiales paleógenos o habrían sido erosionados, pues, en todo caso, faltan. Por el contrario, Paleógeno y Neógeno marino adquieren gran importancia y potencia en el Prebético interno. Tanto el Lías como el Dogger, que no llegan a aflorar en esta Hoja, constituyen sin embargo el almacén principal de las montañas prebéticas externas situadas inmediatamente al Norte, donde sus facies se aprecian esencialmente dolomíticas. El Cretácico Inferior, continental, azoico y poco potente en el Prebético externo, es por el contrario muy potente y marino en el Prebético interno. El complejo dolomítico del Cenomaniense-Turonense, en facies común, es, sin embargo, más potente en el Prebético interno a nivel del Cenomaniense. El Senonense es pelágico en el dominio interno y marino-lagunal en el externo, si bien al Norte del primero existe una zona libre de sedimentación (umbral) que separa ambos dominios.

El Subbético externo o «Unidad intermedia», que hemos estudiado más completo en la Hoja de Calasparra (L. JEREZ et al., 1974), está aquí representado casi exclusivamente por materiales albenses. Únicamente ciertos olistolitos del Cenomaniense, Senoniense y Eoceno confirman su depósito en origen.

Igualmente al Subbético s. stricto aparece incompleto por erosión de la parte superior de la serie.

2.2 CARACTERÍSTICAS ESTRATIGRAFICAS DEL PREBETICO EXTERNO (MESOZOICO)

Para un conocimiento más completo de sus series remitimos al lector a la Hoja de Elche de la Sierra, o si se requiere más precisión aún a nuestra Tesis doctoral (L. JEREZ, 1973).

Nos limitaremos aquí a describir los materiales representados en esta Hoja, donde no llega a aflorar el Jurásico.

2.2.1 CRETACICO INFERIOR (C_{w1})

Se compone de un espesor de 150-200 m. (por estimación de observación lateral, ya que en la Hoja sólo afloran los niveles más superiores) de terrígenos silíceos versicolores, arenas y gravas, en facies continental que denominamos «Weald-Utrillas», y no solamente «Utrillas», teniendo en cuenta el contexto regional. Efectivamente, estas mismas facies de arenas existen intercaladas entre las calizas neríticas barremienses, bedoulienses, gargasenses y albienses del Prebético interno, y puesto que estimamos y

convenimos que los terrigenos provienen de áreas de la Meseta, resulta lógico suponer que en la parte más externa donde no intercalan carbonatos con faunas que permiten su datación, representan también todo el Cretácico Inferior y no solamente el Albiense.

Los ensayos de granulometrías realizados poco más al Noroeste (Sierra de la Solana) permiten constatar (L. JEREZ, p. 131) ambientes de playas con recurrencias fluviales.

2.2.2 CRETACICO SUPERIOR

En esta Hoja el Senoniense marino-lagunal apenas está representado, al contrario que el *Complejo dolomítico del Cenomaniense-Turoniense*.

Incluimos en este complejo el tramo de dolomías arenosas con «sombras de Orbitolinas» bien estratificadas de la base de este complejo, que pertenece en realidad al *Vraconiense*, esto es, al paso Albiense-Cenomaniense. Este tramo, de 15-20 metros de espesor, es por posición estratigráfica y facies correlacionable con la serie del «Sifón de Socovos», al SE de Férez, donde anteriormente hemos caracterizado la biozona con *Nearaquia* n. sp. del *Vraconiense*.

En el «Complejo dolomítico» se diferencian dos secuencias litológicas:

- (Cd₁₆₋₂₁³⁻²), conjunto dolomítico masivo basal, que integra el tramo estratificado anterior en su extrema base, y
- (Cdm₂₁₋₂₂), conjunto de calizas dolomíticas estratificadas.

Las dolomías masivas del conjunto inferior (30-40 m.) son cristalinas, de grano medio y eventualmente con «sombras» de *Orbitolinas* en su base.

Las dolomías estratificadas de la secuencia superior, de grano fino, con niveles de «falsas margas» (en realidad, dolomías de grano extremadamente fino y suelto), contienen restos de *Lamelibranchios* y *Gasterópodos*, *Cuneolina* sp., *Dyclina* sp., *Miliólidos*, *Cyclamina* sp., *Marssonella* sp., etc. En el límite con la Hoja de Calarrasparra (L. JEREZ, 1973) han librado moldes de *Cerithium gallicum* d'Orb., del *Cenomaniense-Turoniense*.

2.3 CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS DEL PREBETICO INTERNO (MESOZOICO Y PALEOGENO)

Para una descripción más detallada de las series y por razones de espacio, remitimos al lector a nuestro texto de Tesis (L. JEREZ, 1973).

El Jurásico aflora ocasionalmente (Sierra de la Muela) y sólo en su parte superior (conjunto calizo margoso superior del Malm). No obstante, los sondeos de S. E. P. E. en el anticlinal de Socovos parecen haber alcanzado las dolomías del *Kimmeridgiense* Medio. Esto y las dolomías regionales de un prebético bastante más meridional, como el de Alicante, con Jurá-

sico Inferior y Medio calizo-dolomítico, nos permiten opinar que el Lías y el Dogger serían, aquí también, esencialmente dolomíticos como en el Prebético externo.

El Cretácico aflora ampliamente.

2.3.1 JURASICO SUPERIOR (KIMMERIDGIENSE SUPERIOR-PORTLANDIENSE-VALANGINIENSE INFERIOR) (Jc₃₂³-C₁₂¹)

No aflora completo. Se supone una potencia bastante superior a la observada, estimada en más de 200 metros de calizas bien estratificadas. Se distinguen:

- a) 80 metros de calizas grises, textura de pelmicritas y eventualmente intrasparita; con abundantes *Clypeina jurassica* (FAVRE), *Trocholina alpina* (LORENZ), *Nautiloculina oolitica* (MOHLER), *Pseudocyclammina* gr. *lituus* (YABE y HANZAWA), etc. Este tramo lo atribuimos regionalmente al Kimmeridgiense Superior-Portlandiense.
- b) 35 metros de calizas arenosas silíceas, a veces con estratificación cruzada, cemento de calcita espática y criptocristalino en la parte media; con las mismas formas que el tramo anterior, además de otras como *Cladocoropsis*. Este tramo arenoso, cuando puede ser datado, regionalmente resulta intraportlandiense.
- c) 60 metros de calizas gravelosas, beige y gris, en bancos delgados, textura de intramicritas alternando con intrasparitas, con *Clypeina jurassica*, *Trocholina alpina*, *Pseudocyclammina* gr. *lituus*, etc. Este tramo sería Portlandiense.
- d) 40 metros de calizas con *Ostreas*, *Terebrátulas*, *Equinodermos*, *Polyperos*, *Hydrozoarios* y al techo *Ammonites* (*Neocraspedites* sp.) y *Braquiópodos*. Este tramo sería Portlandiense-Valanginiense Inferior.

Al techo de estas calizas existe incrustada una bella superficie ferruginosa (hard-ground).

2.3.2 CRETACICO INFERIOR

(C₁₂₋₁₃) Valanginiense-Hauteriviense.

Constituido por 40-70 metros de margas ocre-verdosas, a veces con areniscas silíceas, y calizas margosas. La base es rica en *Ostrea coulombi* d'Orb. Las margas, ricas en *Ammonites*: *Pseudoturmanía grandis*; ps. grupo *paranoi*; *Ancyloceras puzozianus*; *Phylophachyceras*, *Lyticoceras* y *Nautilus* sp., asociación Hauteriviense Superior. Además *Olcostephanus* (Valanginiense) y *Neocomites* (Neocomiense). La mezcla de faunas sugiere «remoción» durante el Hauteriviense Superior.

(Cc₁₄₋₁₅⁰⁻²) Barremiense-Aptense Inferior.

Conjunto fundamentalmente carbonatado, con intercalaciones de terrígenos que cuenta con unos 200-270 m. de potencia, aumentando ésta desde el anticlinal de Benizar-Socovos hacia la Sierra de la Muela.

El Barremiense estaría constituido en su base por 40-45 m. de calizas a veces oolíticas con algunas intercalaciones de 2 a 5 m. de margas y arenas. Se reconoce *Neotrocholina friburgensis*, *Choffatella decipiens*, *Briozoarios*, etc.

El *Barremiense-Aptense basal*, con 70 metros en Benizar y 85 metros en la Sierra de la Muela, viene constituido fundamentalmente por calizas gravelosas con algunas intercalaciones de margas; localmente areniscas calcáreas y calizas de grano fino con *Choffatella decipiens*, *Neothocholina friburgensis*, *Orbitolinopsis buccifer*, *Permocalculus*, *Pianela muehlbergii*, *Sabaudia minuta*, *Paracoskinolina sunnilandensis*, *Paleodictyoconus*, n. sp., *Debarina hahounerensis*, etc.

El *Aptense inferior* (Bedouliense), con 70 metros en Benizar y unos 100 metros en el corte de la Sierra de la Muela, resulta fundamentalmente calizo, con algunos niveles más arenosos intercalados en la parte superior. Calizas beige gravelosas con textura de biomicritas e intrasparitas, a veces de aspecto noduloso con *Choffatella decipiens*, *Orbitolinopsis* sp., *Orbitolinopsis kiliani*, *Orbitolinopsis buccifer*, *Paracoskinolina sunnilandensis*, *Rectodictyoconus giganteus*, *Palorbitolina lenticularis*, *Cylindroporella benizarensis*, *Neotrocholina friburgensis* y en la parte superior *Orbitolina (Mesorbitolina) lotzei*.

(Cc₁₅¹⁻²) Bedouliense Superior-Gargasiense.

Al techo del Bedouliense se rompe bruscamente el predominio carbonatado de la secuencia anterior, y sobreviene una avalancha de arenas silíceas y margas arenosas, iniciándose un nuevo ciclo sedimentario que vuelve a culminar con el predominio extensivo de los carbonatos gargasienses.

En Benizar se inicia con un paquete de más de 20 metros de arenas blancas seguidas de margas. A continuación, unos 180-200 m. en que si bien alternan tramos más calizos o más detríticos, hacia el techo predominan los carbonatos. En la Sierra de la Muela, igualmente, una alternancia de terrígenos y calizas predominando más ampliamente aún estas últimas hacia el techo. Las calizas han librado *Choffatella decipiens*, *Orbitolina (Mesorbitolina) texana*, *Sabaudia minuta*, *Cilindroporella benizarenses*, *Rudistas*, etcétera.

(Cs₁₅₋₁₆) Aptense terminal-Albense.

En Benizar este conjunto, siempre fundamentalmente arenoso entre los

paquetes calizos del Gargasiense y las calizas del Albiense Superior, se compone de 120 metros de margas rojas y verdosas y arenas blancas y amarillentas. Sólo a unos 20 m. del techo se intercala un nivel carbonatado con Rudistas.

En la S.^a de la Muela esta formación se inicia con una alternancia fundamentalmente detrítica, pero que intercala también bancos calizos, y que comienza con 10 metros de margas arenosas y arenas. Abundan las margas rojas y verdosas intercaladas. Los niveles calizos han dado aquí *Sabaudia minuta*, *Arenobuliminas*, *Cuneolina scarcellai*, *Miliólidos*, *Orbitolinas*. Antes de culminar esta serie con unos 10 metros de arenas blancas y rojas que intercalan dos niveles calizos que han librado *Simplorbitolina manasi*, se intercala también un tramo de unos 12 metros de calizas beige también con *Simplorbitolina manasi*, forma indicadora del límite Aptense-Albense.

(CC₁₆³) Albiense Superior calizo.

En la serie de Benizar, sobre la formación terrígena anterior vienen 80 metros de un tramo fundamentalmente calizo, con algunas intercalaciones de arenas, tanto más hacia la base. Las calizas son microcristalinas y han librado entre otras formas *Neorbitolinopsis conulus*, que permite datar el Albiense Superior.

(Cw₁₆³) Albiense Superior en facies «Utrillas».

Sobre el tramo carbonatado anterior viene entre Benizar y Socovos una formación de potencia variable (30-200 metros) de arenas versicolores, margas y areniscas. Estas areniscas, en el flanco sur de la S.^a de la Muela han pasado ya parcialmente a calizas arenosas, donde se reconoce aún *Neorbitolinopsis conulus* (Albiense Superior) junto a *Cuneolina pavonia parva* (L. JEREZ, 1973, pág. 318), y también más al techo a dolomías arenosas intercaladas entre las arenas. Estas dolomías han dado, por complexometría, 77,2 por 100 de dolomita y 16,2 por 100 de calcita, y, por calcimetría, 39,2 por 100 de CO₃Ca.

2.3.3 FORMACION CARBONATADA DE PASO ENTRE EL ALBIENSE SUPERIOR Y EL CENOMANIENSE INFERIOR {Ccd₁₆₋₂₁³⁻¹}

Aunque esta formación es fundamentalmente caliza, anotamos la sigla «cd» por la intercalación o paso eventual a calizas dolomíticas en esta Hoja de Moratalla.

Se trata de una formación cuya serie tipo hemos estudiado en el «Sifón de Socovos» (L. JEREZ, 1973, pág. 279), donde se compone de 60 m. de calizas gravelosas, ocasionalmente oolíticas, a veces dolomitizadas, generalmente de color beige y rosado; en ciertos niveles han librado: *Trocholina lenticularis*, *Hedbergella washitensis*, *Neoiraqia* cf. *convexa*, *Orbitolina* gr.

concava y *Marinella lugeoni*, asociación de la biozona *Neoiraqia* n. sp. (definida por FOURCADE, 1970) y señalada por A. FOUCAULT (1971, pp. 272-275) por debajo del Vraconiense con *Mortoniceras* aff. *inflatum* y *Mortoniceras* sp. *fissicostatum*.

2.3.4 CRETACICO SUPERIOR

El Cretácico Superior se compone de un «complejo dolomítico» basal del Cenomaniense-Turonense y un conjunto carbonatado superior del Senonense.

Aunque a escala regional (Yeste, Yetas, Jumilla, etc.) el «complejo dolomítico» consta de tres miembros («trilogía dolomítica»), a saber: dolomías masivas, dolomías estratificadas y dolomías masivas; de muro a techo; en la Hoja de Moratalla están representados sólo los dos miembros inferiores, y no siempre, pues a veces sólo aparece el inferior.

El conjunto carbonatado superior incluye el Coniaciense, que a veces falta también; el Santoniense, incompleto o ausente otras veces, y finalmente el Maestrichtiense, siempre presente al Oeste y ausente hacia el Este.

(Cd₂₁¹) Cenomaniense.

Se compone de unos 150-200 metros de dolomías masivas con «sombras» de *Orbitolinas* en la base, donde las dolomías son aún algo arenosas. En la S.^a de la Muela (flanco sur), se realizaron pruebas de complexometría y calcimetría (L. JEREZ, 1973). Los ensayos de complexometría dieron dolomita en proporciones variables del 64,5 por 100 al 88,7 por 100 y de calcita entre el 11 por 100 y el 26 por 100, resultados semejantes a los de otras series más al Oeste. Por calcimetría, igualmente, variaciones del 54,9 por 100 al 76,5 por 100 de CO₂Ca.

Las dolomías son pobres en fauna y, aparte de las «sombras» de *Orbitolinas* en la base, se distinguen restos de *Lamelibranchios*, *Gasterópodos*, etc.

(Cdm₂₁₋₂₂²⁻⁰) Cenomaniense-Turonense.

Esta parte superior del complejo dolomítico se compone de dolomías de grano fino muy bien estratificadas, más potentes al Noroeste de la Hoja, menos al Suroeste y faltando al Sur de la S.^a de la Muela hacia el ESE al tiempo que todo el Senonense.

Contiene restos orgánicos banales de *Textularia* sp., *Cuneolina* sp., *Ataxophrágmidos*, *Gasterópodos*, *Lamelibranchios*, etc.

En esta formación realizamos ensayos por complexometría y por calcimetría (L. JEREZ, 1973) en la Sierra de Umbría de la Mata (L. JEREZ, 1973, página 324). De muro a techo obtuvimos 84 por 100, 96,1 por 100 y 60 por

100 de CO₃Ca por calcimetría. Por complexometría, 95,3 por 100 de dolomita y 2,3 por 100 de calcita en un muestreo orientativo.

(Cc₂₃) Coniaciense.

Se compone de 10-15 y a veces hasta 30 metros de calizas blancas, masivas; textura de micrita con paso a microsparita y ocasionalmente a intrasparita, con frecuentes *Lamelibranchios*, *Equinodermos*, *Pithonella sphaerica*, *Pseudolithothamnium* sp., *Briozoos*, *Textularia* sp., *Microcodium* sp. y *Miliólidos*.

(Ccm₂₄₋₂₆) Santoniense-Maestrichtiense.

Al Norte de la S.^a de la Angula (L. JEREZ, 1973, pág. 299), sobre 15-20 m. de las calizas masivas coniacienses, faltaría el Santoniense, y vienen directamente 20 m. de calizas organógenas estratificadas y blancas con pátina arcillosa, con textura de biomicritas y biosparitas; en la base las calizas contienen limo y arena fina de cuarzo (1-10 por 100). En general, contienen abundante fauna: *Globotruncana stuartiformis* y *Globotruncana lamellosa* (al muro); *Globotruncana area* (en la parte media); *Siderolites*, *Lepidorbitoides*, *Pithonella ovalis*, *P. sphaerica*, *Hedbergella*, etc.

Más al Sur, en la S.^a de los Estepares, sobre las mismas calizas coniacienses, vienen 0,5 a 1,5 m. de margas y margocalizas con *Equinocorix vulgaris*, *Inoceramus* y *Microcodium*, que atribuimos al Santoniense. Encima, 20 metros de calizas blancas estratificadas, ligeramente arcillosas, biomicritas arcillosas, biomicritas, biomicrirruditas, con o sin esparita. Algunos niveles de la base, como en el caso anterior, contienen arena y limo de cuarzo (1-5 por 100). Este episodio se atribuye al Campaniense (el Maestrichtiense estaría erosionado en este punto) y ha librado *Siderolites* sp., *Siderolites calcitrapoides*, *Lepidorbitoides*, *Pithonellas*, *Miliólidos*, *Briozoos*, *Equinodermos*, *Inoceramus*, etc.

En la S.^a de la Muela (flanco sur) sobre las dolomías masivas del Cenomaniense, falta todo el Senonense, pues viene directamente el Paleoceno.

En la S.^a de Umbría de la Mata, al sur de la anterior serie de Estepares, sobre un «hard-ground» al techo de las dolomicritas turonienses (L. JEREZ, 1973, pág. 325) faltan las calizas coniacienses y vienen:

- 3 metros de margas blanco-amarillentas y verdosas, con *Equinocorix vulgaris* y restos de *Ammonites*. Atribuimos el episodio al Santoniense.
- 5-8 metros de «calizas astillosas», con pátina arcillosa, biomicritas, con *Pithonellas*, *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncana stuartiformis*, *Inoceramus* sp. y *Ammonites* mal conservados (Campaniense).
- 25-30 metros de «calizas astillosas», biomicritas que han librado *Globotruncana* ex. gr. *stuarti*, *Globotruncana* aff. *bulloides*, *G.* aff. *elevata*, *G.* aff. *almellosa*, *Heterohelix globulosa*, etc. (Maestrichtiense).

— 2 metros de margas verdes amarillentas con *Gaudrina* aff. *navarroa*, *Marssonella turris*, *Spiroplectamma* aff. *excolata*, *Gaudryina supracretacea* y *Gavelinella danica* (?) (Maestrichtiense).

Más al Sur, en la S.^a del Zacatín, faltan también por laguna estratigráfica las calizas coniacienses, santonienses y campanienses, pues sobre las dolomicritas turonienses viene directamente:

15-20 metros de calizas y margocalizas, beige y blancas, estratificadas, biomicritas, con restos de *Equinodermos*, *Pithonellas*, *Globotruncana stuarti*, *Globotruncana conica*, *Rotalina cayeuxi*, *Heterohelix globulosa*, etc., fauna característica desde la misma base.

2.3.5 PALEOGENO

Denominamos Paleógeno al conjunto de dos formaciones, la inferior marina y la superior marino-lagunal.

LA FORMACION MARINA INFERIOR comprende el Paleoceno y el Eoceno Inferior y Medio.

LA FORMACION MARINO-LAGUNAL SUPERIOR pertenece al Chattiense.

Faltarían, al parecer, el Eoceno Superior y el Oligoceno Inferior y Medio, que en algunos puntos de la región (Hoja de Calasparra, L. JEREZ et al., 1974, pág. 19) pudieran (dudosamente) quedar incluidos en extrema base de la serie marino-lagunal, que en su conjunto atribuimos al Chattiense.

A) PALEOCENO

(Tc₁₁₋₁₃^{A-A}) Daniense-Montiense.

Se inicia la serie con unos niveles guía («c» en cartografía), de hasta 15-30 metros de calizas estratificadas en bancos delgados, con texturas de biomicrirruiditas con esparita, microsparitas, biomicritas y biomicrosparitas; con *Miliólidos*, *Lithothamnium* sp., *Pseudolithothamnium* sp., *Cibicides* sp., *Halimeda* sp., *Microcodium* sp., *Globigerinidos*, restos de *Equinodermos*, *Lamelibranquios*, *Ostrácodos*, *Miscellanea* sp., *Chiloguembelina* sp., *Globigerina* aff. *triloculinoides*, *Anomalínidos*, *Lagénidos*, *Rotálidos*, *Textuláridos*, *Lituólidos*, *Lituonella* sp., *Dasycladáceas*. En una muestra aislada (hacia la mitad superior de la serie, en la S.^a del Zacatín), *Globorotalia ehremergi*.

Por microfacies atribuimos esta formación base al Paleógeno; por su posición estratigráfica relativa, podría corresponder al Daniense.

Esta serie se completa con un potente tramo de calizas masivas blancas, de 60 metros al Norte de la S.^a de La Muela, unos centímetros en el flanco sur de la misma, y mayor potencia hacia el Oeste en la S.^a del Zacatín y S.^a de Umbría de la Mata con más de 100-120 metros. Las calizas, micros-

paritas, biomicrosparitas, biomicritas y biomicrirruditas con microsparita, libran restos de *Lamelibranquios*, *Equinodermos*, *Melobesias*, *Miscellanea* sp., *Briozoos*, *Dasycladáceas*, *Textuláridos*, *Ophthalmididos*, *Ostrácodos*, *Rotálidos*, *Globigerináceos*, *Coralarios*, *Cibicides* sp., *Halimeda* sp. En la parte extrema superior la serie está constituida por biomicrirruditas intraclásticas que ha librado una fauna algo más característica, como *Nummulites* sp., *Alveolina* sp., y *Miliólidos*, *Gypsina* sp., *Operculina* sp., *Cibicides* sp., *Textularia* sp., etcétera.

(Tcm^{A-Aa}₁₃₋₂₁) Thanetiense-Ilerdiense.

Mientras que en la S.^a del Zacatín y al Norte de la Sierra de la Muela, el Oligoceno Superior viene directamente sobre la formación anterior, en el flanco sur de la S.^a de la Muela, frente al cortijo de El Campanero, falta casi por completo la parte basal del Paleoceno anteriormente descrita estando presente por el contrario el resto de la serie desde el Thanetiense hasta el Biarritziense.

Así, sobre las dolomías cenomanienses, viene apenas un par de decímetros (y no siempre) de calizas blancas, de la formación y facies anterior, y tras unos 20 metros de recubrimiento:

- 15 a 20 metros de calizas estratificadas, cuarteadas por esquistosidad, color beige claro, gris en fresco, biomicritas y micritas débilmente arenosas, con *Equinodermos*, *Ostrácodos*, *Globorotalias*, *Anomalínidos*, *Rotálidos*, *Globigerinas*, *Melobesias*, *Lagénidos*, *Textuláridos*, *Globorotalia* aff. *aequa*, *Asterodiscus* sp., *Discocyclus*, *Briozoos* y *Bolivinas* sp. Biofacies Thanetiense-Ilerdiense, pero por posición estratigráfica relativa sería Thanetiense.
- 1,2 metros, nivel intercalado de margas verdes, meteorizadas a ocre amarillento. Se determinan *Equinodermos*, *Briozoos*, *Asterodiscus taramei* y *Globorotalias* (L. JEREZ, 1973, pág. 408) de la parte alta de la zona *G. pseudomenardii*, asociación que indica el Thanetiense.
- 8 a 10 metros de calizas iguales a las anteriores, biomicritas y micritas, con *Equinodermos*, *Melobesias*, *Textuláridos*, *Globorotalia* aff. *aequa*, *Globorotalia* aff. *velascoensis*, *Distichoplax biserialis*, *Anomalínidos*, etc., etc., con biofacies del Ilerdiense, que sería Ilerdiense por estratigrafía relativa.
- 20-25 metros de margas verdes que afloran bien solamente en el centro del tramo, donde han librado *Globorotalias* en asociación propia de la parte alta de la zona *Globorotalia velascoensis* (Ilerdiense Inferior).
- 40 metros de calizas nummulíticas, biomicritas algo arenosas, más estratificadas en la parte inferior. Los 10 metros superiores, biomicrosparitas más masivas, contienen *Nummulites* sp., *Alveolina ellip-*

soidalis, *A. globula*, *A. cf. decipiens*, *A. (Glomalveolina) pilula*, *Operculina* aff. *subgranulosa*, *Asterodiscus*, *Miliólidos*, etc. La asociación indicaría aún el llerdiense Inferior.

- 10 metros (continuación del paquete masivo anterior) de caliza nummulítica, biomicrosparita, ya del llerdiense Medio, por asociación de *Alveolina ellipsoidalis*, *A. cf. decipiens*, *A. cf. globula*, junto a *Nummulites*, etc.
- 1,5 metros de caliza nummulítica rosada, finamente estratificada con margas verdes intercaladas, aún con asociación de *Alveolinas* propias del llerdiense Medio.
- 15 metros de margas verdes, meteorización amarillenta, con *Gasterópodos*, *Alveolina* sp., *Globigerina* aff. *linaperta*, etc.
- 10-12 metros de caliza nummulítica semimasiva, blanca, biomicrocrita con *Orbitolites* sp., *Nummulites* sp., *Alveolina* cf. *subpirenaica*, *A. ilerdensis*, *A. leopoldi*, *A. cf. aragonensis*, etc., asociación del llerdiense Medio.

B) EOCENO

(Tcm^{Aa-Ab}₂₁₋₂₁) llerdiense Superior (?)-Cuissienne-Luteciense Inferior.

La serie anterior se hace bruscamente más terrígena con una secuencia de margas arenosas, areniscas, calizas arenosas, etc.

El llerdiense Superior no ha podido ser caracterizado y bien podría faltar o quedar representado en la extrema base de esta serie, o bien muy al techo del tramo anterior. Así pues, las primeras dataciones son del Cuissienne en la continuación de este corte frente al cortijo El Campanero:

- 16 metros de margas verdes, cuyo residuo de levigación está constituido por trozos de marga y arenisca. En su parte superior, *Nummulites* sp., *Globigerina gravelli*, *Globorotalia* aff. *whitei*, *Globigerina soldadoensis angulosa*, *Globorotalia pseudotopilensis*, *Globorotalia broedermanni*, etc., asociación del Cuissienne.
- 18 metros de calizas arenosas, biomicrocritas arenosas y biomicrosparitas arenosas, en bancos delgados intercalando niveles de margas arenosas y areniscas. Se determinan *Nummulites* sp., *Discocyclina* aff. *fortisi*, *Assilina* sp., y más arriba *Alveolina* sp. y *Nummulites* aff. *striatus*. Este episodio lo asignamos aún al Cuissienne.
- 90 metros, en gran parte recubiertos, pero que parecen constituidos fundamentalmente por margas, arenas y areniscas la mitad anterior, y calizas y margas arenosas la superior. En la parte inferior se determinaron solamente restos de *Equinodermos* y *Algas*. En la parte superior *Nummulites* sp., *Equinodermos*, *Lamelibranchios*, *Miliólidos*, *Discocyclina*, etc. Este tramo tampoco ha podido ser datado con exacti-

tud en otro corte más al Oeste (Camino de Somogil; L. JEREZ, 1973, páginas 413-415), pues aunque también allí se ha caracterizado el Cuiysiense hacia la base, los 80 metros superiores de estas margas sólo han dado (hacia su parte media en unos niveles de conglomerados masivos intercalados con grandes cantos calizos y grava de cuarzo y cuarcita), *Nummulites* sp., *Assilina* sp., *Alveolina* sp., *Opertorbitolites* sp., *Discocyclina* sp., etc. En este mismo corte sobre estas margas se ha caracterizado la base del tramo siguiente como Luteciense Inferior. Así pues, el tramo margoso sería del Cuiysiense en la base y posiblemente del Luteciense Inferior al techo. Como el tramo superior es discordante, la discordancia sería pues Intraluteciense Inferior.

(TC^{Aa-Ab}₂₁₋₂₂) Luteciense.

El tramo masivo superior del Eoceno marino, discordante, ha sido bien caracterizado desde su base en el corte del Camino de Somogil (L. JEREZ, 1973, págs. 415-418, tramos 6 al 10), donde se distinguen sobre las margas arenosas anteriores:

- 10 metros recubiertos, que pueden ocultar el contacto de las margas del paquete anterior con las arenas silíceas blancas que suelen presentarse a la base del Luteciense discordante («S»).
- 15-20 metros de conglomerados calizos nummulíticos, matriz también de caliza nummulítica arenosa, intrabiomicrurrudita, muy blanca en fresco, con óxido de hierro, *Nummulites* sp., *Alveolina* sp., etc.
- 10 metros de calizas nummulíticas en bancos de uno a varios metros, con abundante grava de cuarzo y cuarcita salpicada en la matriz calcárea. Color blanco y textura de biomicrosparitas y esparitas arenosas; con *Alveolina* cf. *boscii*, *A. stercusmuris*, *Assilina praespira*, *Nummulites* sp., *Gasterópodos*, *Briozoos*, *Algas*, *Miliólidos*, etc. La asociación caracterizaría el Luteciense Inferior.
- 40 metros de calizas nummulíticas masivas, con grava de cuarzo y cuarcita en bancos de 8 a 10 metros separados por otros menos gruesos; textura de biomicritas arcillosas y biomicritas arenosas. Se determinan *Nummulites aturicus*, *Alveolina* sp., *Miliólidos*, *Algas*, etc. Por posición estratigráfica, el tramo sería Luteciense Inferior-Medio.
- 50 metros de calizas nummulíticas como las precedentes. En la base, biomicrosparita con *Alveolina* aff. *elongata*, *Assilinas*, *Orbitolites*, *Briozoos*, *Miliólidos*, *Ataxofrágmidos*, etc. En la parte superior, biointrasparitas y biointrasparruditas con *Alveolina* cf. *fusiformis*, *Alveolina elongata*, *Nummulites aturicus*, etc., asociación que caracterizaría el Biarritziense.

C) OLIGOCENO

(T_{A33}^A) Chattiense.

Constituye la formación marino-lagunal superior del Paleógeno, que en su día estudiamos en detalle en el Camino forestal de la Mancomunidad del Taibilla, una vez que éste cruza hacia el Sur el Puerto de la Sierra del Cerezo (L. JEREZ, 1973, pp. 419-424).

En resumen, diremos aquí que el techo de las calizas nummulíticas biarritzienses con *Alveolina fusiformis* y *A. elongata*, existe un imponente «hard-ground» que explicaría la falta de depósitos pertenecientes al Eoceno Superior. En hipótesis contraria, el Eoceno Superior y el Oligoceno Inferior y Medio, no caracterizados, estarían representados en la base de la formación marino-lagunal que sigue:

- 0,2 m. conglomerado, cantos de cuarzo y cuarcita, matriz de arena rosada y blanca; siguen 0,1 metros de arena amarillenta y blanca y 3 metros de areniscas y calizas arenosas con «estratificación cruzada». Contienen *Gasterópodos*, *Rotalia* sp., *Gypsinidos* y *Equinodermos*.
- 6 metros de calizas finamente estratificadas, micritas e intramicroparitas, seguidos de 0,5 metros de arena rojiza y 0,1 metros de margas arenosas con *Algas* y escasísimos *Foraminíferos*.
- 50 metros de margas sabulosas rosadas, rojizas y verdes (6 metros); arenas rojas ferruginosas con grava salpicada de cuarzo y cuarcita (15 metros) y 30 metros de margas arenosas verdes y blancas, con pasadas rosadas y rojo ladrillo, así como micritas blancas intercaladas. Se determinan: *Tectochara meriani*, *T. aff. ssp. globula* y *T. meriani ssp. meriani*.
- 60 metros de calizas y margas, predominando las primeras sólo en la base. Texturas de micritas, biomicritas y biosparitas. Colores blancos para las calizas, verdes y rosados y blancos para las margas. Se determinan *Ostrácodos*, *Gasterópodos*, *Anomalínidos*, y justo al techo *Stephanochara aff. escheri* y *Chara aff. langensis*, asociación Chattiense-Aquitaniense. Probable Chattiense.
- 15 metros de margas verdes y blancas, con algunos nivelitos de calizas, biomicritas algo arenosas. Se determinan *Miliólidos*, *Ophthalmídeos*, *Lituólidos*, *Textuláridos*, *Praerhapydionina delicata*, *Peneroplís aff. glinnjonesi*, etc., asociación Oligoceno Superior-Aquitaniense Inferior, probable Chattiense.
- 12 metros de margas verdes y blancas alternando con otras blancas, biomicritas y micritas. Se determinan *Globorotalia kugleri*, *Globoquadrina venezolana*, *Globigerina ciperensis*, *Peneroplís cf. damesini*, *Spirolina austriaca*, *Spirolina cylindracea*. Esta asociación indica la

Zona *G. kugleri*, que se atribuye al Chattiense Superior-Aquitaniense. En la parte superior del tramo, *Austrorillina* sp., *Praerhapidionina delicata*, *Globigerina ciperoensis*, *Peneroplis* aff. *glynjonesi* y *Peneroplis* cf. *farsensis*.

- 15 metros de arcillas rojo ladrillo, fundamentalmente.
- 15 metros de margas blancas, rosas y verdes alternando con calizas blancas (micritas y microsparitas). Restos indeterminables en las calizas. Sin restos fósiles las margas.

D) EL PASO OLIGOCENO-AQUITANIENSE

La serie anterior culmina con 80-100 metros aproximadamente, en gran parte recubiertos, con afloramientos parciales de margas, arcillas y algunas arenas. En la mitad superior, un afloramiento de margas verdes y arenas blancas y grisáceas ha dado fósiles mal conservados, *Gasterópodos Brio-zoos*, *Ostrácodos*, *Globorotalia* aff. *obesa*, *Globorotalia* aff. *scitula praescitula*, *Globigerinoides* sp., *Peneroplis* sp. Esta asociación corresponde ya al Mioceno, y por posición estratigráfica relativa constituiría la base del Aquitaniense, en discordancia regional sobre el Chattiense marino-lagunal, cuyo contacto discordante estaría aquí oculto por los derrubios, como lo está de forma general y sólo se observa excepcionalmente (v. gr., camino de Nerpio a Yetas, al norte de la Hoja de Nerpio, mediante un conglomerado silíceo basal que marca la discordancia).

2.4 CARACTERÍSTICAS ESTRATIGRAFICAS DEL SUBBÉTICO EXTERNO (MESOZOICO Y PALEOCENO)

El *Subbético externo* o «Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla», unidad alóctona sobre el Prebético interno y a la vez «autóctono relativo» del *Subbético* s. str., contiene términos desde el Albiense al Eoceno, y más dudosamente en algunos puntos pudiera estar representado el Aptiense terminal y el Oligoceno.

En todo caso, únicamente el Albense está formando una masa relativamente coherente desde el punto de vista estratigráfico, ya que también está muy tectonizada y frecuentemente mezclada con «olistolitos» del Keuper de la unidad que le sobremonta y también «olistolitos», o en todo caso pequeños retazos de contactos mecanizados, de la parte superior de su propia cobertera, es decir, del Senoniense y del Paleógeno. Asimismo, «olistolitos» del Mioceno Inferior, arrancados al deslizarse sobre el autóctono.

La mecanización del conjunto no permite hacerse una idea del estado original de la serie, si no recurrimos a estudiarla un poco más al ESE, en la Hoja de Calasparra, donde a pesar de su complicación tectónica existen

grandes retazos donde ésta se encuentra relativamente tranquila y puede estudiarse mejor (L. JEREZ et al., 1974, Hoja de Calasparra).

El Jurásico del Subbético externo no está representado en estas transversales, lo que no implica que no se hubiera depositado, sino que habría quedado, bien autóctono en su origen, bien relativamente rezagado en el corrimiento, lo que sería lo más probable. En todo caso, se desconoce con precisión su naturaleza, aunque es de suponer que en sus series más septentrionales se parecería al Prebético, como sucede con el Jurásico de Fontcalent (Alicante), que pudiera muy bien pertenecer al frente de esta unidad en aquella transversal, y asimismo, en sus series meridionales suponemos que no diferiría del Subbético s. str., pues, por ejemplo, en la «Serie de los Villares de Jaén», que aún puede considerarse muy septentrional, dentro del Subbético externo, su parecido es ya bastante mayor con el Subbético s. str. que con el Prebético.

El espesor que presenta la «Unidad intermedia» es muy variable según los puntos, debido a su mayor o menor laminación tectónica. Bajo el isleo del Subbético s. str. de la S.^a del Cerezo no supera los 30 metros. Al SO de Moratalla, entre el Arroyo de Caravaca y el vértice geodésico Buitre (1.428 m.) parece superar los 800 metros. Como espesor medio en la zona, entre 100-200 metros. Ahora bien, debido a la mecanización no es posible calcular el espesor original en estos puntos. Para hacernos una idea más real conviene estudiar estas series más al ESE en la Hoja de Calasparra, donde sólo el Albense cuenta con más de 400 metros, el Cretácico Superior entre los 100-150 metros y el «flysch» Paleoceno-Eoceno del orden de 200-300 metros.

(Cs⁰⁻¹₁₆₋₂₁) Albiense-Cenomaniense Inferior.

Formación fundamentalmente constituida por margas, margas areniscosas, areniscas y margocalizas hacia el techo.

El Albense ha sido bien caracterizado en las inmediaciones de Moratalla, margas y margocalizas con *Ticinella roberti*, *Hedbergellas* y *Pithonellas*; al sur de El Sabinar y al NO de la Serreta de la Torre en margas con *Ticinella roberti* y *Rotalipora ticinensis*; al NE y S de la Serreta de la Torre en margas limosas con *Ostrácodos*, *Globigerinelloides* sp., *Hedbergella* sp. y *Pithonella sphaerica*, *Lagénidos* y *Arenáceos*.

El paso Albense-Cenomanense Inferior, bajo los materiales subbéticos s. str. del Puntal del Carreño, así como al S y al NE de la Serreta de la Torre, en calizas margosas (biomicritas arcillosas) con *Rotalipora ticinensis*, *R. stephani* y *Globigerinelloides bregginiensis*, *Pithonella sphaerica*, *Pithonella ovalis* y *Hedbergella washitensis*.

(Cc¹⁻⁰₂₁₋₂₃) Cenomanense-Senonense.

Sobre las margas anteriores viene un tramo de calizas margosas y mar-

gocalizas y margas blanco amarillentas, muy mal representado en esta Hoja, a modo de pequeños «olistolitos» entre las margas albenses. Se trata de margocalizas con textura de micritas arcillosas y margas con *Rotalipora appenninica*, *Hedbergella* sp., *Pithonella sphaerica*, *Pithonella ovalis*, *Rotalipora cushmani*, *Rotalipora greenhornensis*, *Praeglobotruncana stephani*, etc.

(C₂₃-T₁^A) Senoniense-Paleoceno.

Calizas y margocalizas, biomicritas arcillosas, blancas y rojo salmón, también muy mal representadas; «olistolitos» dentro de la masa de margas fundamentalmente albienses. Se reconocen *Globotruncana* sp., *Hedbergella* sp., *Pithonella sphaerica*. Sólo en una ocasión (inmediaciones de Moratalla) se ha datado el Santoniense con *Globotruncana coronata*, *Gl. angusticaerenata*, *Gl. formicata* y *Gl. lapparenti*.

(T₁₋₂^{A-A}) Paleoceno-Eoceno.

Se trata de una alternancia de calizas, margas y areniscas en su estado original, que aquí apenas está representada en algún olistolito aislado. En la Hoja de Calasparra se ha podido caracterizar el Eoceno Inferior y Medio, pero en su base podría estar el Paleoceno y al techo, más dudosamente, el Oligoceno.

2.5 CARACTERÍSTICAS ESTRATIGRAFICAS DEL SUBBÉTICO INTERNO (TRIASICO Y JURASICO)

Para una visión completa del Subbético s. str. o Subbético interno remitimos al lector a la Memoria de la Hoja de Caravaca. Nos limitaremos aquí a describir brevemente las formaciones mesozoicas del mismo representadas en esta Hoja de Moratalla.

(T_{c3}) Keuper.

Constituido por margas yesíferas, en su facies germánica habitual. No hemos encontrado ofitas en esta Hoja, pero sí existen en la continuación de esta formación hacia el Sur, en la Hoja de Caravaca y hacia el Este en la de Calasparra.

La mayor parte de las veces el Keuper se presenta a modo de «olistolitos» entre las margas albienses.

(Jd₁₁₋₁₂) Hettangiense-Sinemuriense.

Esta formación se compone de dolomías masivas, azoicas, muy potentes (200-500 metros), no representadas en su totalidad, en parte debido a la erosión en unos puntos y también por la biselación frecuente de su parte basal a través del plan de corrimiento de esta Unidad.

(J₁₂₋₁₃) Sinemuriense-Pliensbachiense.

Se trata de una formación caliza al techo de las dolomías anteriores, estratificadas o en bancos más o menos gruesos. Son frecuentes las texturas oolíticas y pseudoolíticas e intraclásticas (oosparitas arenosas e intrasparitas con micrita). Contienen frecuentes *Algas*, *Crinoídes*, *Ataxophrágmidos*, *Ophthalmídeos*, *protoconchas*, *Textuláridos*, *Lamelibranquios*, *Gasterópodos*, *Cayeuxia* sp., etc.

(J₁₃₋₂₂) Pliensbachiense-Toarciense-Bajociense.

Se trata de una serie de calizas microcristalinas y margas, así como calizas margosas, con texturas de biomicritas, biomicritas de «filamentos», micritas y micritas arcillosas. Contienen *protoconchas*, *Radiolarios*, *Globochaete alpina*, embriones de *Ammonites*, *Gasterópodos*, *fibroesferas*, *esquirlas*, *Ostrácodos*, *Lagénidos* y *Crinoídes*.

2.6 CARACTERÍSTICAS ESTRATIGRAFICAS DEL NEOGENO Y CUATERNARIO

2.6.1 FORMACIONES «PREMANTOS» o «SINOROGENICAS»

Incluimos aquí el Neógeno marino desde el Aquitaniense hasta el Burdigaliense-Serravaliense que son las formaciones «premantos» a escala regional, y también el Serravaliense Medio que, no siéndolo a escala regional, lo es sin embargo anterior al último estadio del corrimiento de los materiales subbéticos en esta transversal (S.^a del Cerezo).

A) Formación roja basal (Ts₁₁^{Ba1}).

Se diferencian dos miembros: uno marino, más meridional, y otro totalmente continental, más septentrional, común con el Prebético externo, con pasos laterales entre ambos, inseparables:

(Ts₁₁^{Ba1}), formación de arenas blancas, amarillas, rojizas y hasta violáceas con intercalaciones de margas hacia la base; margas que en la S.^a del Cerezo han dado *Gasterópodos*, *Briozoos*, *Ostrácodos*, *Globorotalia* aff. *obesa*, *Globorotalia* aff. *scitula praescitula*, *Globigerinoides* sp. y *Peneroplis* sp., asociación que indica Mioceno y que por posición estratigráfica relativa entre el Chattiense y el Aquitaniense, sería Aquitaniense basal en sentido lato. Otras veces, conglomerados silíceos rojos, monogénicos, constituidos por gravas de cuarzo y cuarcita, así como arenas silíceas de matriz fuertemente férrica.

B) Aquitaniense-Burdigaliense (Tc₁₁₋₁₂^{Ba-Ba1}).

En el Prebético interno, sobre las arenas y margas anteriores, vienen

unas «calizas de Algas» (que también están representadas en el Prebético externo de Elche de la Sierra), masivas, que al techo pasan a calizas bioclásticas también masivas.

En la vertiente Norte de la S.^a del Cerezo (L. JEREZ, 1973, p. 469) están limitadas al techo por margas con fauna aún Aquitaniense-Burdigaliense basal. Por el contrario, al pie del Puntal de la Covacha, se encuentran entre margas con fauna del Aquitaniense-Burdigaliense al muro y del Burdigaliense-Langhiense al techo (L. JEREZ, 1973, p. 463). Estas asignaciones cronoestratigráficas se entienden después de poner al día nuestro «Cuadro de equivalencias entre las diferentes zonaciones del Neógeno» (L. JEREZ, 1973, figura 69, p. 459) en lo que se refiere a las atribuciones de edades siguiendo a BLOW (1967) que se han variado más recientemente (véase discusión al respecto en el apartado 2.4.1 de nuestra Memoria de la Hoja de Elche de la Sierra).

La potencia varía entre 10 y 40 metros. La textura es de biosparruditas, biomicrarruditas arenosas y biomicritas. A veces constituyen verdaderos biolititos de Algas. Son frecuentes los restos de *Melobesias*, *Equinodermos*, *Lamelibranchios*, *Heterostegina* sp., *Amphistegina* sp., *Cibicides* sp., *Eponides* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Textularia* sp., *Balanus* sp., *Gypsinidos*, *Elphidium* sp., *Briozos*, *Heterostegina* sp., *Miogypsina* sp. y *Globigerinidos*, entre ellos ocasionalmente reconocibles *Globigerinoides ruber* y *G. (=Porticulasphaera) transitorius*.

C) Burdigaliense-Langhiense-Serravaliense ($Tsm_{12-12}^{Ba-Bb'}$), ($Tc_{12-12}^{Ba-Bb'}$).

Este conjunto es discordante sobre el anterior y se distinguen en el mismo dos miembros con paso lateral entre ambos, respectivamente margoso y calizo masivo, representados tanto sobre el Prebético externo como sobre el Prebético interno, aunque la facies margosa se desarrolla más ampliamente, por no decir casi exclusivamente, en el Prebético interno (Cuenca de Moratalla).

($Tsm_{12-12}^{Ba-Bb'}$), *Facies margosa*. En la vertiente norte de la Sierra del Cerezo cuenta con unos 200 metros de espesor. Se compone de margas, margocalizas y calizas margosas, con texturas de biomicritas arcillosas y biosparruditas. En el tercio inferior han librado *Globorotalia mayeri*, *G. kugleri*, *G. barisanensis*, *Globigerinita napparimanensis* y *Globoquadrina altispira*, asociación del Aquitaniense-Burdigaliense. Por correlación lateral y suponiendo que el contacto no es diacrónico, lo atribuimos al Burdigaliense. Los niveles superiores del tercio inferior de estas margas han librado *Globorotalia archaeomenardii*, *Globigerinoides bisphaericus*, *Porticulasphaera glomerosa* y *Globoquadrina venezuelana*, asociación que en ausencia de *Orbulinas* encajaría entre el Burdigaliense y la extrema base del Langhiense. La parte

media de la serie ha librado entre otras formas la asociación de *G. insueta* y *G. bisphaericus*, también con ausencia de *Orbulinas*. En el tercio superior de la serie margosa, la asociación *G. barisanensis* y *G. praemenardii* del Langhiense.

La parte más superior de esta formación margosa bajo el Puntal de la Covacha (L. JEREZ, 1973, p. 466, tramo 8, episodio e) ha librado, entre otras formas, *G. altispira* en ausencia de *G. barisanensis*, lo que indicaría ya el Serravaliense, actualizando las atribuciones cronoestratigráficas según hemos dicho previamente.

(TC₁₂₋₁₂^{Ba-Bb}) Facies calizas masivas.

La datación de este miembro se fundamenta en el paso lateral a las margas anteriores. En la serie comprendida entre el río Benamor y el Puntal de la Covacha se intercalan entre aquellas margas un paquete de 120-130 metros de potencia, de calizas masivas organógenas, con proporción variable de grava y arena de cuarzo. Contienen pequeños fragmentos de calizas mesozoicas y gránulos de glauconita. Se observan frecuentes restos de *Briozoos*, *Lamelibranchios*, *Equinodermos*, *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Globigerinidos*, *Globigerinoides trilobus*, *Eponides* sp., *Gypsinidos*, *Gypsina* sp., *Cibicides* sp., *Textularia* sp. y algunos *Ostrácodos*. Hacia el Prebético externo se conserva la facies y disminuye notablemente el espesor de la serie.

D) Serravaliense Medio (TC₁₂^{Bb2}).

A escala regional esta formación presenta la discordancia angular más espectacular dentro del Neógeno marino, especialmente fuerte en el área Prebética externa. En la cuenca de Moratalla el potente espesor de la serie miocena conserva sus capas horizontales en todos los niveles y la discordancia se hace patente por la existencia de un paquete de conglomerados poligénicos en la base («cg» en cartografía).

Según hemos dicho, la formación es a escala regional «postmantos», pero en esta transversal ha sido corrida por los materiales subbéticos en sus últimos movimientos gravitatorios. Así, en la parte sur de la Hoja de Moratalla las unidades subbéticas están sobre las formaciones anteriores del Burdigaliense-Langhiense-Serravaliense, mientras más al Norte, en la Sierra del Cerezo, sobremontan claramente esta formación del Serravaliense Medio.

En el Puntal de la Covacha, sobre 10-15 metros de conglomerados poligénicos, con cantos mesozoicos y paleógenos de calizas y dolomías y matriz calcárea organógena, vienen 30-40 metros de calizas organógenas con *Equinodermos*, *Lamelibranchios*, *Briozoos*, *Melobesias*, *Amphistegina* sp., *Cibicides* sp. y *Globigerinidos*. Estas calizas están presentes también en el vér-

tice geodésico de Moratalla la Vieja (685 m.), donde han dado además *Mio-gypsina*, que no sobrepasa el Helvetiense. Por otra parte, son anteriores a los conglomerados basales de la Cuenca de Calasparra, donde unos niveles de margas intercaladas (L. JEREZ et al., 1974, p. 21; Hoja de Calasparra) han librado *Globorotalia praemenardii* asociada a *Globorotalia* aff. *miozea* del Langhiense Superior-Serravaliense.

Por todas estas consideraciones esta formación encajaría bien en el Serravaliense Medio.

2.6.2 FORMACIONES «POSTMANTOS» O «POST-OROGENICAS»

Faltan en esta Hoja la parte superior del Serravaliense y el Tortoniense, representados más al Este (Cuenca de Calasparra), así como el Andaluciese, caracterizado en un pequeño afloramiento de la Hoja de Elche de la Sierra, inmediatamente al Norte.

A) Formaciones «postorogénicas» del Mioceno Superior-Plioceno en facies lacustre (Tsm_{c1-c2}^{bc-B})

Este conjunto presenta una «facies pontiense», lacustre, que hacia el Oeste se indenta con la facies fluvial del antiguo río Taibilla (Hoja de Elche de la Sierra y Hoja de Yetas), de igual edad. Por esta razón las calizas y margas lacustres intercalan conglomerados, areniscas y margas arenosas. Las calizas y margas contienen *Gasterópodos* (*Hidrobia* y *Planoibis*), Algas (*Clo-roficeas*, *Cianoficeas* y *Caráceas*), así como *Ostrácodos*.

B) Formación continental del Plioceno-Cuaternario antiguo ($Tcg_2^B-Q_1$).

Esta formación continental está constituida por conglomerados poligénicos de color rojo ladrillo o gris y, eventualmente limos, arcillas sabulosas y areniscas del mismo color en discordancia sobre los materiales más antiguos.

C) Cuaternario (Q_A, Q_C y Q_C^1), (Q_1, T_r)

Estos terrenos más modernos están constituidos por coluviones (Q_C) y coluviones de grandes bloques caídos (Q_C^1), que continúan depositándose en la actualidad en las depresiones intramontañosas y en las laderas montañosas, así como por los coluviones (Q_A) de las terrazas fluviales.

Además, localmente, manchas de travertinos (Q_1-T_r), que atribuimos al Cuaternario antiguo o Pleistoceno.

3 TECTONICA

3.1 GRANDES UNIDADES Y SUS LIMITES TECTONICOS

En la Hoja de Moratalla están representadas cuatro grandes unidades, dos del Prebético autóctono y también dos grandes unidades del Subbético, una de ellas considerada tradicionalmente como «Unidad intermedia» entre el Prebético y el Subbético y que nosotros denominamos *Subbético externo* por considerar que procede de un surco sedimentario muy importante e individualizado entre el Prebético y el Subbético s. str.

Así, pues, de Norte a Sur y con entidad regional a lo largo de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, tenemos:

- PREBETICO EXTERNO.
- PREBETICO INTERNO.
- SUBBETICO EXTERNO.
- SUBBETICO s. str.

Las dos últimas, es decir las «unidades alóctonas», están corridas sobre el Prebético interno y, de ellas, el Subbético s. str. sobre el *Subbético externo* o «Unidad intermedia», que resulta su autóctono relativo. Ambas unidades han sobrepasado hacia el Norte-Noroeste el *Prebético meridional* de la Sierra de la Puerta situada poco más al Sur.

En esta región, las relaciones entre ambos prebéticos (externo e interno) son mecánicas, pero no mediante cabalgamiento de una sobre la otra, sino mediante un gran desgarre dextrorso, la Falla de Socovos, que corresponde con lo que tradicionalmente se ha venido denominando «Falla de la línea eléctrica» por coincidir, grosso modo, con dicho trazado.

En la Memoria de Elche de la Sierra hemos planteado la discusión sobre la posible envergadura del desplazamiento horizontal, estimando que ésta sería de 38-40 kilómetros si se considerase en una visión, ciertamente aparente, el salto existente a un lado y a otro de dicha Falla entre los límites de ambos prebéticos; estimación que en un principio habíamos supuesto nosotros mismos en nuestra «Síntesis del Prebético» para HISPANOIL (1976, inédito), y que, por otra parte, e independientemente ha estimado nuestro compañero TOMAS RODRIGUEZ RODRIGUEZ (1977). Ahora bien, teniendo en cuenta que antes del desgarre principal este límite actual de falla coincidiría, grosso modo, sobre el borde previamente arqueado del «Golfo de Yeste», tal como nos sugiere la paleogeografía con la evolución de facies e isopacas en el Cretácico Inferior, quizá no sería necesario invocar un salto horizontal tan grande para tal desgarre. Si consideramos además que no existe un solo plano de falla sino que, especialmente del lado Prebético

externo son múltiples planos asociados en una amplia «zona de falla», el desplazamiento total sería el resultado de la sumatoria de numerosos desplazamientos parciales menores, más moderados; a modo de símil, igual que los planos entre las cartas de una baraja que se estira (desplazamientos cortos entre cada dos cartas y desplazamiento máximo entre la primera y la última carta del paquete conjunto).

En estas circunstancias, es muy difícil precisar el salto real del desgarre, y como primera medida habría que hacer la reconstrucción paleogeográfica con gran exactitud, lo que en las circunstancias de tectonización resultaría también bastante delicado.

No obstante estas salvedades, estimamos aún que el desgarre de la Falla de Socovos ha sido sumamente importante, sobrepasando quizá un mínimo de 20 kilómetros hasta un máximo de 30 kilómetros.

El movimiento se habría dado en una o varias fases entre el Aquitaniense y el Serravaliense, y quizá también antes, desde el Cretácico, o desde el Eoceno-Oligoceno, pero estos últimos posibles movimientos no se han podido constatar. Son meramente hipotéticos y basados en la hipotética asociación de esta antigua falla con la acción del giro de la Península Ibérica. Lo único que se puede afirmar es que, en este desgarre, están implicados los materiales anteriores al Serravaliense Medio (que lo sella), y que, por tanto, sus últimos movimientos son anteriores al mismo y posteriores a las margas aquitanoburdigalienses (más bien burdigalienses) también implicadas en la Falla.

El Prebético externo lo hemos subdividido regionalmente en «Unidad *Beti-Ibérica*» y «Unidad *Bética*», según las direcciones de las estructuras sean más propiamente ibéricas o en todo caso aberrantes, o por el contrario directrices béticas.

El Prebético externo representado en la Hoja de Moratalla se integraría en la «Unidad *Beti-Ibérica*». Para una mayor idea sobre el sentido de este tema remitimos al lector a la Memoria de Elche de la Sierra, o más ampliamente a nuestra Tesis doctoral (L. JEREZ, 1973).

El *Prebético interno* constituye una unidad indivisible en sí misma, al menos en esta Hoja de Moratalla, pues más al Sur, debajo del Subbético, suponemos (según se discute en la introducción), despegues tectónicos importantes para los materiales depositados, grosso modo, en el «ramal sur» del «Surco prebético interno». A título orientativo la zona axial del surco prebético interno, se situaría allí donde las dolomías masivas cenomanien-ses pasan a calizas todavía muy potentes. El *Prebético meridional* (Sierra de la Puerta, v. gr.) sería el extremo sur del Prebético interno y el extremo norte del «surco flyschoides», propio del *Subbético externo*, esto es, una «unidad intermedia» procedente de una posible zona de umbral o simplemente de transición entre ambos surcos.

El *Subbético externo* o «Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla», viene

corrido sobre el autóctono del Prebético interno, y se puede observar en superficie cómo esta unidad ha sobrepasado más de 15 kilómetros el Prebético meridional de la Sierra de la Puerta, que se sitúa al Sur.

El Subbético s. str. es la segunda unidad alóctona que corre sobre la anterior.

3.2 RASGOS TECTONICOS DEL PREBETICO EXTERNO

En la Memoria de la Hoja de Elche de la Sierra hemos descrito las características mecánicas de la cobertera prebética externa y los rasgos tectónicos del conjunto de su «*Unidad Beti-Ibérica*» en que encuadramos los materiales del sector Noreste de esta Hoja de Moratalla.

Las estructuras se encuadran en el Sector comprendido entre Férez, el Embalse del Cenajo y la gran Falla de Socovos. Este sector se caracteriza por una marcada heterogeneidad de los rumbos estructurales, unas veces E-O, otras ONO-ESE (caso de los pliegues representados en la Hoja de Moratalla) y otras veces OSO-ENE, en general, con inflexiones desordenadas.

No sería ajena a estos hechos la presencia de diaspirismo del sector del Cenajo, ni posiblemente la proximidad del desgarre de la «Falla de Socovos».

3.3 RASGOS TECTONICOS DEL PREBETICO INTERNO

3.3.1 CARACTERISTICAS MECANICAS DE LA COBERTERA

Las características mecánicas de la cobertera prebética interna son netamente diferentes en litología y espesor a las del Prebético externo. De aquí, sin duda, una de las causas fundamentales del estilo tectónico peculiarmente distinto en ambas grandes unidades.

Los materiales del Jurásico los suponemos, por datos regionales, iguales o semejantes a los del Prebético externo, a excepción del Kimmeridgiense Superior-Portlandiense-Valanginiense Inferior, que constituye aquí una potente formación de calizas, ausente en el Prebético externo. El Jurásico sería, pues, más rígido en su parte inferior y media y más incompetente hacia el techo.

El Cretácico Inferior está constituido por una alternancia de tramos mecánicamente incompetentes (margas neocomienses; arenas y margas intra-barremienses, intraaptienses y fundamentalmente albienses) y tramos también potentes de calizas alternantes. El conjunto tiene un espesor que oscila entre 600 y 1.200 metros. Los materiales calizos incompetentes predominan en la parte inferior. Así, el conjunto Neocomiense-Albiense puede considerarse un gran episodio de incompetencia mecánica relativa que ha contribuido a amortiguar en gran medida la rigidez de la cobertera prebética interna.

El complejo dolomítico cenomaniense-turonense, aunque es mecánicamente competente y rígido, su potencia relativa (150-200 metros) es bastante menor que la del Cretácico Inferior. No obstante, este episodio ha respondido durante la distensión constituyendo en su seno un amplio campo de fallas normales, junto con las calizas masivas del Coniacense y localmente del Paleoceno Inferior.

Por el contrario, el Nummulítico (aun contando con barras calizas mecánicamente competentes intercaladas en las margas) y el Oligoceno, son fundamentalmente margosos, con gran incompetencia mecánica de conjunto, por lo que también han respondido bien al plegamiento.

El Neógeno marino, aunque bastante margoso al Sur, no ha intervenido en el plegamiento principal, resultando francamente discordante sobre los pliegues del Mesozoico y Paleógeno. Este carácter margoso ha facilitado en parte el corrimiento de las unidades alóctonas.

La mayor abundancia de episodios margosos y la gran potencia de la serie ha permitido una respuesta más dócil al plegamiento, frente a los empujes tangenciales, resultando pliegues de gran estilo. En ningún caso la complicación estructural alcanza el alto grado que corresponde a los apretados haces de pequeñas y numerosas escamas tectónicas tan frecuentes en el área prebética externa.

3.3.2 CARACTERISTICAS TECTONICAS DEL CONJUNTO

El Prebético interno constituye una gran unidad autóctona separada del Prebético externo por una importantísima falla de desgarre dextrorso, la Falla de Socovos, que muy posiblemente tuvo también su cometido paleogeográfico desde tiempos del Jurásico Superior (L. JEREZ, 1973).

El límite meridional del Prebético interno lo constituiría, más al Sur, la serie de la Sierra de la Puerta, que sería muy posiblemente alóctona (L. JEREZ, 1973).

No afloran en esta región las series prebéticas internas correspondientes al espacio paleogeográfico entre el Prebético de la Sierra de la Muela, al Norte, y el Prebético meridional de la Sierra de la Puerta, al Sur; esto es, las series propias del «ramal sur» de nuestro «surco prebético interno» y que debían esperarse semejantes al Prebético de las Sierras de Serrella y de Aitana (Provincia de Alicante). Estas series las encontraríamos posiblemente debajo del Mioceno de la Cuenca de Moratalla; ¿autóctonas o cabalgantes sobre el Mesozoico-Paleógeno?; éste sí sería otro problema. Pues, efectivamente, nosotros nos planteamos que durante las fases de plegamiento eocena y fisioligocena que afectaron al Prebético, y al igual que ocurre con el Maláguide de Sierra Espuña, afectado por cabalgamientos importantes durante estas mismas fases de compresión, podrían haber sucedido también aquí en el Prebético oculto por el Subbético y por los Mio-

cenos, acortamientos tangenciales anteriores al Aquitaniense. Posteriormente habrían sucedido los corrimientos gravitatorios del Subbético sobre el Prebético.

Al contrario de lo que sucede en las regiones prebéticas externas, el Prebético interno mantiene sus pliegues con direcciones propiamente «béticas», con rumbos ENE-OSO y ligeras inflexiones NE-SO y E-O. En ningún caso se constatan aquí interferencias de orientaciones estructurales de tipo ibérico, como sucede más al Norte. A escala regional la única salvedad existe quizá en la Hoja de Yetas, con una brusca inflexión N-S y E-O de los pliegues, tal como explicamos en la Memoria de aquella Hoja geológica.

3.3.3 SISTEMAS DE PLIEGUES Y FALLAS

Se distinguen dos sectores, compuestos de sistemas de pliegues y fallas:

A) *Sector entre Peñarubia-Socovos y Benizar*, con un sistema de pliegues suaves y un anticlinorio afectado por un amplio campo de fallas normales.

B) *Sector entre Socovos-Benizar-Sierra de la Muela*, con estructuras anticlinales y sinclinales.

En realidad los dos sectores constituyen un único anticlinorio. En el «Sector A» se presentan pliegues suaves y fallas normales en los materiales más rígidos y competentes del Cretácico Superior. Mientras que en el «Sector B», se observa una disarmonía entre el plegamiento de los materiales aptienses-albienses con respecto a los cenomanienses. Los movimientos intracretácicos se manifiestan en estas regiones (por consideraciones paleogeográficas ligadas a la migración de umbrales en la relación espacio/tiempo) muy probablemente ligados a la halocinesis del Keuper. En este sentido ambas causas (competencia mecánica diferente y movimientos verticales) habrían coadyuvado en la disarmonía del plegamiento sin necesidad de suponer esfuerzos tangenciales intracretácicos, sino simplemente movimientos verticales.

El «Sector A», al NO de la línea Socovos-El Sabinar, presenta pliegues suaves orientados ENE-OSO con desviaciones hacia el NE-SO. A estos pliegues se superpone un importante campo de fallas normales, subparalelas a los ejes de los pliegues. Estas fallas desfiguran la estructura del anticlinorio en una amplia franja del mismo entre Letur-Socovos, al NE, y El Sabinar, al SO. El juego de estas fallas ha rebajado la zona axial del anticlinorio situada entre la Sierra de los Estepares, al Norte; Cerro Gordo, al Sur, y el Alto del Talayón, al Este. Algunas de estas fallas superan los 10 km. de longitud, mientras esta dimensión contrasta con los saltos verticales generalmente pequeños, en el mayor de los casos pocos centenares de metros. La Sierra del Zacatín resulta el escalón más elevado de una serie de peldaños, «horsts», que descienden tectónicamente de Sur hacia

el Norte. Algo semejante sucede al mismo tiempo de Norte a Sur, donde también los bloques se van hundiendo hacia la «zona axial» del anticlinorio. Esta distensión generalizada con depresión tectónica a modo de «graben» en la zona axial del anticlinorio nos sugiere considerar la posibilidad de una nueva migración halocinética de fondo, en el substrato del Keuper, en este «Sector A», bien coetánea o bien posterior al plegamiento. Por otra parte, entre el Calar de la Peña del Aguila, Socovos y el vértice Calamorra (961 m.) las fallas hunden los bloques progresivamente hacia el NO, dando lugar a una fosa tectónica («graben») más pequeña.

El «Sector B» resulta de la prolongación del anticlinorio hacia el NE, entre Socovos y Benizar, además de otros pliegues importantes entre Benizar y el río Benamor. Las fallas normales son mucho menos numerosas, pero presentan saltos verticales importantes. Los pliegues se orientan generalmente ENE-OSO, pero los más meridionales tienden a orientarse NE-SO, al contrario de lo que sucede en las proximidades al límite con el Prebético externo donde las estructuras se inflexionan E-O, debido sin duda (es muy ilustrativo) al efecto del «arrastre» ocasionado por el desgarre dextrorso de la Falla de Socovos. Entre Socovos y Benizar el Cretácico Inferior presenta un apretado «haz» de pliegues, que en su mitad SO se inflexionan en direcciones divergentes entre sí. Las fallas inversas son poco importantes, pero existe un cabalgamiento sin duda moderado pero muy curioso, mediante el cual las dolomías cenomanienses entre el vértice Picachos (1.087 m.) y la Casa del Aire cabalgan hacia el Sur sobre los materiales del Neógeno marino. Este cabalgamiento hacia el Sur coincide con una cierta vergencia, también hacia el sur, de los pliegues más meridionales del núcleo anticlinorio (calizas del Aptense Inferior) próximos a Benizar, igualmente con cierta vergencia hacia el Sur del propio anticlinal de la Sierra de la Muela, y más aún, con la vergencia claramente «antibética» del anticlinal en Eoceno-Oligoceno que cruza el río Benamor y que nace de un fuerte repliegue del flanco sur del propio anticlinal de la Sierra de la Muela. Se constata así un progresivo aumento del buzamiento de los flancos meridionales de estas estructuras anticlinales de la mitad sur del anticlinorio, conforme se avanza hacia el SE, hasta llegar a la inversión de las capas en el flanco sur del referido repliegue «antibético».

3.3.4 CONCLUSIONES SOBRE LA ESTRUCTURA DEL PREBETICO INTERNO

Las características fundamentales del hábito estructural del Prebético interno son: la marcada tendencia de los pliegues hacia el NE-SO; su «arrastre» E-O conforme se aproximan al desgarre dextrorso de la Falla de Socovos, y la orientación «antibética» de los pliegues más meridionales.

El acortamiento de la cobertera prebética interna resulta moderado si

se compara con el área prebética externa, debido al estilo tectónico general en amplios pliegues.

La orientación de esfuerzos de compresión máxima oscila entre las direcciones NO-SE y NNO-SSE, ya que los pliegues E-O deberían su orientación al desgarre de Socovos y no a una compresión N-S.

Los esfuerzos verticales de distensión posterior al plegamiento principal, finioligoceno, tienen gran importancia, y también han seguido jugando durante las fases intramiocenas de distensión, dando lugar a fallas normales que fueron a veces las causantes directas de discordancias internas.

3.4 DISPOSICION ESTRUCTURAL ENTRE EL SUBBETICO EXTERNO Y EL SUBBETICO S. STR.

Los «testigos» de las unidades alóctonas sobre el Prebético interno de la Hoja de Moratalla y las observaciones regionales complementarias al Sur y al Sureste, nos permiten conocer la disposición regional relativa entre las «unidades intermedias» (Prebético meridional y Subbético externo) y el *Subbético s. str.* Así, la «Unidad intermedia de la Sierra de la Puerta», al Sur, representa un *Prebético meridional* cabalgante sobre el Neógeno. Esta unidad ha sido sobrepasada más de 15 km. por la masa alóctona de la cobertura caliza margosa del Cretácico y Paleógeno del *Subbético externo*. Este Subbético externo, a su vez, resulta el «autóctono relativo» del *Subbético s. str.* en las Zonas Externas, es decir, que se sitúa bajo el mismo en todo el espacio existente entre el frente de corrimiento Subbético y el mismo Maláguide, según hemos comprobado (F. JEREZ y L. JEREZ) personalmente y a escala regional (posteriormente F. JEREZ, continúa investigando este tema con toma de nuevos datos, intentando una síntesis coherente de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas).

En el «Isleo de la Sierra del Cerezo» están representadas las dos unidades alóctonas, mientras en el de Almanillas solamente las dolomías del Subbético s. str. Inmediatamente al Sur del río Benamor se localiza el frente conexo de las unidades alóctonas. La profunda erosión del Mioceno situado entre aquellos isleos y el frente conexo actual, implica la imposibilidad de un deslizamiento reciente de los isleos. La esquistosidad fuerte que afecta al Mioceno en la Sierra del Cerezo, sugiere la presión de una gran carga deslizándose sobre el mismo, lo que no encajaría bien con el deslizamiento aislado de una pequeña masa. La coincidencia práctica de las cotas del plano de corrimiento en el frente actual y en los isleos, sugiere una mayor conexión original al menos entre gran parte de la masa corrida. Esto no se contrapone a la posibilidad de cierta independencia del movimiento gravitatorio de los distintos bloques corridos, lo cual es una realidad cuestionable con los datos actuales a escala regional.

El *Subbético interno* o *Subbético s. str.* se dispone, efectivamente, en

numerosos bloques corridos con cierta independencia a manera de «icebergs» flotando sobre las margas del Subbético externo, directamente o bien mediante una lámina de Keuper. La laminación del Keuper se produce de forma muy irregular. Esta independencia gravitatoria es la causa principal del caos estructural que se observa en superficie, y que sin duda es más ordenado en profundidad.

La naturaleza de los movimientos de las unidades alóctonas durante las fases orogénicas miocenas fue sin duda de tipo gravitatorio. El impresionante caos superficial ocasionado por estos movimientos, impide, sin embargo, observar y constatar la situación tectónica finioligocena de estos Subbéticos. Nosotros planteamos la hipótesis de que el Subbético s. str. al final del Oligoceno ya estaba cubriendo mecánicamente al Subbético externo, al menos en gran parte. Fundamentamos esta hipótesis en que en un contexto citrabético que nosotros admitimos más lógico, no es posible otra explicación, pues el *Subbético externo*, repetimos, se presenta a lo largo de las Cordilleras Béticas de un extremo (Norte) a otro (Sur) siempre como el «autóctono relativo» del *Subbético interno*. De otra parte, una hipótesis ultrabética para el *Subbético s. str.* no nos parece coherente en modo alguno, pues habría que situar el Subbético s. str. al sur del *Maláguide* sin parentesco geológico alguno, teniendo por el contrario casi absoluta coincidencia de facies en toda su serie con el *Subbético externo* que se situaría originalmente al Norte.

Las fases orogénicas de compresión durante el Eoceno y final del Oligoceno que afectaron al Prebético y al Maláguide más o menos simultáneamente habrían, en nuestra hipótesis, dado lugar a los primeros estadios de corrimiento del *Subbético s. str.* sobre el *Subbético externo*. Durante las fases gravitatorias posteriores, intraburdigaliense e intraserravaliense, las unidades alóctonas se habrían deslizado hacia el Norte sobre el Prebético y hacia el Sur sobre el Maláguide, que quedaría frecuentemente muy oculto por las mismas y que aflora ocasional y más ampliamente en las «escamas de Mula» y en Sierra Espuña.

La envergadura del corrimiento del *Subbético s. str.* sobre el *Subbético externo* en esta transversal de Moratalla es observable en un trayecto de unos 15 km. de Norte a Sur. Como a su vez el Subbético externo se observa corrido sobre el Mioceno otros 15 kilómetros, quiere decir que el desplazamiento mínimo observable hacia el Norte del Subbético s. str. es de más de 30 kilómetros. Ahora bien, para un cálculo serio de la anchura paleogeográfica de los dominios corridos habrá que tener en cuenta la forma deslabazada de estos corrimientos, en masas relativamente independizadas, recomponiendo la situación previa a los movimientos gravitatorios.

La envergadura del corrimiento del Subbético externo sobre la «Unidad de la Sierra de la Puerta» o Prebético meridional es igualmente observable en un mínimo de 15 kilómetros.

Para un estudio más amplio sobre las relaciones entre el Subbético externo o «Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla» y el Prebético meridional de la Sierra de la Puerta, remitimos al lector a nuestra Tesis doctoral (L. JEREZ, 1973, pp. 627-630).

3.5 FASES OROGENICAS Y SU CORRELACION REGIONAL

Se distinguen las siguientes fases, aparte de los movimientos verticales causantes de subsidencias diferenciales, umbrales y depresiones (Cretácico Inferior al Paleoceno Inferior) durante la etapa preorogénica:

1.º *Una primera fase de compresión intraluteciense inferior que provoca una discordancia regional en estos niveles del Eoceno, discordancia por lo general no excesivamente fuerte si se la compara con la inmediata posterior finioligocena. Esta fase pudo muy bien provocar un plegamiento suave en el Prebético interno. Nos recuerda la fase de plegamiento intraluteciense del Maláguide en Sierra Espuña y otra más importante anterior al depósito del Eoceno Superior de allí (PAQUET, 1969), que provocó la constitución de escamas tectónicas y cabalgamientos relativamente importantes. Estas fases del Prebético y Maláguide podrían ser, pues, aproximadamente si no enteramente coetáneas.*

2.º *Una segunda fase de compresión finioligocena o más concretamente posterior al depósito de la Zona de G. kugleri (Oligoceno Superior-Aquitaniense), esto es posterior a las capas marino-lagunales que atribuimos en su conjunto al Chattiense. Esta fase da lugar a la discordancia angular más fuerte en el Prebético interno. Nos parece buena ocasión para señalar que igual sucede en el Maláguide de Sierra Espuña, donde la formación del «Aquitaniense rojo» de Pliego (conglomerados, margas y areniscas) es discordante sobre las calizas y pudingas calcáreas y margas del Oligoceno Medio y también sobre los «conglomerados rojos» con bloques poligénicos del Oligoceno Superior (por posición estratigráfica) en facies continental azoica seguramente coetáneos del Chattiense marino-lagunal del Prebético. Así también, el «Aquitaniense rojo» de Pliego sería coetáneo del Aquitaniense con arenas y margas rojas, blancas y amarillentas de la base de las «calizas de Algas» aquitano-burdigalienses del Prebético, cuyo depósito es inmediatamente posterior al de la zona de G. kugleri. Advertimos aquí que PAQUET (1969) asimiló todos estos «tramos rojos» de río Pliego a una misma formación, pero nosotros hemos podido comprobar que en realidad son dos formaciones, datando la superior como Aquitaniense (con nannoplacton, pues hay también Olistolitos y faunas alóctonas oligocenas) en el mismo pueblo de Pliego, donde es discordante sobre distintas formaciones con faunas pelágicas y neríticas del Oligoceno Medio y donde se observa también (barranco sobre el Pueblo de Pliego) una discordancia «intraoligocena media», con una formación margosa y su conglomerado basal sobre otra formación*

más caliza, ambas bien datadas como Oligoceno Medio. La discusión precisa de estos datos la he incluido en los informes internos de ENADIMSA («Evaluación del potencial geotérmico de la Cuenca de Mula, Murcia», primera fase. Memoria pp. 64-84; figs. 5-12. Año 1975). Las fases intraoligocenas (Oligoceno medio) de Sierra Espuña obedecerían a esfuerzos verticales de distensión, pues la base de la primera discordancia de Pliego «sella» fallas de juego vertical. Estas fases no se pueden reconocer en el Prebético, donde no parece haberse depositado más que el Oligoceno Superior y éste es estructuralmente concordante con el Luteciense. Posiblemente en el Prebético estas fases verticales se traducen simplemente en un movimiento vertical generalizado que provoca una ausencia de sedimentación. De otra parte (L. JEREZ et al., 1974, Hoja de Mula) ya vimos cómo el Aquitaniense rojo de Mula sella las «escamas de Mula», escamas en cuya fuerte tectónica de compresión está implicado el conglomerado rojo continental que en Sierra Espuña asignamos al Oligoceno Superior. Esto corrobora la correlación de esta fase orogénica de compresión finioligocena entre Sierra Espuña y el Prebético, en ambos casos con la discordancia angular más fuerte entre el Oligoceno Superior y la base del Aquitaniense.

3.º Dos fases orogénicas sucesivas, intraburdigaliense e intraserravaliense inferior, dan lugar a dos discordancias intramiocenas sobre el Prebético interno. Estas dos fases, al menos la superior, son simultáneas a los movimientos del desgarre dextrorso de la Falla de Socovos. Parecen coexistir también con la desestabilización gravitatoria de las masas subbéticas que posiblemente antes habían constituido mantos de primer género, más o menos evolucionados, y generados durante las dos fases de compresión anteriores (1.º y 2.º). Estas nuevas fases intraburdigalienses coexisten también con el proceso de formalización de las escamas en el Prebético externo, posiblemente también plegado anteriormente durante las fases preaquitanienses citadas. Estas dos fases intraburdigalienses dan, pues, estructuras de compresión en unos puntos, mientras en otros hubo movimientos de distensión. No está claro si las distensiones fueron simultáneas o consecutivas a la compresión. A escala regional, con estas fases finalizan los movimientos gravitatorios del Subbético, pero no en esta Hoja de Moratalla, donde persisten al menos hasta el Serravaliense Medio.

4.º A finales del Serravaliense, por distensión, se constituye la Cuenca miocénica de Calasparra. Hay, pues, otra discordancia regional finiserravaliense. Estos movimientos verticales postreros no pueden datarse en la Hoja de Moratalla por falta de los sedimentos finiserravalienses, pero posiblemente existieron y provocaron, al romper su equilibrio metaestable, el último deslizamiento gravitatorio del Subbético en esta transversal: Sierra del Cerezo, donde existe un «islo tectónico» de las unidades subbéticas sobre las calizas del Serravaliense Medio.

5.º Otras fases de distensión muy importantes se producen antes y después del depósito de las facies lacustres del Mioceno Superior-Plioceno, en el área Prebética externa.

4 GEOLOGIA HISTORICA Y PALEOGRAFIA

4.1 TRIASICO Y JURASICO

Durante el Keuper se generaliza una regresión marina, a la par que un clima extraordinariamente cálido influye sobre una cuenca muy somera de aguas salobres.

Durante el Infraías y Lías Inferior continúa una sedimentación marina muy restringida, con depósito de dolomías en todo el ámbito de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. En el Lías Medio-Superior, mientras en el Subbético se depositan calizas oolíticas (Domeriense) y calizas y margas pelágicas (Toarciense), en el Prebético continúa el ambiente restringido, en un régimen tipo albufera con «charcas» salobres donde se acumulan terrígenos arcillosos, rememorando parcialmente al ambiente del Keuper y dolomías de grano fino.

En el Dogger se produce una transgresión marina, con depósito de calizas oolíticas, dolomitizadas secundariamente en el Prebético; mientras en el Subbético persiste el ambiente pelágico con depósito de calizas con sílex ricas en *Radiolarios*.

Durante el Oxfordiense Superior sobreviene una transgresión y se depositan calizas nodulosas con *Ammonites* en todo el ámbito de las Zonas Externas. Es decir, el ambiente pelágico alcanza hasta el dominio prebético externo.

En el Malm la sedimentación es marina y fundamentalmente calizo margosa en todos los dominios. En el Prebético intercala calizas oolíticas, areniscas y dolomías de «oncolitos» (facies costeras) sobre las facies más pelágicas del Kimmeridgiense Inferior. A partir del Kimmeridgiense Superior el ambiente es de nuevo marino-lagunal, hasta el Valanginiense Inferior. Por el contrario, en el Subbético persiste el ambiente pelágico y la facies alpina presenta las clásicas Calpionellas del Titónico.

4.2 CRETACICO INFERIOR

Durante el Neocomiense se generaliza una transgresión y el depósito de margas pelágicas alcanza hacia el Norte gran parte del Prebético interno, además del Subbético, mientras que en el Prebético externo el régimen es continental. Un «hard-ground» delata en el Prebético interno una interrupción sedimentaria durante el Valanginiense Superior.

Durante el intervalo Barremiense-Albiense continúa un régimen continental fluvial, sobre el dominio del Prebético externo; mientras una sedimentación alternadamente carbonatada marino-lagunal, recifal y pararrecifal y arenosa de «playas marinas» preside el ambiente del Prebético interno. Un ambiente marino de tipo «flysch» y con lejanía de costas a partir del Aptense terminal se instala en el Subbético externo, con depósito de margas pelágicas y avalanchas turbidíticas de terrígenos y de *Orbitolinas* que vienen a coexistir con *Ammonites*, *Belemnites* y Foraminíferos pelágicos. Una sedimentación de tipo mixto o «intermedio» en el Prebético meridional donde las barras de calizas de *Orbitolinas* albienses alternan con el depósito de margas pelágicas. Por su parte, el Aptense del Subbético externo y Prebético meridional no aflora aquí, pero sí en Alicante, donde alternan calizas de Rudistas y margas pelágicas en el Prebético meridional y en las series septentrionales del Subbético externo.

En el Prebético interno, durante el período de tiempo que transcurre entre el Barremiense y el Aptense se producen movimientos verticales, migración de umbrales y surcos, o lo que es igual traslación lateral de máximos y mínimos de sedimentación, seguramente debido a la existencia de procesos halocinéticos a nivel del Keuper, que migra lateralmente.

El paso brusco de las condiciones de sedimentación y de subsidencia del Prebético externo al interno, nos parecería difícilmente explicable a pesar de la acción remodeladora posterior del desgarre de Socovos, sin suponer la existencia de un accidente de zócalo jugando verticalmente bien desde el Jurásico Superior, bien desde el Cretácico Inferior, y permitiendo una subsidencia enormemente mayor al Sur, en el Prebético interno, esto es, en el dominio del Golfo de Yeste.

El clima del Cretácico Inferior sería cálido y húmedo sobre ambos prebéticos, dado el alto grado de oxidación de los terrígenos y por la necesidad de invocar la existencia de una importante red fluvial para su transporte.

Durante el Cretácico Inferior el Prebético externo pertenece al área continental emergida, mientras el Prebético interno configura un surco subsidente que recibe sedimentación costera y de plataforma; por su parte, el Prebético meridional y Subbético externo a partir del Aptense terminal se sitúan más allá del talud continental, individualizando su propio surco sedimentario con «facies flysch».

4.3 CRETACICO SUPERIOR

En el tránsito del Albense Superior al Cenomaniense Inferior, esto es, durante el Vraconiense, se inicia la transgresión marina que se generaliza en el Cenomaniense. Se depositan calizas oolíticas y pendoolíticas arenosas con *Orbitolinas* y esta facies costera alcanza ya la parte sur del antiguo dominio fluvial del Prebético externo, mientras en el Prebético interno se

generaliza este depósito, excepto en su parte meridional, donde alcanza la sedimentación de margas pelágicas con *Ammonites* (Prebético meridional en la Sierra de la Puerta).

Durante el Cenomaniense todo el Prebético recibe una sedimentación carbonatada con dolomitización secundaria extensiva desde la parte axial del surco prebético interno hacia el Norte. Sin embargo, más al Sur, como se observa en los afloramientos meridionales del Prebético interno de Alicante, la sedimentación es ya caliza, aún de plataforma y potente, pero sin dolomitización alguna. En el Prebético meridional la sedimentación es ya margocaliza y pelágica como en el Subbético externo.

Durante el Cenomaniense-Turonense, tanto en el Prebético externo como en la parte norte del interno, la sedimentación es dolomítica marino-lagunal o restringida; más al Sur parte del Prebético interno, no parece recibir sedimentos, perfilándose la existencia generalizada de un umbral; más al Sur aún, prosigue la sedimentación pelágica propia del Prebético meridional y del Subbético externo, con el depósito de calizas margosas y margas ricas en Foraminíferos pelágicos.

Durante el Senoniense la sedimentación pelágica, calizas y margas con *Globotruncanas* y *Ammonites*, alcanza hacia el Norte la parte sur del Prebético interno, mientras que en el Prebético externo se deposita una potente serie marino-lagunal. Una barrera sin sedimentación en la parte norte del Prebético interno separa ambos ambientes. Por otra parte, en el Prebético interno hay lagunas de sedimentación durante el Coniaciense, Santoniense y Campaniense, en distintos puntos de la cuenca, migrando lateralmente en el tiempo las áreas con ausencia de sedimentación.

4.4 PALEOGENO

Durante el Paleoceno Inferior (Danés-Montiense) vuelve el ambiente carbonatado restringido a la parte norte del Prebético interno, pasando hacia el sur rápidamente a una alternancia de calizas y margas (Thanetiense-Ilerdiense) donde alterna ambiente pelágico y nerítico.

En el Prebético externo no parece haberse depositado ningún término del Paleógeno.

Durante el Cuisiense se produce bruscamente un incremento muy fuerte de las avalanchas de terrígenos silíceos que invaden la mayor parte de la cuenca prebética interna, depositándose sobre la misma areniscas, margas arenosas y calizas arenosas, coexistiendo, no obstante, los Foraminíferos neríticos y pelágicos. El Prebético externo y la parte del Prebético interno más septentrional no reciben sedimentos al parecer.

En el Luteciense Inferior se produce una regresión, y asimismo una discordancia generalizada, depositando arenas y gravas silíceas seguidas de calizas nummulíticas muy cargadas de estos terrígenos gruesos.

Al final del Biarritzense se produce la emersión de la mayor parte del Prebético interno, señalada con un importante «hard-ground». Esta emersión parece perdurar hasta el Oligoceno Medio inclusive. El mar, o mejor el área de sedimentación, se retira entonces al dominio del Prebético meridional.

Durante el Oligoceno Superior, vuelve la subsidencia de la cuenca a la parte central del Prebético interno, pero con una barrera meridional que la aísla del mar abierto, ya que se instala un depósito potente de calizas y margas ricas en *Charáceas*.

4.5 AQUITANIENSE-BURDIGALIENSE INFERIOR

Con el Aquitaniense comienza un depósito continental y discordante de arenas y gravas que en el Prebético interno tiene eventuales pasadas marinas en su extrema base, seguido del depósito de una facies recifal costera (calizas de Algas). Se produce una importantísima fase de plegamiento finiligoceno-aquitaniense.

El mar invade las regiones septentrionales, pero no de modo uniforme, sino con zonas o islotes libres de la sedimentación que resulta fundamentalmente nerítica.

4.6 BURDIGALIENSE-SERRAVALIENSE

Comienza este episodio con una nueva fase orogénica que provoca una redistribución de las áreas que recibían sedimentación y de los islotes resguardados del área de depósito.

Mientras que al Sur la sedimentación es margosa y pelágica, al Norte sigue predominando el ambiente costero con depósito de calizas bioclásticas y areniscas.

Entre el Serravaliense Inferior y el Serravaliense Medio sucede una nueva fase orogénica, posiblemente simultánea al desgarre dextrorso de la Falla de Socovos y a la formalización de la tectónica de escamas del Prebético externo (Hoja de Elche de la Sierra). A consecuencia de estos movimientos se redistribuye nuevamente el mar y se producen discordancias.

En la Memoria de Elche de la Sierra hemos expresado lo que sucede en el entorno regional entre el Serravaliense Medio y el Andaluciense.

4.7 MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO

Sobre el Prebético externo se instala una cuenca lacustre que rellena las depresiones producidas durante las fases de distensión tortonienses y andalucisenses. Este lago se adapta a un relieve montañoso irregular, con entrantes y salientes, y recibiendo por el Oeste las aguas del antiguo «río

Taibilla», cuyos depósitos fluviales fósiles han quedado en la Hoja de Yetas en el mismo valle del actual río Taibilla y SO de la Hoja de Elche de la Sierra, por donde este río desemboca entonces en aquel lago, entre Férrez y el área del embalse del Cenajo. Al desembocar sus aguas en el lago, éstas se vieron frenadas bruscamente depositando grandes cantidades de arenas, gravas y limos que alternan con las capas lacustres.

4.8 PLIOCENO-CUATERNARIO

La región se alza entonces fuertemente, generalizándose el ambiente continental y acentuándose la erosión sobre las zonas más realzadas. Las depresiones se rellenan de conglomerados, arrastrados sus cantos por aguas torrenciales. Finalmente se encajó la red fluvial actual.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

Los aspectos más interesantes se centran en los recursos hidrogeológicos, materiales de construcción y perspectivas regionales, si no locales, de reservas de hidrocarburos.

La facies lacustre del Mioceno Superior-Plioceno, interesante por su riqueza en diatomitas, más al Norte, en las Hojas de Elche de la Sierra y de Isso, es aquí en este aspecto poco interesante por la abundancia de terrigenos fluviales intercalados. Sin embargo, cabría investigar aquí las posibilidades de lignitos.

5.1 MATERIALES DE CONSTRUCCION Y MATERIAS PRIMAS PARA FABRICAR CEMENTOS

Para el firme de carreteras pueden ser interesantes las calizas Kimmeridgiense-Portlandienses, las calizas aptienses y albienses y menos interesantes las dolomías cenomanienses del Prebético y las liásicas del Subbético.

Para fines ornamentales pueden ofrecer un pulido de excelente vistosidad las calizas del Paleoceno (Ilerdiense) del flanco sur de la Muela, con *Alveolinas* y *Nummulites*; no así las del Cuissienne al Luteciense, que contienen un exceso de arena y grava silícea que dificultaría el esmerilado y pulido de la superficie. También relativa importancia, no tan bellas como las anteriores, las calizas paleocenas de las Sierras del Zacatín y de la Mata, las calizas recifales del Aptiense, etc.

Materias primas para cementos, existen en cantidades apreciables las calizas del Kimmeridgiense Superior-Portlandiense-Valanginiense Inferior, fácilmente canterables por el Norte del anticlinal de la Muela. Las margas del Mioceno marino de Moratalla son muy útiles para equilibrar las proporciones convenientes de carbonato y de arcilla. Las calizas poco arenosas

del Paleoceno de las Sierras del Zacatín y Umbría de la Mata, disponibles en masas inagotables, etc.

5.2 GEOLOGIA DEL PETROLEO

Cabe desechar el área prebética externa, por el lavado general de sus rocas almacén, pero en ningún modo el área prebética interna, donde los dos únicos pozos de investigación en el área de Socovos no han sobrepasado los niveles del Kimmeridgiense Inferior-Portlandiense, y además están situados demasiado al exterior, excesivamente próximos a la Falla de Socovos. Sin desechar el Anticlinal de La Muela, que no ha sido investigado, pero que tiene fracturas de distensión importantes en su flanco norte, lo que podría suponer un inconveniente (de otra parte, pudiera no serlo si estas fallas, como cabe esperar, están bien selladas), convendría en todo caso investigar el *Prebético interno* más al Sur. En la Memoria de la Hoja de Yetas hemos apuntado como zona idónea el Prebético subyacente al Subbético en la Hoja de Nerpío y aún más al Sur, donde existe una zona desprovista de Keuper susceptible de obtener buenos resultados con sismica de reflexión. Esta zona, junto con la situada al este del Meridiano de Alicante, serían no sólo investigables geofísicamente, sino que son las más tranquilas, más lejanas a grandes fallas de desgarré y distensión, y sus almacenes potenciales están completamente sellados por coberteras margosas.

Sería recomendable un perfil sísmico en esta franja o zona situada al sur de Nerpío, pues más al Este y al Oeste, en las transversales de Caravaca y al sur de Huéscar, las masas del Keuper alóctono proporcionan pantallas o «zonas sordas» al estudio sísmico. Además de esta transversal de Nerpío, serían interesantes las situadas al este del Meridiano de Alicante.

Las posibilidades de petróleo en el *Prebético interno*, oculto por el Subbético, así como en las estructuras del Jurásico del *Subbético Externo*, que estaría cubierto y sellado al menos en su 80 por 100 a lo largo de toda su extensión en las Cordilleras Béticas, son para nosotros incuestionables. La cobertera cretácica (Albense, fundamentalmente) y margosa del Subbético externo sí aflora ampliamente, así como su flysch nummulítico, pero lamentablemente está siendo confundida con la cobertera del *Subbético s. stricto*, por desconocimiento regional del conjunto de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Las perspectivas son óptimas para un futuro próximo, en que la sísmica pueda penetrar estas láminas de Keuper superficiales, pero mientras llega este momento hay zonas, repetimos, investigables. Téngase en cuenta que para nosotros la complicación tan enorme del Subbético es debida fundamentalmente a los movimientos gravitatorios de edad Miocena y sería por esta razón más superficial que profunda. En profundidad, en el Subbético Externo cabe esperar la existencia de estructuras más

tranquilas como pliegues, pliegues falla e incluso mantos de primer género gestados por las fuerzas de compresión eocenas y oligocenas, y todas estas estructuras, con potentes series basales almacén (dolomías y calizas del Lías Inferior) y potentes coberteras margosas («flysch Albense», margocalizas del Cretáceo Superior y «flysch nummulítico»). Sobre estas estructuras el «Subbético s. str.» totalmente desechable para objetivos petrolíferos es muy discontinuo en superficie, y se dispone a modo de «iceberg» flotando sobre sus margas del Keuper o bien sobre el Albense del Subbético externo, de un extremo a otro de las Cordilleras. Únicamente el Keuper del Subbético s. str. ocupa a veces enormes extensiones, pero sólo en superficie. Opinamos que los colegas que no aciertan a ver hoy las líneas generales de esta disposición estructural de las Zonas Externas a la luz de los numerosos datos actuales de Tesis y trabajos, es a nuestro juicio porque se encierran en esquemas preconcebidos o porque no han tenido oportunidad material de estudiarla, reconsiderando sobre el terreno todos estos datos concertados.

5.3 HIDROGEOLOGÍA

En el apartado 3.3.3 (sector B) hemos considerado la existencia de la zona axial del anticlinorio de Socovos al oeste de la Hoja de Moratalla hundida como «fase tectónica» por numerosas fallas. Teniendo en cuenta la gran permeabilidad de las dolomías masivas del cenomaniense (donde, por ejemplo, los pozos alumbrados por NEASA en la vecina Hoja de Cieza, permiten alumbramientos superiores a los 100 l/seg.) así como su gran espesor (150-200 metros), esta zona podría almacenar grandes cantidades de agua subterránea, que se podría extraer y conducir mediante canal y pequeño túnel de dos kilómetros a la desértica depresión de El Sabinar, o bien allí hasta el curso del río Benamor, cuyo lecho impermeable permitiría conducir el agua hasta la Depresión de Moratalla y ampliar allí las áreas de cultivo sobre los suelos margosos y areniscosos, nada salinos, que se asientan sobre el Mioceno Inferior y Medio. Convendría estudiar la variabilidad de estas posibilidades hidrogeológicas, que no han sido investigadas ni consideradas en este sector.

En el flanco sur de la Sierra de la Muela las dolomías cenomanienses buzan muy fuertemente, por lo que no resulta práctico situar sondeos allí, y sin embargo se han situado estérilmente. La permeabilidad de las calizas aptienses es mínima, por lo que tampoco entendemos los sondeos hidrogeológicos llevados a cabo en el núcleo del anticlinal de Socovos, donde considerar el jurásico dolomítico como objetivo es económicamente desechable.

Quizá sea bastante interesante desde el punto de vista hidrogeológico un estudio geofísico de la importantísima zona de Falla de Socovos, donde

existe un amplísimo muro o zona vertical extraordinariamente kakiritizada y milonitizada, por lo que cabe esperar un alto grado de transmisibilidad y permeabilidad, y en consecuencia, puede existir un importante almacén de aguas subterráneas explotables a poca profundidad y bien delimitadas en la franja de esta «zona de falla».

6 BIBLIOGRAFIA

- AZEMA, J.; CHAMPETIER, Y.; FOUCAULT, A., y FOURCADE, E. (1975).—«Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères bétiques». I. Essai de coordination. I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España (Bellaterra-Tremp 5-9 de noviembre de 1973). *Enadimsa. Trab. Congr. Reun.*, pp. 159-217.
- AZEMA, J. (1977).—«Etude Géologique des zones externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne)». Tesis doctoral. *Fac. Sci. Paris*, 393 p.
- BAENA PEREZ, J. (1972).—«Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (24-36) Caravaca». Primera edición, *IGME*.
- BLUMENTHAL, M. (1933).—«Sur les relations tectoniques entre les zones bétique, penibétique et subbétique du SW de l'Andalousie». *C. R. Ac. Sc.*, t. 197, p. 1, 138.
- BOUSQUET, J. C., y MONTENAT, CH. (1974).—«La néotectonique dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne)». *2ieme Réunion annuelle des Sciences de la Terre*, Pont-a-Mousson.
- BRINMANN, R., y GALLWITZ, H. (1933).—«Der betische Aussensand in Süd-Oeste Spanien». *Beitr. Geol. Westl. Mediterr.*, núm. 6, 108 p. Berlín.
- CHAMPETIER, Y. (1972).—«Le Prébétique et l'Iberique cotiers dans le Sud de la province da Valence et le Nord de la province d'Alicante (Espagne)». Tesis Doctoral, Nancy, *Sciences de la Terre*, Mém. núm. 24, 170 p.
- DABRIO, C. J. (1972).—«Geología del Sector del Alto Segura (Zona Prebética)». *Tesis Univ. de Granada*, 388 p.
- DABRIO, C. J., y GARCIA HERNANDEZ, M. (1975).—«Facies y paleogeografía del Cretácico Superior en el sector de Pontones-Nerpio (Zona Prebética). I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España. (Bellaterra-Tremp, 5-9 Nov. 1973)». *Enadimsa. Trab. Congr. Reun.*, pp. 21-33.
- DABRIO, C. J. (1975).—«Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (23-36 Nerpio)». *Segunda Serie, Primera edición*.
- DURAND DELGA, M. (1960).—«Introduction à la seance sur les Cordillères Bétiques». *Bull. Sc. Géol. France* (7), t. III, pp. 263-266, Paris.
- EGELER, C. G. et SIMON, D. J. (1969).—«Sur la tectonique de la zone bétique (Cordillères bétiques, Espagne)» *Verhandl. Konned. Akad. Wet., Afd. Nat.* (1), 15, núm. 3, 90 p., 16 fig., 3 pl.

- FALLOT, P. (1928).—«Le limite septentrionale des carriages subbétiques entre la Sierra Sagra et le Rio Segura». *C. R. Ac. Sc.*, t. 187, pp. 1150-1152.
- (1948).—«Les Cordilleres bétiques». *Est. Geol.*, núm. 8, pp. 83-172, Madrid.
- FALLOT, P., y BATALLER, J. R. (1933).—«Observations géologiques entre Calasparra y Cieza». *Ass. Est. Méditer. Occid.*, vol. V (Géologie des chaînes bétiques et subbétiques), partie, núm. 1, 9 p. Barcelona.
- FERNEX, F. (1968).—«Tectonique et paléogéographie du Bétique et du Penibétique orientaux. Transversale du la Paca-Lorca-Aguilas (Cordillères Bétiques. Espagne meridionale)». Thèse Paris, 576 p.
- FONTBOTE, J. M. (1970).—«Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, pp. 71-78.
- FOUCAULT, A. (1971).—«Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (prov. de Jaen et de Granada, Espagne méridionale)». *Fac. Sc. de Paris*, Tesis, 633 p.
- (1975).—«Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordilleres Bétiques IV. Le Prebetique et le Subbetique de Cazorla a Huéscar». I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España (Bellaterra-Tremp, 5-9 nov. 1973). Enadimsa, *Trab. Congr. Reuni.*, pp. 245-256.
- FOURCADE, E. (1970).—«Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaines 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 (Prov. de Murcia). Consideraciones sobre las biozonas con Foraminíferos del Albense-Aptense del sureste de España». *Rev. Esp. de Microp. núm. extr. 30 Aniv. E. N. Adaro*.
- FOURCADE, E., y JEREZ MIR, L. (1973).—«El Cretácico inferior en las inmediaciones de Peñarubia (Zona Prebética, Prov. de Albacete)». *Rev. Esp. de Micropal.* E. N. Adaro.
- FOURCADE, E.; PENDAS, F., y RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977).—«El Jurásico Superior y el Cretácico Inferior en los alrededores de Yeste (Zona Prebética, Sudeste de España)». *Rev. Esp. de Microp.*, vol. IX, núm. 3, pp. 361-380.
- GARCIA-HERNANDEZ, M. (1974).—«Los materiales detríticos del Cretácico Inferior en el sector de Cabanas (zona prebética). Relaciones Estratigráficas». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, pp. 117-134.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, R. C., y PULIDO BOSCH, A. (1973).—«Observaciones sobre el contacto subbético-prebético en el sector de Nerpio». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 4, pp. 77-94.
- GARCIA RODRIGO, B. (1965).—«Estudio geológico de la Zona Prebética al norte de Alicante». *Tesis Univ. de Granada*, 456 p.
- GONZALEZ DONOSO, J. M., y LOPEZ GARRIDO, A. C. (1975).—«Caracterís-

- ticas bioestratigráficas y paleogeográficas del Cretácico Superior de la Sierra de Segura (NE de la prov. de Jaén, zona Prebética)». *I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España* (Bellaterra-Tremp, 5-9 de nov. de 1973). Enadimsa, *Trab. Congr. Reun.*, pp. 45-61.
- HILLEBRANDT, A. von (1974).—«Bioestratigrafía del Paleógeno en el sureste de España (Provincias de Murcia y Alicante)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 5, pp. 135-153.
- HOEDEMAEKER, Ph. J. (1973).—«Olitostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain)». *Scripta Geol.*, 19, 207 p.
- HOTTINGER, L. (1963).—«Quelques Foraminifères porcelanés oligocènes dans la série sédimentaire prébétique de Moratalla (Espagne meridionale)». *Ecl. Geol. Helv.*, 56, pp. 963-972, 4 fig., 5 pl.
- JEREZ MIR, L. (1971).—«Bosquejo estratigráfico y paleogeográfico de la zona Prebética en la región de Isso-Elche de la Sierra y Moratalla». *Bol. Geol. y Min.*, t. 81-2, pp. 117-131.
- (1971).—«Hipótesis sobre las relaciones entre el zócalo y la cobertera en un sector de la Zona Prebética (Provincias de Albacete y Murcia)». *I Congr. Hisp.-Luso-Amer. de Geología Económica*. Sec. de Geol., t. I, Apart. 8-1-24, pp. 249-264.
- (1973).—«Geología de la Zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (Provincias de Albacete y Murcia)». *Tesis Doctoral Univ. de Granada*, 750 p.
- JEREZ MIR, L.; JEREZ MIR, F., y GARCIA-MONZON, G. (1974).—«Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (26-35) Cieza». Segunda serie. Primera edición. *IGME*.
- JEREZ MIR, L.; GARCIA-MONZON, G., y JEREZ MIR, F. (1974).—«Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (25-35) Calasparra». Segunda serie. Primera edición. *IGME*.
- JEREZ MIR, L.; JEREZ MIR, F., y GARCIA-MONZON, G. (1974).—«Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (26-36) Mula». Segunda serie. Primera edición. *IGME*.
- KAMPSCHUUR, W., y RONDEEL, H. E. (1975).—«The origin of the Betic orogen, southern Spain». *Tectonophysics*, 27, pp. 39-56.
- LOPEZ GARRIDO, A. C. (1971).—«Geología de la Zona Prebética al NE de la provincia de Jaén». *Tesis Univ. de Granada*, 317 p.
- (1973).—«Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (22-35) Orcera». Segunda serie. Primera edición. *IGME*.
- PAQUET, J. (1969).—«Etude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne)». *Mém. S. G. F., N. S.*, t. 48, París.
- PERCONIG, E. y MARTIN, L. (1971).—«Estratigrafía del Cretácico de la zona de Ontur y Yecla (Zona Prebética)». *I Congr. Hispano-Luso-Americano de Geología económica*. Madrid-Lisboa, pp. 331-341.

- RODRIGUEZ ESTRELLA, T., y GRANADOS, L. F. (1975).—«El Cretácico Superior de las Hojas de Alcaraz y Yeste, Zona Prebética». I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España (Bellaterra-Tremp, 5-9 de nov. de 1973). Enadimsa. *Trab. Congr. Reun.*, pp. 129-140.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977).—«Estudio Hidrogeológico del Bajo Segura. Características Tectónicas de la Zona Prebética» Enadimsa. Inédito.
- VAN VEEN, G. W. (1969).—«Geological investigations in the region West of Caravaca. South-Eastern Spain». Tesis Doctoral. *Amsterdam*, 143 p.

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

ENCUENTRO 1987-1988



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA