



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

YETAS DE ABAJO

Segunda serie - Primera edición

838	839	840	841	842	843	844
SANTA CRUZ DE MENORCA	TORRE DEL VINO Y ARDO	BENICASSIM	ALCÀSSER	OLÈDRA	HELIÀ	ONDAR
20-33	21-33	22-33	23-33	24-33	25-33	26-33
853	864	865	866	867	868	869
ALBACETE-HAOUA	VILLETA DE SANT SAVIÀ	SILS	PISTU	PISTU	PISTU	JUNCLE
20-34	21-34	22-34	23-34	24-34	25-34	26-34
885	886	887		889	890	891
SANT LLORENÇ DE LA MOLA	SANT Miquel de SERRA	SANT Miquel de SERRA		MONTBLANC	OLÈDRA	OLÈDRA
20-35	21-35	22-35		24-35	25-35	26-35
906	907	908	909	910	911	912
30-34	VALLS-CAMPDEVALL	SANT Miquel de SERRA	MIRÓ	MIRÓ	MIRÓ	MIRÓ
20-36	21-36	22-36	23-36	24-36	25-36	26-36
927	928	929	930	931	932	933
8413	CÀTARA	SAN CLEMENTE	PUEBLA DE MONFERRAT	DARÍELLA DE MENOS	OLÈDRA	OLÈDRA
20-37	21-37	22-37	23-37	24-37	25-37	26-37

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

YETAS DE ABAJO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por Geotethic, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, mediante el equipo técnico que a continuación se indica:

En *Campo y Gabinete*: Luis Jerez Mir, Dr. en Ciencias Geológicas; José Abril Hurtado y Elías Hernández Rodríguez, Ldos. en Ciencias Geológicas.

En la *Memoria*: Luis Jerez Mir, Dr. en Ciencias Geológicas.

En *Coordinación*: José Abril Hurtado. Ldo. en Ciencias Geológicas.

Supervisión del *IGME*: Teodoro Olaverri Capdevila, Ing. de Minas.

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 - 29.729 - 1981

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 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-lagunares). 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 cobertura 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 pudimos 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 un prebético interno y meridional alloctono. 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 S.^a Larga y S.^a 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 S.^a de la Puesta (L. JEREZ, 1973), y no sólo afirmamos esto sino que, rectificándonos a nosotros mismos, estimamos hoy que este corrimiento sobrepasaría los 5 kilómetros y posiblemente alcanza los 20 km. Fundamentalmente esta idea en la «paleogeografía comparada» con otras transversales de Alicante y de Cazorla.

En la transversal de Cazorla-Huéscar, la S.^a de Marmolance, bajo el Subbético y bajo la «Unidad intermedia», representaría en esta hipótesis una pequeña «esquirla» 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 si afloran bajo el mismo, y que han sido confundidas hasta ahora, bien como la cobertura del propio Subbético, bien como unidades subbéticas corridas por otra más meridional, y esta patentísima confusión por meritorios 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 de esta unidad) mientras que hacia el sur las afinidades, lógicamente, son cada vez más 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. estricto 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 del 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 Prebético 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 «Betí-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 dentro», 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 coberturas.
- 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 cubierta cretácica en el Prebético externo, lo que

DIVISION DE LA ZONA PREBETICA

DOMINIOS TECTO - SEDIMENTARIOS	ESTRUCTURA DE LA ZONA PREBETICA	
	SUBZONAS	ESTILOS TECTONICOS
PREBETICO INTERNO (al sureste, en contacto y bajo el Subbético)	I	Grandes pliegues y eventualmente pliegues-falla
SERIES DE TRANSICION AL NORESTE		ALINEACION DIAPIRICA Y GRAN FALLA REGIONAL DE GRANDES SALTOS HORIZONTAL Y VERTICAL
	II	<ul style="list-style-type: none"> - Doble Arco de Escamas y Pliegues – falla desde Cazorla a Hellín y desde Hellín a Jumilla, respectivamente. - Inflexiones beti-ibéricas en las series de transición nororientales.
		ALINEACION DIAPIRICA Y FALLA DE DESGARRE REGIONAL DE SEGUNDO ORDEN
PREBETICO EXTERNO (en contacto con la Meseta)	III	<ul style="list-style-type: none"> - 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

GRANDES ACCIDENTES

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 cobertura 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 cobertura de potencia por lo general de tres a cuatro veces inferior a la de la subzona I.

La subzona IV es la cobertura 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 II, inmediata al Sureste, de cobertura 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 Noreste del espesor de la cobertura 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 II-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 km. 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. estricto», 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 seleccionada 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 el mismo, 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 explicación diferente y constituir otra unidad parcialmente independiente, aunque a nuestro parecer en ningún caso «ultrabética» sino más bien «cobertura 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.

Entre los estudios regionales que se refieren a las áreas próximas a la Hoja de Yetas de Abajo, tenemos al Este la Tesis Doctoral del autor de esta Memoria (L. JEREZ, 1973), que ocupa las Hojas de Moratalla (889), Elche de la Sierra (867) e Isso (868). 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).

Referente a la zona concreta estudiada poseíamos únicamente 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 mencionamos en la relación bibliográfica.

1.3.2 Encuadre geológico regional y subdivisión de las Cordilleras Béticas

La Hoja de Yetas de Abajo (23-35) 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 (Hoja de Nerpio), 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 { Zonas Externas
- Zona Bética (Zona Interna)

En la parte sureste de la Hoja de Yetas de Abajo están parcialmente 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 al Subbético en sentido estricto.

El término «Unidad intermedia» ha sido históricamente una denominación

provisional ante la duda de «donde» 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 S.^a 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.; 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 S.^a 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».

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., 1971-73), y conocido 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 o 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 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-Mora-

talla» (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 cobertura 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*». «Subbético s. stricto», 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 formaría parte la unidad de Mula («facies flysch») y las «unidades de S.º 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*».
- «*Nevadofilárides*».

El «*Flysch de Gibraltar*» podría equivaler en parte al propio «Subbético externo» y en parte al «surco surcitrabético» 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, al Aquitaniense-Oligoceno del «*Flysch de Gibraltar*» sería una cobertura «bética» autóctona, pero no ultrabética.

1.3.3 Características generales de las zonas externas de las Cordilleras Béticas

El Prebético externo (autóctono) está generalmente constituido por un Jurásico incompleto en su parte superior (Kimmeridiense 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 S.º Larga y la S.º de la Pila (testificado por sondeos) y más al Oeste oculto por el propio Subbético, salvo en el Prebético meridional de la S.º de la Puerta

y en la ventana tectónica de la S.^a de Marmolance, en la transversal de Huésca-Cazorla. Este Prebético interno constituye un «surco norcitrabético» 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); Cenomanense-Turonense dolomíticos en la parte septentrional de este «surco norcitrabético», 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, S.^a de la Puerta, S.^a de Marmolance) se caracteriza por un Jurásico (S.^a de Cabezón del Oro, Alicante) afín al Prebético interno, pero con un Dogger masivo ya no exclusivamente dolomítico, sino calizo-dolomítico, y con Calpionelas, recordando ya afinidades subbéticas, en la serie carbonatada del Malm Superior. El Cretácico Inferior difiere del Prebético interno tan sólo 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 silicea, areniscas y sobre todo calizas con Rudistas y Orbitolinas. Se mantienen en la misma facies los tramos carbonatados recifales y pararrecifales 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 más meridional, comprendería en su parte norte los materiales de unidades que han sido definidas como «intermedias» («Unidad intermedia de la Sagra» de FOUCault, A., 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 punto 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 Guadix.

Por el contrario, el Albense 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 estos que desaparecen o disminuyen progresivamente hacia el Sur. Completan la serie un Cenomanense-Turonense margocalizo y pelágico y el Nummulítico en «facies flysch» idénticas a las del Prebético Meridional.

Subbético interno (s. str.), dominio paleogeográfico de procedencia inmediatamente meridional al anterior, cuyas series jurásicas frontales corresponderían 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 Yetas de Abajo 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, es presentado exclusivamente para esta zona en sus materiales albenses, deslizados gravitatoriamente sobre los materiales miocenos.

El Subbético interno (Subbético s. stricto) también alóctono, representado aquí exclusivamente en «series frontales» (muy incompletas) y constituido exclusivamente por «olistolitos» del Keuper mezclados frecuentemente con los materiales albenses del «Subbético externo», y dolomías del Lías.

Las demás unidades, es decir, el Prebético externo y la mayor parte del Subbético interno, no están aquí representadas.

2 ESTRATIGRAFIA

2.0 CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS DEL PREBETICO INTERNO

El área axial de la zona, que se extiende alargada en dirección NE-SO, dividiendo en dos partes relativamente iguales a NO y SE la superficie de la Hoja de Yetas, separa dos sectores de estratigrafía y sedimentación algo diferentes a partir del estratotipo del Senonense, y en parte antes aún, desde el mismo Turonense.

La mitad NO de la Hoja representa, valga la expresión, el área más externa del Prebético interno. Es decir, incluyéndola en el Prebético interno representa en cierto modo una transición al Prebético externo, por la persistencia de las facies marino-lagunal del Senonense.

La mitad SE de la Hoja de Yetas, no obstante, aún corresponde, en la paleogeografía del surco norcitrabético del Prebético interno, a la rama septentrional del mismo. Las series de su rama meridional quedarían ocultas bajo el Subbético al sur de la zona estudiada.

Ambos sectores NO y SE de la zona difieren fundamentalmente, sólo a nivel de las formaciones que pueden compararse por existencia de afloramientos, en lo siguiente:

- a) Presencia al NO de una serie completa, y por el contrario incompleta al SE, del complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense. Dicho complejo dolomítico consta de tres miembros, faltando aparentemente el superior en el sector más meridional.
- b) Existe un Senonense muy potente en facies marino-lagunal, restringida, al NO. Por el contrario, facies nerítica y pelágica, y además poco potente, al SE. Faltan las «series de transición» entre ambas facies, aquí y en toda la región prebética interna, lo que probablemente signifique ausencia de sedimentación o erosión postdepósito en «umbral» de posición intermedia alargado OSO-ENE, entre las mitades NO y SE.
- c) Ausencia de formaciones paleógenas al NO, y por el contrario, amplio desarrollo de las mismas en el sector SE.

Conviene resaltar estas tres diferencias porque su significado es de escala regional, en todo el Prebético. De otra parte, los afloramientos de la serie son más completos al NO, debido a la profunda erosión de la red fluvial. No obstante, las observaciones regionales comparativas permiten suponer que los términos de la serie que no llegan a aflorar en el sector SE son, en sus rasgos fundamentales, análogos a los que vamos a describir más al Norte.

Una vez establecidas las aclaraciones anteriores, creemos innecesario

dividir en dos partes el capítulo de estratigrafía para el Prebético interno. Simplemente, al describir las formaciones, haremos notar las diferencias correspondientes que existen.

De otra parte, aunque la serie del Jurásico no aflora completa en la Hoja de Yetas, sino solamente desde el techo del Dogger, haremos una breve descripción del sintetipo de serie jurásica que cabe encontrar en profundidad.

2.1 CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS DEL JURASICO

2.1.1 La serie supuesta del Jurásico no aflorante (complejo dolomítico del Jurásico basal)

La serie jurásica que cabe encontrar en profundidad, sobre un Triásico completo de facies germánica, sería un conjunto litológico que aflora completo solamente en el Prebético externo y en las series prebéticas internas más septentrionales de las inmediatas Hojas de Orcera (887), Siles (865) y Santiago de la Espada (908), etc. Ocasionalmente aflora también en el Prebético meridional de Alicante (Fontcalent, Cabezón del Oro, etc.), esto es, en el borde más meridional de este «surco norcitrabético» que constituye el Prebético interno, con facies muy parecidas aún a las que afloran 30-40 kilómetros al Norte.

Por la relativa proximidad del Prebético externo y por las diferencias litológicas poco notables entre los ramales septentrional y meridional del «surco norcitrabético», podemos suponer que se van a conservar aproximadamente las siguientes características generales, de muro a techo:

- Infraceras ($> 30-50$ m.), dolomías masivas recristalizadas.
- Lías Inferior ($\geq 100-200$ m.), dolomicritas estratificadas.
- Lías Inferior-Medio ($> 20-50$ m.), dolomicritas y margas verdes rojas y amarillentas intercaladas.
- Dogger ($\geq 200-400$ m.), dolomías masivas con posibles pasos laterales a calizas especialmente hacia el techo, textura granular frecuente, bancos gruesos.

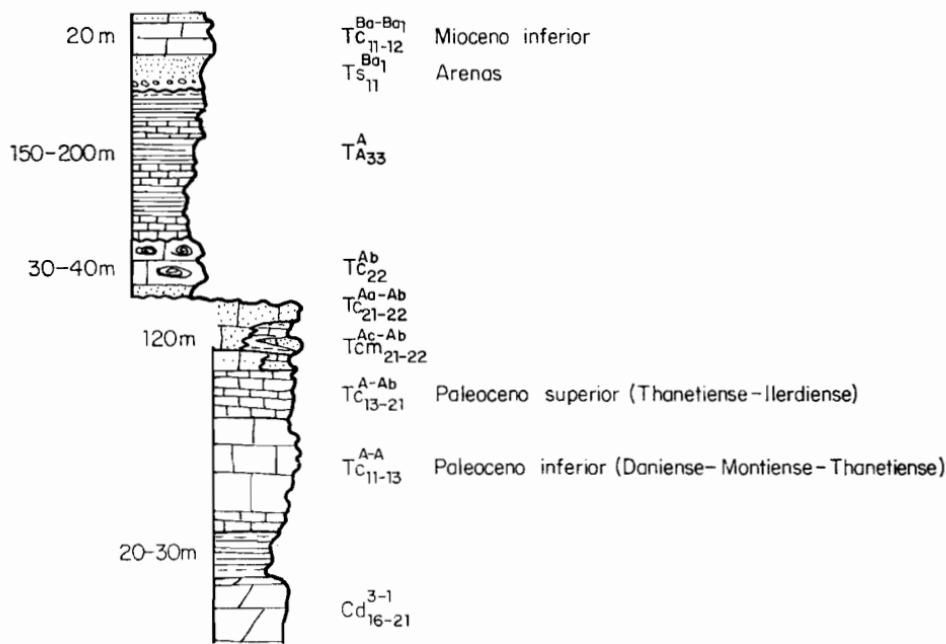
De estas dolomías del Dogger (J_2), en la zona de estudio afloran sólo los 10 metros superiores en el Anticinal N-S del río Segura. Se trata de dolomías masivas y granuladas, con un bello «hard-ground» al techo.

2.1.2 Conjunto calizo margoso de la serie del Malm

[J_{31}^3] Oxfordiense Superior

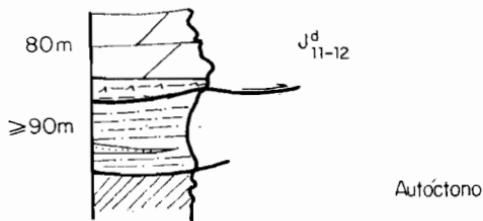
En el mismo Anticinal N-S del río Segura donde aflora el techo del Dogger, dentro del cuadrante NO de la Hoja, afloran las «calizas nodulosas» del Oxfordiense Superior. Se trata de 8-10 metros de calizas de tonos rojizos

ZONA SURESTE (SIERRA DEL ZACATIN)



ZONA SURESTE (CERRO DEL CASTELLAR)

SUBBETICO S. ST. / SOBRE SUBBETICO EXTERNO O UNIDAD INTERMEDIA



y grises, con *Ammonites* intrasificables, pero con microfacies características, intrabiomicritas con glauconia o biomicritas intraclásticas en las que se reconocen «protoconchas», *Lenticulina* sp.; *Ostrácodos*; *Epistomina* sp.; *Protoglobigerinas*; *espículas*; *Brotzenia* sp.; *Gasterópodos*; *Ophthalmididos*; *Ammodiscus* sp.; *Nodosaria* sp.; *Equinodermos* y *Lamelibranquios*.

(J₃₂-C₅₁²) Kimmeridgiense-Aptiense Inferior

Sobre la formación anterior y en la misma estructura anticinal se inicia una serie de calizas y margas del Kimmeridgiense que intercalan algún episodio dolomítico y que se extienden hasta el Bedouliense, sin poder precisar bien los límites del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior.

En todo caso los 200 metros de base han sido bien caracterizados y pertenecen al conjunto calizo margoso del Kimmeridgiense. Se trata de micritas y micritas arcillosas con frecuente limo de cuarzo y arena fina (episodio que recuerda las avalanchas de terrígenos finos del Kimmeridgiense Inferior). Al microscopio se reconocen *Lenticulina* sp.; *Frondicularia* sp.; *espículas*; *Equinodermos*, *Lamelibranquios*, *Equinídos*, *Ostrácodos*, *Lagénidos*, *Ammodiscus* sp.; *Epistomina* sp.; *Ophthalmididos* y *Globochaete*, sp.

El conjunto *calizo-margoso Inferior* de la Serie del Malm ha sido mejor caracterizado y localizado en las inmediaciones, septentrionales de la zona aquí estudiada, en Baños de Tus (FOURCADE et al., 1977) dentro del Prebético interno, conservando las mismas características que en el Prebético externo. El afloramiento es incompleto en su base, pues no se observa el muro, donde cabe esperar:

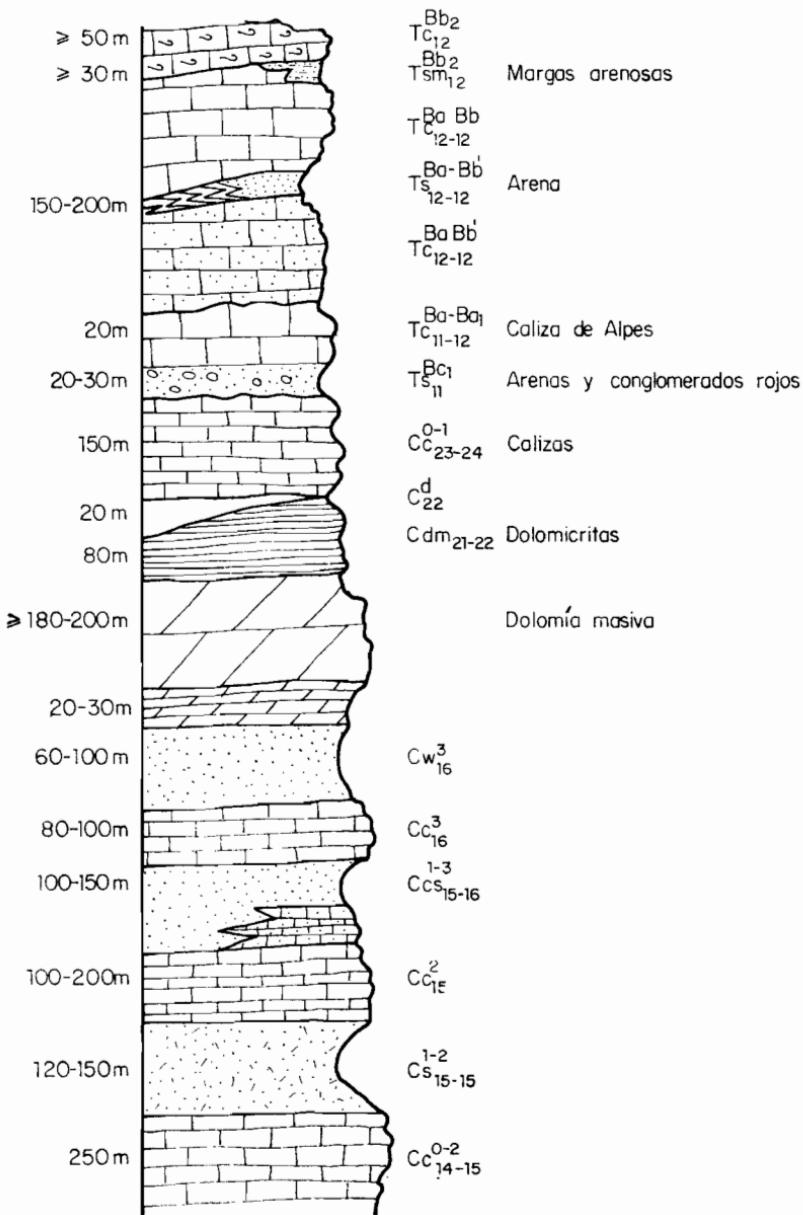
- «Hard-ground» regional al techo de las dolomías del Dogger.
- Oxfordiense Superior ($\geq 10-30$ m.), calizas nodulosas con *Ammonites*, *Espangiarios*, *Equinodermos*, *Protoglobigerinas*, etc.
- Pasadas de margas finamente areniscosas con *Ammonites*, «ruptura sedimentaria» con la que se inicia el Kimmeridgiense Inferior.

Y ya aflorando, en Baños de Tus, el resto de este conjunto calizo margoso, constituido por 100 m. de calizas micríticas grises con trozos de cuarzo y margas azuladas, tramo más carbonatado hacia el techo, con raros *Ostrácodos*, *Lagénidos*, *Equinídos*, *Gasterópodos*, *Pseudocyclammina*.

Las «dolomías masivas del Malm» (Kimmeridgiense Medio), han sido también localizadas en Baños de Tus (FOURCADE et al 1977), y su extremo techo dolomítico en el río Zumeta, pocos kilómetros al Norte y Sur, respectivamente, de los límites de la Hoja de Yetas en su transversal oeste. En Baños de Tus viene constituido por 50 m. de dolomías grises azuladas y masivas con un lentejón (dolomitización secundaria) de calizas grises de textura micrítica y cristales de dolomita en la parte media-superior de la serie.

De otra parte, el «Conjunto carbonatado superior del Malm» (Kimmerid-

ZONA SW (RIO ZUMETA - CALAR DE LAS PILILLAS)



glense Medio-Portlandiense-Valanginiense Inferior), ha sido también caracterizado en el mismo afloramiento de Baños de Tus y en el río Zumeta, con características algo diferentes. Al respecto de esta última formación litológica queremos llamar expresamente la atención sobre un hecho que viene pasando desapercibido: la avalancha de terrígenos silíceos de edad intraportlandiense en todas las series mesozoicas de la Península Ibérica, también está presente en el Prebético donde, cuando ha podido ser datada con microfauna, tiene una edad también intraportlandiense. Se trata de una «ruptura sedimentaria» intraportlandiense (*). A escala del Prebético, esta pasada arenosa es a veces un verdadero conglomerado o microconglomerado silíceo («serie de La Melera», L. JEREZ, 1973), y lo más frecuente es que se manifieste simplemente por una pasada de calizas arenosas y areniscas silíceas, como en el caso presente.

En Baños de Tus (al norte del área estudiada) la serie de este «conjunto carbonatado superior del Malm» es como sigue:

- a) 50 m. de calizas que comprenden el Kimmeridgiense Medio, Kimmeridgiense Superior y parte del Portlandiense (donde se ha podido datar solamente el Kimmeridgiense por la presencia de *Alveosepta jaccardi* en la mitad inferior del conjunto). Otros autores (FOURCADE et al, 1977) no hacen pasar ésta (serie) del Kimmeridgiense Superior, pero por los datos regionales comparativos antes apuntados, nosotros lo hacemos llegar hasta el Portlandiense (intraportlandiense). Se trata de intramictitas, intraesparitas, biomicritas, bioesparitas y en los 20 m. superiores también oomicritas. Los 25 metros de base han dado (FOURCADE et al, 1977) *Alveosepta jaccardi* SCHRODT, *Kornubia palastiniensis* HENSON, *Nautiloculina oolitica* MOHLER, *Kilianina cf. rahonensis* FOURY, Algas: *clypeina jurassica* FAVRE, *Salpingoporella annulata* CARAZZI, *Likanella*, *Heteroporella fourcadei* JAFFREZO y BENEST, y *Campbelbiella striata* CAROZZI. Las capas inferiores contienen rara microfauna de *Feurtillia frequens* MAYNC, *Nautiloculina* sp., *Neotrocholina* sp., algunos *Millolidos* y numerosos fragmentos de *Gasterópodos*, *Lamelibranquios*, *Briozos*, *Equinodermos*, *Serpulas* y *Políperos*, así como *Lithocodium aggregatum* ELLIOT, *Ethelia alba* PFENDER.
- b) 10 m. de calizas arenosas silíceas con la misma biofacies que las capas superiores del término anterior, que atribuimos a la «ruptura sedimentaria» intraportlandiense, por las consideraciones regionales antedichas.
- c) 10-20 m. de calizas bioclásticas con numerosos restos de *Equinodermos* y *Briozos* y al techo una costra ferruginosa («hard-ground») equivalente

(*) Concepto que viene siendo desarrollado por nuestro compañero ALBERTO GARRIDO (HISPANOIL) y que hemos comprobado, entre otros casos, que funciona perfectamente en las Cordilleras Béticas e Ibérica.

a la «ruptura sedimentaria» intravalanginiense, también presente a escala regional. Es decir, aunque aquí no ha sido datado con tanta exactitud, por comparación regional este término superior comprendería la parte superior del Portlandiense y la inferior del Valanginiense Inferior.

En el río Zumeta (al sur del área estudiada) se distinguen sobre las dolomías del Kimmeridgiense Medio los siguientes términos: *a)* 30 m. de margas amarillas; 10 m. de calizas micríticas y biomicríticas e intercalaciones de margas lignitíferas con *Feurtilia frequens* MAYNC, *Trocholina alpina* LEUPOLD, *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Pseudocyclammina* sp. y *Salpingoporella annulata* CAROZZI; 10 m. de margas amarillentas. Este conjunto litológico se extendería desde el Kimmeridgiense Medio, comprendiendo el Kimmeridgiense Superior y parte del Portlandiense; *b)* 40 m. de micritas, margas grises y dolomicritas areniscosas y areniscas con *Pseudocyclammina lituus* YOKOHAMA, *Trocholina alpina* LEUPOLD, *Feurtilia frequens* y *Nautiloculina oolithica* MOHLER, conjunto intrapartlandiense-Valanginiense Inferior; *c)* 20 m. de calizas masivas con *Trocholina alpina* LEUPOLD, *Pseudocyclammina lituus* YOKOHAMA y *Nautiloculina oolithica* MOHLER, conjunto Valanginiense Inferior.

2.2 CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS DEL CRETACICO INFERIOR

2.2.1 Kimmeridgiense Superior-Neocomiense-Barremiense ($J_{32}-C_{14}$)

En varios puntos de la zona occidental de la Hoja de Yetas la serie del Cretácico Inferior se inicia con una formación de calizas y margas que se compone de unos 20-30 m. de margocalizas y/o margas, además de calizas grises y generalmente micríticas, donde no llega aflorar el muro de este tramo. En las series más septentrionales del «marco citrabético» es infrecuente la fauna característica y el Neocomiense no viene definido como pelágico, por lo que este tramo litológico puede incluir el paso entre el Kimmeridgiense-Portlandiense-Neocomiense y Barremiense. No obstante, opinamos que la mayor parte de esta formación pudiera ser Barremiense.

En la zona de estudio no aflora el muro, apreciándose unos 50-60 m. de calizas micríticas y biomicríticas y margas en bancos gruesos de este tramo, que en el río Segura han librado *Ostrácodos*, *Ophthalmididos*, *Valvulinidos*, *espículas*, *Equinídos*, *Gasterópodos*, *Lamelibranquios*, *Acicularia* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Trocholina* sp., *Trocholina* gr. *alpina-elongata*, *Nautiloculina* sp., *Everticyclammina* sp., *Lituola* sp., *Miliólidos*, *Macroporella* sp., *Salpingoporella* sp., *Haplofragmoides* sp., *Glomospira* sp., *Choffatella* sp., *Oncolitos* y *Cayeuxia* sp. (Muestras GT-HR-102 y 107).

En la Sierra de la Muela, al Este-Sureste, y en las transversales más orientales del Prebético interno en Alicante (S.^a de la Oliva) de parte de este tramo se diferenciaría un Neocomiense s. lato que se compone allí de margas areniscosas ricas en *Ammonites* y margocalizas hacia el techo.

En las transversales occidentales de la S.^a de Cazorla, margas ricas en pisolitos ferruginosos y escasos *Ammonites*. En S.^a Larga y S.^a de Salinas (provincias de Murcia-Albacete) en la transición al Prebético externo, el Neocomiense se integra en la facies «Weald» siendo inseparable de las areniscas y arcillas versicolores que alternan con las calizas arenosas barremienses.

2.2.2 Barremiense-Aptiense Inferior

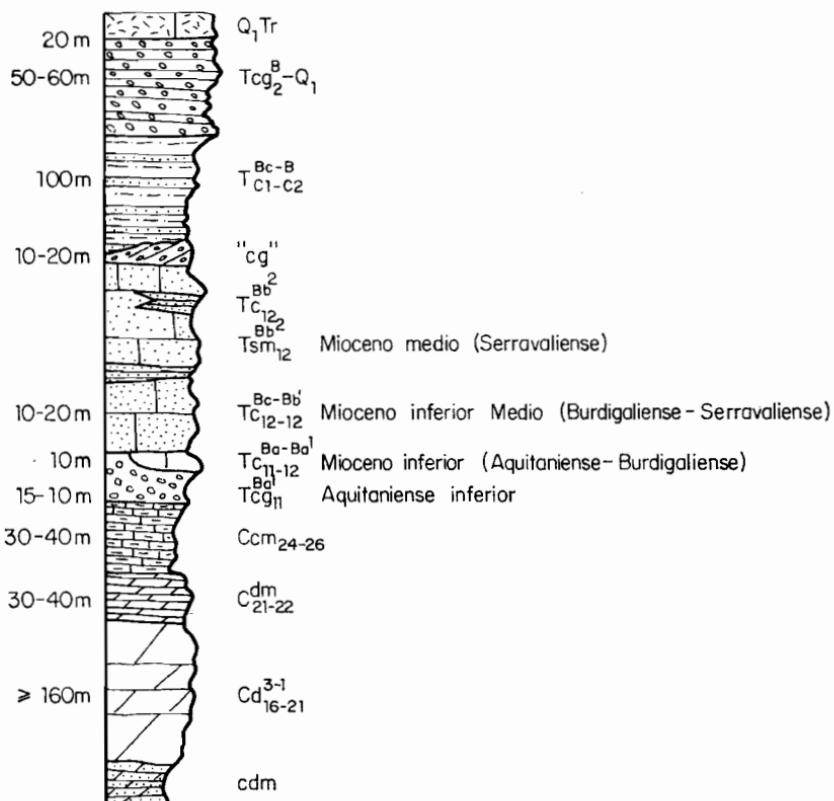
Sobre las margocalizas y margas neocomienses, el conjunto litológico Barremiense-Aptiense viene caracterizado por tres formaciones alternativamente más carbonatadas o más terrígenas, que de muro a techo son las siguientes: (Cc_{14-15}^{0-2}) fundamentalmente carbonatada; (Cs_{15-15}^{1-2}) casi exclusivamente terrígena silicea, y (Cc_{15}^2) de nuevo esencialmente caliza.

A) (Cc_{14-15}^{0-2}) Barremiense-Bedouliense

Formación fundamentalmente carbonatada, constituida generalmente por calizas y dolomías, y en menor proporción intercalaciones de margas, arenas y areniscas, estas últimas sobre todo hacia la base de la serie. Esta formación se caracteriza bioestratigráficamente y a escala regional por el «debut» de los *Orbitolinopsis* y sobre todo de formas como *Neotrocholina friburgensis* (GUILLAUME y REICHEL) del Barremiense. La presencia de *Choffatella decipiens* (SCLUMBERGER) indica que no hemos sobrepasado el Aptiense Inferior.

- En el río Zumeta está constituida por 100-200 m. dolomías masivas y calizas, donde no ha podido ser bien caracterizado por microfacies debido obviamente al proceso de dolomitización.
- En el río Segura, unos kilómetros aguas abajo de la confluencia del río Zumeta, esta formación está constituida por calizas más estratificadas hacia la base y con algunas intercalaciones de margas grises. Las calizas con textura de micritas, biomicritas, algunas recristalizadas y dolomitizadas, han librado: *Briozoos*, *Equinidos*, *Lamelibranquios*, *Miliólidos*, *Gasterópodos*, *Pseudoactinoporella fragilis* CONRAD, *Trocholina* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Valvulinidos*, *Ophthalmididos*, *Evertycyclammina greigi*, *Orbitolinopsis* sp., *Pseudocyclammina hedbergii* MAYNC, *Choffatella decipiens* SHLUMBERGER, *Acicularia* sp., *Pseudocyclammina* cf. *lituus*, *Sabaudia minuta* HOFKER, *Lenticulina* sp., *Actinoporella* sp., *Pseudotextulariella* sp., *Macroporella* sp., *Salpingoporella* sp., *Cayeuxia* sp., *Likanella* sp., *Debarina* sp., *Cylindroporella* sp., *Pianella* sp., *Nautiloculina* sp., *Ostrácodos*, etc...

Entre estas formas, *Sabaudia minuta* HOFKER nos indica el Barremiense-



Aptiense, pero la presencia de Choffatella decipiens (SHLUMBERGER) nos indica que no hemos subido más arriba del Bedouliense.

- c) En el sector Noroeste de esta zona de estudio la serie está constituida, como en Arguelite, en el límite de las Hojas de Yeste y Yetas de Abajo, donde esta formación no está dolomitizada y se compone (FOURCADE et al, 1977) de más de 200 m. de calizas finas con Algas, micritas y rara vez biointrasparitas, entre las que se intercalan algunos niveles de Charáceas. Entre las numerosas Algas: *Salpingoporella muehlbergii* LORENZ, *Cylindroporella benizarensis* FOURCADE; JEREZ; RODRIGUEZ ESTRELLA y JAFFREZO, *Pseudoactinoporella fragilis* CONRAD, *Permo-calculus* sp., y *Boueina* sp. Los Foraminíferos son escasos y sólo encontramos *Sabaudia minuta* HOFKER que indica Barremiense-Aptiense y

Choffatella decipiens SCHLUMBERGER que nos indica, como en el caso anterior, que no hemos sobrepasado el Bedouliense. La parte inferior de esta formación en el Noroeste de la zona estudiada aflora bien en Baños de Tus, donde sobre las margocalizas y margas neocomienses vienen los términos de esta formación con 25 m. de calizas, micritas y calizas trufadas en bancos delgados, seguidas de 25 m. de bancos gruesos de calizas de *Oncolitos* en la base y trufadas el resto, y finalmente más de 25 m. de calizas bioesparíticas e intrasparíticas con *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER, *Sabaudia minuta* HOFKER, *Orbitolinopsis praesimplex* SCHROEDER, *Orbitolinopsis Kiliani* PREVER, *Orbitolinopsis buccifer* ARNAUD y THIEULOY, *Debarina* sp., *Cylindroporella* sp., *Paracoskinolina* sp., *Neotrocholina* sp., *Permocalculus* sp., *Boueina* sp. etcétera...

- d) Al noreste de la Hoja de Yetas la formación carbonatada Barremiense-Aptiense Inferior no aflora bien, pero sí en sus proximidades, unos 5 km. al norte de Yeste, donde cuenta con unos 400 metros de espesor, de los cuales los 150 metros basales están fundamentalmente constituidos por terrágenos silíceos: 90 m. arenas, areniscas, arcillas rojas, esporádicos niveles de micritas y oomicritas areniscosas con *Cylindroporella benizarensis* FOURCADE, JEREZ, RODRIGUEZ ESTRELLA y JAFFREZO, *Sabaudia minuta* HOFKER, *Miliólidos* y *Gasterópodos*; 15 m. de calizas débilmente arenosas, intramicríticas y biomicríticas con *Orbitolinas*, *Miliólidos*, *Pseudocyclammina hedbergi* MAYNC, *Sabaudia minuta* HOFKER, «*Orbitolinopsis*» *praesimplex* SCHROEDER, y *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER; 50 m. de arenas amarillas. Por el contrario, los 250 m. superiores son, esencialmente, calizas, micritas y biomicritas aún con pasadas de arenas, margas en la mitad inferior, donde se reconocen *Iraquia simplex* HENSON, *Sabaudia minuta* HOFKER, *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER, *Pseudocyclammina hedbergi* MAYNC, *Permocalculus* sp., *Cylindroporella* sp., *Boueina* sp., *Pseudoactinoporella* sp., *Salpingoporella muhlbergii* LORENZ, niveles de *Charáceas* y *Ostrácodos*, «*Orbitolinopsis*» *praesimplex* SCHROEDER.
- e) En el centro oriental de la Hoja de Yetas, en Sege, afloran algo más de 200 metros de esta formación donde ha sido descrita con antelación y suficiente detalle la serie siguiente (FOURCADE et al, 1977).
- 20 m. de margas arenosas, con cuatro niveles de calizas areniscosas a veces oncolíticas, frecuentemente biointrasparitas que sólo han librado *Neotrocholinas*, *Briozoos*, *Poliperios*, *Equinodermos* y *Gasterópodos*.
 - 40 m. de areniscas dolomíticas y dolomías arenosas, rojizas en superficie.
 - 20 m. de dolomías masivas ocres, estratificadas al techo.

- 15 m. de calizas micríticas, frecuentemente areniscosas, ricas en girogonitos de *Charáceas* asociadas a *Ostrácodos* y *Verneuilíldos*.
- 15 m. de areniscas con estratificación cruzada y cantes rodados de cuarcita con un nivel de caliza micrítica.

Hasta aquí la mitad inferior de la serie, como se ve, es fundamentalmente arenisca y en menor proporción carbonatada, al contrario que la mitad superior que sigue, con:

- 25 m. de micritas grises a veces con laminaciones, con *Charáceas* en la base, *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER, *Miliólidos*, *Spiroplectamminoides scarcellai* de CASTRO.
- 3 m. de calizas micríticas con girogonitos y tallos de *Charáceas*, *Miliólidos* y margas.
- 22 m. de calizas sublitográficas con un nivel rico en Ostreas, micritas y biomicritas con Algas: *Salpingoporella muehlbergii* LORENZ, *Permocalculus* sp., *Boueina* sp., *Cylindroporella* sp. y Foraminíferos: *Sabaudia minuta* HOFKER, *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER, *Orbitolinopsis kiliani* PREVER, *Miliólidos* y Gasterópodos.
- 60 m. de calizas gravelosas con *Orbitolinídos*, intramicritas y biointrasparitas con *Orbitolinopsis buccifer* ARNAUD y THIEUZOY, «*Orbitolinopsis praesimplex* SCHROEDER, *Parakoskinolina sunnilandensis elongata* MOULLADE, *Sabaudia minuta* HOFKER, *Miliólidos* y algunas *Dasycladáceas*, entre ellas *Salpingoporella muehlbergii* LORENZ, *Permocalculus* sp. y *Cylindroporella* sp.

B) (Cs₁₅₋₁₅¹⁻²) *Bedouliense-Gargasiense*

Formación esencialmente constituida por terrígenos silíceos y ocasionalmente alguna pasada carbonatada, que atribuimos al Bedouliense-Gargasiense por estar situada entre las dos formaciones carbonatadas de techo y muro, la primera de las cuales no sobrepasa el Aptiense Inferior y la segunda se inicia en el Gargasiense siempre que por biofacies ha podido ser caracterizada su base en el dominio Prebético.

Esta avalancha repentina de terrígenos sobre la formación esencialmente carbonatada anterior, representa una «*ruptura sedimentaria*» intraaptiense, de envergadura no sólo regional sino también peninsular. En la zona estudiada y en sus inmediaciones esta formación terrígena viene constituida por las siguientes series tipo:

- a) En el río Zumeta, 90-100 m. de arenas, areniscas oscuras y areniscas ferruginosas con cantes rodados de cuarcita en pequeños bancos a la base de las areniscas ferruginosas y margas arenosas, conjunto terrígeno silíceo que únicamente hacia el tercio inferior presenta una pasada

- de 2 m. de calizas micríticas que han librado *Sabaudia minuta* HOFKER, *Miliólidos* y *Pseudocyclammina* sp.
- b) En el río Segura, unos kilómetros aguas abajo de la confluencia del río Zumeta, este tramo cuenta con un espesor de 60-80 metros, que aunque parcialmente recubierto se observan bien las arenas amarillas y areniscas pardoamarillentas, sobre las calizas de la formación subyacente y bajo las dolomías del muro de la formación carbonatada superior. Las muestras carbonatadas estudiadas al microscopio (HR-119 a 123), resultan calizas dolomíticas arenosas sin restos fósiles, o bien calizas arenosas ferruginosas (HR-123) con *Orbitolinidos*, *Miliólidos*, *Ophthalmididos* y *Lenticulina* sp.
- c) En el sector Noroeste, esta formación viene constituida por unas decenas de metros de arenas blancas y margas sabulosas rojas y verdes, donde no hemos localizado ninguna pasada carbonatada con fauna característica.
- d) En el sector Noreste, ya en las inmediaciones septentrionales de Yeste, próximo a esta Hoja, esta formación se compone de unos 30 metros de margas areniscosas y arenas silíceas versicolores, únicamente con un nivel de caliza biomicrítica con Algas: *Permocalculus* sp., *Cylindroporella* sp., *Boueina* sp., *Salpingoporella muehlbergii* LORENZ.
- e) En la zona de Sege, en el centro oriental de la Hoja de Yetas, la misma formación terrígena silícea se compone de 25 m. de arenas silíceas situadas estratigráficamente sobre la formación carbonatada anteriormente descrita (Cc_{14-15}^{0-2}) (geométricamente debajo por encontrarse la serie invertida); no ha podido ser caracterizada por biofacies, pero sí por su posición estratigráfica relativa.

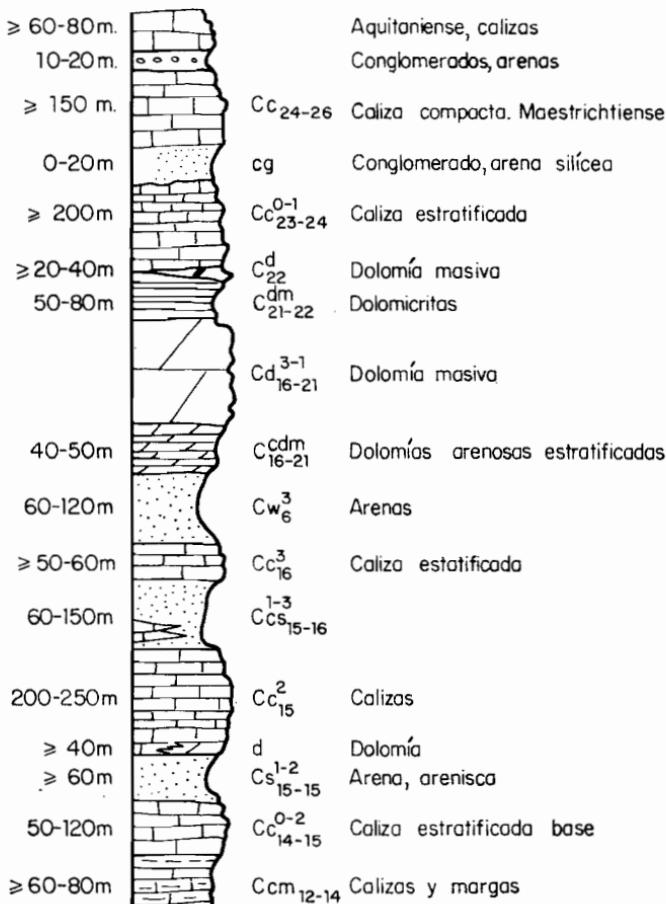
C) (Cc_{15}^2) *Gargasiense* (*Aptiense Medio-Superior*)

De nuevo sobre la formación terrígena silícea anterior viene una nueva formación esencialmente carbonatada a escala regional, bien y fácilmente caracterizable cuando cuenta con gran espesor y es muestreada densamente, y más difícil de poner de manifiesto en aquellas series septentrionales del Prebético interno, donde se presenta como una simple pasada carbonatada de sólo unos metros de espesor intercalada entre los terrígenos silíceos de la formación anterior y la siguiente de forma que puede pasar desapercibida. En esta Hoja de Yetas y en sus inmediaciones, esta formación carbonatada cuenta con las siguientes series tipo:

- a) En el río Zumeta y Sector Suroeste de la Hoja de Yetas, 100-180 m. de calizas en bancos con *Rudistas*, ricas en *Orbitolinas* y con intercalaciones de margas grises. Las calizas, micritas y biomicritas son ricas en *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) gr. *texana* ROEMER, que debutó en el Aptense Superior, y *Simplorbitolina* gr. *manasi* CIRY y RAT, forma marcadora del

COLUMNAS GRAFICAS

ZONA NW (VERTICE MENTIRAS- ARROYO DE LOS HUECOS)



límite Aptense-Albense; *Orbitolina (Mesorbitolina)* sp. A. FOURCADE y RADULT, O. (*Mesorbitolina*) gr. *subconcava* LEYMERIE in SCHROEDER, y *Hensonina* sp. Son escasas las *Dasycladáceas*, *Permocalculus* sp., *Boueina* sp., y *Lithocodium* sp.

- b) En la parte noroeste de la Hoja de Yetas cuenta con unos 110 m. de espesor. Sobre los 15 m. inferiores intercala un tramo de unos 30 m., parcialmente recubierto, con afloramientos locales de arenas y areniscas, que corresponde a una pasada de terrígenos entre los carbonatos dominantes. El resto de la serie se compone de calizas y margas. Las calizas de base, micritas, contienen ya *Orbitolina (Mes.) texana* ROEMER, que debutó en el Gargasiense al tiempo que desaparece, como ocurre realmente, *Choffatella decipiens*, SCHLUMBERGER. Contienen, además, *Rudistas*, *Miliólidos*, pasadas con *Charáceas*, y *Sabaudia minuta* HOFKER. Sobre las arenas antes referidas, 20 m. de calizas micríticas y margas; 20 m. de biomicritas en bancos, con *Rudistas*, *Gasterópodos*, escasas *Orbitolinas*, *Sabaudia minuta* HOFKER y *Miliólidos*; finalmente, 30-40 m. de calizas biomicríticas y margas grises alternantes, con *Miliólidos*, *Orbitolinas* y *Gasterópodos*.
- c) En las proximidades del sector noreste de la Hoja de Yetas de Abajo, justo en las inmediaciones al norte de Yeste (FOURCADE et al, 1977), describen en el tramo «g» de su escrito: 150 m. de un conjunto fundamentalmente arenoso con dos pasadas carbonatadas, una superior con *Sérvulas* que nosotros interpretamos como la pasada carbonatada intraalbiense superior, y en la columna gráfica de dicha publicación, unas areniscas calcáreas o calizas arenosas que interpretamos como la formación carbonatada superior del Aptiense; lo que no resulta una interpretación muy arriesgada si se tiene en cuenta que poco más al Sur, en Sege, una pasada caliza similar, de situación estratigráfica comparable a ésta y con sólo cinco metros de espesor, puede ser bien datada como Aptiense Superior, como se explica a continuación.
- d) En Sege, efectivamente, estratigráficamente sobre los terrígenos intraaptienses (Cc_{15-15}^{1-2}) que FOURCADE et al (1977) describen como tramo «f» (geométricamente debajo por inversión de la serie), el tramo «g» es descrito como sigue: 5 m. de calizas grises micríticas con *Pseudotoucasia* y *Orbitolina (Mesorbitolina)* sp. A. FOURCADE y RAOULT, que parece en el Aptiense Superior, como intercalaciones de margas ocres y dos niveles arenosos intercalados en el techo. Por su posición estratigráfica y demás similitudes, el tramo descrito antes al norte de Yeste es semejante al aquí descrito y bien datado. Así pues, ambos representan la formación carbonatada superior del Aptiense muy reducida de espesor en estas latitudes tan septentrionales del Prebético interno.

2.2.3 Aptiense Superior-Albiense

Al final del Gargasiense, pudiéramos decir que indefinido entre el Aptiense Superior y el «finiaptiense», sobreviene una nueva «ruptura sedimentaria» caracterizada por una nueva y fortísima avalancha de terrígenos silíceos,

ocasionalmente con algunas pasadas más calcáreas hacia la base. Esta imponente descarga terrígena en facies continental litológicamente afín a la «facies Utrillas» es interrumpida, capas arriba, por otra pasada carbonatada francamente marina y generalmente compuesta de calizas estratificadas, a nivel del Albiense Superior, y de una constancia regional enorme. En las series más septentrionales esta pasada marina se dolomitiza a veces y también reduce de espesor, pero en cualquier caso generalmente está representada de alguna forma siquiera exigua en todo el Prebético interno. Sin duda esta pasada carbonatada albiense desaparece junto con todas las demás formaciones carbonatadas del Cretácico Inferior hacia el Prebético externo, donde por esta razón, lo que se viene denominando allí Albiense en «facies Utrillas» sería en realidad el conjunto indiferenciado del Cretácico Inferior de facies que debe denominarse, pues, «Weald-Utrillas», resultante de la desaparición lenticular de todos los carbonatos del Cretácico Inferior hacia la línea de costa que bordeaba la Meseta.

Así, en el Prebético interno, entre el Aptiense Superior y el Albiense destacamos la presencia de tres formaciones: Aptiense Superior-Albiense Medio (Ccs_{15-16}^{2-3}), formación fundamentalmente terrígena, con algunas pasadas lenticulares y ocasionales calizo-arenosas; Albiense Superior (Cc_{16}^3), formación esencialmente carbonatada; Albiense Superior (Cw_{16}^3), formación exclusivamente terrígena, continental y silícea, en «facies Utrillas».

A) $[Ccs_{15-16}^{2-3}]$ Aptiense Superior (Finiaptiense)-Albiense Medio

Esta formación, casi exclusivamente terrígena, se data solamente por su posición estratigráfica relativa. Se distinguen las siguientes series en la zona de estudio:

- a) En el sector Suroeste, río Zumeta, 150 m. de arenas ocres y areniscas ferruginosas, arenas blancas y también dos o tres niveles de calizas micríticas areniscosas con *Orbitolinas* y *Rudistas*.
- b) En la zona Norte, al norte del río Segura y hacia el límite con la Hoja de Yeste, 50-80 m. de margas versicolores, arenas y areniscas blancas y amarillentas, facies similar a la de Utrillas.
- c) En Sege, sobre la última pasada carbonatada del Aptiense Superior, vienen 160 m. de arenas con pasadas calcáreo areniscosas, que deben corresponder al Albiense Superior. En este caso no se puede precisar bien el límite superior de esta formación, al no estar caracterizada por biofacies la pasada marina que atribuimos al Albiense Superior.

En resumen, únicamente al Oeste y Noroeste de la Hoja de Yeste se puede caracterizar estratigráficamente y delimitar bien las tres formaciones existentes entre el Aptiense Superior (finiaptiense) y el Albiense.

B) (Cc_{16}^3) *Albiense Superior marino*

Formación carbonatada marina, pasada marina de constancia regional y generalmente peninsular entre los terrígenos continentales del Albiense, en la que dentro de la Hoja de Yetas de Abajo se distinguen las series siguientes:

- a) En el sector Suroeste, río Zumeta, 50-70 m. de calizas micríticas beige y ocres con margas intercaladas, con *Orbitolinidos*, y *Neorbitolinopsis conulus* DOUVILLE, que caracteriza al Albiense Superior; *Hensonina lenticularis* HENSON, *Marinella lugeoni* PFENDER, *Serpulas* y *Briozoarios*.
- b) Al norte del río Segura, sector Noroeste de la Hoja de Yetas, 50 m. de calizas biomicríticas beige o grises o margas grises, con *Orbitolinas*, *Rudistas*, *Gasterópodos*, *Miliólidos* y *Sabaudia minuta* HOFKER. Aunque esta biofacies no caracteriza al Albiense Superior, se trata de la misma formación de la serie anterior por situación estratigráfica.
- c) En Sege esta formación carbonatada Albiense Superior no está caracterizada según hemos visto anteriormente, pero sin embargo muy probablemente estaría allí representada en las pasadas calcáreo-areniscosas o areniscas calcáreas hacia el tercio medio de la serie terrígena silícea, con la que culmina el Cretácico Inferior.
- d) En el corte que hemos realizado junto al C.º forestal de Yeste y próximo al recodo en ángulo recto del río Segura (aguas abajo), esta formación cuenta con 40 metros de calizas y calizas margosas propias de ambiente marino restringido, biomicritas, que han dado la siguiente biofacies: *Salpingoporella dinárica*, *Sabaudia minuta*, *Cayeuxia cf. atanaussi*, *Lame-libranquios*, *Gasterópodos*, *Ostrácodos*, *Cuneolina* sp., *Serpúlidos*, *Textularídios*, *Miliólidos*, *Acicularia* sp., *Lagénidos*, *Neomeris* sp., *Evertycyclamina* sp., *Valvulinídios*, *Equinodermos*, *Algas*, *Pseudocymopolia* sp., *Charáceas*, *Ophthalmididos*, *Cayeuxia cf. atanaussi*, *Glomospira* sp., *Cylindroporella* sp., *Permocalculus* sp., etc. En este corte no hemos podido localizar *Neorbitolinopsis conulus*, que caracterizaría esta formación como Albiense Superior.

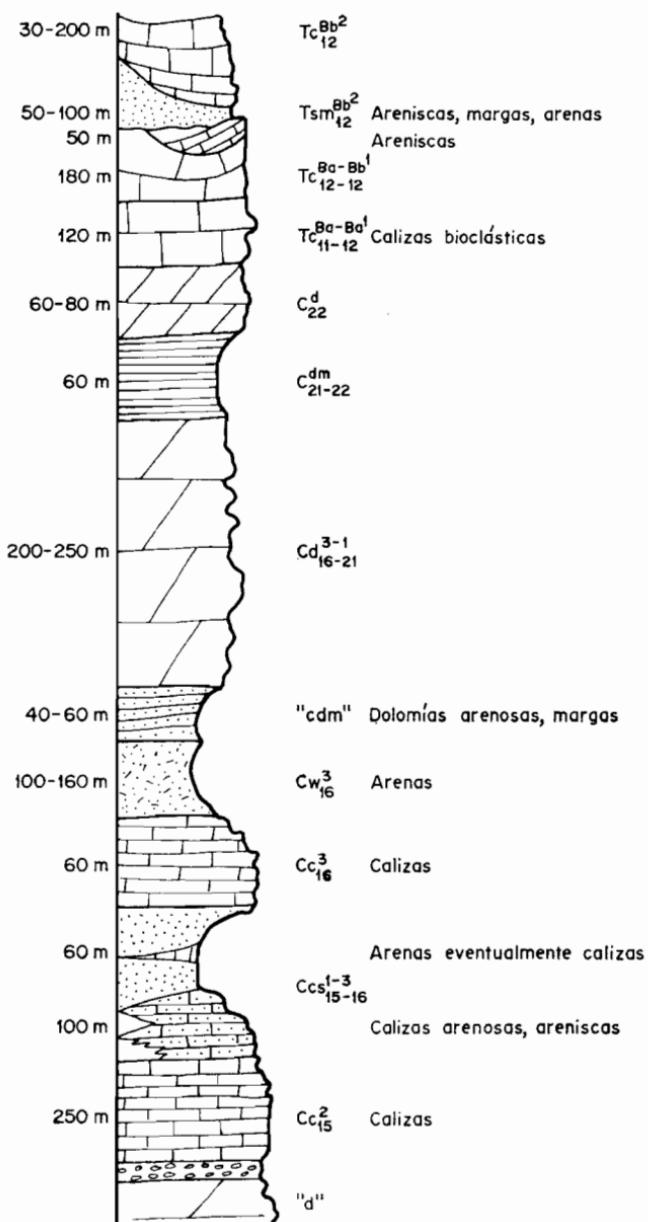
C) (Cw_{16}^3) *Albiense Superior continental o «Facies Utrillas» s. str.*

Se compone de gravas de cuarzo y cuarcita; arenas silíceas y feldespáticas blancas, rojas, verdes, amarillentas; arcillas y limolitas igualmente ver-sicolores. La formación es totalmente azoica y se dispone generalmente sobre la barra carbonatada marina del episodio anterior.

2.2.4 TRANSICION ALBIENSE SUPERIOR-CENOMANIENSE INFERIOR ($Ccdm_{16-21}^{3-1}$)

La transición Albiense Superior-Cenomaniense Inferior consiste regional-

ZONA CENTRO NORTE (YETAS-RIO SEGURA-MUELA DE PAULES)



mente en un tramo carbonatado muy estratificado a la base de las dolomías masivas cenomanienses. Frecuentemente esta formación está dolomitizada, pero en Socovos (L. JEREZ, 1973) ha sido bien caracterizada, en 80 m. de calizas estratificadas parcialmente dolomíticas, la biozona con *Neoiraqia* n. sp. del Vraconiense, con la asociación: *Trocholina lenticularis* HENSON, *Hedbergella washitensis* CARSEY, *Neoiraqia* cf. *convexa* DANIOVA, *Neoiraqia* n. sp. *Orbitolina* gr. *concava* LAMARCK y *Marinella lugeoni* PFENDER. Esta biozona (definida por FOURCADE, 1970) fue señalada por A. FOUCault (1971, p. 272-275) por debajo del Vraconiense con *Mortoniceras* aff. *inflatum* (SOW) y *Mortoniceras* sp. *fissicostatum* SPATH.

En la zona de estudio se presentan dos facies algo diferentes:

- a) «*Facies dolomíticas arenosas*», constituida por un tramo de espesor variable entre 25-60 metros de dolomías muy bien estratificadas, al muro de las dolomías masivas cenomanienses, generalmente arenosas silíceas y con algunos niveles intercalados de arenas amarillentas en su parte inferior. Con cierta frecuencia se observan «sombras» y moldes de *Orbitolinas* grandes.
- b) «*Facies calizo dolomítica-margosa*», en Yetas de Abajo, y hacia el Sur y Suroeste en la Hoja de Nerpio, la litología cambia a una alternancia de calizas, calizas dolomíticas y margas que también han librado *Orbitolinas*, grandes, placas de *Equinidos* dolomitizadas, sombras de *Moluscos*, *Ophthalmididos*, *Textuláridos*, *Lamelibranquios*.

2.3 CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS DEL CRETACICO SUPERIOR

2.3.1 CENOMANIENSE-TURONIENSE

En la transversal de Alicante, donde aflora más completo el Prebético interno, se observa cómo el Cenomaniense-Turoniano constituye siempre un complejo dolomítico en el ramal más septentrional del «*surco norcitarrético*» (Prebético interno), mientras en su parte axial dicho conjunto pasa a calizas masivas neríticas y en parte aún dolomías, desapareciendo ya la dolomitización hacia el ramal sur del mismo surco con calizas masivas neríticas y apareciendo ya en parte la influencia pelágica, pues junto a las *Praealveolinás* y *Bonefacardiella conoidea* coexisten allí en el Cenomaniense los *Radiolarios*, *Pithonellas* y *Hedbergellas*. El referido paso de las dolomías a calizas se observa no sólo en las transversales más orientales de Alicante, sino también en las más occidentales de Cazorla-Huéscar, concretamente en San Clemente de Huéscar y al norte de la S.^a de la Sagra.

En la parte Noroeste y Norte de la zona de estudio, el complejo dolomítico consta como en la vecina Hoja de Yeste de tres «miembros»: dolomías masivas al muro, dolomías estratificadas y, de nuevo al techo, dolomías masivas. En la parte Sur, Este y Sureste, al igual que en las vecinas Hojas

de Moratalla y Elche de la Sierra, esta «trilogía dolomítica» se reduce a los miembros, el basal y el intermedio, faltando al menos aparentemente las dolomías masivas superiores que pudieran haber reducido su espesor hasta confundirse como un simple nivel más del techo de la serie de dolomías estratificadas del miembro medio.

- A) (Cd_{21}^1) *Cenomaniense*, constituido por una formación de unos 180 a 220 metros, de espesor de dolomías masivas o en bancos por lo general muy gruesos, de grano medio. Estas dolomías, generalmente azoicas, suelen contener aún en su base «sombras» de grandes *Orbitolinas*. En la vecina Hoja de Orcera (LOPEZ GARRIDO, 1971-1975) ha reconocido entre éstas *Orbitolina concava* LAMARCK y *Neoiraqia*. La potencia de este tramo aumenta en la Hoja de Yetas progresivamente de NNO a SSE.
- B) (Cdm_{21-22}^{2-0}) *Cenomaniense-Turoniense*, episodio cronoestratigráfico al que atribuimos la formación de dolomicritas de posición media en la «trilogía dolomítica». Al contrario que el tramo anterior, éste disminuye de potencia de 75-80 m. al NNO a 30-40 m. al SSE. Las dolomicritas están muy bien estratificadas y contienen generalmente restos de fósiles banales, apenas reconocibles, de *Ostrácodos*, pequeños *Discórbidos*, *Ophthalmididos*, *Gasterópodos*, *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp., etc. Esta atribución se hace, pues, por estratigrafía relativa y es aceptada de un modo convencional.
- C) (C_{22}^d) *Turoniense*, dolomías masivas del techo de la formación dolomítica, también generalmente azoicas, a veces con «sombras» de intraclastos fósiles y de grano medio, cuya potencia oscila entre 0-40 metros.

2.3.2 SENONIENSE MARINO LAGUNAL

Sus afloramientos ocupan el sector oeste y noroeste de la Hoja de Yetas. Se compone de una potentísima secuencia caliza de más de 375-400 m. de espesor, en facies marino lagunal, que disminuye hacia el Sur de forma rápida, hasta desaparecer precisamente en una zona de umbral que cruza la Hoja de Yetas de Abajo de SO a NE. Al sur de este umbral reaparece un Senoniense muy distinto al anterior e incompleto, mucho menos potente y en facies marcadamente pelágica coexistiendo aún parcialmente con fauna nerítica.

En el sector NO del vértice Mentiras constituye una monótona serie de calizas de grano generalmente fino, interrumpida hacia su parte media por una pasada de areniscas o conglomerados silíceos.

En las vecinas regiones del Prebético, Hoja de Calasparra (L. JEREZ et al, 1974) y de Jumilla (FOURCADE, 1970) estos niveles arenosos se reducen a

unas pasadas de calizas arenosas silíceas con frecuentes *Orbitoides*, por lo que esta ruptura sedimentaria puede ser intracampaniense, o intrasantoniense, pues la serie inferior no ha sido bien datada.

En la Hoja de Yetas de Abajo se distingue de muro a techo:

- A) (Cc_{23-24}^{0-1}) Coniaciense-Santoniense (o por el contrario Coniaciense-Campaniense?).

Serie marino lagunal de 200 m. o algo más en el sector del vértice Mentiras; 150 m. en el Calar de las Pilillas, al noroeste y suroeste del mismo de calizas de grano fino, micritas, intrabimicritas, bimicritas con algo de esparita, muy bien estratificadas, a veces caliza «trufada» o intramicritas con intraclastos negros; con oogonios de *Charáceas*, *Pythonella sphaerica* KAUFMANN, *Pythonella ovalis* KAUFMANN, *Gastérópodos*, restos de *Rudistas* y *radiolas*, *Equinodermos* y fragmentos de *Lamelibranquios*, *Ostrácodos*, *Miliólidos*, *Ophthalmididos*, *Rotáldidos*, *Nummofallotia* sp., *Textuláridos*, *Cuneolina* sp., *Heterohelix* sp., *Cibicides* sp.

- B) (Cc_{24-26}^C) Santoniense (o por el contrario Campaniense?) - Maestrichtiense.

Este tramo viene separado del anterior por unos metros y hasta más de 200 m. según los puntos de conglomerados de cantes muy rodados, de cuarzo y cuarcita con matriz arenosa silícea («cg» en la cartografía), que aunque con frecuencia recubiertos se delatan en un rellano eluvial entre las calizas y constituyen un buen nivel guía para separar cartográficamente ambas formaciones. Sobre el nivel detrítico anterior siguen algo más de 150 m. de calizas y, a unas decenas de metros sobre el muro de las mismas, viene una pasada caliza que contiene ya *Siderolites* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Pythonella sphaerica* KAUFMANN, *Pythonella ovalis* KAUFMANN, fragmentos de *Equinodermos* y *Lamelibranquios*, por lo que este episodio parece corresponder al Campaniense-Maestrichtiense. Las calizas en general son de grano fino y con la misma microfacies y textura que las del tramo subyacente.

2.3.3 SENONIENSE EN FACIES PELAGICA (Ccm_{24-26})

Al sureste y sur de la Hoja de Yetas, directamente sobre las dolomícritas cenomanienses-turonenses y faltando aquí su tramo dolomítico masivo superior, vienen unos 20-30 metros de calizas y calizas blancas margosas y beige y margas verde-amarillentas; estas últimas fundamentalmente presentes en dos niveles del orden de 1 m. o algo más, respectivamente, al muro y al techo. Siempre parece faltar en estas latitudes el Senonense In-

ferior, además del tramo superior del Turoniense, y hacia el Sur (S.^a del Zacatra) inclusive falta el Campaniense; se presentan así varios casos:

- a) Este tramo está muy recubierto hacia el oeste-suroeste de la Hoja de Yetas, en las zonas escarpadas bajo el Paleógeno, y aflora mejor al este-sureste, donde en sus series más septentrionales ha sido datada como Campaniense-Maestrichtiense en la S.^a de Angula (L. JEREZ, 1973) en calizas organógenas estratificadas en bancos delgados y con hasta un 10 por 100 de limo y arena fina con *Lepidorbitoides* sp., *Globotruncana lamellosa* SIGAL, *Globotruncana stuartiformis* (DALBIEZ), *Globotruncana arca* CUSHMAN, *Siderolites* sp., *Pithonella sphaerica* KAUFMANN, *P. ovalis*, KAUFMANN, *Hedbergella* sp., y fragmentos de *Equinodermos* y *Lame-libranquios*.
- b) Más al Sur, en el límite de las Hojas de Yetas de Abajo y Moratalla, en la S.^a de los Estepares (L. JEREZ, 1973) la serie aflora bien y es semejante a la anterior: 1 m. de margocalizas y margas, biomicritas arcillosas verde amarillentas, con *Equinocorix vulgaris* BREYN, *Inoceramus* sp., *Microcodium* sp., episodio que atribuimos convencionalmente al Santoniense; 20 m. de calizas organógenas de pátina arcillosa, bien estratificadas, textura biomícrica y biomicrerruditas, ligeramente arenosas y limosas silíceas, con *Siderolites* sp., *Siderolites calcitrapoides*, LAMARCK; Orbitoídidos, *Lepidorbitoides* sp., *Pithonella sphaerica* KAUFMANN; Miilióridos, *Rugoglobigerina* sp., *Equinodermos*, *Briozos*, *Melobesias* y *Lame-libranquios* e *Inoceramus* sp.; este episodio pertenece al Campaniense.
- c) Más al sur, aún tenemos una serie semejante en la S.^a de la Umbria de la Mata de la Hoja de Yetas de Abajo, junto en el límite con la de Moratalla (L. JEREZ, 1973) con: 3 m. de margas blanco-amarillas y verdosas, con tubos de *Algas*, *Equinocorys vulgarix* BREYN y restos de *Ammonites* (Santonense?); 6 m. de calizas «astilladas», biomicritas con pátina arcillosa, con *Equinodermos*, *Lagénidos*, *Rotalia* sp., *Pithonella ovalis* KAUFMANN, *Pithonella sphaerica* KAUFMANN, *Globotruncana ventricosa* WHITE, *Globotruncana stuartiformis* DALBIEZ, *Minouxia* sp., *Rugoglobigerina* sp., *Inoceramus* sp., y *Ammonites* mal conservados (Campaniense); siguen 25-30 m. de calizas, también «astillo-nodulosas» como las anteriores, biomicritas con *Globotruncana* ex. gr. *stuarti* LAPPARENT, *Globotruncana* aff. *bulloides*, VOGLER; *Globotruncana* aff. *elevata* BROTZEN, *Globotruncana* aff. *lamellosa* SIGAL, restos de *Equinodermos*, *Pithonella ovalis* KAUFMANN, *Pithonella sphaerica* KAUFMANN, Textuláridos, Arenáceos, *Heterohelix globulosa* EHREMBERG (Maestrichtiense); culmina la serie con 2 m. de margas verdes, meteorización amarillenta, con *Equinodermos*, *Gaudryna* aff. *navarroana* CUSHMANN, *Marssonella turris* (HERON-ALLEN y EARLAND), *Spiropectammina* aff. *excolata* CUSHMANN, *Gaudryna supracretácea* y *Gavelinella danica* (?) EGSMARR (Maestrichtiense).

- d) Más al Sur todavía, en la S.^a del Zacatí, también en el límite entre las Hojas de Yetas y Moratalla, pero dentro del área de la de Yetas (L. JEREZ, 1973), la serie es más incompleta faltando el Santoniense y el Campaniense, pero sin embargo con un Maestrichtiense muy bien caracterizado en 15 m. de calizas, margocalizas, y margas que se ordenan como sigue: 6 m. de biomicritas con *Globotruncana stuarti* LAPPARENT, *Globotruncana conica* WHITE, *Textuláridos*, *Rotalina cayeuxi* DE LAPPARENT, Arenáceos, *Planoglobulina*, *Lagénidos* y *Heterohelix globulosa* EHREMBERG; 4 m. de calizas más o menos arcillosas, con *Radiolarios*, *Equinodermos*, *Pythonella sphaerica* KAUFMANN, *P. ovalis* KAUFMANN, *Lagénidos*, *Globotruncana* sp. y *Heterohelix* sp.; un nivelito de margas arenosas según levigación; 8 m. de calizas y margas verdes con *Equinodermos*, *Anomalínidos*, *Lagénidos*, Arenáceos (*Navarella* sp.?), *Globotruncana* y *Textuláridos*.

Según se ha visto, en el Senoniense meridional de la Hoja de Yetas, como en la de Moratalla, coexisten las faunas pelágicas con las neríticas, abundando las primeras tanto más hacia el Sur. De otra parte este Senoniense no tiene aquí aún los tonos rojos asalmonados propios de la «facies flysch» tan característica del Subbético s. lato, sino que son capas blancas; aunque, no obstante, debemos recordar que en las facies meridionales del Prebético Interno, esto es, las del ramal sur de este «surco norcitrabético», aparece ya el «flysch senonense» de capas rojas, tal como sucede en Alicante y comienzan incipientemente a aparecer (sus tonos rojos) en la parte sur del Prebético en la S.^a Seca, a la altura de la S.^a de la Sagra, e igualmente como ocurre con el «flysch senoniense» de los «prebéticos meridionales» de la S.^a de la Puerta y de la Serie de la Garrapacha (provincia de Murcia).

2.4 CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS DEL TERCARIO AUTOCTONO

En el Terciario autóctono distinguimos las formaciones anteriores a la puesta en lugar de las unidades alóctonas, en las que incluimos el Paleógeno, así como el Mioceno Inferior y Medio.

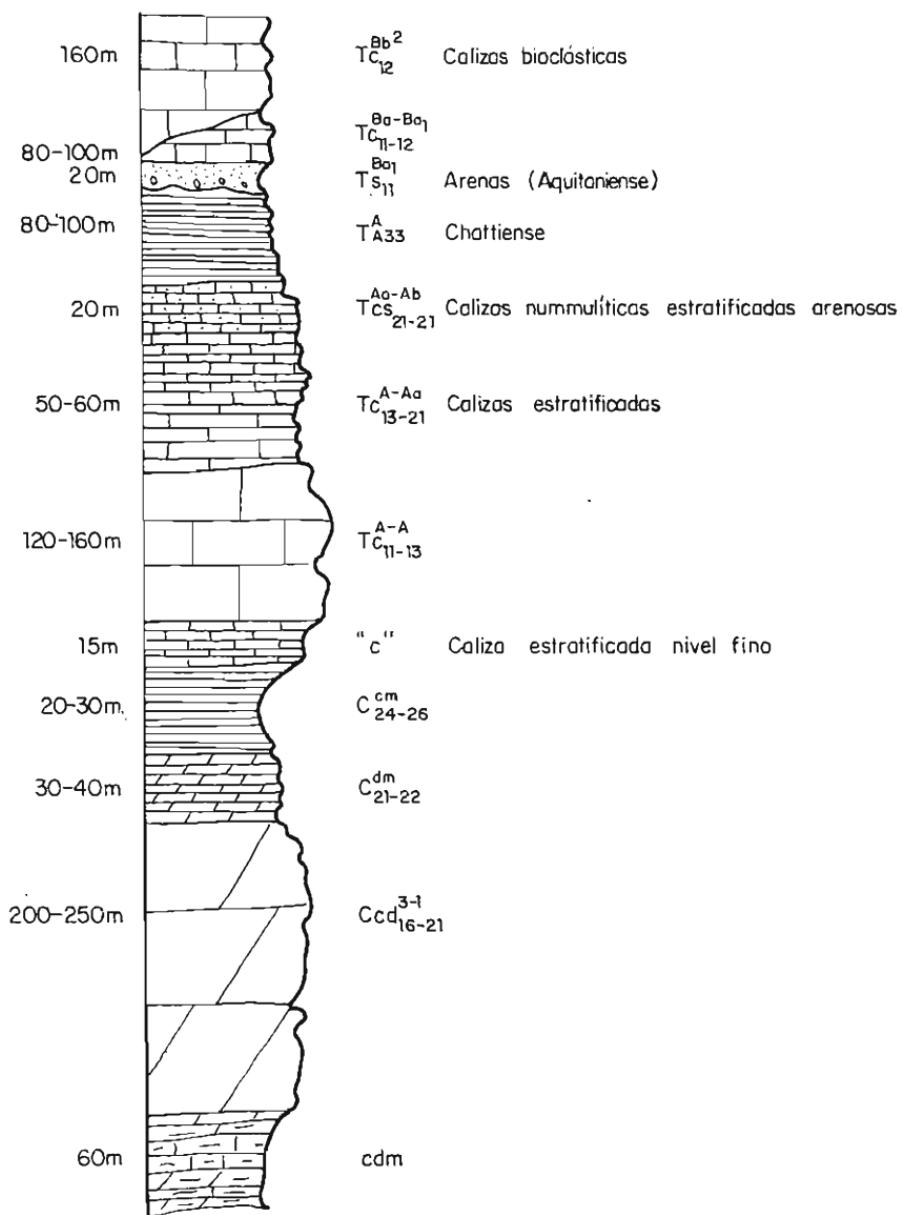
De otra parte, las formaciones que se depositaron posteriormente a los corrimientos de aquellas unidades, que se iniciaron en la parte superior del Mioceno Medio, hasta el Cuaternario.

2.4.1 FORMACIONES PREMANTOS

A) PALEOGENO

Está representado únicamente en la parte sur y sureste de la Hoja de Yetas pues, como es habitual, el Paleógeno tampoco en esta transversal se ha depositado en aquella zona correspondiente a la parte más septen-

ZONA CENTRO SUR (YETAS -CASA DE LA CABEZA-LOMAS DEL SAPILLO)



trional del «surco norcitrabético», correspondiente al Prebético interno. Dentro del área de su representación, en la zona norte es calizo, mientras que al sur comienza a intercalar algunos niveles de margas. En la vecina Hoja de Moratalla hemos conseguido dataciones muy precisas del Paleógeno, así como de las principales «rupturas sedimentarias» que tienen para nosotros el mismo valor que los «niveles guía» para correlacionar y precisar la edad de las formaciones carbonatadas, menos ricas en variedades de foraminíferos característicos, que se extienden inmediatamente al norte de las facies más margosas.

Así, dentro del Paleógeno consideramos la existencia de tres «rupturas sedimentarias»:

1) Una primera avalancha de terrígenos siliceos, que da lugar a las margas arenosas, areniscas y calizas nummulíticas arenosas, a partir del Iberiense Superior (no caracterizado), probablemente más bien a partir del Cuissiense (tramo 8, serie pág. 410, L. JEREZ, 1973), invaden la cuenca terciaria.

2) Una segunda «ruptura sedimentaria» de edad intraluteciense, que produce una discordancia regional y cartográfica y que suele iniciarse con un nivel de arenas silíceas o directamente con la barra caliza masiva muy cargada en grava y arena de cuarzo que se le superpone (pág. 407, L. JEREZ, 1973).

3) Finalmente, sobre el Luteciense, otra «ruptura sedimentaria» con un «hard-ground» y un nuevo nivel de areniscas silíceas y conglomerados siliceos, da paso al Oligoceno Superior (Chattiene), faltando aparentemente el Eoceno Superior y Oligoceno Inferior y Medio (pág. 421, L. JEREZ, 1973) como parece ser norma general en este ramal septentrional del «surco norcitrabético».

A₁) PALEOGENO INFERIOR

(Tc₁₁₋₁₃) Daniense-Montiense-Thanetiense

Serie que se inicia con un pequeño tramo calizo estratificado y culmina con una potente barra de caliza masiva y blanca.

El tramo basal («c» en la cartografía) consta de 10-15 m. de calizas estratificadas, beige, microsparitas, biomicritas y biomicrosparitas con *Melobesias*, *Briozoos*, *Miliólidos*, *Miscellanea* sp., *Microcodium* sp., *Chiloguembeolina* sp., *Globigerina* aff. *triloculoides*, *Anomalínidos*, *Equinodermos*, *Lagénidos*, *Rotálidos*, *Textuláridos*, *Lituólidos*, *Lituonella* sp. y *Dasycladáceas*.

El paquete superior (Tc₁₁₋₁₃) consta de unos 120 m. de calizas organogénas masivas muy blancas y recristalizadas, textura variable entre microesparita, biomicrerrudita y biomicritas con matriz microesparítica y esparítica, y numerosos intraclastos de *Lamelibranquios*, *Equinodermos*, *Melobesias*, *Mis-*

cellánea sp., *Briozoos*, *Miliólidos*, *Rotálidos*, *Dasycladáceas*, *Textuláridos*, *Ophthalmímidos*, *Ostrácodos*, *Globigerináceos*, *Cibicides* sp., *Halimeda* sp., y *Corolarios*.

La parte más superior de este paquete calizo masivo se compone a veces de biomicrerruditas intraclásticas con *Nummulites* sp., *Alveolina* sp., *Discocyclina* sp., frecuentes *Orbitolites* sp., y *Rupertia* sp., abundantes *Melobesias*, *Miliólidos*, *Gypsina* sp., *Operculina* sp., *Cibicides* sp. y *Textularia* sp.

A₂) PALEOGENO SUPERIOR

(Tc₁₃₋₂₁)^{λ-λa} Thanetiense-Ilerdiense

Sobre las calizas anteriores, un tramo de calizas organodetríticas, microcristalinas, a veces arcillosas y de color beige o gris claro, bien estratificadas, cuyo corte más representativo se localiza en el camino de Nerpio a Yetas, en Casa de la Cabeza, cuenta con 30-40 m. de micritas, biomicritas y microsparitas fundamentalmente faunas banales con biofacies propia del Montiense-Thanetiense y de ambiente en general restringido: *Gasterópodos*, *Charáceas*, *Ostrácodos*, *Espiculas*, *Textuláridos*, *Melobesias*, *Anomalínidos*, *Miliólidos*, *Glomospira* sp., *Discorbídos*, *Microcodium* sp., *Acicularia* sp., *Ophthalmímidos*, *Distichoplax* (?). La parte superior de estas calizas, lateralmente permite diferenciar algunos niveles de *Nummulites* sp. (observaciones de visum).

Correlacionamos este pequeño tramo de 20-30 m. de calizas, con el conjunto Thanetiense-Ilerdiense bien caracterizado en la vecina Hoja de Mora-talla, al norte del Cortijo del Campanero, sobre la central hidroeléctrica vecina donde, previamente a la avalancha muy notable y fuerte de terrígenos silíceos del Ilerdiense Sup. (?) Cuissiense, encontramos unos 120 m. de calizas, microesparitas, biomicritas, micritas y margas (tramos 1 al 7, corte pág. 407, L. JEREZ, 1978), donde hemos caracterizado de muro a techo sucesivamente: parte alta de la zona *Globorotalia pseudomenardii*, que indica el Thanetiense; parte alta de la zona *Globorotalia velascoensis*, esto es, el Ilerdiense Inferior; la asociación *Alveolina cf. aragonensis* HOTTINGER, *Alveolina subpyrenaica* LEYM, A. (*Glomalveolina*) *lepidula* SCHWAGER, que indica el Ilerdiense Medio; así como al techo del conjunto la asociación *Alveolina cf. subpirenaica* LEYN, A. *Ilerdensis* HOTTINGER, A. *leopoldi* HOTTINGER, A. cf. *aragonensis* HOTTINGER, también del Ilerdiense Medio.

A₃) EOCENO INFERIOR (MEDIO)

(Tcs₂₁₋₂₁)^{λa-λb}, (Tc₂₁₋₂₁)^{λa-λb}, (Tcm₂₁₋₂₁)^{λa-λb}

Cuissiense (posible, pero no seguro, incluido el *Ilerdiense Superior* al muro, y más probable parte del *Luteclense Inferior* al techo).

En la Hoja de Yetas de Abajo encontramos los siguientes pasos sucesivos de calizas a margas de NNO a SSE, según las tres formaciones arriba sigladas.

- a) (Tcs_{21-21}^{Aa-Ab}) «Facies calizas organodetríticas estratificadas arenosas» correspondiente a las calizas con Nummulites del corte de la casa de «La Cabeza», en el camino de Nerpio a Yetas: 15-20 m. de calizas organodetríticas arenosas silíceas, color beige amarillento, biomicritas arenosas, biomicrosparitas arenosas, con *Melobesias*, *Miliólidos*, *Gypsinidos*, *Eponides* sp., *Cibicides* sp., *Eorupertia* sp., *Alveolinás*, *Espongarios*, *Textuláridos*, *Anomalinidos*, *Equinodermos*, *Rotalia*, *Discocyclina* y *Nummulites* sp.
- b) (Tc_{21-21}^{Aa-Ab}) «Facies de calizas recristalizadas nummulíticas masivas», bien representada en la S.^a del Zacamán, con 100-120 m. de calizas arenosas silíceas, biosparitas y biomicrosparitas arenosas equivalente lateral de las anteriores, ricas en *Melobesias*, *Epilithon* sp., *Gypsinidos*, *Orbitolites* sp., *Rotalia* sp., *Distichoplax biserialis*, *Miliólidos*, *Rotálidos*, *Equinidos*, *Fabiana* sp., *Eorupertia* sp., *Lamelibranquios*, *Nummulites* sp., *Celentéreos*, *Briozoos*, *Ostrácodos*, *Orbitolites complanatus*, *Operculina* sp., *Rotalia* sp., *Valvulínidos*, *Celentéreos*, *Flosculina* sp., *Alveolina* sp., *Assilina* sp., *Discocyclina* sp., *Cuvillierina* sp., *Algas Dasycladáceas*.
- c) (Tcm_{21-21}^{Aa-Ab}) «Facies calizas y margas», término estratigráfico también equivalente lateral de los dos anteriores, constituido por 40-80 m., según los puntos, de calizas nummulíticas biomicríticas y biomicrosparíticas bien estratificadas, intercalando algunos niveles muy recubiertos de margas verdes arenosas. Este conjunto está representado en la S.^a del Zacamán al Sureste, donde al microscopio resultan calizas margosas fosilíferas con intraclastos, o calizas fosilíferas con grano fino de cuarzo, que han librado: *Gypsinidos*, *Lamelibranquios*, *Equinidos*, *Alveolina* gr. *elongata*, *Fabiana cassi*, *Nummulites aturicus*, *Orbitolites complanatus*, *Archaeolithothamnium*, *Eorupertia* sp., *Briozoos*, *Melobesias*, *Rotalia* sp., *Nummulites* aff. *lucassi*, *Alveolina* sp., *Miliólidos*, *Ostrácodos*, *Espongarios*, etc...

Esta facies se ha separado de la anterior en cartografía a fin de delatar el paso progresivo a facies más margosas. En efecto, los tres términos estratigráficos anteriores equivalen a una formación mucho más margosa de la vecina Hoja de Moratalla, al Este, donde frente al Cortijo del Campanero, al norte de la S.^a del Cerezo, encontramos 120 m. de margas arenosas, calizas [L. JEREZ, 1973, pág. 407, tramos 8, 9, 10], donde unos metros sobre su base se ha caracterizado bien el *Cuissiense* con *Nummulites* sp., *Globigerina gravelli* BRONNIMANN, *Globorotalia* aff. *whitei* WEISS, *Globigerina soldado-*

doensis angulosa BOLLI, *Globorotalia pseudotopilensis* (SUBBOTINA) y *Globorotalia broeckmanni* CUSHMAN y BERMUDEZ. La parte superior de esta misma serie no ha podido ser datada y, aunque al parecer el conjunto es fundamentalmente Cuissiense, pudiera alcanzar parte del Luteciense Inferior al techo, así como comenzar en el llerdiense Superior, que tampoco ha podido ser caracterizado y que, en otro supuesto igualmente aceptable, pudiera faltar.

A₄) EOCENO MEDIO

(Tc₂₁₋₂₂^{Ab-Ab}) Luteciense

Sobre los términos anteriores viene, en discordancia cartográfica, una formación de calizas masivas del Luteciense, que comienza a veces con un nivel de arenas amarillentas silíceas, 1-2 m. de espesor («s» en cartografía).

Se trata de 30-40 m. de calizas nummulíticas, calizas recristalizadas fosilíferas cargadas generalmente de arena y grava silícea, textura muy variada de biosparita e intrabiomicrerruditas, biomicritas arenosas, biomicrosparitas, biointrasparitas, biointrasparruditas arenosas, intramicrosparita, etc., bien representada en la S.^a del Zacatín, al SE de la Hoja de Yetas, donde han librado: *Equinidos*, *Miliolidos*, *Gypsínidios*, *Melobesias*, *Lamelibranquios*, *Rotálicos*, *Ostrácodos*, *Algas Dasycladáceas*, *Rotalia* sp., *Distichoplax biserialis*, *Alveolina* sp., *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Orbitolites* sp., *Briozos*, *Alveolina* gr. *elongata*, *Fabiania cassi*, *Nummulites aturicus*, *Orbitolites complanatus*, *Archaeolithothamnium* sp., *Eorupertia* sp. y *Textuláridos*.

En la vecina Hoja de Moratalla, esta barra caliza, también discordante, llega a alcanzar 120 m. de espesor en el Camino a la Fuente de Somogil (L. JEREZ, 1973, pág. 415), donde hemos podido caracterizar todos los términos del Luteciense; en la base del Luteciense Inferior con la asociación: *Alveolina* cf. *boscii* DE FRANCE, *A. stercusmuri* MAYER EYMAR, *Assilina praespira* DOUVILLE, etc. Hacia la parte superior se caracteriza muy bien el Biarritziense con la asociación: *Alveolina* cf. *fusiformis* SOW, *Nummulites aturicus* JOLY y LAYMERIA, *Alveolina elongata* D'ORBIGNY, etc...

A₅) OLIGOCENO

(T_{A33}^A) Chattiene (Oligoceno Superior)

Sobre el Biarritziense no han sido caracterizados ni el Eoceno Superior ni el Oligoceno Inferior-Medio, que pudieran faltar o bien estar representados en los metros de base de esta serie marino lagunal, que ha sido bien caracterizada como Chattiene en la Hoja de Moratalla (L. JEREZ, 1973).

Esta formación está bien representada al SE de la Hoja de Yetas, con las mismas características de facies y potencia que en Moratalla.

Sin embargo, aquí no se observa bien la base, que debe comenzar con un nivel conglomerático o arenoso silíceo y «hard ground» al techo de Luteciense, como es norma en la vecina Hoja al Este. El resto de la serie se compone de más de 150 m., de una alternancia de calizas de grano fino en bancos generalmente muy dejados, alternando con margas. Predominan los colores blancos, grises, rojo vinoso y asalmonado. Las calizas, con textura de micritas, intramicrosparitas, biomicritas y microsparitas, contienen abundantes intraclastos, *Ophthalmididos*, *Rotalina* sp., *Ostrácodos*, pequeños *Globigerinidos*, *Rhapydionina* sp., *Miliólidos* entre ellos *Astrotrillina* sp., *Oogonios* de *Charáceas*, *Espículas*, *Gasterópodos*, *Melobesias*, *Moluscos*, *Lamelibránquios*, *Rotálidos*, *Discórbidos*, *Equinídos*, *Spirolina* sp., *Peneroplis* sp., *Alveolínidos* (*Bullalveolina*), *Chrisalidina* (?), etc...

Al sur de la S.^a de la Muela, en la vecina Hoja de Moratalla (L. JEREZ, 1973, pág. 421), esta misma formación ha sido caracterizada hacia su parte superior con biofacies del Chattiene-Aquitaniense Inferior, zona de *Globorotalia Kugleri* y, al techo, un tramo detrítico rojo y margoso de la base del Mioceno lo ha sido como Aquitaniense Inferior, por lo que es posible que toda esta formación caliza margosa sea del Chattiene. De todas formas, en Calasparra (L. JEREZ et al, 1974), en la base de esta formación marino-lagunal encontramos *Algas* atribuibles dudosamente al Eoceno Superior, por lo que no conviene descartar la posibilidad de que además del Chattiene estén representados el Eoceno Superior y resto del Oligoceno.

B) NEOGENO

Comenzamos advirtiendo que en los últimos años han variado las atribuciones cronoestratigráficas de las zonaciones micropaleontológicas que seguimos años atrás (L. JEREZ, 1973) y que hoy ponemos al día.

El Neógeno correspondiente a las formaciones «premantos», se presenta en facies marina y alcanza hasta la parte inferior del Serravaliense. En la Hoja de Yetas comprende tres formaciones: basal terrígena, arenosa o conglomerática; media caliza, y superior caliza con pasos a arenas, areniscas y margas arenosas. La tercera de ellas es regionalmente discordante sobre las calizas de *Algas* de la formación media.

a) (Ts_{11}^{Ba1}) Aquitaniense Inferior

En general, el contacto basal de esta formación discordante está muy recubierto, por lo que coincidiendo en el color rojo con el Chattiene, es difícil separarla. Un punto excelente para observar cómo esta discordancia es angular y erosiva, así como que comienza por un nivel de conglomerado silíceo, es justamente en el Camino de Nerpio a Yetas, debajo de la primera barra Miocena caliza que tropezamos al iniciar la pista, todavía situados geográficamente al N de la Hoja de Nerpio.

En este punto, como en otros de la zona, esta formación basal miocena se presenta en facies continental de arenas, limos y arcillas rojas, generalmente azoicas. En otros sectores abundan más los conglomerados de cuarzo y cuarcita, facies que predomina hacia el Norte y sobre todo en el Prebético externo.

La extrema base de esta formación terrígena ha podido ser datada en un sólo punto (en una pasada marina margosa) en el Camino de la Mancomunidad del Taibilla, al oeste de la S.º del Cerezo (L. JEREZ, 1973, pág. 424), con *Globorotalia aff. obesa* BOLLI, *Globorotalia aff. scitula praescitula* BRADY, etcétera, asociación correspondiente ya al Mioceno y por su posición estratigráfica relativa, respecto a las capas aquitanoburdigalienses que le siguen, lo asignamos al Aquitaniense Inferior.

b) ($T_{C_{11-12}}^{B_a-B_b1}$) **Aquitaniense-Burdigaliense Inferior**

Formación caliza masiva basal de potencia variable de 10-15 m. y hasta más de 100 m., con su máximo espesor entre Yetas, el río Segura y Muela de los Paules, al Norte. Según los puntos está limitada al techo por una discordancia cartográfica o simplemente por una «ruptura sedimentaria», con conglomerado basal o sin él. La parte inferior es una caliza blanca frecuentemente muy rica en Melobesias, por lo que se la viene denominando «caliza de Algas». La parte superior está formada a veces por una caliza más detrítica o bioclástica. En ocasiones, sobre el techo de la «caliza de Algas» viene un «har-ground» indicando la «ruptura sedimentaria» entre ambas calizas, pero su separación no es posible cartográficamente ni por una biofacies cuyo conjunto cabe atribuir sin más precisión al Aquitaniense-Burdigaliense Inferior. Efectivamente, esta formación no ha podido ser bien datada en la Hoja de Yetas de Abajo, pero sí en la vecina Hoja de Moratalla, donde las margas intercaladas a muro y a techo de esta caliza, dan microfacies de las zonas de Blow (1967) N.5, N.6, N.7 (Aquitaniense-Burdigaliense) al muro, y según los puntos (Burdigaliense) al techo, de acuerdo con el «cuadro de equivalencias» con la zonación de BOLLI (1966) que acompañamos (L. JEREZ, 1973, págs. 449-504).

La «caliza de Algas», masiva, organógena, textura variable de biosparrudita, biomicrerrudita, contiene frecuentemente restos de *Melobesias*, *Briozos*, *Lamelibranquios*, *Equinodermos*; *Heterostegina* sp., *Amphistegina* sp., *Miogypsina* sp., *Cibidides* sp., *Epónides* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Textularia* sp., *Balanus* sp., *Gypsinidos*, *Elphidium* sp., *Globigerinidos* (*Globigerinoides*?), *Operculina* sp., *Lithothamnium* sp., *Anomalinidos*, *Bolivinas*, *Ostrácodos*, *Globigerinas*, *Lenticulina* sp., *Globorotalia* sp., *Discorbis* sp.

c) ($T_{C_{12-12}}^{B_a-B_b1}$), ($T_{S_{12-12}}^{B_a-B_b1}$) **Burdigaliense-Langhiense-Serravalienense Medio**

Esta formación se sitúa entre dos «rupturas sedimentarias», equivalentes

a dos discordancias cartográficas regionales, una intraburdigaliense y otra intraserravaliense.

Se presenta bajo dos tipos de facies que se indentan entre sí, una más caliza y otra más terrígena. Esta segunda, a veces está representada exclusivamente por arenas y areniscas silíceas, como ocurre en la Loma del Calar de las Pilillas, al SO de la Hoja de Yetas; otras veces consta, además, de margas arenosas, que se desarrollan sobre todo al SE, ya en la Hoja de Moratalla.

Dado que las facies calizas y terrígenas son difíciles de datar, recurrimos a la correlación estratigráfica, aplicando de nuevo criterios de «ruptura sedimentaria», es decir, utilizando las grandes discordancias como niveles guía y apoyándonos también en nuestra cartografía regional, así como en la datación de las facies pelágicas margosas que se desarrollan ampliamente en la vecina cuenca miocena de Moratalla.

Según estos criterios las calizas y margas de Moratalla, equivalentes a estas dos facies margoarenosas y calizas identadas, que abarcan el intervalo estratigráfico de las zonas N.7 (parte) N.8, N.9, N.10, N.11 y dudosamente alcanzaría la zona N.12 de BLOW (1967), esto es, el conjunto comprende parte del Burdigaliense, todo el Langhiense y hasta la parte media del Serravaliense.

c₁) (T_{12-12}^{Ba-Bb1}) «Facies calizas-calizas arenosas y areniscas»

Generalmente se compone de calizas masivas, no estratificadas, otras veces de calizas arenosas y areniscas en la que se advierte un mayor o menor grado de estratificación, generalmente mala. Su potencia es muy variable: 200 m. al SO, en el Calar de las Pilillas; más de 100 m. al Norte de Yetas y en Muelas de Paules, y poco más de 20 m. al noreste de la Hoja.

Las calizas son bioclásticas, organodetriticas, a veces conglomeráticas, con frecuentes restos de *Briozos*, *Lamelibranquios*, *Equinodermos*, *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Globigerínidos*, *Eponides* sp.; *Gypsínidós*, *Gypsiná* sp., *Cibicides* sp., *Textularia* sp., y algunos *Ostrácodos*, *Lithothamnium* sp., *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., *Discorbis* sp., *Elphidium* sp., *Orbulina* sp. (?), *Elphidium crispum*.

c₂) (T_{12-12}^{Ba-Bb1}) «Facies arenas-areniscas y areniscas-margas arenosas y calizas arcillosas»

Esta facies presenta dos tipos, según se ha dicho: arenas y areniscas al Oeste, Norte y Suroeste; y margas muy arenosas, arenas y areniscas al SE, y también parcialmente hacia el centro de la Hoja, en los Cerros de la Umbría, han librado: *Bolivinoides miocenicus*, *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia acrostama*, *Globorotalia obesa*, *Elphidium complanatum* y *Globorotalia aff. praemenardii* (HR-196, asociación Langhiense Superior-Serravaliense); *Espicu-*

las, *Discorbis orbicularis*, *Globorotalia acrostoma*, *Globorotalia obesa*, *Globorotalia scitula* y *Globorotalia mayeri* (HR-197, asociación del Serravaliense); tubos de Algas, Espículas, *Globorotalia acrostoma*, *Globorotalia obesa*, *Orbulina* (?), *Discorbis orbicularis*. *Orbulinidos*, *Bolivina* sp., *Cibicides* sp., *Textuláridos*, *Orbulina universa*, etc. (HR-198-199-200, del Mioceno Medio).

d) (Tc_{12}^{Bb2}) , (Ts_{12}^{Bb2}) **Serravaliense Medio**

Formación discordante sobre las anteriores, que aunque no ha podido ser por sí misma bien caracterizada en el Prebético en general, sí puede serlo por estratigrafía regional comparativa; su depósito en Moratalla es anterior al del Mioceno Superior marino de la cuenca de Calasparra, donde las margas intercaladas entre los conglomerados de base (L. JEREZ et al., 1974, Hoja de Calasparra, pág. 21) han librado: *Globorotalia praemenardii* asociado a *Globorotalia aff. miozea* del Langhíense Superior-Serravaliense. Descartamos el Langhíense para aquellos conglomerados, porque las margas de base de esta formación caliza en Moratalla alcanzan ya, según se ha visto, el Serravaliense. Por esta razón, encajamos esta formación en el Serravaliense Medio, en la deducida consideración de que los conglomerados basales del Mioceno Superior de Calasparra pertenecen al Serravaliense Superior.

Hemos asignado esta formación al Mioceno «premantos», porque en la S.^a del Cerezo (Hoja de Moratalla) está corrida por el Subbético. No obstante hay que tener en cuenta y destacar que, tal hecho, parece suceder sólo en esta transversal y en la etapa final del deslizamiento gravitatorio, pues el Mioceno más superior que aflora bajo el conjunto del Subbético, en la parte sur de la Hoja de Moratalla, corresponde a la formación inmediatamente más antigua del intervalo Burdigaliense-Serravaliense. Esto quiere decir, en definitiva, que el Serravaliense Medio, aquí considerado, sería «postmantos» a escala regional y «premantos» a la escala local de esta transversal.

La facies más generalizada de esta formación, calizas desde algo arenosas a recristalizadas groseramente arenosas (Tc_{12}^{Bb2}), supera a veces los 125-150 metros. Se compone de calizas masivas o en bancos muy gruesos, organogénas, con restos de *Equinodermos*, *Lamelibranquios*, *Briozos*, *Melobesias*, *Amphistegina* sp., *Globigerinidos*, *Heterostegina* sp., Algas, o ocasionalmente *Myogypsina* sp., *Orbulina* sp., *Balanus* sp., *Cibicides* sp., *Serpula* sp., *Discocyclina* sp., *Elphidium* sp., *Lithothamnium* sp., y *Textuláridos*. Su atribución de edad es por estratigrafía relativa, y correlación lateral con la facies siguiente.

La facies (Ts_{12}^{Bb2}), equivalente lateral que se indenta con la anterior, ha sido ampliamente muestrada en el centro de la Hoja, entre el Puntal del Sabinar y los Cerros de la Umbría, donde las margas intercaladas entre las

calizas han librado: *Globocuadrina dehiscens*, *Globorotalia acrostoma*, *Bolivinoides miocénicus*, *Globorotalia praemenardii*, *Globorotalia aff. mayeri*, *Globorotalia pseudopachiderma*, *Elphidium advenum* y *Globigerinoides trilobus*, en facies calizas más arcillosas (HR-185-186-187 que caracterizan el Langhiense Superior-Serravaliense); en los niveles calizos organodetríticos arenosos intercalados se reconocen: *Orbulina* sp., *Melobesias*, *Briozoos*, *Heterostegina* sp., *Amphistegina* sp., *Eponides* sp., *Globorotalia* sp., *Bolivina* sp., *Globigerinoides*, *Lithothamnium*, etc., que atribuimos al Mioceno Medio por su posición estratigráfica. El conjunto lo asignamos al Serravaliense Medio por las consideraciones regionales ya discutidas.

2.4.2 FORMACIONES POSTMANTOS

A) ($T_{Sc_1-c_2}^{Bc-B}$) MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO

Se trata de una potente formación fluvial, facies, pues, continental (≥ 100 -150 m.), constituida por areniscas, arenas, limos y margas arenosas, que hacia la Hoja de Elche de la Sierra enlaza y se indentan con facies lacustres. Existe, además, un conglomerado poligénico basal («cg» en la cartografía). Ni esta facies «continental» ni su equivalente lateral «lacustre» han podido ser datadas con precisión paleontológica. No obstante, estas formaciones se sitúan discordantes claramente sobre el Neógeno marino de la región prebética, por lo que, por estratigrafía relativa, encajan entre el Mioceno Superior y el Plioceno. La base de aquella formación lacustre correspondería, como más antigua, al Tortoniense (L. JEREZ et al., 1974, Hoja de Calasparra) según los datos de una identación marina al norte de la Sierra del Puerto (Calasparra).

B) ($T_2^B cg-Q_1$), ($Q_1 Tr$) PLIOCENO-CUATERNARIO ANTIGUO

Atribuimos al Plioceno-Cuaternario antiguo, dos formaciones continentales:

($T_2^B cg-Q_1$), formación de conglomerados cuyos afloramientos más importantes ocupan el valle del río Taibilla. Son frecuentes los «paleocanales» que nos hablan de su origen fluvial, además del alto grado de rodamiento de los cantes poligénicos. La potencia de esta formación oscila entre los 50-100 metros.

($Q_1 Tr$), formación de travertinos, que situamos, por posición estratigráfica relativa, entre el Plioceno Superior (dudosamente) y el Cuaternario antiguo. Están bien representados al norte de la Sierra del Tovar, al NE de la Hoja del Yetas de Abajo, y que se han formado a partir de las fuentes antiguas que drenaban las dolomías masivas cenomanianas, a través de numerosas fallas y fracturas al pie septentrional de dicho relieve montañoso. Se trata de acumulaciones masivas de carbonatos con frecuentes moldes de restos vegetales de más de 10 metros de espesor.

2.5 CUATERNARIO RECIENTE

A parte los travertinos anteriores, en el Cuaternario distinguimos los materiales más recientes, propios de las terrazas fluviales, los coluviones de Ladera y los terrenos eluviales:

(Q_A), *Terrazas fluviales*, que en el curso del río Segura se diferencian en dos niveles. Uno antiguo, colgado (Q_{A1}), constituido por un conglomerado relativamente cementado, del que hemos cartografiado únicamente las manchas más grandes, dejando los pequeños retazos para cartografías posteriores a mayor escala. Las terrazas más modernas (Q_{A2}), actuales, están constituidas por gravas gruesas y bien rodadas y hasta arenas, según los puntos y lugares por los que discurre el curso fluvial. Así, cuando discurre el río por las arenas del Cretácico Inferior, se forman pequeñas «playas» arenosas junto al cauce fluvial.

(QC), (QC'), *Coluviones*, donde distinguimos los pequeños conos de deyección y manchas coluviales de cantos proporcionados (QC), de aquellos coluviones que en las laderas más escarpadas están constituidos por grandes bloques y cantos de tamaños desproporcionados (QC').

(QE), *Eluvial*, constituido por la remoción y alteración meteórica y por labores agrícolas sobre los materiales del substrato rocoso.

3 ESTRATIGRAFIA DEL SUBBETICO EXTERNO O UNIDAD INTERMEDIA DE SABINAR-MORATALLA

La columna estratigráfica correspondiente a esta gran unidad alóctona está incompleta y mal representada en esta Hoja de Yetas de Abajo, donde únicamente encontramos la formación Albienense Superior-Cenomanienense Inferior (Csm_{16-21}^{0-1}) constituida por margas finamente areniscosas y margocalizadas. Eventualmente pueden localizarse areniscas y calizas arenosas con *Orbitolina*.

Toda la serie margosa corresponde al Albienense, que cuando se observa más completo, en otros puntos de la región, cuenta con más de 400 m. de espesor, estando aquí reducida su potencia a menos de 100 m., sin duda por causas mecánicas. La parte más inferior de esta formación margosa pudiera corresponder al Albienense Inferior (L. JEREZ et al, 1974), con abundantes *Ticinellas* asociadas a *Globigerina ex. gr. washintensis*, mientras que hacia el techo fue posible caracterizar el Albienense Superior con *Biticinella breggicensis* asociada a *Ticinella roberti*, poco más hacia el ESE, en la vecina Hoja de Moratalla.

Las distintas formaciones de esta Unidad están bien representadas desde el Albienense al Eoceno, en la Hoja de Calasparra (L. JEREZ et al, 1974), al este de la vecina Hoja de Moratalla, donde tampoco encontramos cortes

completos, debido a la mecanización de tipo olistolítico que ha desbaratado la sucesión estratigráfica original.

Respecto al Jurásico y al Cretácico Inferior de esta unidad, sus materiales no llegan a aflorar en estas transversales, pues han quedado seguramente rezagados en el corrimiento, pero cabría esperar series tipo, quizás semejantes a las de Fontcalent (Alicante) para las series más septentrionales, y un Jurásico típicamente subbético, afín al denominado «Subbético con jurásico calizo» para los más meridionales. No hay que olvidar que el Subbético externo se extiende hacia el Sur bajo el Subbético s. str.

En Calasparra, sobre estas margas del Albienense Superior-Cenomaniente Inferior, viene una formación de margocalizas y margas en la base (150 m.) y calizas microcristalinas y margas al techo (5 m.), con dos niveles de conglomerados monogénicos de cantos margocalizos, formación rica en *Globotruncanas* y *Rotaliporas* que permiten caracterizar allí el Cenomaniente Superior, el Coniaciente y hasta el Campaniente Medio. Sigue allí a la anterior otra formación de 30-40 m. de espesor en «facies de capas rojas», margas y margocalizas, cuyas *Globotruncanas* permiten caracterizar bien el Senoniente y el Paleoceno. Finalmente, una «formación flyschoide» aproximadamente de unos 200 m. de espesor, que pertenece claramente al Eoceno Inferior y Medio, si bien en sus 20 m. inferiores puede estar representando aún la parte superior del Paleoceno.

Estas formaciones superiores, últimamente citadas, no están representadas en la Hoja de Yetas de Abajo, ni en la de Moratalla como tales; ahora bien, a manera de pequeños retazos y «olistolitos» sí que las hemos encontrado en la vecina Hoja de Moratalla y pudieran existir aquí también entre las margas albienenses.

A veces se observa cierta proporción de yeso del Keuper del Subbético s. str., mezclado con las margas albienenses de esta otra unidad.

4 ESTRATIGRAFIA DEL SUBBETICO S. STR.

Si la Unidad anterior está poco representada en superficie y presenta su serie estratigráfica incompleta, esta otra unidad alóctona lo está aún peor. Únicamente existen dos modestas manchas de Keuper (T_{63}) y otras varias de dolomías (J_{11-12}^d) del Lias (Hettangiense-Sinemuriense) igualmente representadas en el ángulo SE de la Hoja de Yetas de Abajo.

Las atribuciones cronoestratigráficas de esta base del Lias se fundamentan en el conocimiento regional de estas series y de su estratigrafía relativa.

5 TECTONICA

5.1 RELACIONES ENTRE LAS DISTINTAS UNIDADES

Distinguimos las mismas grandes unidades que hemos considerado desde el punto de vista estratigráfico.

A) El «Prebético Interno», que, con excepción del rincón SE de la Hoja, ocupa el resto del área de la misma, constituye una «subzona» de la Zona Prebética, cuyo estilo general viene caracterizado por la existencia de grandes pliegues y eventualmente pliegues-falla. Constituye un cuerpo enteramente autóctono en el sentido clásico reservado a este término, si bien ha sufrido grandes traslaciones en su seno, merced a la existencia de grandes fallas de desgarre dextroso. La Hoja de Yetas se halla en el seno de un gran cuerpo del Prebético interno enmarcado por dos grandes fallas de desgarre: al NE la «Falla de Socovos» o «Falla de la linea eléctrica» que la separa del Prebético externo; y la «Falla de Tiscar» en la extremidad SO de la Sierra de Cazorla, cuyo labio más hundido, al SO, ha facilitado en aquellas transversales un avance mayor de los «olistotromas» del Subbético Externo y del Subbético s. str. hacia el Valle del Guadalquivir, ocultando allí prácticamente la Zona Prebética. En estas fallas de desgarre de orden mayor, con traslaciones de una a varias decenas de kilómetros, la cobertura parece haber seguido en su conjunto los movimientos del zócalo, por lo que continuamos considerando autóctonos con respecto al zócalo a sus materiales. Por el contrario, en las unidades alóctonas, existe un despegue general, de gran envergadura, de la cobertura con respecto al substrato rígido o zócalo.

El Prebético interno de la Hoja de Yetas de Abajo se sumerge tectónicamente al Sur, estimamos que al menos durante 20 ó 30 km. más desde el límite meridional de su afloramiento, debajo de las unidades alóctonas. Esta estimación o «cálculo grosero» se fundamenta en el hecho de que la observación regional nos permite sospechar, como muy probable, que la amplitud o anchura del «surco norcitrabético» es similar, allí donde está en parte oculto por las unidades alóctonas, a la anchura que mantiene donde aflora abiertamente. En efecto, el Prebético interno aflora completo en las transversales al este de Alicante (v. gr., entre la Sierra de la Oliva, al Norte, y el Cabo de la Nao y Alicante, al Sur). Pues bien, allí se puede calcular que el «surco norcitrabético» (Prebético interno) tiene una anchura del orden de 40-45 km. Hacia la parte central de este surco comienzan ciertos cambios de facies, entre los ramales norte y sur del mismo. Entre estos cambios, el paso del complejo dolomítico cenomaniano-turoniano a calizas y el cambio progresivo de los terrígenos continentales del Cretácico Inferior a las margas pelágicas areniscosas, etc.

En la transversal de Cazorla, estos hechos comienzan a suceder prácti-

camente a la misma distancia, es decir, a unos 20 km. hacia el SSE del nacimiento del Guadalquivir o del límite norte del Prebético interno en aquella transversal: en San Clemente de Huéscar, al pie norte de la Sierra de Sagra.

Puede aducirse, en contra de nuestra hipótesis, que esto ocurre por una simple casualidad, y admitimos que lo sea y que, lógicamente, una cuenca no tiene por qué mantener una simetría dimensional en todas sus transversales, máxime cuando las observaciones de apoyo son tan distantes unas de otras. Pero, para nosotros, es un hecho incuestionable que estas distancias comparables, si no iguales, sí se mantienen al menos en el ramal norte del «*surco prebético interno*» cada vez que sus afloramientos permiten estas comparaciones. Este hecho nos lleva a estimar como muy posible nuestra hipótesis y que las distancias del ramal sur del surco, que no es observable, salvo en Alicante, por quedar en los demás casos oculto bajo el alóctono, sean en algún modo relativamente comparables o, al menos, que no difieran exageradamente en sus dimensiones. No obstante, tal como hemos visto en la Introducción, pueden existir despegues internos en el Prebético oculto bajo el alóctono, e incluso el Prebético meridional, donde, según hemos visto anteriormente, puede y parece desarrollarse un «manto de corrimiento».

De otra parte distinguimos dos sectores estructurales en el Prebético interno de la Hoja de Yetas de Abajo:

- «Sector noroeste», donde se observa el desarrollo de pliegues relativamente agudos a nivel del Cretácico Inferior, disímiles con respecto a los que afectan al Cretácico Superior; se dan también inflexiones relativamente bruscas de los ejes de estos pliegues y existen además eventuales cabalgamientos, al parecer no superiores a 2-3 kilómetros de envergadura. Dominan, asimismo, en este sector las direcciones NE-SO con inflexiones frecuentes a N-S y en menor grado se mantiene la dirección bética normal, ENE-ONO.
- «Sector sureste», correspondiente a la extremidad occidental del Anticlinorio comprendido entre Socovos y la Sierra de la Muela al este, caracterizado por un sinnúmero de pliegues orientados regularmente ENE-ONO.

B) El «*Subbético Externo*» o «*unidad intermedia*», que en la Hoja de Yetas de Abajo está representado, a manera del frente olistotrómico de un manto de corrimiento gravitatorio, en las margas areniscosas albienses y pelágicas del SE que cabalgan ampliamente al Neógeno marino. Esta unidad, en la transversal de Moratalla (L. JEREZ, 1973), ha rebasado un mínimo de 15 km. hacia el Norte el Prebético meridional de la Sierra de la Puerta.

C) El «*Subbético s. str.*» o «*Subbético interno*», del que únicamente contamos con unas manchas de Keuper, y unos retazos de dolomías del Lias,

en el mismo rincón sureste de la Hoja, aloctono sobre el «Subbético externo». La constatación de esta aloctonia no ofrece problema a la observación directa a escala regional, pues el Jurásico de esta unidad se dispone, a manera de «iceberg», flotando sobre el «Subbético externo». Frecuentemente el Keuper de esta unidad se ha laminado, e incluso se ha mezclado a modo de olistolitos con los materiales margosos de la unidad infrayacente, posiblemente en un doble proceso: el de sucesivas avalanchas olistostrómicas de unos materiales sobre otros, en el frente de los corrimientos, en su movimiento gravitatorio libre y en medio acuoso, y también, por la presión de la carga litostática del conjunto del «Subbético s. str.», que se desliza a la par, gravitatoriamente, sobre la unidad subyacente. Esta disposición de mezcla tectónica y de intercalaciones de láminas del Keuper entre las margas albienses, ha llevado a muchos autores a considerar mecanismos diapíricos intracretácicos, lo que a nuestro juicio es una interpretación totalmente errónea, al menos en la generalidad de los casos descritos, como venimos insistiendo desde hace años (L. JEREZ, 1973; L. JEREZ et al., 1974).

Puesto que sobre la estructura de las «unidades subbéticas» en la Hoja de Yetas de Abajo poco hay que añadir dada su exigua representación, pasamos a describir las estructuras del Prebético interno.

5.2 ESTRUCTURAS DE PLIEGUES Y FALLAS EN EL PREBÉTICO INTERNO

Hemos distinguido, según se ha dicho, los sectores: «noroeste» y «noroeste» de la Hoja de Yetas.

Ante todo, hay que decir que la estructura disarmonía que se observa entre el plegamiento, generalmente más fuerte, del Cretácico Inferior y, más suave, del Cretácico Superior, en el «sector noroeste», puede hacerse extensiva también al «sector sureste», donde este hecho no se observa aquí simplemente por falta de afloramiento del Cretácico Inferior, que sin embargo sí aflora más al Este, entre Benizar y Socovos, en la Hoja de Moratalla, donde es patente la misma disarmonía en el núcleo del Anticlinorio Socovos-Sierra de la Muela.

Algunos autores interpretan tal disarmonía como consecuencia simple de un plegamiento intracretácico (LOPEZ GARRIDO, A. C., 1971).

Por nuestra parte, aunque afirmamos (L. JEREZ, 1973) y volvemos a confirmar la existencia de movimientos intracretácicos de tipo halocinético (aunque no diapírico extrusivo) en el seno de la cuenca prebética interna, tal como veremos en el apartado de Geología histórica, opinamos que la causa fundamental de tal disarmonía entre el Cretácico Inferior y Superior obedece más bien a la distinta naturaleza mecánica y litológica, más competente o más incompetente, del conjunto de ambas series, que han respondido plegándose y fracturándose respectivamente con mayor o menor intensidad. Esto, repetimos, sin menoscabar la existencia de movimientos

intracretácicos. Y es más, fundamentamos esta impresión en la existencia de los mismos movimientos intracretácicos inferiores, ya que, habiendo sucedido éstos con distinta intensidad en distintos puntos de la cuenca, como demuestran los datos de isopacas, no han producido desarmonías ni discordancias internas entre sus propios materiales si no es a escala muy local. Es por lo que parecen exigibles otras causas adicionales para explicar la desarmonía del conjunto del Cretácico Inferior.

En el mejor de los casos habría que considerar los efectos combinados de ambas causas, halocinesis y desarmonía, pero a nuestro juicio es más importante la segunda, es decir, la respuesta a un mismo plegamiento post-cretácico de materiales diversamente competentes.

A) SECTOR NOROESTE (Cortes estructurales I-I' y II-II' de la cartografía)

En el «Sector noroeste» los pliegues configuran en su conjunto una doble inflexión en «Z», es decir, con sus ramas extremas orientadas NNE-SSE (N30 a N40) y la rama central de pliegues en dirección N-S o muy tendente a esta dirección. Es quizás, ésta de Yetas, la única inflexión brusca de pliegues que se conoce dentro del dominio Prebético interno, inflexiones, por el contrario, muy numerosas y características de grandes zonas del Prebético externo, que hemos explicado anteriormente como reacciones de cobertura frente a desgarres profundos del zócalo (L. JEREZ, 1973). En este caso la explicación puede ser similar, seguramente debida a una falla dextrorsa de zócalo, satélite del sistema de fallas dextrorsas de Socovos y de Tíscar, entre las que se encuentra esta zona de estudio. Nótese el hecho curioso que resulta, como es el de estas inflexiones en «Z» de la cobertura, que disponen justamente sus pliegues dibujando los efectos de un «par de fuerzas», efectos mecánicos que producen un clarísimo giro en los materiales de la cobertura. Estos ejemplos son innumerables en todo el dominio «Beti-Ibérico», desde la «Z» del Trías de Navarrés (Valencia) hasta los dos dobles arcos de escamas de Cazorla-Alcaraz y Alcaraz-Hellín-Jumilla, etc. Y no sólo esto, sino que además la «Z» tiene igual disposición y orientación en los citados ámbitos (obsérvese el mosaico compuesto a base de los Mapas Geológicos 1/200.000).

Además de los pliegues mencionados, existe un «apilamiento de escamas» en el ángulo suroeste de este sector, bien observables en la vertiente noroeste de la denominada «Loma del Calar de las Pilillas» (Corte I-I' de la cartografía). La disposición estructural consiste en una serie de despegues a nivel del Albienense margo-arenoso, que, una vez laminado, permite que las dolomías cenomanianas monten repetidas veces sobre las calizas senonianas, y en la escama más inferior, sobre el mismo Mioceno (Aquitaniense-Burdigaliense).

Este «sector noroeste» queda completado y limitado al Sureste por el

Anticinal de Sege, de flanco noroeste invertido, y en falla inversa que cobija modestamente al Mioceno, justo hasta el tramo calizo mioceno inmediatamente más moderno que el anterior (Burdigaliense-Serravaliente Medio).

En este «sector noroeste» se han podido poner de manifiesto las tres discordancias angulares más importantes dentro del Neógeno Marino: *intr aquitaniente*, *intraburdigaliense* e *intráserravaliente medio*. Estas tres discordancias son perfectamente correlacionables con las que han sido bien datadas en la vecina cuenca de Moratalla, gracias a la intercalación, allí, de margas pelágicas entre las barras de calizas masivas y las areniscas. Estas tres pulsaciones intramiocenas han ido acompañadas del plegamiento, si bien moderado en esta zona, de los materiales previamente depositados, y además, de una traslación espacial de las zonas más subsidentes y también de un cambio de posición de las zonas emergidas o al margen del depósito existentes en cada etapa anterior.

Existen, además, varios sistemas de fallas normales y fracturas de distensión. Los sistemas más importantes son aproximadamente paralelos a las direcciones de plegamiento N-S, N30E y N40E, y entre las oblicuas a las mismas, el sistema E-O, o los próximos a esta dirección, sistemas ENE-OSO y ESE-ONO. Es muy frecuente el caso en este sector de «fallas arqueadas», o que curvan su dirección a lo largo del plano de falla, generalmente entre los sistemas E-O y N-S.

La red de fallas de distensión es notablemente más densa y variada en este «sector noroccidental» que en el suroriental.

Entre ambos sectores noroeste y sureste, se interpone una mancha miocena superior y pliocena, alargada NE-SO, depositada al parecer en un estrecho «graven» creado por el juego de las fallas de distensión durante el Mioceno Superior.

B) SECTOR SURESTE (corte estructural III-III' de la cartografía)

Según se ha dicho, este sector de la Hoja de Yetas pertenece a la extremidad suroccidental del «Anticlinorio Socovos-Sierra de la Muela». Limitándonos a la descripción de la parte correspondiente a la zona de estudio, la parte norte está ocupada por materiales fundamentalmente cretácicos y miocenos y la parte sur por materiales paleógenos.

En ambos casos, pero más perfilados y apretados en la mitad sur, destaca un sistema de pliegues alargados, generalmente próximos a la dirección N-60-E, a veces hasta N80, y localmente E-O.

Sobre estos pliegues alargados de la mitad sur de este sector, se ha desarrollado posteriormente un sistema de fallas normales también N60E, paralelas a los ejes de los pliegues, que de forma general han hundido más sus zonas axiales sinclinales, y realizado también generalmente las anti-

clinales (véase corte estructural III-III' en la cartografía), dando paso a figuras estructurales en «graben» y «horst».

Este sistema principal de fallas de distensión N60E, también afecta a la mitad norte, y en ambos casos los «graben» correspondientes han sido aprovechados por los sedimentos miocenos marinos, adaptados a pliegues de esta dirección, desde el Aquitaniense hasta el Serravaliense Medio. Estos miocenos son discordantes entre sí y también sobre el Mesozoico, en disposición y manera tal, que denotan que las fallas N60E, unas veces parcialmente «selladas» y otras veces los mismos miocenos también afectados por las fallas, han funcionado como normales en distintas fases de distensión a lo largo de todo el Mioceno Inferior y Medio.

En estas circunstancias, los basculamientos de los bloques del Mesozoico y Paleógeno pueden haber provocado las discordancias y pliegues intramiocenos, aunque ciertamente existen también fallas inversas y cabalgamientos en zonas próximas, y según hemos visto en la misma Hoja de Yetas, que responden más bien a estructuras de comprensión intramiocenas.

Ahora bien, queremos hacer notar, como su posible causa remota, que las diversas cobijaduras, fallas inversas y cabalgamientos de cierta envergadura que afectan a los materiales miocenos marinos del Prebético y de otras zonas pudieran obedecer, al menos en parte, a compresiones de cobertura generales como consecuencia de los acortamientos habidos a nivel de distintos puntos del zócalo, a causa de las fallas de desgarre profundas.

Estos mecanismos de desgarre a nivel del zócalo pueden dar lugar, igualmente, a compresión y plegamientos de cobertura en unos puntos y, por el contrario, a la distensión y creación simultánea de «fosas» en otros puntos. Bastaría para ello que el sentido de los movimientos acortara distancias en determinadas áreas de substrato rígido, o por el contrario las aumentase en otras, lo que influiría en los diversos puntos considerados de la cobertura, que no se comportaría totalmente solidaria de estos movimientos del substrato, o que, al menos, lo fuese desigualmente en distintas áreas. Estos «arrastres desiguales» de distintas porciones de la cobertura y en distintas direcciones, podrían generar tales estructuras numerosas de compresión y distensión, simultáneamente, es decir, sin necesidad obligada de suceder siempre en el tiempo una distensión a una compresión. En una determinada zona habría más o menos compresión, y en otro lugar de la cobertura distensión. Por supuesto, esto no siempre tendría que ser así de un modo sistemático.

Otros sistemas de fallas de distensión que afectan al «sector sureste» son los N-S, N20E, N40E, N90E, N110E, N120E. De entre estos, el primero y el último son los más importantes por el número y longitud de las fallas.

Entre estos sistemas destaca la que sigue aguas abajo el curso del río

Talibilla, según una importante franja o zona fallada que se arquea progresivamente de N-S, a N10-E y N20E.

Otra curiosa e importante falla normal corta a la anterior, al SE de la Hoja, y se dispone según un plano sinuoso o muy alabeado, constituyendo un arco distorsionado, cónvaco hacia el Sur, con extremos de la falla dirigidos al SE y SO respectivamente y el resto de su trazado E-O con una inflexión brusca NE-SO.

5.3 NEOTECTONICA

Dentro de la zona de estudio existen algunos datos que permiten ilustrar sobre la Neotectónica.

De una parte, la misma constitución conglomerática del propio Plioceno, que supone una importante surrección general del relieve a escala regional.

De otra parte, los sistemas de fallas normales que afectan indistintamente y de forma generalizada a las capas fluviales del Mioceno Superior y a los mismos conglomerados pliocenos.

Más moderna a las anteriores, la activación de unas fallas normales en el rincón NE de la Hoja, que afectan no sólo al Plioceno sino también a los travertinos cuaternarios. Igualmente en este rincón NE, las fallas que afectan al Cretácico de Sege, prolongándose en dirección NE y ENE cortan al Plioceno, como se advierten además, dejándose traslucir claramente, en los fotogramas aéreos a través del cuaternario reciente. Ahora bien, en este último caso, no puede afirmarse que dicho eluvial esté afectado por tales fallas, o si por el contrario, su contraste en la foto aérea se debe simplemente al aumento de la humedad del suelo sobre la zona de falla que afecta al plioceno.

Finalmente, otros datos que apoyan la activación neotectónica cuaternaria los encontramos en la diferenciación de, al menos, hasta dos terrazas aluviales en el curso del río Segura.

En una zona donde los terrenos cuaternarios son tan escasos, estos indicios adquieran mayor valor en apoyo de una Neotectónica intracuaternaria de relativa importancia.

6 GEOLOGIA HISTORICA

Aunque la inexistencia de afloramientos completos jurásicos prebéticos en el ámbito de esta Hoja impiden precisiones al respecto, tal como hemos señalado en el capítulo de Estratigrafía, por los pocos existentes y la vecindad de otros, podemos suponer que la Historia geológica del Jurásico transcurre de forma similar a la que reseñamos para el resto del Prebético

en las Memorias de las vecinas Hojas de Moratalla y de Elche de la Sierra, que realizamos simultáneamente a ésta para el MAGNA, y más detalladamente hemos reflejado en el texto de nuestra Tesis doctoral (L. JEREZ, 1973).

Comenzamos, pues, la descripción de este capítulo en el Cretácico Inferior:

Durante el Neocomiense sobreviene una importantísima transgresión marina que ocasiona la invasión del ambiente pelágico, margas con *Ammonites* sobre parte del dominio prebético interno, como puede comprobarse en los afloramientos de la Sierra de la Muela en la vecina Hoja de Moratalla (E. FOURCADE, L. JEREZ et al, 1972; L. JEREZ, 1973). Esta transgresión supone una brusca «ruptura sedimentaria» que sucede, ya iniciado el Valanginiense Inferior, sobre el «hard-ground» al techo de las calizas de facies marino lagunal del tramo Portlandiense-Valanginiense Inferior.

Mientras que durante todo el Cretácico Inferior, la región alzada al Norte, esto es, el dominio Prebético externo, se ve emergida o bien invadida por terrígenos de tipo fluvial, en el Prebético interno, las avalanchas de terrígenos silíceos que llegan intermitentemente, se alternan con etapas de sedimentación carbonatada en facies neríticas y marino lagunales, esto es, como ambiente de agua dulce, neríticos de la plataforma y costeros de playas marinas. Ahora bien, la distribución vertical y horizontal de estas facies no es caóticas, sino bastante ordenada en ciclos sedimentarios.

Entre el Valanginiense y el Albiense se producen, así, hasta cuatro cambios bruscos en el ambiente sedimentario de la cuenca, que se inician con cuatro invasiones repentina de terrígenos silíceos, procedentes de la Meseta, marcadas por cuatro «rupturas sedimentarias». Cada uno de estos ciclos sedimentarios culmina, igualmente, con el depósito de barras carbonatadas, en ambientes marino-lagunales con facies de agua dulce, como indican los episodios ricos en *Caráceas*, y también ambientes neríticos (*Rudistas* y *Orbitolínidos*). El primer ciclo sedimentario, iniciado con las margas pelágicas neocomienses, continúa con calizas y arenas silíceas o bien con calizas y margas barremienses y, finalmente, culmina con calizas en bancos, ya prácticamente sin terrígenos silíceos o bien, éstos, muy disminuidos, durante el Aptiense Inferior (Bedouliense). Entre el Bedouliense-Gargasiense, sobre la barra carbonatada anterior, se inicia un segundo y similar ciclo sedimentario con una nueva avalancha de arenas, limos y arcillas, que van disminuyendo progresivamente durante el Gargasiense, donde se produce generalmente el depósito de otra secuencia carbonatada, o bien una alternancia de carbonatos y terrígenos con predominio marcado de los carbonatos (calizas y dolomías).

Al final del Aptiense o principios del Albiense se inicia un tercer ciclo

con otra avalancha aún más fuerte que las dos anteriores, invadiendo la cuenca un cúmulo de gravas, arenas, limos y arcillas, con escasos y esporádicos depósitos de carbonatos, que culmina, sin embargo, con una barra carbonatada marina muy continua, a nivel del Albiense Superior. Esta «barra caliza» sería equivalente a la que se conoce en otros lares de la Ibérica, v. gr., como «pasada marina dentro de la facies Utrillas».

Finalmente, sobre esta barra carbonatada, la invasión de terrígenos de la verdadera «facies Utrillas» del Albiense Superior, que culmina con el depósito de carbonatos, calizas y dolomías a nivel del Vraconense.

Como se ha visto, la potencia e importancia de estas cuatro avalanchas de terrígenos aumenta sucesivamente conforme ascendemos en el Cretácico Inferior, exceptuados los períodos de sedimentación prioritariamente carbonatada. Así, las avalanchas de terrígenos del Albiense llegan a conectar con áreas de depósitos tan meridionales como las del «Subbético externo o Unidad Intermedia», entre cuyas margas pelágicas se depositan areniscas y calizas arenosas con *Orbitolinas*.

En general, hacia los dominios sedimentarios del «Prebético meridional» (ramal sur del surco norcitrabético) y surco del «Subbético externo», situados sucesivamente al sur de esta zona de estudio, los terrígenos silíceos gruesos pasan progresivamente a más finos, coexistiendo con los carbonatos neríticos y margas pelágicas.

Durante el Vraconiense, en el Prebético interno se depositan calizas arenosas con *Orbitolinas*, que se dolomitizan secundariamente; dolomitización que disminuye hacia el Sur, si bien de forma irregular. En la parte sur del «Prebético interno», el «Prebético meridional», que no llega a aflorar y cuyo depósito original se situaría a más de 20 km. al sur de la Hoja de Yetas, durante el Vraconiense se depositan ya margas con *Ammonites*. Igual ambiente pelágico sucedería en el «Subbético externo». Con el Vraconiense se inicia, pues, la transgresión marina del Cenomaniano.

Con respecto a la historia geológica del Cretácico Inferior hay que añadir que, en todo el Prebético el clima sería húmedo y cálido, como corresponde al alto grado de oxidación de los terrígenos y a la necesidad de suponer la existencia de una red fluvial importante para su transporte.

Dada la importancia progresivamente mayor de las avalanchas de terrígenos silíceos procedentes de la Meseta, se supone una elevación de la misma, tanto mayor hacia los episodios finales del Cretácico Inferior.

La distribución irregular de las isopacas correspondientes a los cuatro ciclos sedimentarios del Cretácico Inferior, irregularidad muy marcada en la vecina región de la Hoja de Moratalla (L. JEREZ, 1973), es un hecho general que suponemos relacionado con procesos halocinéticos a nivel del Keuper. El proceso de migración lateral de la sal, provocaría la situación diferente de umbrales y zonas más subsidentes en el transcurso del Cretácico Inferior.

Durante el Cenomaniense, la parte norte del «surco prebético interno o surco norcitrabético» recibe la misma sedimentación carbonatada que el área de plataforma prebética externa, con dolomitización, al menos en parte, secundaria. Por el contrario, más hacia el sur del área estudiada, la parte meridional del surco norcitrabético, según los datos regionales quedaría salvaguardada de la dolomitización, primeramente con el depósito de potentes calizas masivas neríticas y, finalmente, en su extremo prebético meridional, en condiciones pelágicas análogas a las del Subbético externo, con calizas y margas ya de reducido espesor. Estos materiales no se observarían aquí por quedar ocultos bajo el Subbético alóctono.

Al final del Cenomaniense-Turoníense, así como durante el Senoníense y Paleoceno, suceden movimientos verticales en el dominio prebético interno, que van a proporcionar lagunas estratigráficas parciales o completas de las distintas formaciones. Concretándonos a la Hoja de Yetas, vemos cómo la trilogía dolomítica, cenomaniense-turoníense, es más incompleta y menos potente al Sur que al Norte.

Durante el Senoníense Inferior (Santoníense-Campaníense Inferior, posiblemente), la mitad SE de la Hoja de Yetas queda fuera del dominio de sedimentación, posiblemente formando parte de un amplio umbral que ocupa gran parte del «Prebético interno». Al NO, por el contrario, se abre otra provincia paleogeográfica muy subsidente, que se extiende también a todo el dominio prebético externo, con el depósito de potentes series carbonatadas, en ambiente salobre, marino-lagunal, francamente aislado del mar abierto. Ya iniciado el Campaníense sobreviene una transgresión marina. La zona prebética interna, antes sin sedimentación, permanece poco subsidente, pero penetra parcialmente en ambiente nerítico y pelágico, permaneciendo no obstante al Sur (S.º del Zacamán) umbrales aún alzados, que no reciben sedimentación hasta que la transgresión marina se acentúa al iniciarse el Maestrichtiense. Por el contrario, la parte NO de la Hoja de Yetas permanece en el mismo ambiente restringido y subsidente, pero acusándose una «ruptura sedimentaria» importante con discordancia cartográfica, que se inicia con una violenta invasión de terrígenos silíceos (gravas y arenas de cuarzo); en un momento impreciso aún entre el Campaníense y el comienzo del Maestrichtiense.

Estas condiciones de sedimentación tan diferentes al NO y SE de la Hoja, requieren la permanencia de un umbral que separa dos provincias paleogeográficas durante todo el Senoníense entre ambos dominios, umbral que atraviesa diametralmente la Hoja de Yetas, también alargado NE-SO y, posiblemente, fuera del área de sedimentación.

En el «Prebético meridional», extremo sur del «surco norcitrabético», se deposita el «flysch de capas rojas» durante el Senoníense.

Se observa también que, entre el ambiente marino-lagunal al NO y el pelágico al Sur, existe un sector de transición en que coexisten en igual

proporción las faunas neríticas (*Orbitoides*) y pelágicas (*Globotruncanas*), acusándose cada vez más, y progresivamente, el dominio pelágico hacia el Sur.

Durante el Paleoceno, la parte NO de la Hoja queda probablemente emergida, mientras que la SO, invirtiéndose el proceso de subsidencias, recibe en general una potente sedimentación carbonatada. No obstante, el antiguo umbral regional prebético interno manifiesta aún su existencia durante el Paleoceno, pues los sedimentos senonenses que faltan entre el Cenomaniano y el Paleoceno, en la vecina S.^a de la Muela, al Este (Hoja de Moratalla), y que pudieran faltar en series aún más meridionales que no llegan a aflorar, son recogidos a modo de «bloques turbidíticos» rodados en el Paleoceno prebético meridional (S.^a de la Puerta). El proceso de remoción afectaría al propio Paleoceno (L. JEREZ, 1973, págs. 690-693).

El ambiente de depósito, con bajo nivel de energía, es propio de un ambiente marino restringido, quizás propio de plataforma exterior. Con respecto al Senoniano pelágico, se manifiesta una incipiente regresión marina.

Al final del Ilerdiense y sobre todo durante el Cuissiense, sobrevienen a la cuenca nuevas avalanchas de terrígenos silíceos, depositándose calizas arenosas, y progresivamente hacia el ESE calizas, margas y areniscas.

Hacia el Luteciense Superior (Biarritziense), se incrementa de nuevo la avalancha de terrígenos silíceos provenientes de la Meseta a la par que sucede un colapso que afecta la estabilidad de la cuenca y que produce una discordancia angular intraluteciense, en una primera fase de plegamiento que afecta al Prebético.

Durante el Eoceno Superior y gran parte del Oligoceno se interrumpe al parecer la sedimentación aquí, como en la mayor parte del Prebético interno.

Durante el Oligoceno Superior (Chattiense) permanece posiblemente emergida la parte NO de la Hoja de Yetas, mientras que al SE se deposita una potente serie marino-lagunal, sedimentación muy restringida con rocas carbonatadas inmaduras, margas a veces areniscosas y rojizas que marcan la influencia continental.

Entre el Chattiense y la extrema base del Aquitaniense se produce una discordancia erosiva angular, regional y general, consecuencia de una segunda fase de plegamiento, que afecta al área prebética, más intensamente que la fase anterior.

Durante el Aquitaniense-Burdigaliense Inferior aumenta de nuevo la subsidencia en todo el Prebético, que se ve invadido por una sedimentación marina generalmente nerítica, salvo en las áreas más meridionales, donde coexiste el depósito de margas pelágicas.

En las áreas septentrionales, el mar presenta una configuración irregu-

lar y discontinua, con abundantes islotes o montículos, sumergidos o emergidos, pero en todo caso resguardados del área de depósito.

En el Burdigaliense se produce una nueva pulsación orogénica que produce otra «ruptura sedimentaria» y una nueva discordancia erosiva y angular. La «cuenca marina festoneada» sufre una redistribución del fondo marino en lo que se refiere a áreas con y sin sedimentación.

Ya avanzado el Serravaliense, posiblemente en los comicios del Serravaliense Medio, sucede una nueva fase orogénica muy importante, que esta vez sí produce estructuras de compresión, fallas inversas, escamas y numerosos cabalgamientos que, aunque afectan más en cuanto a su número al Prebético externo, también suceden y son importantes en el Prebético interno, estando asimismo representados, aunque modestamente, en la Hoja de Yetas de Abajo.

Esta fase intraserravaliense parece coincidir con el funcionamiento más importante, si es que hubo otros anteriores, de los desgarres dextrorsos de las fallas de Socovos, de Tíscar y la del substrato de la Hoja de Yetas, que habría producido las bruscas inflexiones estudiadas.

Tras esta fase orogénica se producen las discordancias intramiocenas más espectaculares en los distintos puntos del área prebética, e igualmente cambia de nuevo la distribución de zonas con y sin sedimentación. Sedimentación que se hace más uniforme y esencialmente carbonatada, con un alto índice de madurez textural que evoca condiciones costeras.

La llegada de las unidades alóctonas del Subbético en sus fases finales gravitatorias, tiene lugar en dos momentos: el avance más importante es inmediatamente anterior a esta discordancia intraserravaliense (pero sin olvidar que va a suceder otra discordancia intraserravaliense superior); mientras que un segundo avance más local, no generalizado, tiene lugar inmediatamente después del depósito del tramo carbonatado que atribuimos al Serravaliense Medio. Un testigo importante de este avance, existe en la vecina S.^a del Cerezo, al N de Moratalla, donde el Subbético externo y encima el Subbético s. str., montan sobre este tramo carbonatado.

Durante el Serravaliense Superior, o a finales del Serravaliense Medio, suceden movimientos verticales muy importantes que extraen del área de sedimentación marina a gran parte de la zona Prebética, pues salvo un pequeño entrante hacia el ONO, que llega hasta Férez, donde ha quedado un pequeño vestigio de una entrada del mar tortoniense, el ambiente marino se retira definitivamente a la Cuenca de Calasparra, donde perdura durante el Mioceno Superior.

Durante el Mioceno Superior-Plioceno, la mayor parte de la región al norte y al oeste de Calasparra queda emergida o, al menos, dentro del dominio continental.

Al norte de la cuenca de Calasparra y de la S.^a del Puerto, que hace de barrera del ambiente marino al sur, se establece una cuenca lacustre, un

verdadero y extenso lago que ocupa gran parte del dominio prebético externo.

Pues bien, después del Tortoniense y a la altura de la localidad de Férez, penetra desde el OSO, es decir, desde la Hoja de Yetas de Abajo, un importante río, cuyas aguas se ven frenadas al entrar en el lago, disminuyendo bruscamente el nivel de energía de transporte y descargando cerca de la desembocadura importantes cantidades de gravas, arenas y limos.

Este importante río pudiéramos llamarle ya desde entonces el «río Taibilla», pues los sedimentos fluviales miopliocenos del mismo coinciden en la Hoja de Yetas con el curso medio del actual río Taibilla. Su curso alto debía quedar entonces situado imprecisamente en las Sierras del Nerpio, ya emergidas desde entonces como demuestra la existencia de una red fluvial continental de procedencia meridional.

Durante el Plioceno-Cuaternario antiguo, la región se elevó más aún, acentuándose los procesos de erosión sobre las áreas realizadas, mientras las depresiones, entre ellas la actual del río Taibilla, se llenan de conglomerados cuyos cantos vienen arrastrados por aguas torrenciales.

7 GEOMORFOLOGÍA

Un vistazo general al Mapa geológico de la Hoja de Yetas de Abajo y a su historia geológica, permite encontrar una profunda relación entre el trazado de la red hidrográfica actual y parte de la red hidrográfica heredada del Mioceno Superior-Plioceno, y también con la disposición estructural, la tectónica, que condiciona gravemente el trazado de los ríos.

En el primer caso, ya hemos visto cómo el curso medio del río Taibilla no habría variado su trazado principal desde el Mioceno Superior-Plioceno. De otra parte vemos cómo dicho curso medio, que discurre al E de la Hoja de Yetas se encaja, bien adosado, en las fracturas y fallas que le acompañan curvándose aguas abajo en la misma dirección que se curva el río, primero N-S, después N20E y N30E.

De otra parte, obsérvese el enorme e importante significado estructural del trazado del río Segura, que acompaña justamente a las inflexiones bruscas, sucesivamente N-S, E-O y NE-SO de los pliegues del sector noroeste de la Hoja de Yetas, desde la desembocadura de su afluente, el río Zumeta, hasta su entrada en el Embalse de la Fuensanta.

Otras connotaciones estructurales y generales del trazado fluvial se advierten en las fracturas de distensión, que han dado lugar a fosas tectónicas más o menos evolucionadas por donde discurren los dos ríos principales. De otra parte, el trazado de afluentes, arroyos y ramblas, que aunque no de una forma sistemática también se relaciona con el trazado de las grandes fallas. La misma entrada y curvatura del río Segura en la Hoja de Yetas por el SO, discurre hasta la desembocadura de su afluente, el río Zumeta, guiada por un sistema de fallas en «arco convexo» hacia el Norte.

La red fluvial se encuentra, de otra parte, fuertemente encajada en el relieve, con diferencias de cota próximas a los 1.000 metros, v. gr., entre los cursos del río Segura y los contrafuertes montañosos a cuyos pies discurre.

En el sector noroeste de la Hoja de Yetas, son frecuentes los «relieves invertidos», en el sentido de que son las estructuras sinclinales y no las anticlinales las que ocupan los relieves más fuertes de la zona. En este aspecto del relieve, también existen evidentes coincidencias de dirección de los fuerterrelieves con las direcciones de las estructuras dominantes. Así, los fuerterrelieves occidentales que se extienden desde el *Calar de la Sima* (con 1.897 m. en el vértice *Mentiras*) hasta la *Cuerda de la Lastra*, de Norte a Sur, corresponden al gran sinclinal de núcleo senoniente y mioceno, alargado en la misma dirección. Igualmente, los contrafuertes de la *Loma del Calar* de las Pilillas se alargan en la misma dirección que los pliegues y escamas que constituyen, en dirección NNE-SSO. Obsérvese en este caso que incluso el nombre «*pilillas*» responde, quizás no casualmente, a la forma de relieve, esto es, a la geomorfología de la vertiente noroeste del calar, que se dispone en sucesivos escalones, «*pilas*»; que coinciden, además, con una estructura de «*apilamiento de escamas tectónicas*», lo que viene a corroborar lo idóneo del nombre también desde el punto de vista geológico estructural, y lo que es más importante, la estrecha relación que existe en este caso entre el lenguaje remoto de las formas y el del contenido geológico del relieve, la Geomorfología y la Geología estructural.

Otros contrafuertes importantes de relieve, que se alargan en la dirección de las estructuras sinclinales, «*relieve invertido*», son los correspondientes a la *Sierra de Lagos*, donde también la forma de los relieves más altos, que superan los 1.000 m. de cota, se alargan como los pliegues, esta vez en dirección NE-SO, entre los vértices geodésicos «*Era de la Cruz*» (1.409 m.), «*Tragacillo*» (1.559 m.) y «*Cabeza Rasa*» (1.604 m.).

Finalmente, otro cambio de la orientación del relieve más alto en función del cambio de la dirección del plegamiento en la S.º del Zacatín, al SE de la Hoja, cuya cumbre, con el vértice «*Alcabache*» (1.487 m.), se alinea según la estructura sinclinal, en relieve también invertido, en dirección ENE-OSO.

Otro aspecto a considerar es la relación entre la litología y el relieve del terreno. Todas las cumbres montañosas situadas por encima de los 1.000 metros de altura están prácticamente ocupadas por las formaciones carbonatadas, más resistentes a la erosión; mientras la mayor parte de los cursos fluviales, sobre todo los dos ríos principales, han hendido su valle rápidamente a favor de las formaciones margosas y terrígenas. Las excepciones a esta causa general, se deben, sin duda, al concurso de sistemas de fallas importantes, que han fracturado intensamente los materiales carbonatados,

debilitando su resistencia y facilitando la erosión y encajamiento de la red fluvial de forma privilegiada con respecto a otros puntos.

Con una red fluvial tan profundamente encajada como la de la Hoja de Yetas, las pendientes de las laderas montañosas son con gran frecuencia totalmente inaccesibles de forma directa, a lo que colabora frecuentemente la estructura masiva de muchas formaciones carbonatadas, especialmente las dolomías masivas del Cenomaníense.

Hay que añadir que los parajes de la Hoja de Yetas de Abajo merecen un calificativo especial por su magnificencia y belleza, y que es éste uno de los pocos lugares del país que aún no ha sido estropeado por la especulación urbanística o la mano innoble de los traficantes humanos. Quizá convenga ya tomar medidas de protección ecológica y conservación de este medio ambiente que ha sido comparado con la «Suiza española», pues el reciente riego asfáltico del camino forestal que sigue el curso del Segura pudiera perjudicar más que beneficiar a estos lugares tan nobles y bellos, si no se adoptan medidas complementarias de protección contra los incendios forestales y otro tipo de destrucciones.

8 GEOLOGIA ECONOMICA

8.1 HIDROGEOLOGIA

Los acuíferos más importantes están constituidos por el complejo dolomítico del Cenomaníense-Turoníense, especialmente las dolomías marinas de base del Cenomaníense, que dan lugar a las principales fuentes, arroyos y afluentes que incrementan el caudal de los ríos Segura, Zumeta y Taibilla durante su trazado por la Hoja de Yetas de Abajo. Generalmente este complejo dolomítico, junto con los otros varios cientos de metros de calizas senonienses que coronan su serie en el sector noroeste, se encuentra muy drenado, pues el nivel de los ríos actuales se halla muy por debajo de los niveles basales de dichos acuíferos. Así, el papel hidrogeológico principal de estas formaciones carbonatadas en la Hoja de Yetas de Abajo es la de embalsar el agua y regularizar la escorrentía de la red hidrográfica, es decir, actuar como grandes embalses subterráneos colgados en el relieve con salidas regulares de agua permanentemente abiertas.

La gran cantidad de agua que sueltan estas formaciones dolomíticas a la red fluvial a su paso por la Hoja de Yetas, da asimismo idea de la capacidad kárstica, y de la pérdida del agua embalsada que representan estas mismas formaciones en el Embalse de la Fuensanta, donde constituyen la parte fundamental del vaso de dicha obra hidráulica, aguas abajo del río Segura justo donde éste abandona dicha Hoja.

En los altos relieves del «Calar de la Sima», sobre las «calizas de Algas»

del Aquitaniense y sobre el Senoniense, se ha desarrollado vistosamente la circulación kárstica, proporcionando un número importante de dolinas. Justo enfrente, al noroeste, el «Calar del río Mundo», aunque mucho más extenso e importante porque da lugar al nacimiento del río de este nombre, tiene el mismo significado kárstico que el «Calar de la Sima», figurando un verdadero «avispero» por la densidad de las dolinas que ocupan sus cumbres montañosas.

Desde el punto de vista de explotación de acuíferos, la mayor parte de la zona no ofrece interés por las razones apuntadas y por la lejanía de las posibles zonas de regadío.

Únicamente al sur de la Sierra del Zácatán y al norte de la Sierra del Tobar, y más bien hacia el este de esta zona en la Hoja de Moratalla, cabe intensificar la explotación de las dolomías cenomanienses hundidas bajo el Eoceno y Mioceno.

Un vestigio de la importancia de la circulación kárstica en las dolomías al norte de la S.^a del Tobar, al NE de la Hoja de Yetas, son los travertinos que se han desarrollado al pie de aquellas laderas montañosas. Estos travertinos se han formado gracias a la salida de caudalosas fuentes a favor de una importante falla de dirección ONO-ESE.

En la zona correspondiente a la Hoja de Yetas de Abajo generalmente no tendría sentido la explotación de acuíferos más inferiores al Cretácico Inferior, pues con excepción del núcleo anticlinal donde aflora el Dogger en el río Segura, la profundidad de los objetivos la haría antieconómica, aún en algunos puntos más favorables también al pie del río Segura, donde afloran términos del Barremiense-Neocomiense, y donde las dolomías del Kimmeridgiense y del Dogger podrían localizarse entre los 300-400 m. de profundidad. De otra parte no tendría mucho sentido práctico el uso del agua extraída al pie de un río caudaloso cuyas pérdidas naturales a lo largo de su propio curso habría que resolver mucho antes de pensar en aumentar su caudal a base de sondeos, ya que en el lugar no existen grandes zonas de terreno cultivable.

Es quizás en la Hoja de Yetas y en la vecina Hoja de Orcera, al Oeste, donde se enriquece más al caudal del río Segura, pues en su nacimiento, en las mesetas de Pontones, es bastante reducido.

Otros acuíferos relativamente importantes, aunque bastante menos que los anteriores, son los correspondientes a las formaciones carbonatadas y arenosas del Cretácico Inferior.

8.2 GEOLOGIA DEL PETROLEO

Es precisamente esta transversal que se inicia en la Hoja de Yetas de Abajo, y su prolongación del Prebético hacia el Sur bajo el Subbético de la

Hoja de Nerpio y, más al Sur, aún hasta el límite con la Sierra de Marfa, investigando el Jurásico del propio Subbético externo, una de las zonas más interesantes para la investigación de hidrocarburos.

Se recomienda esta transversal como la más idónea por dos razones principales: porque en la misma se reduce y lamina casi totalmente el Keuper existente bajo el Subbético s. str., dejando al descubierto amplias zonas de afloramiento directo de «Subbético externo» o «Unidad intermedia», con zonas de terreno suficientemente llano para trazar los perfiles geofísicos. Al Este y Oeste de esta franja, las masas del Keuper son más continuas y potentes y difícilmente se podría leer bajo las mismas el resultado de los perfiles sísmicos trazados. Otra razón para recomendar esta zona como más favorable, es aún que en toda la Hoja de Yetas, sólo aflora en un punto aislado y en la Hoja de Nerpio no llega a aflorar ni el Neocomiense ni el Jurásico Superior prebético, que cuentan con formaciones sello importantes y, debajo, con almacenes potenciales extraordinarios en las dolomías del Lías-Dogger. Como rocas madres, cabría pensar en el «flysch» pelágico del Cretácico Inferior, Cretácico Superior y Nummulítico del Prebético meridional y del Subbético externo. Por consiguiente, en la Hoja de Nerpio, mucho menos afectada por tectónica distensiva que la Hoja de Yetas, y al Sur de la misma, existen posibilidades grandes de localizar estructuras petrolíferas.

En todo caso, bajo el Subbético externo cabe también la posibilidad de encontrar un prebético con pliegues-falla, e incluso la complicación interpuesta de un manto de corrimiento del prebético más meridional cabalgando al Prebético interno.

No obstante, esta última posibilidad es bastante más remota, por lo que conviene persistir en la investigación geofísica y, en su caso, en sondeos de exploración.

Queremos aprovechar esta ocasión también para inducir a la conveniencia de investigación petrolífera del prebético situado al Este de las transversales de Alicante, despreciando el Trías de Altea y sus aledaños, que para nosotros no es diapírico sino alóctono, como demostraría su mezcla con margas albienses del «flysch subbético externo» que le acompaña a modo de «olitostromas». El Prebético de aquellas transversales más orientales de Alicante es autóctono y apenas sin afloramientos jurásicos, con una cobertura mesozoica y terciaria poco descarnada, así como la existencia de potenciales rocas madres y almacén, faltando localizar las estructuras pertinentes. Hay que advertir que, por el contrario, al Oeste de la transversal Alicante y hasta la de Calasparra, la estructura del Prebético oculto por el alóctono se complica sobremanera, perdiendo relativamente más interés esta otra zona para la investigación del petróleo. Igual sucede al Oeste de la transversal de Cazorla y de Tíscar, donde los medios geofísicos actua-

les no son suficientes para la investigación geofísica del Prebético, por las grandes «masas olistostómicas» yesíferas y mantos gravitatorios que cubren allí al supuesto prebético infrayacente.

8.3 MATERIALES DE CONSTRUCCION Y MATERIAS PRIMAS INDUSTRIALES

Son especialmente interesantes para la fabricación de cementos las calizas del Paleoceno del sector sureste de la Hoja de Yetas, que pudieran complementarse con margas del Mioceno marino de la cuenca de Moratalla y quizás con margas albienses del Subbético externo en los tramos menores areniscosos. También son buenas para este fin las calizas y margas de los tramos menos terrígenos del Bedouliense y Gargasiense, en el sector noroeste. No obstante, con respecto al paisaje y a la conservación ecológica de este sector, caso de necesitar calizas para estos fines convendría canterar antes las masas carbonatadas bedouilienses de Sege, localidad más desforestada.

9 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 Geologique des zones externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne)». Tesis Doctoral. Fac. Sc. París, 393 pp.
- 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, pp. 1-138.
- BUSQUET, J. C., y MONTENAT, CH. (1974).—«La néotectonique dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne)». 2 ième Reunion annuelle des Sciences de la Terre, Pont-à-Mousson.
- BRINMANN, R., y GALLWITZ, H. (1933).—«Der betische Aussenrand in Sud-Oeste Spanien». Beitr. Geol. Westl. Mediterr., núm. 6, 108 pp., Berlín.
- CHAMPETIER, Y. (1972).—«Le Prébétique et l'Ibérique côtiers dans le Sud de la province da Valence et la Nord de la province d'Alicante (Espagne)». Tesis Doctoral, Nancy, Sciences de la Terre, mén., núm. 24, 170 pp.
- DABRIO, C. J. (1972).—«Geología del Sector del Alto Segura (Zona Prebética)». Tesis, Univ. de Granada, 388 pp.
- 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-Trem, 5-9 noviembre 1973.) Enadimsa. *Trab. Congr. Reun.*, pp. 21-23.
- 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).—«Introducción a la seance sur les Cordillères Bétiques». *Bull. Sc. Géol. France* (7), t. III, pp. 263-266, París.
- EGELER, C. G., et SIMON, O. J. (1969).—«Sur la tectonique de la zone bétique (Cordillères bétiques, Espagne)». *Verhandl. Kon. ned. Akad. Wet., Afd. Nat.* (1), 15, núm. 3, 90 pp., 16 figs. 3 pl.
- FALLOT, P. (1928).—«La limite septentrionale des carriages subbétiques entre la Sierra Sagra et le Rio Segura». *C. R. Ac. Sc.*, t. 187, pp. 1150-1152.
- (1948).—«Les Cordillères bétiques». *Est. geol.*, núm. 8, pp. 83-172, Madrid.
- FALLOT, P., y BATALLER, J. R. (1933).—«Observations géologiques entre Casasparra y Cieza». *Ass. Est. Méditer. Occid.*, vol 4 (Geologie des chaines bétiques et subbétiques), pastie, núm. 1, 9 pp., Barcelona.
- FERNEX, F. (1968).—Tectonique et paleogeographie du Bétique et du Penibétique orientaux. Transversale du la Paca-Lorca-Aguilas (Cordilleres bétiques, Espagne méridionale). Tesis. París, 983 pp.
- 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 sources du Guadalquivir (prov. de Jaén et de Granada, Espagne méridionale)». *Fac. Sc. de Paris. Tesis*, 633 pp.
- (1975).—«Le Crétace dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. IV. Le Prebétique et le Subbétique de Cazorla à Huescar». I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España. (Bellaterra-Trem, 5-9 noviembre 1973.) Enadimsa. *Trab. Congr. Reun.*, pp. 245-256.
- FOURCADE, E. (1970).—«Le Jurassique et le Crétace aux confins des Chaines Bétiques et Iberiques (Sud-Est de Espagne)». Tesis doctoral, *Fac. Sc. de Paris*, 427 pp.
- 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 Micropaleontología*, núm. extr. 30 aniv., E. N. Adaro.
- FOURCADE, E., y JEREZ MIR, L. (1973).—«El Cretácico inferior en las inmediaciones de Peñarrubia (zona Prebética, prov. de Albacete)». *Rev. Esp. de Micropal.*, 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, A. 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 pp.
- GONZALEZ DONOSO, J. M., y LOPEZ GARRIDO, A. C. (1975).—«Características 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-Trem, 5-9 de noviembre 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).—«Olistostromes and other depositional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (prov. of Murcia, Spain)». *Scripta Geol.*, 19, 207 pp.
- HOTTINGER, L. (1963).—«Quelques Foraminifères porcelanés oligocènes dans le série sédimentaire prébétique de Moratalla (Espagne méridionale)». *Ecl. geol. Helv.*, 56, pp. 963-972, 4 figs., 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 cobertura en un sector de la Zona Prebética (provincias de Albacete y Murcia)». I Congr. Hisp.-Luso-Amer. de Geología Económica, Secc. de Geol., t. I, apart. E-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 pp.
- 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 pp.
- (1973).—«Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España. Escala 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.*, NS, 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-Americanos de Geología Económica*. Madrid-Lisboa, pp. 331-341.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T., y GRANADOS, L. F. (1975).—«El Cretácico superior de las hojas de Alcaraz, Liétor y Yeste, Zona Prebética». *I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España*. (Bellaterra-Tremp, 5-9 de noviembre de 1974.) 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 pp.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA