



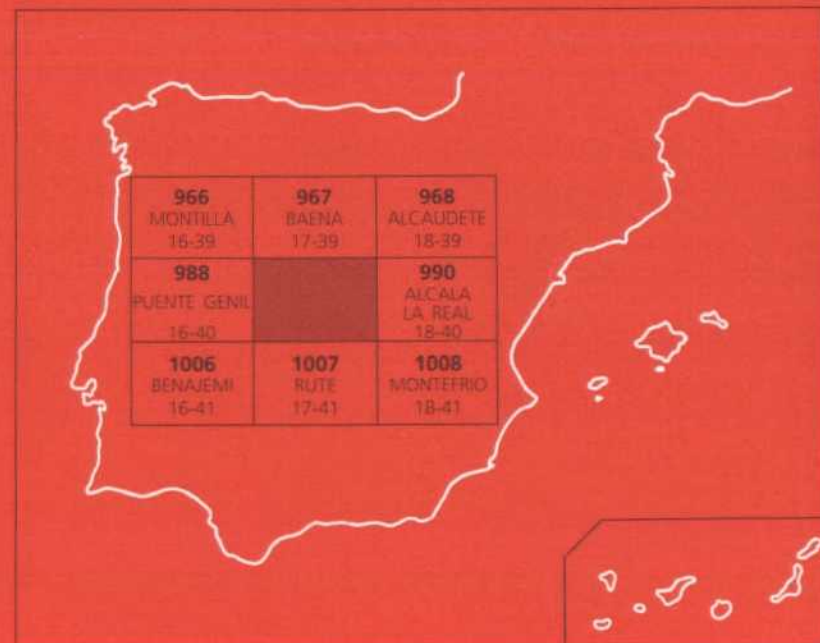
Instituto Tecnológico
Geominero de España

989

17-40

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA ESCALA 1:50.000

Primera edición



LUCENA



Instituto Tecnológico
Geominero de España

Instituto Tecnológico
Geominero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
Escala 1:50.000

LUCENA

Primera edición

MADRID, 1991

Depósito Legal: M-10.710-1992
I.S.B.N.: 84-7840-122-9
NIPO: 241-92-011-7
Imprime: Gráficas Topacio, S.A.
c/ Príncipe de Vergara, 210 - 28002 MADRID

HAN INTERVENIDO:

Cartografía y Redacción de Memoria:	J.A. Díaz de Neira (Informes y Proyectos, S.A.); A. Enrile Albir (Informes y Proyectos, S.A.); P.P. Hernaiz Huerta (Informes y Proyectos, S.A.) y F. López Olmedo (Informes y Proyectos, S.A.)
Sedimentología:	J. González Lastra (Informes y Proyectos, S.A.) y M. Zamorano Cáceres (Informes y Proyectos, S.A.)
Micropaleontología:	P. Aguilar y J. Ramírez del Pozo (Compañía General de Sondeos)
Dirección y supervisión del IGME:	P. Ruiz Reig



1. INTRODUCCION

1.1. SITUACION GEOGRAFICA

La Hoja a escala 1:50.000 de Lucena (989) se encuentra estratégicamente situada en el sector suroriental de la provincia de Córdoba, a la cual pertenece casi por completo, excepción hecha de su rincón SE, correspondiente a la de Granada.

Estando ubicada en las Cordilleras Béticas comprende dos áreas bien diferenciadas orográficamente:

- El tercio occidental se caracteriza por su relieve suave y alomado en general, con cotas que incluso bajan de 400 m. Corresponde a los dominios del Guadalquivir y está atravesado por valles amplios que vierten sus aguas hacia el oeste, de entre los que destacan los del río de Cabra y los arroyos de Santa María y del Riguelo.
- El resto de la Hoja presente un relieve caracterizado por sierras abruptas, generalmente separadas entre sí por valles estrechos sin orientación definida, siendo los más importantes los de los ríos Saladillo, Palancar, Morisco, Zagrilla y Cenilla. La mayor altitud se encuentra en la Sierra de la Tiñosa (1.570 m), destacando igualmente las Sierras de la Horconera, Rute y Cerro Lobatejo.

Existen numerosos cortijos repartidos por las zonas cultivables, pese a lo cual la población se agrupa en importantes núcleos de población, tales como Lucena, Priego de Córdoba, Cabra y en menor medida, Carcabuey, perfectamente comunicados entre sí por una amplia red de carreteras.

Pese a que en algunos de estos núcleos (Lucena y Priego de Córdoba) existe un desarrollo industrial, la principal fuente de riqueza es la agricultura, sobresaliendo especialmente, al igual que en las regiones circundantes, el cultivo del olivo, elemento inseparable del paisaje en la región.

1.2. ANTECEDENTES GEOLOGICOS

Son numerosos los trabajos de diversa índole realizados tanto dentro de las Cordilleras Béticas, como en el ámbito de la Hoja. Algunos de ellos, enumerados a continuación, han sido de gran utilidad durante la elaboración de este trabajo.

Sin duda alguna, el trabajo de mayor interés es el realizado por FELGUEROSO y COMA (1964) referente a la geología del sector meridional de la provincia de Córdoba, base de la realización de la Hoja a escala 1:50.000 de Lucena (989, 1ª serie), cuya cartografía ha resultado un importante punto de partida para trabajos posteriores.

Dentro de la década de los sesenta tiene lugar la realización de dos tesis doctorales de notable interés en la región. VERA (1966) describe un conjunto de series mesozoicas que permiten un

ensayo de reconstrucción paleogeográfica que afecta al sector Argarinejo-Sierra de Chanzas, limítrofe con el SE de la Hoja. Por su parte, GARCIA DUEÑAS (1967) realiza una división de la Zona Subbética en base a criterios paleogeográficos (Subbéticos Externo, Medio e Interno) que ha servido de base para estudios más recientes.

Un carácter más local tiene la tesis de licenciatura de RIVAS (1969) que afecta al sector de Gaena, especialmente en lo que concierne a los aspectos paleontológicos.

DABRIO y VERA (1970) llevan a cabo una correlación de los materiales jurásicos comprendidos en el sector Rute-Algarinejo, en lo que supone el tránsito entre los Subbéticos Medio y Externo, tránsito observable en el cuadrante SE de la Hoja.

Durante la década de los setenta hay que hacer mención especial de los estudios paleontológicos realizados. Destacan entre ellos la tesis doctoral de RIVAS (1972) que tiene por objeto el Lías del sector central de las Cordilleras Béticas, así como los de SEQUEIROS (1975) y OROLIZ (1978) concernientes a diversas series correspondientes al Subbético Externo. Todos estos trabajos culminan con la publicación por parte del Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad de Granada (1979) de una síntesis relacionada con las microfacies de los materiales jurásicos de las Cordilleras Béticas, simultáneamente con otra que afecta a los aspectos paleontológicos y estratigráficos de dichos materiales.

En lo que se refiere a los aspectos petrológicos de las rocas volcánicas jurásicas y subvolcánicas triásicas (ofitas), PUGA y RUIZ-CRUZ (1980) realizan una síntesis en la que llegan a deducir el ambiente geodinámico en que tuvieron lugar los procesos magmáticos.

Resulta de gran interés el trabajo de BAENA y JEREZ (1982) en el que llevan a cabo un ensayo de reconstrucción paleogeográfica entre la Meseta y la Zona Bética.

Por último, se han realizado consultas tanto a las cartografías como a las memorias explicativas correspondientes a las Hojas a escala 1:50.000 de Baena (967) y Rute (1007) realizadas por el ITGE dentro del plan MAGNA.

1.3. MARCO GEOLOGICO

La Hoja de Lucena (989) se halla encuadrada dentro de las Cordilleras Béticas y más concretamente dentro de la Zona subbética, según el sentido original de FALLOT (1948).

Las Cordilleras Béticas son el extremo occidental de las cordilleras alpinas europeas. Se trata de una zona que, al igual que todo el borde mediterráneo, ha sufrido fenómenos tectónicos de escala continental durante la mayor parte del Mesozoico y Terciario relacionados con la apertura del atlántico Norte y la colisión de las placas europea y africana.

Tradicionalmente, se distinguen dentro de ellas las Zonas Internas y las Zonas Externa, de acuerdo con la concepción clásica del geosinclinal; las Zonas Internas presentan deformaciones

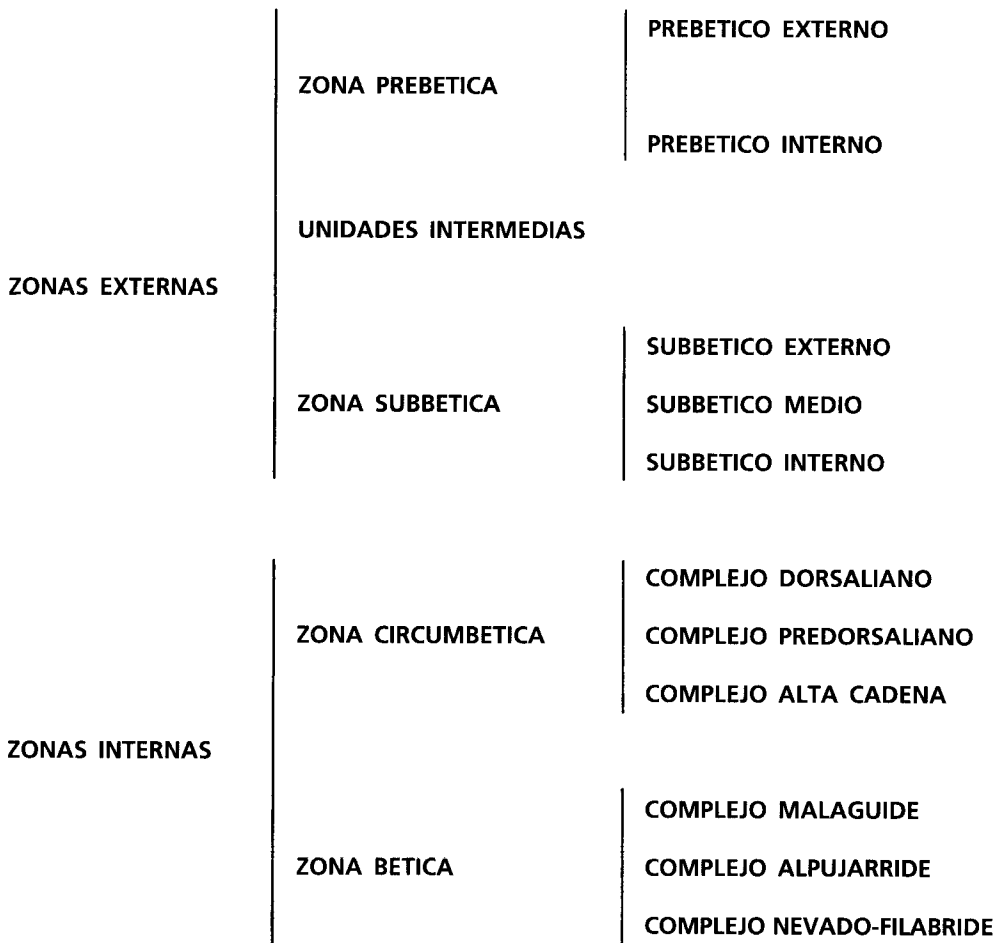


Figura 1

profundas que afectan al zócalo, acompañadas de metamorfismo, mientras que las Zonas Externas se caracterizan por una cobertera plegada en la que llegan a desarrollarse mantos de corrimiento. Aplicando estos conceptos a la región mediterránea, se puede decir que las Zonas Externas se sitúan en los bordes de las placas europea y africana, mientras que las zonas Internas se ubican en el límite entre ambas placas, coincidente en el sector que nos ocupa, con los dominios de Alborán.

Las zonas Externas están representadas por la Zona Prebética, las Unidades Intermedias y la Zona Subbética y las Zonas Internas, por la Zona Circumbética y la Zona Bética. Su distribución, de norte a sur es la siguiente: Prebética, Unidades Intermedias, Subbética, Circumbética y Bética (Fig. 1) BAENA y JEREZ, (1982).

La Zona Prebética es la más externa y se encuentra ubicada sobre corteza continental correspondiente a la meseta. Se caracteriza por un ambiente marino somero con ciertos episodios continentales. Se divide en Prebético Externo e Interno de acuerdo con las diferentes facies del Cretácico y Paleógeno, aunque con límites variables, según el criterio de los diferentes autores y las zonas de trabajo de los mismos.

Las Unidades Intermedias son un conjunto muy potente, localizado entre las Zonas Prebética y Subbética (RUIZ ORTIZ, 1980); dentro de ellas destacan los niveles turbidíticos presentes en la serie jurásica.

La Zona Subbética se sitúa inmediatamente al sur de la anterior, presentando facies diferentes a partir del Domeriense, momento en el que la subsidencia alcanza un importante rango en determinados sectores, encontrándose radiolaritas, niveles turbidíticos y en algunas zonas, evidencias de un intenso magmatismo durante el Jurásico y parte del Cretácico inferior. GARCIA DUEÑAS (1967) la divide en 3 dominios, de acuerdo con sus características paleogeográficas durante el Jurásico (a partir del Domeriense), que de norte a sur son: Subbético Externo, Medio e Interno.

El Subbético Externo corresponde a un sector con escasa o nula subsidencia, caracterizado por materiales carbonatados cuyo espesor es mucho menor que el de las zonas situadas inmediatamente al norte (Unidades Intermedias) y al sur (Subbético Medio).

El Subbético Medio representa el sector más subsidente de la Zona Subbética, lo que hace que se caracterice por tener las series más potentes. Entre sus litologías destacan como más típicas las radiolaritas, los niveles turbidíticos y en algunas regiones los niveles volcánicos submarinos, lo que permite realizar en este dominio una nueva subdivisión en Subbético Medio septentrional y meridional (GARCIA DUEÑAS, 1967).

El Subbético Interno es el sector más meridional de la Zona Subbética; corresponde a una zona de menor subsidencia caracterizada por materiales calcáreos de ambiente de plataforma.

La Zona Circumbética corresponde a un conjunto de materiales situados en torno a la Zona Bética y que ha recibido diversas denominaciones según los autores tales como Dorsal,

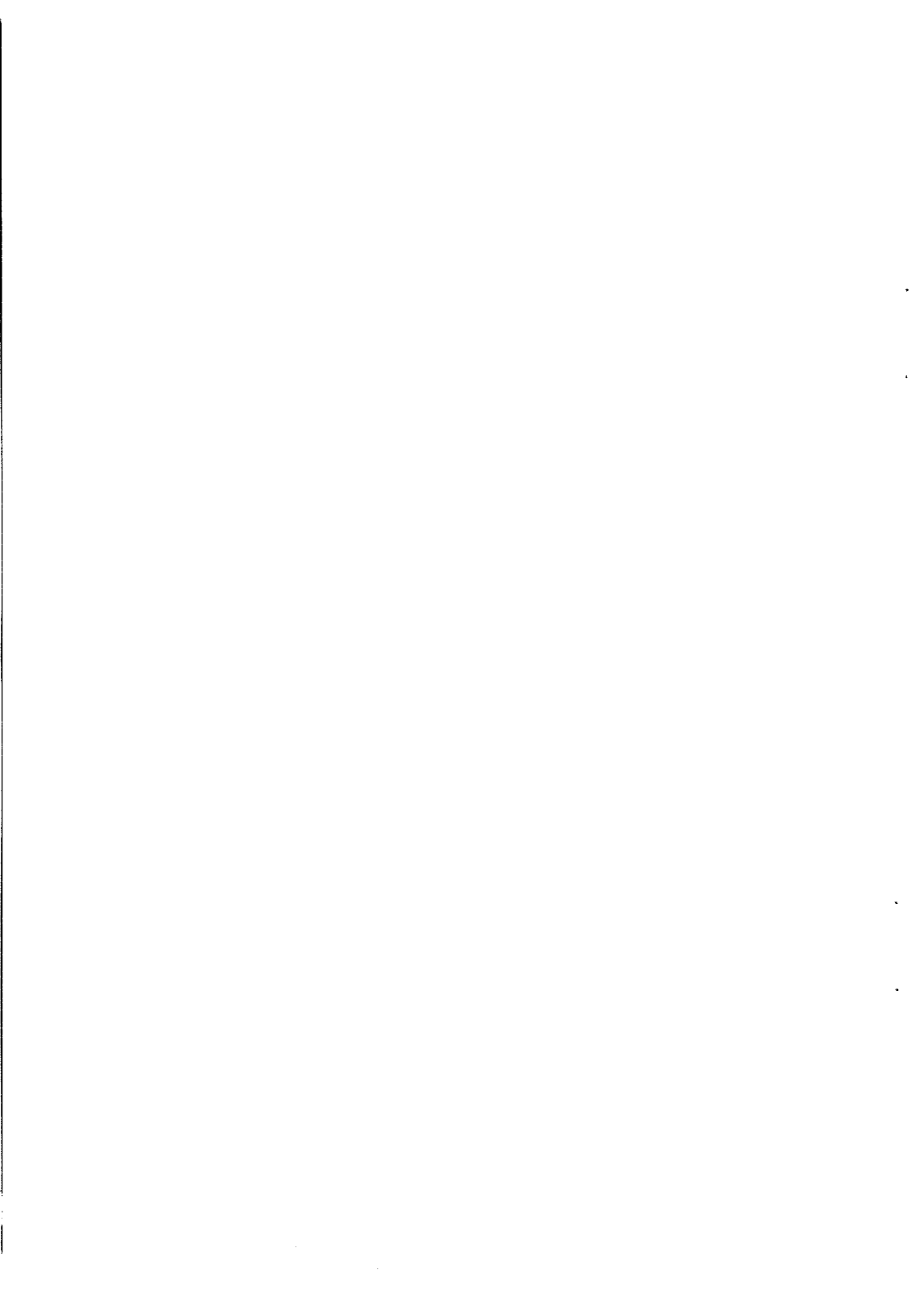
Predorsal, Zona Media, Unidades del Campo de Gibraltar, Sustrato de los flysch cretácicos, Subbético ultrainterno, etc. Su origen debe situarse entre las Zonas Externas correspondientes a las placas europea y africana. El movimiento de la Zona Bética hacia el oeste mediante fallas de dirección dio lugar a su disposición actual en la que las Zonas Circumbéticas africana y europea se sitúan a ambos lados de la Zona Bética, uniéndose en el Arco de Gibraltar.

De acuerdo con sus características sedimentarias la Zona Circumbética se divide en 3 Complejos: Alta Cadena, Predorsaliano y Dorsaliano. El Complejo de Alta Cadena representa el sector más cercano al Subbético Interno. El Predorsaliano hace referencia a las partes más distales de la cuenca, que han sufrido importantes procesos posteriores debido a la colisión de la Zona Bética. Por su parte, el Dorsaliano debió ser el enlace entre la Zona Bética y la Zona Circumbética en sectores orientales, siendo posteriormente modificado por el movimiento de la Zona Bética hacia el oeste.

La Zona Bética ha sufrido procesos tectónicos de alto rango e incluso metamorfismo. Tradicionalmente se distinguen en ella 3 dominios superpuestos, de abajo a arriba, Complejo Nevado-Filábride, Complejo Alpujárride y Complejo Maláguide. No presentan materiales posteriores al Triásico excepto en este último.

En el Mioceno inferior tuvo lugar el acontecimiento más importante en la evolución de la cadena, debido a la colisión entre las placas europea y africana. Por efecto de este fenómeno, en la Zona Subbética tienen lugar movimientos vergentes hacia el norte, favorecidos por la presencia de materiales triásicos en la base. Durante el resto del Mioceno se detectan varias facies tectónicas de mayor o menor intensidad según la zona de que se trate.

A finales de dicho período se produce el paso a un régimen continental asociado a una tectónica de tipo distensivo. A partir del relleno de las cuencas neógenas se produce un predominio de los procesos erosivos que se prolonga hasta la actualidad; conviene recordar, no obstante, que la zona en cuestión sigue siendo tectónicamente activa, al igual que todo el sector mediterráneo, como consecuencia del ambiente geodinámico en el que se encuentra ubicada.



2. ESTRATIGRAFIA

2.1. ZONA SUBBETICA (SUBBETICO MEDIO Y EXTERNO)

La mayor parte de las sierras y elevaciones principales de la Hoja, formadas por materiales jurásicos, aparecen aisladas entre sí, separadas por los materiales "blandos" del Triásico y cretácico principalmente. Esta es una pauta morfológica común en todas las Cordilleras Béticas, y es la causa de que a la hora de abordar la estratigrafía y paleogeografía de la región existan serias dificultades para relacionar unas sierras con otras a no ser que presenten gran similitud de facies, lo que es poco frecuente. El no poder ver físicamente en el campo la evolución de las facies debido al mencionado aislamiento de las sierras, ha favorecido asimismo la compartimentación de la región en unidades paleogeográficas muy definidas, sin poder precisarse en la mayor parte de los casos la situación y características de las zonas de tránsito entre unas y otras.

En la elaboración de un mapa de la Serie MAGNA en las Cordilleras Béticas se tiene a mantener una leyenda para cada unidad paleogeográfica. Sin embargo, cuando varias unidades paleogeográficas están presentes en una misma sierra y los cambios de facies y espesores son progresivos, es difícil emplear el método mencionado puesto que no es fácil saber donde acaba una unidad paleogeográfica y donde empieza la otra.

La Hoja de Lucena presenta un claro ejemplo de lo expuesto. Las Sierras de Rute-Horconera-La Tiñosa forman una única sierra mayor en perfecta continuidad geográfica. Dentro de esta alineación están perfectamente representadas series atribuidas al Subbético Externo meridional y al Subbético Medio septentrional (GARCIA DUEÑAS, 1967). Los cambios de facies, acuñaamiento de tramos, etc., se pueden seguir cartográficamente en numerosas ocasiones.

Asimismo se han tenido en cuenta los cambios de facies observados en Hojas colindantes como es el caso del tránsito de la caliza oolítica que caracteriza a las series septentrionales del Subbético Externo a las calizas con sílex las meridionales de Subbético Externo, ambas del Dogger.

Por esta razón, en la presente Hoja se ha optado por la utilización de una leyenda única en la que se ha intentado representar las series de la distintas unidades paleogeográficas relacionadas entre sí.

Las litologías atribuibles a las Unidades Intermedias se han separado de las demás puesto que en esta Hoja aparecen como afloramientos aislados de origen tectónico que no permiten observar su relación con el resto de las unidades paleogeográficas.

Para describir las distintas litologías de edad jurásica que aparecen en la hoja se mantiene el esquema clásico de las unidades paleogeográficas mencionadas anteriormente, definiendo para cada una de ellas su serie más característica, con sus variaciones más notables. Esto se hará así a partir del Domeriense, ya que hasta este momento la homogeneidad de facies es muy notable en toda la plataforma subbética. Asimismo se exponen los tránsitos, tanto observados

como supuestos, entre las diferentes unidades paleogeográficas, que justifican la utilización de una leyenda común a las mismas.

La extensión aproximada de cada unidad en la Hoja se ha sintetizado en el esquema tectónico adjunto al mapa geológico.

2.1.1. **Triásico**

Los materiales correspondientes a esta edad se distribuyen ampliamente por toda la hoja en forma de grandes manchas cartográficas con notable continuidad lateral. Es de destacar la franja que con dirección NE-SW cruza oblicuamente la Hoja, sin interrupción cartográfica alguna, extendiéndose por las limitrofes de Rute y Alcaudete, y cuyo significado estructural se verá en el apartado correspondiente. Dicha franja, será denominada en lo sucesivo como "Fanja triásica de Carcabuey".

En total se han distinguido cinco litologías diferentes:

2.1.1.1. **Arcillas versicolores y yesos (1)**

Constituyen con mucho la proporción mayor del conjunto triásico y en ellas están incluidas el resto de las litologías. Son arcillas rojas, verdes y ocres con frecuentes intercalaciones de delgados niveles de areniscas y abundantes yesos dispuestos tanto en lechos finos como en cuerpos masivos. Salvo en raras ocasiones, en las que se puede seguir su estratificación, se presentan replegados de forma caótica y con aspecto brechoide.

2.1.1.2. **Areniscas cuarcíticas negras (2)**

Aparecen bien representadas exclusivamente en un afloramiento situado al pie del carril que une las carreteras de Carcabuey a Luque y de Carcabuey a Zagrilla, así como en otro muy pequeño y corto, al norte de la sierra de los Pollos. Son areniscas cuarcíticas de un color negro característico.

2.1.1.3. **Dolomías tableadas negras (3)**

Afloran siempre formando retazos aislados de todos los tamaños posibles, siendo especialmente frecuentes en la "Fanja triásica de Carcabuey". Son dolomías y calizas de color negro, bien estratificadas, normalmente en bancos de 10 cm a 1 m de espesor. Suelen presentar una laminación paralela bien desarrollada así como ripples de ola.

2.1.1.4. **Ofitas** (4)

Son muy escasas en esta Hoja en comparación con otras zonas de las Cordilleras Béticas. Aparecen en pequeñas masas, englobadas en las arcillas triásicas.

Se presentan como enclaves intrusivos, originando cuerpo redondeados y lenticulares. Su acción sobre la roca encajante no es excesivamente clara cuando aquella está constituida por materiales arcillosos, pero si suele serlo cuando se trata de materiales carbonatados, mostrando estas recristalizaciones y en algunos casos, mineralizaciones por efecto de acciones hidrotermales posteriores. Los afloramientos muestran señales de brechificación o alteración en la mayoría de los casos.

En lámina delgada se aprecian texturas porfídicas en las que la matriz más los minerales secundarios constituyen más del 70% de la roca. Los fenocristales son de plagioclasa, clinopiroxeno y en menor medida, olivino. La plagioclasa es el más abundante, presentándose zonada y siendo sus términos más frecuentes andesina y oligoclasa, habitualmente se encuentra alterada a sericita, clorita, phrenita y epidota. La augita es el clinopiroxeno dominante, con variedades titanadas y egirínicas, observándose ortopiroxeno de forma ocasional; su estado de alteración es muy variable, siendo sus productos más frecuentes anfíbol, clorita, biotita y calcita. Por lo que respecta al olivino, se presenta siempre alterado a iddingsita y clorita. Cuando los huecos dejados por los cristales tabulares de plagioclasa se encuentran rellenos por minerales máficos la textura es intersertal; en otros casos, los cristales de piroxeno engloban plagioclasas, dando lugar a texturas ofíticas. La matriz tiene composiciones mineralógicas similares con abundantes productos de alteración.

Los análisis modales han señalado andesitas y basaltos como tipos petrológicos más abundantes.

Sobre su edad existe un gran confusionismo ya que sus relaciones con las rocas encajantes no proporcionan excesiva información. En el caso de que tuviesen origen común con las rocas volcánicas jurásicas, podría señalarse en principio el Triásico terminal-Lías como la edad más probable para su emplazamiento. Sin embargo, medidas radiométricas (VAN DE FLIERT *et al.*, 1980) señalan edades posteriores comprendidas entre 100 y 113 m.a. (Cretácico inferior). en cualquier caso, no existen por el momento argumentos decisivos que confirmen su edad, pareciendo prioritario señalar las posibles conexiones entre los magmas correspondientes a ofitas triásicas y rocas volcánicas jurásicas a fin de resolver el problema.

2.1.1.5 **Dolomías oquerosas y carniolas** (5)

Es muy frecuente encontrar incluidos en las arcillas retazos aislados de todos los tamaños, de unas dolomías grises muy características por su aspecto oqueroso, aspecto propio, por otra parte, de las carniolas de la base de la serie calcárea del Lías inferior y medio. Por esta razón, se han considerado ambos casos como una misma unidad cartográfica que aparece en distintos niveles estratigráficos, incluido en la parte superior del Triásico y en el tránsito Triásico-Jurásico.

Es posible, sin embargo, que algunos de los retazos incluidos en la masa arcillo-yesífera del Trías, tengan un origen tectónico, es decir, representen esquistos separadas de la base de la serie calcárea del Lías inferior y medio e incorporadas a la superficie de despegue.

Aunque a tres de las litologías descritas se las identifica con las facies que constituyen el Triásico de la Península Ibérica (las arcillas abigarradas y yesos en el Keuper, las dolomías negras en el Muschelkalk y las areniscas rojas del Buntsandstein), la disposición anárquica de las mismas no permite deducir que en esta zona de las Cordilleras Béticas su distribución estratigráfica sea la clásica. Por esta razón se emplea la terminología de Trías "germano-andaluz" para definir la particular disposición del conjunto de materiales triásicos del Subbético de las Cordilleras Béticas.

El conjunto del Trías se depositó en facies litorales (llanuras de marea salinas), con ocasionales intercalaciones fluviales. Las dolomías negras representan episodios de llanura de mareas carbonatada sin influencia continental.

Diversos autores han establecido subdivisiones dentro de este Trías germano-andaluz, en base a criterios de diversa índole, especialmente tectónicos. Tal es el caso del Trías de Antequera, Manto de Antequera-Osuna. Estas subdivisiones han resultado problemáticas incluso para sus propios autores debido a la dificultad de diferenciar a escala regional los distintos tipos de Trías.

En la Hoja limítrofe al Norte (Baena) se han citado afloramientos puntuales de masas con aspecto indudablemente triásico, pero que han resultado ser depósitos terciarios (en este caso Burdigaliense superior) resedimentados a partir de un área madre triásica. En el transcurso de la realización de las Hojas de Valdepeñas de Jaén y Torres, simultáneamente con la presente, se ha puesto también de manifiesto este hecho. Es decir existen afloramientos de gran extensión hasta la fecha considerados como triásicos y que en realidad son depósitos terciarios con casi un 90% de sus componentes de origen triásico, lo que da lugar a la confusión.

Es preciso señalar que en la Hoja de Lucena se ha intentado identificar afloramientos de este tipo. Puesto que son abundantes las facies Keuper que han sufrido una intensa tectonización, adquiriendo de esta manera un aspecto brechoide que pudiera inducir a error, se realizaron numerosos intentos de datación que en casi todos los casos fueron infructuosos.

En alguna muestra se encontraron nannofósiles del terciario, correspondiendo siempre a afloramientos demasiado próximos a depósitos terciarios que pueden haber producido contaminación. Por lo tanto, en la Hoja de Lucena no se han identificado depósitos de este tipo, si bien no se descarta que pudieran existir pequeños retazos (especialmente en el cuadrante NE) correspondientes a afloramientos de dudosa interpretación.

Como consecuencia de lo expuesto, todos los materiales triásicos o de aspecto triásico existentes en la Hoja de Lucena se consideran como base estratigráfica de las series jurásicas; en la actualidad presentan diversos aspectos y posiciones estructurales como fruto de complejos y repetidos procesos tectónicos.

Respecto a los espesores en las dolomías y calizas negras del Muschelkalk se han reconocido potencias del orden de 200-300 m. De todo el conjunto triásico se puede estimar que su potencia original debió ser superior a los 1.000 m, puesto que el apilamiento de escamas y mantos revela en algunos casos "zapatas" con espesores muy próximos al mencionado.

2.1.2. Lías infradomeriense

2.1.2.1. *Calizas oquerosas y carniolas* (5), *dolomías masivas* (6) y *calizas* (7). *Hettangiense-Domeriense*

La serie calcárea del Lías inferior y medio suele comenzar por dolomías y calizas oquerosas, de aspecto carniolar y color rojizo, prácticamente iguales a las que incluyen las arcillas y yesos del Triás. Su contacto con los materiales triásicos infrayacentes apenas aflora y cuando lo hace no se observa continuidad puesto que este es un horizonte que ha sufrido una intensa mecanización. Son azoicas y su espesor oscila alrededor de los 80 m.

Por encima de este tramo, en tránsito gradual, aparecen unas dolomías (6) de color gris oscuro, y aspecto sacaroideo en las que a veces se observan fantasmas de bioclastos, peloides y ooides. Están bastante carstificadas.

Hacia techo y lateralmente, de forma irregular como consecuencia de su origen diagenético, estas dolomías pasan a calizas (7) de color gris claro, normalmente bien estratificadas en bancos de orden decamétrico y métrico. Presentan como facies unos característicos mudstones con *birdseyes* y foraminíferos bentónicos (ocasionalmente con laminaciones de algas), *packstones* de intraclastos y peloides y muy abundantes grainstones con oolitos micritizados. Su medio de depósito corresponde a una plataforma marina carbonatada, muy somera, con episodios eventuales de llanuras de mareas. Se trata de depósitos con una extensa distribución regional y unos rasgos muy uniformes tanto en el área de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (GARCIA HERNANDEZ et al., 1976), como en el ámbito alpino (BERNOULLI y JENKYN, 1974). Es frecuente la presencia de braquiópodos, especialmente *Rinchonella*.

Se ha incluido dentro de este tramo y a techo del mismo un nivel característico (aunque no siempre existente) de escasos metros de espesor de calizas pseudonodulosas rojas y amarillentas, con abundantes crinoides y niveles oolíticos, coronadas por un *hard-ground* de importancia variable. Representan facies de plataforma somera de alta energía (sistemas de playas y barras).

El espesor de todo el conjunto calizo-dolomítico oscila entre los 150 y 500 m. Se ha observado que las dolomías son predominantes sobre las calizas (apenas reducidas a unas decenas de metros) en la zona central de la Hoja (Subbético Externo meridional). Se le atribuye una edad Hettangiense-Domeriense inferior.

En el Domeriense comienza una fuerte diferenciación en la sedimentación en toda la Zona Subbética, la ruptura de la plataforma y la creación de zonas con subsidencia diferencial.

2.1.3. Jurásico del Subbético Externo

Dentro del Jurásico post-Domeriense del Subbético Externo se pueden distinguir dos zonas con facies características: el Subbético Externo septentrional (Dogger oolítico) y el meridional (Dogger de calizas y margas con filamentos), según GARCIA DUEÑAS, 1967. La transición entre ambas subdivisiones no se ha observado dentro de la Hoja a causa del cabalgamiento del dominio meridional sobre el septentrional en la Sierra de Cabra, pero se conoce en las Hojas próximas (Valdepeñas de Jaén).

El Subbético Externo septentrional está definido principalmente por la presencia de una inconfundible caliza oolítica en el Dogger. Aparece en ventana tectónica en el conjunto geográfico conocido como la Sierra de Cabra, al norte de la Hoja. No existe ningún punto donde se pueda seguir la serie desde el Lías inferior hasta el techo del Malm y lo normal es encontrar exclusivamente la caliza oolítica y las calizas nodulosas suprayacentes ("ammonítico rosso").

El Subbético Externo meridional ocupa la mayor parte de la Hoja, extendiéndose especialmente por su zona central. Aunque con variaciones, la serie es bastante homogénea en cuanto a facies en la mayoría de los afloramientos, y sus espesores se pueden considerar relativamente uniformes en los distintos tramos, en comparación con las enormes oscilaciones que presentan sus equivalentes en el Subbético Medio.

En conjunto, la serie tipo está caracterizada por una alternancia de margas y margocalizas desde el Domeriense hasta el Aaleniense, calizas con sílex hasta el Bathoniense y calizas nodulosas en facies ammonítico rosso hasta el Berriasiense.

2.1.3.1. **Calizas tableadas grises y ocreas (8); margas y margocalizas ocreas (9). Domeriense-Bathoniense?**

En la zona central de la Hoja es decir en el conjunto situado entre la Sierra de Gaena y Puerto Escaño, donde las series existentes se pueden considerar como más representativas del Subbético Externo meridional, encima de las calizas del Lías inferior y medio (7) aparece una serie monótona de margas y margocalizas ocreas (9) fácilmente distinguibles en campo porque dan lugar a niveles muy erosionables. Es frecuente que las calizas presenten nódulos de sílex, radiolarios y filamentos hacia el techo. Fácilmente datables con ammonites, su edad oscila entre el Domeriense y Toarciense, si encima se encuentran las calizas nodulosas del tramo 12, o se pueden prolongar hasta el Bathoniense si éstas no están.

En el sector mencionado anteriormente, presentan su máximo espesor en la Sierra de Gaena donde alcanzan los 100 m, siendo la potencia media de unos 50 m.

En la parte occidental del cuadrante SE de la Hoja, directamente encima de las calizas del Lías inferior (7) se suelen encontrar unas calizas tableadas (8) grises en su parte basal, que hacia techo y lateralmente pasan a las margas y margocalizas del tramo (9), aunque en ocasiones se pueden prolongar en sustitución de éstas hasta el Aalenense. Este hecho es visible en la Sierra de Rute a partir de la cual y hacia el Este, conforme nos adentramos en los dominios del Subbético Medio estos dos tramos incrementan extraordinariamente su espesor.

Al norte de la Hoja, dentro del Subbético Externo septentrional, solamente en la Sierra Navazuelo sur es visible este tramo, reducido a unos pocos metros de espesor. Se sitúa encima de las calizas del Lías inferior y medio (7) que aquí presentan en sus últimos 3-5 m el nivel de calizas seudonodulosas rojas con crinoides. Se trata fundamentalmente de margas y margocalizas ocreas, en algún caso con nódulos de sílex. Ocasionalmente, se encuentran a techo niveles de calizas nodulosas rojas. Pocos kilómetros al norte, en la Hoja de Baena este tramo está muy bien representado pudiéndose distinguir en él dos subtramos correspondientes a las dos litologías aquí mencionadas. Por lo tanto, en este caso los espesores se reducen notablemente hacia el sur. Hacia el sureste en la Sierra de Estepa (Hoja de Benamejí) este tramo no existe, colocándose la caliza oolítica directamente encima de la serie calcárea del Lías inferior y medio, aparentemente sin interrupción sedimentaria.

Las dataciones realizadas en la Hoja de Baena mediante ammonites, asigna este nivel una edad comprendida entre Domeriense medio y superior y la parte alta del Toarciense (MOLINA *et al.*, 1984), aunque a tenor de lo observado en otros puntos (Subbético Externo meridional) lo más probable es que incluya parte del Aalenense.

El depósito se produce en una plataforma de baja energía, con zonas parcialmente restringidas y con subsidencia muy variable.

2.1.3.2. **Calizas nodulosas, a veces en facies ammonítico rosso (11). Aalenense**

En algunos puntos del sector ocupado por el Subbético Externo meridional (sierra al norte de los Llanos de Don Juan, Cañada del Horniillo, Sierra de los Pollos) se reconoce encima de las margas y margocalizas del Domeriense-Toarciense un tramo irregular en espesor, formado por calizas nodulosas que frecuentemente constituyen niveles de condensación en facies *ammonítico rosso*. Con un espesor máximo de 40 m en el flanco norte del sinclinal de la Sierra de los Pollos, se han datado como Aalenense, con fauna de ammonites en la serie de la Cañada del Horniillo. Representa una facies depositada en zonas de baja energía, con sedimentación lenta, casi exclusivamente de origen pelágico y numerosas interrupciones.

Es frecuente que este tramo no exista o tenga un espesor muy reducido, siendo sustituido lateralmente por las margas y margocalizas infrayacentes.

Los tramos 9 y 11, están reducidos a los 5 m de espesor del tramo 9 en la Sierra Navazuelo sur en el Subbético Externo septentrional.

2.1.3.3. *Calizas tableadas claras, a veces con sílex* (12). *Aaleniese*

En algunos puntos de la vertiente sur de la Sierra de Rute, directamente encima de las margas y margocalizas ocreas, se han podido distinguir unas calizas tableadas de color gris claro, con niveles oolíticos y nódulos de sílex. Un poco más al sur, en la Hoja de Rute, DABRIO (1969), data este tramo como Aaleniese, con abundante fauna de ammonites.

El hecho de que este tramo no pase del Aaleniese y que por encima de él pueda tener calizas nodulosas del Bajociense (aunque no parece en esta Hoja), ha llevado a separarlo del de calizas con sílex (14) del Aaleniese superior-Bathoniese, al que es litológicamente muy parecido. No se excluye la posibilidad, sin embargo, de que ambos tramos sean lateralmente equivalentes.

2.1.3.4. *Calizas oolíticas* (13). *Aaleniese-Bathoniese*

No existen en la Hoja afloramientos adecuados que permiten establecer un corte tipo, debido fundamentalmente a la intensa carstificación que presentan. MOLINA *et al.*, en 1984 realiza un estudio de estas facies en las que determina que fundamentalmente son grainstone oolíticos, aunque hacia la base abundan los *packstone* y *wackestones* de peloides, excepcionalmente con filamentos; hacia la parte superior hay un mayor contenido en oncoides y se presentan también lentejones de calizas de crinoides. Localmente se pueden observar estratificaciones cruzadas de gran ángulo, granoclasificación inversa y normal, y en las calizas de crinoides, laminaciones cruzadas de tipo *herring-bone*.

Estas calizas forman parte de una secuencia *shallowing upwards* de tal modo que representan el depósito en un ambiente de plataforma somera que se instala sobre las facies de calizas y margas y calizas nodulosas. La sedimentación somera comienza con calizas de peloides, localmente con filamentos; posteriormente se desarrollarían los bancos de ooides. A continuación se estableció en algunos sectores un ambiente de llanuras de mareas con el depósito de facies bioclásticas y el desarrollo puntual de colonias de corales (RUIZ ORTIZ, MOLINA y VERA, 1985).

El tránsito entre la serie de plataforma del Aaleniese y las calizas oolíticas sólo es visible en la Sierra del Navazuelo sur, donde las calizas apenas alcanzan los 20 m de espesor, bajo unas brechas miocenas (36) formadas a sus expensas. Esta escasa potencia se puede interpretar tanto por erosión (que indudablemente existe) como por pequeño espesor original. Esta sierra constituye una escama individualizada cuya situación original debió ser mucho más meridional. Por lo tanto, este espesor escaso (como el del tramo infrayacente) puede corresponder a facies más meridionales, próximas al tránsito con el Subbético Externo meridional, facies en que la potencia de la caliza oolítica debe reducir su espesor notablemente.

En el resto de los afloramientos (Sierra de Lanchares, Collado del Navazuelo, etc.), el espesor de la caliza oolítica es de unos 300 m. La serie infrayacente no es visible, pero debe tener características muy similares a las descritas en la Hoja de Baena.

Esta formación presenta a techo una interrupción sedimentaria con *hard-grounds* diques neptúnicos, huellas de emersión, etc., de edad Bathoniense superior que junto con la edad de tramo infrayacente, permiten acotar la edad de las calizas oolíticas entre el Aaleninense y el Bathoniense superior.

2.1.3.5. **Calizas tableadas, frecuentemente con sílex** (14). **Aaleninense-Bathoniense**

Bien sobre las calizas nodulosas en facies *ammonítico rosso* (11) o bien sobre las margas y margocalizas del tramo 9, en el Subbético Externo meridional, se encuentra una sucesión de calizas tableadas con filamentos y pelets dispuestas en bancos del orden de 0,5 a 1 m entre los que se intercalan delgados niveles de margas de radiolarios con tonos marrones y rojizos. Son fácilmente diferenciables por su abundante contenido en nódulos arriñonados de sílex y en filamentos. Su fauna es insuficiente para la datación, pero por correlación con otras series y por acotación con las infra y suprayacentes, se puede asignar una edad Aaleninense-Bathoniense para esta unidad.

El depósito se realiza en una plataforma somera de baja energía (margas con radiolarios, calizas nodulosas con filamentos), en la que se intercalan episodios derivados de la acción de olas y tormentas (ripples de oleaje, estratificación cruzada de tipo *hummocky*, secuencias turbidíticas de tormenta, etc.). Todas estas características son más visibles hacia la parte septentrional, mientras hacia el sur desaparecen, al mismo tiempo que disminuye el espesor del tramo.

2.1.3.6. **Calizas nodulosas en facies ammonítico rosso. Bathoniense-Berriasiense** (15), **Calloviense-Oxfordiense** (16)

Aparecen en continuidad sedimentaria y estratigráfica con el tramo anterior.

Dentro de este tramo pueden estar representados con escasa potencia, desde el Bathoniense hasta el Berriasiense, aunque es normal que estén ausentes el Calloviense y Oxfordiense (series de la Cañada del Hornillo y Puerto Escaño) o sólo el Calloviense (Sierra de Baena). El espesor oscila alrededor de los 50 m.

En el Subbético Externo septentrional, las facies son similares, distinguiéndose el tramo correspondiente al Calloviense-Oxfordiense (16) que se acuña lateralmente hacia el este, mientras el Kimmeridgiense-Berriasiense es más constante en espesor (15). Todo el conjunto se apoya sobre el *hard-ground* de edad Bathoniense superior que corona las calizas oolíticas.

En las dos zonas se trata de calizas más o menos margosas rojas y rosadas con abundante contenido en ammonoideos que han permitido dataciones precisas (SEQUEIROS, 1970). Se sitúan en un medio de plataforma de escasa profundidad con influencia exclusivamente pelágica, sedimentación muy lenta y con numerosas interrupciones, lo que permite una bioturbación intensa y produce procesos diagenéticos de compactación y litificación diferencial, escape de fluidos y oxidación del hierro, lo que les confiere su aspecto característico.

2.1.3.7. **Calizas color crema con sílex y margas (17). Tithónico superior-Berriasiense**

Tal y como se ha dicho, el tramo anterior llega hasta la parte inferior del Berriasiense aunque en los últimos metros, los correspondientes al Tithónico superior-Berriasiense, las facies pasan a ser más margosas y van perdiendo el carácter de niveles de condensación. En la mayoría de los casos, el Tithónico superior-Berriasiense apenas está representado por algunos metros, incluyéndose cartográficamente entonces, junto con el tramo de calizas nodulosas en facies de ammonítico rosso (15). Ahora bien, en algunos puntos (Vertiente norte de la Sierra de Rute, flanco sur de la Sierra de los Pollos) es posible separarlo al adquirir mayor espesor y ser sus facies claramente diferentes.

Se trata de una alternancia de margas (predominantes) y margocalizas de color crema con abundante sílex y calpionelas. Su espesor, muy variable lateralmente, en los lugares señalados pueden llegar a los 30 m.

2.1.3.8. **Variaciones más importantes de la serie tipo del Subbético Externo meridional**

Una serie constituida por todos los tramos 9, 11, 12, 14, 15 y 17, representaría más o menos una serie tipo del Subbético Externo meridional de GARCIA DUEÑAS, 1967 en la Hoja de Lucena y se puede encontrar más o menos completa en el ya mencionado sector central de la misma (Sierra al norte de los Llanos de Don Juan, Sierra de Baena, Cañada del Hornillo, Puerto Escaño, flanco norte de la Sierra de los Pollos, ...).

Ahora bien, aparte de las variaciones ya expuestas, existen otras que pueden modificar sustancialmente la serie tipo. A continuación se citan algunas de ellas:

- Es común tener en la serie exclusivamente los tramos 9 u 8 y 9 y encima el 15, separados por un importante *hard-ground* que en este caso debe representar la ausencia de sedimentación durante el Aaleniense y/o Bajociense y Bathoniense o la disminución de espesor de los sedimentos de esta edad, con convergencia de facies con el Toarciense superior. Esto ocurre por ejemplo, en la Sierra Gallinera y en la vertiente norte de la Sierra de Rute.
- Puede ocurrir que el *ammonítico rosso* del Bathoniense-Berriasiense (15) se sitúe directamente sobre la caliza del Lías inferior y medio (7) pudiéndose observar como las margas y margocalizas ocres del Domeriense-Toarciense o Aaleniense (9) se acuñan por debajo hasta desaparecer. Esto se ve en la Sierra de los Leones (NE de la Hoja) y debe significar un hiato entre el Domeriense y el Bathoniense.
- En el flanco sur del sinclinal de la Sierra de los Pollos, nuevamente en tramo de margas y margocalizas ocres, aquí del Domeriense-Toarciense (9), desaparecen claramente bajo las calizas nodulosas y facies *ammonítico rosso* del Aaleniense (11), situándose éstas sobre la caliza del Lías inferior y medio (7).

Estos ejemplos y los expuestos con anterioridad de forma más genérica, ilustran claramente que dentro de la serie tipo, en la zona de estudio se dan prácticamente todos los cambios de facies, acuñaciones y variaciones de espesor posibles.

Este hecho está mucho más acentuado conforme nos acercamos al tránsito con el Subbético Medio y más aún dentro de este dominio, tal como se verá más adelante.

2.1.4. **Subbético Medio**

Está circunscrito al sector SE de la Hoja. Se caracteriza por un notable aumento del espesor total de la columna sedimentaria y por una mayor variedad de facies respecto al Subbético Externo.

La serie tipo en esta Hoja, sería la existente en torno al Cerro del Majano y consiste fundamentalmente en un Domeriense-Toarciense/Aaleniense muy potente, un dogger y parte baja del Malm con radiolaritas como nivel más característico y un Kimmeridgiense-Tithónico con calizas de aspecto turbidítico y niveles de condensación.

2.1.4.1. **Calizas tableadas grises y ocreas** (8). **Margas y margocalizas ocreas** (9). **Domeriense-Aaleniense**

Son tramos equivalentes a los descritos con la misma numeración en el Subbético Externo meridional y presentan sus mismas características litológicas, aunque en este caso los espesores son mucho mayores (del orden de los 500 m entre los dos tramos). En el paquete inferior las calizas tableadas presentan un típico color gris azulado en corte fresco. El tránsito entre ambos tramos es gradual y por tanto es difícil establecer cartográficamente su límite. Es frecuente que el paquete inferior se prolongue hacia arriba y llegue a estar en contacto con la serie del tramo suprayacente (aunque esto es meramente una cuestión de proporción calizas/margas-margocalizas).

2.1.4.2. **Rocas volcánicas básicas** (10). **Toarciense-Aaleniense**

Afloran de forma reducida en el sector oriental de la Hoja, no existiendo en ella cortes que presenten una descripción detallada de las mismas. Son muy abundantes en sectores próximos, fuera ya de la Hoja, correspondientes al sector central del Subbético Medio, pudiendo realizarse buenas observaciones en la vecina Hoja de Alcalá la Real (990), especialmente en las proximidades de Lojilla y Venta Valero.

Es frecuente que aparezcan bajo la forma de coladas de potencia decamétrica en las que se observan *pillow-lavas* que denuncian su carácter submarino. El tamaño de éstas oscila entre 20 cm y 1 m y sus intersticios se encuentran rellenos por carbonato algo recristalizado.

En lámina delgada se observa textura porfídica fundamentalmente, con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y en menor medida, olivino. Estos mismos minerales predominan en la matriz, siendo frecuentes los productos de alteración.

La mayoría de las veces estas rocas se han clasificado como basaltos alcalinos; que normativamente, corresponden a basaltos alcalinos, basanitas, tefritas, tefritas fonolíticas y hawaitas, es decir, términos poco diferenciados de tendencias alcalinas.

En cuanto a su edad, aparecen intercaladas en materiales de edad Toarciense-Aalenense; no obstante, en otros sectores relativamente próximos se han observado entre materiales que oscilan entre el Lias inferior y la base del Cretácico.

2.1.4.3. **Calizas nodulosas, a veces en facies ammonítico rosso** (11). **Aalenense**

Aparece exclusivamente en las inmediaciones del Cerro del Majano en continuidad con las margas y margocalizas del tramo 9. Tienen las mismas características que las establecidas en el Subbético Externo meridional. Presentan escasa potencia, apenas 10 m como máximo, por lo que en la cartografía este tramo está exagerado para que sea posible su representación. Hacia el sur desaparecen progresivamente, pasando lateralmente a las margas y margocalizas ocres del tramo 9.

2.1.4.4. **Calizas tableadas frecuentemente con sílex** (14). **Aalenense-Bathonense**

Con las mismas características que las descritas para el Subbético Externo meridional este tramo aparece en el Cerro Majano sobre el anteriormente descrito, con no más de 6 m de espesor (tramo exagerado en la cartografía en este punto). Hacia el sur, en aparente continuidad, se encuentran reposando sobre las margas y margocalizas del Toarciense-Aalenense, aunque en este caso existen ciertas dudas de que correspondan a este tramo o al tramo (12) de calizas con sílex del Aalenense, que sí se ha identificado aún más al sur, cerca del límite con la Hoja de Rute. Su espesor máximo es de 50 m en esta zona del Subbético Medio.

2.1.4.5. **Arcillas y margas verdes con radiolarios** (18). **Arcillas y margas rojas con radiolarios** (19). **Aalenense(?) - Bathoniense - Kimmeridgiense**

Apoyándose indistintamente sobre el *ammonítico rosso* del Aalenense (11), las margas y margocaliza ocres (9), las calizas tableadas grises (8) o también sobre la caliza con sílex (14), aparece una alternancia de margas verdosas silíceas con bancos duros radiolaríticos de tonos marrones y verdosos con abundantes restos de manganeso y fractura astillosa (18).

Hacia techo y de forma paulatina e imperceptible se va pasando al tramo superior (19) que no siempre existe y que básicamente está constituido por la misma litología, cambiando las

tonalidades verdes por rojas y existiendo algunos niveles limolíticos rojos más duros que dan mayor consistencia a este tramo que al inferior.

La potencia de estos dos tramos es muy variable (ya se ha apuntado que el tramo superior puede no existir) observándose en la zona de estudio cambios de espesor muy bruscos (desde 10-15 m en el Cerro Majano, a más de 100 m en apenas 2 km, al sur).

No hay fauna representativa que permita datar estos tramos, pero quedan acotados por los infrayacentes y suprayacentes o por aquéllos con los que se ha observado que presentan cambios de facies. Hacia la base ya se ha hecho mención que el infrayacente suelen ser las margas y margocalizas ocreas del Domeriense-Aaleniense. Asimismo parece que no existe un claro cambio de facies entre la caliza con sílex (14) y las arcillas y margas verdes con radiolarios (18). Hacia techo, los tramos 20 y 21 que en los siguientes apartados se describen, aparecen encima bien de la "radiolarita verde" (18) o bien de la "radiolarita roja" (19), pero tal y como ocurre en otras hojas colindantes, es muy posible que este tránsito se realice progresivamente tanto en la vertical como en la horizontal.

Por tanto se puede asignar a los dos tramos de margas con radiolarios una amplia gama de edad desde el Aaleniense al Kimmeridgiense, permaneciendo la duda de la posición de la interrupción del Bathoniense superior, que puede situarse tanto como dentro de las margas como en su base, lo que parece más probable dentro del contexto paleogeográfico general de la Zona Subbética.

2.1.4.6. **Calizas blancas con bandeado de sílex negro** (20). **Kimmeridgiense**

En el Cerro del Majano, encima del tramo radiolarítico, aparecen no más de 10 m de unas calizas blancas con un frecuente y característico bandeado de sílex de color negro. Son capas de calcarenitas de orden decimétrico con abundantes estructuras sedimentarias entre las que se intercalan delgados niveles arcillosos. Corresponden a capas de tormenta o depósitos turbidíticos relacionados con ellas.

Este tramo presenta un espesor máximo de 50 m, pasando lateralmente y en la vertical al tramo superior (21). Por correlación se le asigna en esta Hoja una edad Kimmeridgiense, aunque su parte basal pudiera corresponder al Oxfordiense.

2.1.4.7. **Calizas turbidíticas con sílex y calizas nodulosas con margas rojas y a veces microbrechas** (21). **Kimmeridgiense-Berriasiense**

Sobre el tramo anterior, o por ausencia de éste más frecuentemente, sobre las margas verdes con radiolarios (18), aparecen un tramo muy representativo del Subbético Medio en la zona de estudio. Se trata de un conjunto formado por calizas turbidíticas con abundante sílex, que presentan frecuentes estructuras de corriente, calizas nodulosas y calizas con *Aptychus*, todo ello intercalado en unas margas rojas normalmente radiolaríticas. Asimismo son frecuentes,

sobre todo cerca del contacto con las margas y margocalizas del Cretácico inferior, niveles de microbrechas.

Las calizas turbidíticas se presentan en capas de orden decimétrico. Por su parte, las calizas nodulosas son equivalentes a las descritas en el tramo 15 para el Subbético Externo meridional, pero nunca llegan a constituir un tramo separado cartografiable, sino que en realidad son delgadas intercalaciones de niveles de condensación dentro de la serie turbidítica, representando continuos cambios de facies. No obstante en la Hoja de Lucena, es más frecuente que el tramo esté constituido exclusivamente por las calizas turbidíticas. Los niveles brechoides son escasos.

El espesor de este tramo es muy variable, puesto que se conocen afloramientos con escasamente 5 m de espesor y otros que están próximos a 100 m. Incluso se ha observado localmente la ausencia del tramo tal como se expondrá en el apartado siguiente.

2.1.4.8. **Variaciones más importantes de la serie tipo del Subbético Medio**

La serie que se acaba de describir es la característica del Subbético Medio en la Hoja de Lucena y se puede observar con todos sus tramos en unos cuantos puntos de las inmediaciones del Cerro del Majano. Ahora bien, lo habitual es que la serie aparezca sustancialmente modificada, como consecuencia de los cambios de facies y/o ausencia de tramos, todos ellos ya comentados. No obstante, a continuación se resumen los más importantes:

- Tal como ocurría en el Subbético Externo meridional (Sierra de Rute) los tramos 8 y 9 representan un cambio de facies entre ambos. Y también aquí, el amonítico rosso del Aalenense (11) presenta escasa continuidad lateral pasando a las margas y margocalizas ocreas del tramo 9.
- La radiolarita inferior (18) se apoya sobre las margas y margocalizas ocreas (9) las calizas tableadas grises (8), el *amonítico rosso* del Aalenense (11) y sobre las calizas con sílex (14). Representan el nivel cartográfico de enlace gracias al cual se puede observar el tránsito Subbético Externo meridional-Subbético Medio, al norte del puerto del Cerezo, donde las radiolaritas inferiores (18) y las calizas con sílex (14) pasan de unas a otras lateralmente. Hacia techo y aunque cartográficamente no reflejado en la presente Hoja debe haber continuos cambios de facies entre la radiolarita superior (19) y las correspondientes a las calizas blancas con bandeado de sílex negro (20) y las calizas turbidíticas y calizas nodulosas con margas rojas (21). Estos dos últimos tramos a su vez son en parte equivalentes laterales.
- La presencia de delgados niveles de calizas nodulosas intercaladas en el tramo 21, mayoritariamente constituido por calizas turbidíticas, permite deducir que hacia la parte alta de la serie se producen cambios de facies entre niveles de condensación como los existentes en el Malm del Subbético Externo meridional (15) y turbiditas de plataforma, más habituales en el mismo período en el Subbético Medio.

- En varios puntos existe constancia de que las margas y margocalizas del Cretácico Inferior reposan directamente sobre la radiolarita (18) o sobre las margas y margocalizas ocreas (9). Los contactos no son visibles en ninguno de los dos casos, pero se descarta que este sea mecánico.

2.1.5. Cretácico-Paleógeno

La incipiente homogeneización de la cuenca subbética iniciada durante el tithónico se ve consumada a principios del Cretácico con un importante cambio paleogeográfico y sedimentario.

Así, a principios del Cretácico inferior se inicia una sedimentación pelágica que disminuye su velocidad en el Cretácico superior, donde la tasa de sedimentación llegan a alcanzar sus mínimos. Durante el Albiense parece tener lugar una fase tectónica con reajuste y extrusión de materiales triásicos que da lugar a la presencia de niveles turbidíticos y olistostrómicos bien desarrollados en determinadas áreas.

En la Hoja de Lucena, como en el resto de las Cordilleras Béticas, los depósitos terciarios se pueden separar en dos grandes grupos; aquellos que se presentan en práctica continuidad con las series subbéticas y son claramente preorogénicos, y los que presentan una clara discontinuidad respecto a las series subbéticas infrayacentes, con una distribución especial en general poco coincidente con la de las grandes unidades paleogeográficas, siendo coetáneas o posteriores con el desarrollo orogénico principal. Este tiene lugar a finales del Oligoceno a nivel de Cordillera, sin embargo, dentro de la Hoja el primer reflejo claro de este acontecimiento tiene lugar durante el Aquitaniense.

2.1.5.1. **Margas y margocalizas blancas** (22). (**Berriasiense-Cenomaniense**). **Margas verdes y blancas a veces con niveles turbidíticos** (23). **Aptiense-Cenomaniense**

VERA *et al.*, (1982) consideran a la Formación Carretero como el conjunto de materiales que se disponen por encima de las series jurásicas y por debajo de las capas rojas del Cretácico, en la zona Subbética.

En la Hoja de Lucena aflora una alternancia de margocalizas y margas de color gris azulado (22) en corte fresco, y blanco o amarillento por alteración superficial asimilables a la Formación Carretero. Hacia la parte alta de ésta, los niveles de calizas son menos abundantes, predominando claramente los margosos. Son abundantes los ammonites piritosos y fragmentos de *Aptychus* hacia la base. Aunque en el corte tipo existen buenos ejemplos de *slumps*, en la Hoja no se han observado, lo que en parte puede ser debido a la mala calidad de los afloramientos.

En algunas zonas, especialmente en la parte oriental de la Hoja, el tramo superior es más margoso, cambiando de facies con relativa frecuencia a arcillas margosas de tonos verdes

principalmente, y gris verdoso oscuro, entre las que se intercalan niveles calcareníticos de carácter turbidítico, con laminación paralela y estructuras de muro (23). En estos casos dicho tramo cartográfico se ha podido datar como Aptiense-Cenomaniense basal por la siguiente microfauna:

Trochammina sp., *Glomospita sp.*, *Ophthalmidium sp.*, *Eogotulina sp.*, *Spiro plectammina*, *Planomafina buxtorgi*, *Paleglobotruncana delrioensis*, *Rotalipora evolata*, *Rotalipora globotruncanoides*, *Globigerinelloides eaglefordensis*, *Hedbergella amabilis*, *Hedbergella troncoidea*, *Rotalipora grenhornensis*, entre los foraminíferos y *Bisectum constans*, *Parmabdolithus asper*, *Parambdolithus embergeri*, *Manivitella permatoidea*, *Prediscophaera cretacea*, *Parmabdolithus angustus*, *Markalius circunradiatus*, *Staurolithes cruy*, *Glaucolithus diplognammus*, *Mayesites albiensis*, *Lithostrinus floralis* y *Coralitus achylosum*, entre la nannoflora.

El Berriasiense-Barremiense de la unidad (22) ha quedado datado por la siguiente microfauna:

Calpionella alpina, *C. elliptica*, *Tintinnopsella longa*, *Spirillina nreocomiana*, *Marggonella Hauteriviana*, *Lenticulina guachensis*, *Lenticulina eichenbergi*, *Lenticulina macroclisca*, *Cytherella ovata*, *Calpionellopsis simplex*, *Calpionellopsis oblonga*, *Calpiionelletes darderi*, entre otros foraminíferos y por *Watznaweria barnesae*, *Micrautoplithus obtusus*, *Nannoconus colomi*, *Nannocunus steikmanni*, *Conosphaera mexicana*, *Speetonia colligata*, *Hauivitela pemmatoidea*, *Markalius circunradiatus*, etc., entre otros nannofósiles.

2.1.5.2. **Calizas y margas blancas con niveles de acumulación de sílex en la base (24). (Cenomaniense-Turoniense)**

Exclusivamente en la esquina sureste de la Hoja, sobre las margas verdes y blancas del Aptiense-Cenomaniense, aparece un tramo muy uniforme desde el punto de vista cartográfico con un espesor máximo de 50 m. Se trata de unas calizas blancas dispuestas en bancos de 20 a 80 cm entre las que se intercalan delgados niveles de arcillas blancas y verdes. Es muy característico encontrar en su parte inferior, cerca del contacto con el tramo arcillo-margoso infrayacente (23), finos niveles margocalizos con bandeado de sílex oscuro.

En la presente Hoja se ha datado el Turoniense mediante: *Globotruncana helvetica*, *Globotruncana aff. sigali*, *Praeglobotruncana*, *Heterohelix*, *Pithonella sphaerica*, pero por correlación se puede ampliar su edad al Cenomaniense-Turoniense.

Hacia el sur, este tramo va perdiendo espesor hasta desaparecer (ya en la hoja de Rute) por cambio de facies a la formación de margocalizas y margas rosadas (25).

2.1.5.3. **Margocalizas y margas rosadas y blancas (25). (Cenomaniense-Eoceno inferior)**

En una alternancia de margocalizas y margas con abundantes foraminíferos planctónicos y nannofósiles. En algunos casos hacia su parte inferior se encuentran niveles con bandeado de

sílex. Esta unidad suele tener una edad Cenomaniense-Turonense y equivale al tramo anteriormente descrito.

En función de su tonalidad predominante esta unidad ha recibido diferentes nombres, a saber: Formación "Quipar-Jorquera", cuando el color es fundamentalmente blanco y Formación "capas rojas" cuando el color es obviamente rojo. La primera a grandes rasgos se circunscribe a las Unidades Intermedias y Subbético Externo y la segunda a la Zona Subbética.

Estos depósitos se han interpretado como sedimentos pelágicos de plataforma distal relativamente profunda.

Conviene señalar el hecho de que mientras que en casi toda la Hoja, la edad de este tramo es Cenomaniense-Eoceno Inferior, en la esquina suroriental en los dominios correspondientes al Subbético Medio, comienza a partir del Paleoceno una serie turdíbitica de plataforma, en sustitución de las margas y margocalizas rojas.

La fauna encontrada es la siguiente:

Globotruncana aff. elevata (BROTZ), *G. aff. fornicata* (PLUMM), *G. gr. lapparenti* (BROTZ), *Praeglobotruncana sp.*, *Phitonella sphaerica* (KAUFM), *Hedbergella sp.*, *Heteroelix sp.*, *Rotalipora sp.* y *Globigerina sp.*

Entre el nannoplacton cabe citar y entre otros: *Watzmaleria barnesae* (BLACK), *Crucielupsis cuvillieri* (MAMUT), *Diazomatolithus lenmakni*, *Parambdolithus achninostaurion*, *Prediscosphaera cretacea*, *Micula decussata*, *Gartenerago obliqua*, *Chcastozygus litterarus*.

2.1.5.4. **Margas blancas con niveles bioclásticos amarillentos (26). (Eoceno medio-Oligoceno)**

Afloran en un pequeño retazo adosado a las margas y margocalizas rojas del Cretácico-Eoceno (25) en las inmediaciones de Carcabuey, así como en un pequeño bloque incluido en el seno de las arcillas y yesos del Trías, al norte de esta localidad.

Se trata de unas margas blancas con niveles bioclásticos amarillentos de espesores del orden de 10-15 cm. Su contacto con la serie infrayacente no es visible aunque se ha optado por representarlo de forma discordante, en base a criterios regionales. En cualquier caso, sería una discordancia cartográfica de rango menor.

Este tramo, representaría el final de la sedimentación en la cuenca subbética propiamente dicha (en este caso dentro del dominio del Subbético Externo), que sería interrumpido ya de forma definitiva por el comienzo de los movimientos tectónicos principales.

La datación mediante foraminíferos ha arrojado una edad oligocena: *Amphistegina lessoni*, *Operculina complanata*, *Rotalia sp.*, *Ataxophragmiidos*, *Lepidocyclina dilatata*, *Myogypsina*, *Eorupertia sp.*, *Lithothammiun*.

El nannoplacton refleja una edad comprendida entre el Eoceno superior (parte alta) y el Oligoceno, excepto techo: *Coccolithus pelagicus*, *Sphenolithus predistentus*, *Dyctiococites dyctioclus*.

Por lo tanto, aunque en la leyenda se ha reflejado como edad más probable del tramo la de Eoceno medio-Oligoceno (excepto techo), es posible que entre el Eoceno medio y superior, exista alguna interrupción sedimentaria en esta zona.

En el sinclinal de Las Lagunillas, en el rincón suroriental de la Hoja, dentro del dominio del Subbético Medio aflora una serie turbidítica de plataforma que reposa sobre el Cretácico superior, en aparente discordancia cartográfica, donde se han distinguido las unidades siguientes:

2.1.5.5. **Margas verdes con niveles turbidíticos (27). (Paleoceno)**

Son margas verdosas con niveles calcareníticos con abundantes estructuras sedimentarias, especialmente *ripples* y huellas de base. Presentan numerosos restos de *Midrocodium*.

Este tramo se ha datado como Paleoceno superior gracias a la siguiente fauna: *Globorotalia valacoensis*, *G. aequa*, *G. elongata*, *G. whitei*, *G. Mckannai*, *G. pseudomenardii*, *Globigerina triangularis*, *G. velascoesis*, *G. linaperta*, *G. primitiva*, *Lenticulina sp.*

2.1.5.6. **Turbiditas calcáreas y margas rosadas (28) y margas claras con niveles de turbiditas calcáreas (29). Eoceno**

Encima del tramo anterior, con aparente continuidad sedimentaria, se depositan unas turbiditas calcáreas intercaladas en unas margas rosadas (28) en una proporción aproximada del 50%. Los cuerpos de arenisca son planoparalelos a escala de afloramiento. Tienen un espesor de entre 2 y 15 cm y se presentan con una frecuencia aproximada de siete capas por metro de serie. Su granulometría es fina o muy fina y acostumbran a presentar laminación paralela y *ripples*, como estructura interna. La buioturbación puede llegar a ser considerable.

Lateralmente y hacia techo la proporción de niveles turbidíticos va disminuyendo a la vez que las margas pasan a tener un color crema (29).

Estas facies representan el depósito de corrientes de turbidez relativamente diluidas. En base a esto y a la ausencia de depósitos de flujos gravitatorios más densos y la considerable bioturbación parece más adecuado interpretarlas como capas de tormenta depositadas por debajo del nivel de base del oleaje de tempestad, más que atribuirles a un verdadero sistema turbidítico.

Este tramo se ha datado como Eoceno por la siguiente fauna: *Globorotalia aequa*, *G. rex martin*, *G. wilcoxensis*, *G. formosa*, *G. quetra*, *Globigerina linaperta*, *G. primitiva*, *G. soldadoensis*, *G. gravellei*, *G. collaetea*.

2.1.5.7. **Margas de color crema con niveles turbidíticos** (30). **Eoceno sup.-Aquitaniense?**

Discordante cartográficamente sobre el anterior, aparece este tramo, fundamentalmente constituido por margas de color crema o amarillentas entre las que localmente se intercalan capas turbidíticas de hasta 10 cm de espesor. Estas son siempre de arenisca fina o muy fina, y presentan laminación paralela y *ripples* que ocasionalmente pueden ser de ola. La bioturbación puede ser importante, encontrándose abundantes galerías de chondrites.

En base a estas características, y a la ausencia de depósitos caóticos o turbidíticos más densos, parece adecuado interpretar este tramo, de la misma forma que los dos anteriores, es decir como capas de tormentas depositadas por debajo del límite de acción del oleaje. Por tanto, hay que considerarlos también como una sedimentación de plataforma externa.

Respecto a la edad es preciso decir que dentro de este tramo se produce el tránsito Eoceno-Oligoceno. Se han caracterizado por tanto el Eoceno superior, el Oligoceno y de forma más dudosa el Aquitaniense. La fauna encontrada ha sido la siguiente:

Cribohemtknenina lazzarii, *Globorotalia cerroazulensis*, *G. opna*, *Globigerina tripartita*, *G. venezolana*, *G. yequaensis*, *Pseulomatigerina mica*, *Catapsidrax unicavus*, *Bulimina jarisi*, *Cibicides cushmani*, *Bulleria quinquelobe*, *Osaugelinia mexicana*, *Volvulina penmatuula*, *Cibicides Psudovugerianus*, *Globigerina ampliaperitira*, *G. gortanii*, *G. sellii*, *G. angustumbilicata*.

2.2. UNIDADES INTERMEDIAS

Corresponde este apartado a una unidad paleogeográfica situada entre las Zonas Prebética y Subbética definida por RUIZ ORTIZ (1979). Este dominio corresponde a un área fuertemente subsidente, con gran acumulación de sedimentos caracterizado por: presencia de turbiditas calcáreas en el Malm, una potente serie margosa y detrítica en el Cretácico inferior (Fm "Margas de los Villares" y "Areniscas del Alto del Cerrajón") y una monótona alternancia de margas y margocalizas de colores blancos que representan al Cretácico superior (Fm "Quipar-Jorquera").

En esta Hoja existen una serie de afloramientos de edad Cretácico y Paleógeno, relacionados con extensas manchas triásicas de presumible aloctonia que invitan a pensar que pueden corresponder al dominio paleogeográfico al que se hace referencia. Estas pueden interpretarse bien como ventanas tectónicas de dicho dominio, bien como escamas desenraizadas de su patria paleogeográfica.

2.2.1. **Cretácico-Eoceno**

Dentro de la Hoja existen una serie de afloramientos completamente desconectados de su unidad paleogeográfica originaria. Con ello se hace referencia a los afloramientos de Cretácico incluidos en la "mancha triásica de Carcabuey", en las proximidades de esta localidad y al

noreste de la misma. Puesto que las relaciones con los materiales que les rodean son puramente tectónicas y las conexiones estratigráficas y sedimentológicas con los mismos no son conocidas.

Se incluyen en este apartado los afloramientos a los que se hace referencia en el epígrafe anterior entre los que destaca el situado al noreste de Carcabuey y en los que se ha podido diferenciar las siguientes unidades.

2.2.1.1. **Margas y margocalizas blancas. Margas grises y ocreas a veces con niveles turbidíticos** (31). **(Cretácico). Margas y margocalizas blancas** (32). **(Paleoceno-Eoceno)**

Aunque aparecen representadas muchas litologías y un intervalo de edades muy amplio en estos dos tramos, lo cierto es que la gran mayoría de los afloramientos correspondientes a las Unidades Intermedias están constituidos por margas arenosas grises y ocreas, masivas, con disyunción concoidea, entre las que se intercalan frecuentes capas turbidíticas. Estas son de arenisca fina o muy fina, presentando una frecuencia aproximada de tres capas por metro de serie. Su espesor, por lo general, no supera los 10 cm aunque ocasionalmente existen capas de hasta 40 cm.

La fauna encontrada ha permitido caracterizar perfectamente el Albiense: *Tritania*, *Marsonella*, *Spirolectamina*, *Eoguttulina*, *Ophrallmidium*, *Glamospira*, *Dorothia*, *Pseudotextolaviella*, *Gavelinella intermedia*, *Plenostomella obtusa*, *Ammobaculites subaretacea*, *Gyroidomides leoterdei*, *H. concavus*, *Marginulina aequivoca*, *Lenticulina gaultine*, *Haplofragmoides plathy*, *Favusella washitensis*, *Ticinella off pimala*.

El estudio de nanoplacton ha proporcionado: *Prediscophaera cretácea*, *Biscutum constans*, *Manivitella chemmataidea*, *Glaucolithus diphograminus*, *Chiosto zygos litteraius*, *Prohabdolithus augustus* y *Breardospjaera daniformis*, entre otros.

Esta edad unida a sus características sedimentológicas y petrográficas, permite identificarlas razonablemente con el Albiense de las Unidades Intermedias, es decir con la formación "areniscas del Alto del Cerrajón". Tanto los tramos casi exclusivamente formados por las margas grises masivas, como sobre todo las que presentan los intervalos turbidíticos, invitan a incluir esta unidad en este dominio y no en la Zona Subbética su origen paleogeográfico.

Se han encontrado asimismo, asociados a la litología descrita, pero también distribuidos de forma aislada en la "franja triásica de Carcabuey" unos pequeños afloramientos de margas del Cretácico inferior así como, margas y margocalizas rosadas y blancas del Cretácico superior-Eoceno. Todos ellos han sido también incluidos en las Unidades Intermedias.

El contacto de estos materiales, con las arcillas y yesos del Triásico que les rodean, parece ser mecánico, presentando casi siempre un aspecto caótico, con desarrollo de pliegues muy apretados sin orientación definida.

Por último el Cretácico inferior, que debe corresponder a la formación de Villares, queda caracterizado por la siguiente nannoflora: *Watznaneria barresue*, *Parhabdolithus embargerii*, *Manivitella pemmoidea*, *Markalius circumvadiatus*, *Micrantolitus obtusus*, *Cyclagelesphaera marareli*, entre otros.

El Eoceno también se ha datado con nannofauna: *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofeenstra sp.*, *Chiasnolithus sp.*, *Cyclococcolithus formosus*, *Coccolithus eapelgicus*, *Discoaster lodousis* y *Dyctyococcites dictyodos*.

2.3. NEOGENO Y CUATERNARIO

Se agrupan en este apartado todas aquellas unidades depositadas desde el momento en que da comienzo la estructuración definitiva de las Cordilleras Béticas y concretamente del sector central. Es a partir del Mioceno inferior cuando este hecho tiene lugar si bien y de forma más concreta los movimientos precursores o primer intento de estructuración a nivel de Cordillera empieza a finales del Oligoceno superior.

Es de destacar el carácter marino de las series miocenas. De acuerdo con RODRIGUEZ FERNANDEZ (1982) los depósitos neógenos que ocupan el Sector Central de las Béticas pueden ser agrupados en una serie de unidades estratigráficas delimitadas por discontinuidades mayores que se ponen de manifiesto a nivel regional, si bien puede ocurrir que a nivel local o puntual resulten difíciles establecer. A grandes rasgos y según dicho autor estas unidades coinciden con las Unidades o Secuencias deposicionales de MITCHUM *et al.* (1977) y las Unidades Tectosedimentarias (UTS)" de GARRIDO MEGIAS (1981 y 1983).

En la Hoja de Lucena se han cartografiado una serie de unidades neógenas de acuerdo con los criterios anteriormente expuestos.

La mayor representación de los depósitos neógenos aparece en la mitad oriental de la Hoja, en los alrededores de Lucena. También son muy frecuentes los afloramientos de dimensiones reducidas e implicados en la tectónica de escamas y cabalgamientos localizados más frecuentemente en las Sierras del norte (Sierra de Cabra, Sierra Alcaide, etc.).

2.3.1. Aquitaniense-Burdigaliense inferior

Equivale a la unidad 1 de RODRIGUEZ-FERNANDEZ (1982) y a la UTS Ne-1 de GARRIDO MEGIAS *et al.*, (1982). Representa un ciclo transgresivo sobre la Zona Subbética inmediatamente anterior al emplazamiento de los mantos en esta región, es en el sector de la Sierra de Cabra donde se encuentra mejor representado.

Se han diferenciado distintas litofacies que para una mejor comprensión y encuadre dentro del contexto, se han agrupado en el siguiente epígrafe.

2.3.1.1. **Margas blancas y verdes (33). Calizas de algas, calizas con *Amphisteginas* y biocalcareniticas (34). Arenas margosas amarillentas (35)**

En los alrededores de la Sierra de Cabra aparecen una serie de afloramientos neógenos aislados entre sí e involucrados en una tectónica de cabalgamientos.

Los materiales miocenos en la Sierra de Cabra, están mayoritariamente constituidos por unas margas blancas en superficie y verdosas en corte fresco (33) que ocasionalmente, a techo y en las proximidades a las barras biocalcareniticas, pasan lateralmente a arenas margosas de color amarillento (35).

Estas margas presentan frecuentes intercalaciones de barras litorales biocalcareniticas que pueden llegar a alcanzar los 30 m de espesor, así como niveles de orden métrico de calizas con algas y calizas con *Amphisteginas* (34), con las que frecuentemente comienza la serie.

Estas asociaciones litológicas son más frecuentes en la mitad occidental de la Sierra de Cabra, en los afloramientos que se disponen a un lado y otro de la carretera de Carcabuey y a Cabra e inmediatamente al este de esta localidad. Se les considera de una edad fundamentalmente Aquitaniense sup.-Burdigaliense inf. y contienen la siguiente microfauna:

Amphistegina lessoni, *Gyroidina laevigata*, *Nonion pompilioides*, *Siphonina reticulata*, *Valvulina Cibicides mexicanus*, *C. cicatricocrus*, *Globorotalia acrostoma*, *G. waodi*, *G. obesa*, *G. praescitula*, *Globigerinoides altiapertura*, *G. sicanus*, *G. trilobus*, *Globigerina venezuelana*, *Epocrides umbonatus*, *Bulimina alsatica*, *Globonadrina altispina*, entre otros, además de briozoos, ostreidos, etc.

En las inmediaciones del Cortijo del Navazuelo y bajo la Sierra de la Ermita de la Virgen la serie se encuentra casi exclusivamente formada por unas margas blancas cuya característica más importante la de incluir pequeños olistolitos (o al menos así se han interpretado) de origen diverso ya que se reconocen entre ellos a la caliza oolítica del Dogger, margas y margocalizas del Cretácico inferior, calizas con *Amphisteginas*, e incluso, caliza con nummulites del Eoceno que en ningún lugar de la Hoja se ha visto en serie continua con otras litologías.

La presencia de estos olistolitos denota un cierto carácter sintectónico de la serie. La ambigüedad de las dataciones en estos afloramientos no permite conocer la edad del emplazamiento de estos, pero habida cuenta de la litofacies de estos cuerpos (calizas con *Amphisteginas* y biocalcareniticas) corresponden a los tramos inferiores del aquitaniense por lo que es fácil pensar que la edad de estos depósitos está en relación con el emplazamiento de las unidades alóctonas correspondiendo en edad pues probablemente a un Burdigaliense inferior.

2.3.2. **Burdigaliense superior-Langhiense inferior**

Se engloban en este ciclo materiales relacionados con el desmantelamiento de los relieves creados durante la fase Burdigaliense y con la transgresión acaecida durante esta época. Se

encuentran perfectamente representados al norte de Carcabuey y al este de la Sierra de Cabra. Corresponden al ciclo 2 de RODRIGUEZ-FERNANDEZ (1982) y a la UTS Ne-2 de GARRIDO MEGIAS *et al.* (1983).

2.3.2.1. **Brechas y conglomerados** (36). **Biocalcarenitas** (37) y **Margas blancas** (38)

En la Sierra Navazuelo y al norte de la Sierra Alcaide se observa en contacto erosivo sobre la caliza oolítica del Dogger o sobre las calizas del Lías inferior respectivamente un conjunto de brechas y conglomerados (36) con dimensiones y litologías variables. Al sur de la Sierra Navazuelo se interdigitan, lateralmente con las margas blancas (38) y las brechas están constituidas a expensas de la caliza oolítica.

Al norte de la Sierra Alcaide, las brechas con esencialmente de dolomicritas y de brechas diagenéticas del Lías inferior en la que ha resultado frecuente encontrar también fragmentos de calizas oolíticas del Dogger. Sus cantos son de tamaño centimétrico o decimétrico aunque también existen bloques de orden métrico. En el tercio superior de la serie y en el techo, existen dos niveles de packstones bioclásticos de 15 y 20 cm de espesor (37) con abundantes foraminíferos, bivalvos y huellas de perforación de organismos litófagos.

Estas brechas se interpretan como depósitos de canchal, localizados al pie importantes escarpes emergidos junto a una zona somera de compleja paleogeografía.

Tanto las margas blancas de la Sierra Navazuelo sur entre los que se intercalan la brechas, como las biocalcarenitas del techo de la serie al norte de la Sierra Alcaide se han datado como Burdigaliense sup.-Langhiense inf., aunque con abundante resedimentaciones del Aquitaniense en los niveles basales.

Los foraminíferos encontrados han sido los siguientes:

Elliproglandutina multicosata, *Cibicides Masicanus*, *Woujon mexicanus*, *N. pedranum*, *Uvigerina linti*, *U. auberiana*, *N. pompiilioides*, *Vagigulina legumen*, *Merinottiella communis*, *Tritaxilina*, *Osangularia (parrella) mexicana*, *Textularia aciculata*, *Robulus cortatus*, *Gyroidina*, *Globorotalia obesa*, *G. mayeri*, *G. Archaeomenardi*, *G. barisa nensis*, *Globoquadrina altispira*, *Globisgerinoides sicanus*, *G. inmatura*, *G. trilobus*, *G. irregularis*, *Globigerina venezuelana*, *G. woodi*, *G. seminulina*, *Cassigeninella chipoensis*, *Sphaeroidina bulloides*.

La nanoflora identifica el Burdigaliense-Langhiense con el *Sphenolithus heteromorphus*, *Cocolithus pelagicus*, *Cychococcolithus negaminatien*, *Helinosphaera carteri*, *Discoaster druggi*, como ejemplo de asociación.

2.3.2.2. **Margas blancas y verdes con niveles biocalcareníticos** (40). **Margas y biocalcarenitas** (41)

Inmediatamente al sur de Lucena y rodeando la Sierra Araceli aparecen una serie de materiales predominantemente margosos y de difícil interpretación puesto que sus afloramientos son

escasos y de mala calidad y los contactos con las litologías supra e infrayacentes no son nunca visibles.

Se trata de un conjunto formado fundamentalmente por margas blancas en superficie y verdosas en corte fresco, idénticas a las de la serie anteriormente descrita. Presentan intercalaciones biocalcareónicas que en algunos puntos pueden llegar a tener relevancia por su frecuencia, en cuyo caso se han agrupado como tramos cartográficos incluidos en las margas (41).

Esta última unidad resulta ser una alternancia de capas de biocalcareonitas de orden métrico y margas, alternancia que a veces muestra cierta tendencia a la ciclicidad. Las biocalcareonitas presentan una textura *packstone* en la que predominan los bioclastos y los fragmentos de glauconita. Localmente pueden existir niveles de brechas a las que los cantos son también de biocalcareonita. Se interpretan como barras litorales tal vez relacionadas con un ambiente de marea.

Las dataciones realizadas han revelado edades comprendidas entre el Eoceno (resedimentaciones) y el Burdigaliense-Langhiense. Puesto que las resedimentaciones en los materiales terciarios de esta zona son muy comunes se considera como de una edad comprendida entre el Aquitaniense y el Langhiense si bien no se descarta una doble hipótesis: que esté representado exclusivamente el ciclo Burdigaliense sup.-Langhiense inf. o que estén ambos ciclos, es decir este más el del Mioceno inf., (Aquitaniense sup.-Burdigaliense inf.) si bien su diferenciación cartográfica resultaría compleja.

Es preciso añadir que la estructura un tanto anárquica que presenta esta formación, dada por la ausencia de directrices claras en las capas, buzamientos muy cambiantes, contacto basal impreciso, puede ser la causa de que algunos autores (FELGUEROSO y COMA, 1967) hayan considerado a estos materiales desenraizados de su área de depósito. En la realización de la presente Hoja no existen datos suficientes para estar en contra o a favor de esta opinión, aunque el aspecto anteriormente descrito no es fácilmente explicable simplemente por plegamiento, por complejo que este sea.

2.3.3. Serravaliense superior-Tortonense inferior

Tras un período de no deposición en la zona, que abarca el Langhiense superior-Serravaliense (unidad 3 de RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1982 y base de la UTS Ne-3 de GARRIDO MEGIAS *et al.*, 1983), tiene lugar un nuevo episodio transgresivo; dicho período queda reflejado perfectamente en la cuenca de Lucena así como en Alcalá la Real, Fuente-Tejar y Montefrío. Este ciclo deposicional es equivalente a la unidad 5 de RODRIGUEZ FERNANDEZ y a la parte superior de la UTS Ne-3 de GARRIDO MEGIAS *et al.* El final de este ciclo no es sincrónico en toda la Cordillera, ya que en algunos sectores (Alcalá la Real) llega a cubrir parte del Tortonense superior, mientras que en otros (Montefrío), termina en el Tortonense inferior.

2.3.3.1. **Margas hojosas blancas con niveles de microbrechas en la base** (42)

Se extiende esta unidad entre las localidades de Cabra y Lucena siendo los materiales neógenos más modernos de la Hoja. Se pueden observar perfectamente en contacto discordante sobre las margas y arcillas del Triásico al sur de Cabra. Este contacto está jalonado en la base por unos 2 a 5 m de microbrechas de cantos fundamentalmente triásicos. Por encima de estas minibrechas se desarrolla hacia el sur una potente serie de margas blancas con una característica laminación paralela. El contacto de estas margas con los del tramo anteriormente descrito es imperceptible, por lo que su traza se ha dado como supuesto.

Inmediatamente por encima del nivel detrítico basal, esta serie proporciona una abundante fauna del Serravallense sup.-Tortonense. Los foraminíferos encontrados han sido los siguientes:

Cibicides mexicanus, *C. lobatulus*, *Vagigulina legumen*, *Uuigerina barbatula*, *U. rustica*, *Gyrodina* cf. *giverdana*, *Globorotalia minardii*, *G. merotunida*, *G. mediterránea*, *Globigerina nephentes*, *G. apertura*, *Globigerinoides obliquus*, *G. quadrilobatus*, *Globiquadrina altispira*, *Elphidium complematim*, *Leguinodosaria scalaris*, *Cassidulina laevigata*, *Globigerina falcoensis*, *Caucric uriculus*, *Siphonodosaria venedilli*, *Trifonina brady*, *Cibicides cicatricorus*, *Planolina* cf. *renzi*, *Elphidium crispum*.

En cuanto a la nannoflora, aunque menos resolutive, además de asociaciones típicas de todo el Mioceno medio, ha presentado como posible fósil indicativo, al *Cyuclocolithus macintyrei*.

Por último estos depósitos del Serravallense-Tortonense fosilizan a los materiales triásicos que en la Sierra de Cabra se encuentran cabalgando a las series aquitano-burdigalienses, por lo que sirven para datar en parte la edad de los movimientos.

2.3.4. **Plioceno**

2.3.4.1. **Brechas y conglomerados muy cementados** (42). **Plioceno**

En unos pocos puntos, pero dispuestos de forma característica, aparecen unos conglomerados y brechas de cantos de caliza y dolomía de tamaño centimétrico, aunque también abundan los bloques. Estas litologías aparecen adosadas a los relieves de las sierras jurásicas de las que proceden los cantos y bloques que los constituyen.

Existen buenos ejemplos en la falda norte de la Sierra Gallinera y Sierra de Rute donde se encuentran asociados con una fuerte pendiente deposicional encontrándose a veces afectados por diaclasas y fracturas. Aunque con características similares a las de los canchales burdigalienses, no se pueden considerar de esta edad al no estar afectados por la tectónica de cabalgamientos, relacionándola por tanto con una tectónica de ajustes isostáticos más propia de finales del Mioceno y/o Plioceno.

2.3.5. Cuaternario

Los depósitos cuaternarios son escasos y poco variados como corresponde a un relieve abrupto. Es precisamente en el tercio occidental de la Hoja, de relieve más suave, donde aquellos son más relevantes.

Dentro del Cuaternario más antiguo (Pleistoceno) se han incluido las tobas calcáreas (44) que se desarrollan al pie del extremo norte de la Sierra Horconera en las inmediaciones de Priego de Córdoba. Tienen espesores importantes (20 m) y sobre ellas está fuertemente encajado la red fluvial actual.

También dentro del Pleistoceno se han incluido unos depósitos de glaciis (45) situados al norte de la Sierra de los Pollos.

En el Holoceno los materiales más comunes son las arcillas y limos con cantos, correspondientes a depósitos de glaciis recientes (46), cantos y limos de terrazas (47) y arcillas, arenas y limos con cantos de conos de deyección (51), abanicos coalescentes (52) y coluviones (53).

También se han distinguido en la cartografía acumulaciones actuales de cantos al pie de relieves, canchales (54), productos de decalcificación de fondos de dolinas (49), suelos (50), depósitos de fondo de arroyos (55) y aluviales antiguos (48) y actuales (56).

3. TECTONICA

Se tratan en este apartado las deformaciones acaecidas al final del Paleógeno y durante el Neógeno y que son los responsables de la estructura más o menos definitiva de las Cordilleras Béticas.

La tectónica ocurrida hasta ese momento tiene un escaso o nulo registro cartográfico en la presente Hoja y se esboza en el apartado dedicado a la Historia Geológica en base a observaciones de índole regional.

El rasgo estructural esencial de la Hoja de Lucena es la superposición de series correspondientes a dominios paleogeográficos diferentes. Este hecho es especialmente espectacular en la Sierra de Cabra.

Así en esta Sierra se encuentran apiladas las series de diferentes dominios paleogeográficos representados en la zona: Las Unidades Intermedias y el Subbético Externo (Septentrional y Meridional de GARCIA DUEÑAS, 1967). El límite norte de la Sierra de Cabra, ya en la Hoja de Baena coincide más o menos con la traza en superficie del plano de cabalgamiento del Subbético Externo Septentrional sobre las Unidades Intermedias.

En la zona objeto de estudio, la superposición de los dos niveles estructurales superiores es evidente, apareciendo el Subbético Externo Septentrional, caracterizado por la caliza oolítica del Dogger, en ventana tectónica, bajo las calizas del Lías inferior y medio ya del dominio del Subbético Externo Meridional.

Respecto a esta superposición, es preciso decir que los retazos de calizas del Lías inferior y medio que forman la Sierra de la Ermita de la Virgen, Sierra de Lobatejo y Sierra del Alcaide, entre otras, al no presentar términos jurásicos más altos, son de asignación paleogeográfica dudosa, no pudiendo precisarse si originariamente se encontraban más cercanas a las series meridionales del Subbético Externo Meridional. Este dato hubiese servido para tener una idea aproximada de la cuantía del desplazamiento relativo entre estas dos unidades paleogeográficas.

Es de suponer que el tránsito entre ambas unidades, caracterizado en otras zonas por el paso de la caliza oolítica del Dogger a las calizas con sílex de la misma edad, se realice en algún punto por debajo de las series jurásicas y cretácicas de la zona central de la Hoja.

En todos los casos mencionados, el deslizamiento entre unidades se produce a favor de las arcillas y yesos del Triásico, que aparecen jalonando todas las superficies de cabalgamiento. Estas superficies se presentan en general muy poco tendidas u horizontales en algunos puntos y algo más inclinados en otros, como corresponde a un modelo de "rampas" y "planos" de progradación de un cinturón de cabalgamientos.

Más al sur, cruzando la Hoja en dirección NE-SW se encuentra la "Granja triásica de Carcabuey" que representa la superficie basal de deslizamiento de las series paleogeográficamente más meridionales tales como la Sierra de Rute y Horconera sobre las más septentrionales

de Gaena, Gallinera, Cañada del Hornillo y Puerto Escaño. En este caso los límites paleogeográficos no coinciden con los tectónicos puesto que al sur de la franja triásica existen tanto series propias del Subbético Externo como del Medio.

Inmediatamente al norte de la localidad de Carcabuey, esta franja se une cartográficamente con los materiales triásicos de la base de las series de la Sierra de Jarcas, Cerro del Palojo y Puerto Escaño. Esto quiere decir que en profundidad también existe continuidad entre los mencionados materiales triásicos, por lo que nos encontramos en el caso del afloramiento de la línea de interacción de dos superficies de cabalgamiento.

Precisamente en ese punto y a partir de él hacia el noreste, en la "Franja triásica de Carcabuey" aparecen incluidos los retazos de materiales cretácicos y eocenos de las Unidades Intermedias. Estos afloramientos se podrían interpretar tanto como un domo en el sustrato relativo de las unidades cabalgantes, apareciendo por tanto en ventana tectónica bajo las mismas, como y más probablemente, esquilas arrancadas del sustrato relativo y elevadas a niveles estructurales superiores a favor del plano de cabalgamiento.

En cualquiera de los dos casos, se deduce que las Unidades Intermedias, son sustrato relativo de series paleogeográficamente más meridionales, que se extienden hacia el sur, al menos hasta la vertical de Carcabuey. Esto implica, restaurando la situación inicial, que ha existido un desplazamiento mínimo de 20 km del Subbético Externo sobre las Unidades Intermedias, al que habría que sumar una cuantía indeterminada correspondiente a los relativos desplazamientos del resto de las Unidades Subbéticas, por lo que es posible que en la presente Hoja estén implícitos acortamientos del orden del 30 al 50% como mínimo.

Este acortamiento principal de la cadena se debió realizar a favor de superficies de cabalgamiento o corrimiento que fueron evolucionando de norte a sur en una o más fases.

Como consecuencia del acercamiento de las Zonas Internas a las Externas, y a finales del Oligoceno, tuvo lugar una fase compresiva cuyo reflejo más espectacular en la zona Subbética fue la puesta en marcha de mantos que posteriormente se desplazan por mecanismos gravitacionales, favorecidos por la presencia de los materiales triásicos en los términos basales de las series. A partir de ese momento se evoluciona a un cinturón de cabalgamientos, con la peculiaridad de poseer una potencial superficie de despegue de gran espesor que facilita la ruptura de las competentes series jurásicas en láminas individualizadas.

Cada lámina sufrió al mismo tiempo un intenso plegamiento en alternantes anticlinales muy apretados y sinclinales laxos. Los anticlinales en numerosas ocasiones llegaron a romper, facilitando la fragmentación de cada lámina en porciones menores, dentro de las cuales lo más norma es encontrar un sinclinal muy laxo, flanqueado por anticlinales muy apretados y rotos.

Como se ha expuesto, la superficie de despegue principal son los materiales plásticos del Triásico; sin embargo esta no es la única, ya que existen otros niveles de la columna estratigráfica que facilitaron el despegue relativo de las series que se encontraban por encima de ellos. Dentro de éstos, el más característico, es el constituido por las margas verdes del

Aptiense-Albiense. Este nivel de despegue es el responsable de que en numerosas ocasiones el Cretácico superior con o sin sus series suprayacentes aparezca en láminas individualizadas del resto, como por ejemplo ocurre en el sinclinal de materiales del Cretácico superior y Paleógeno de Las Lagunillas.

Otro rasgo característico de la estructura general de la Hoja es la presencia de cabalgamientos con sentido de movimiento completamente opuesto al general. Estos "retrocabalgamientos", con sentido de movimiento por tanto hacia el sureste, aparecen en la Hoja de Lucena al sur de la "franja triásica de Carcabuey". En el resto del Subbético son muy comunes especialmente en el sector más interno, donde constituyen un sentido de movimiento muy característico.

La Sierra Horconera presenta en conjunto un claro desplazamiento hacia el noroeste, pero su límite sur corresponde a un accidente retrovergente. La Sierra Albayate igualmente presente un movimiento principal hacia el noroeste pero su extremo occidental, ya en la Hoja de Lucena, se encuentra afectado por retrocabalgamientos.

Así pues, estos retrocabalgamientos se generarían como consecuencia de la propia evolución de la cadena descrita anteriormente. Es posible que bien por una sobrecarga tectónica, consecuencia del apilamiento de unidades, bien por la reactivación de un accidente o accidentes corticales (la "franja triásica de Carcabuey" podría ser uno de ellos) en una fase posterior, se produjera un colapso en la progresión de los movimientos hacia el noroeste, pasando a resolverse éstos en sentido opuesto.

Este proceso se pudo dar varias veces en el tiempo y en el espacio, aunque parece que queda restringido al dominio Subbético Medio y a los estadios finales de la evolución de la cadena.

La acomodación de una unidad cabalgante sobre otra parece que se vio facilitada por fracturas normales paralelas a las directrices principales. Estas fracturas ocurrirían por relajación, recién producido el apilamiento y afectarían exclusivamente a la lámina cabalgante. En impulsos posteriores fueros trastocadas y/o transformadas en retrocabalgamientos. Nuevamente parecen actuar con componente normal en la etapa distensiva principal que sigue a la de la formación de la cadena.

Respecto a las directrices de las estructuras, es preciso decir que en la Hoja de Lucena hay una clara interferencia entre las dos principales, la E-O predominantes al norte de la "franja triásica de Carcabuey" y las NE-SO, predominantes al sur de ésta. Las segundas parecen interferir a las primeras en las inmediaciones de Carcabuey, mientras que en el conjunto formado por la Sierra de Rute-Horconera las directrices van pasando de posiciones aproximadamente E-O en el sur a posiciones N-S en el norte.

Es difícil saber a que se deben estos cambios en las directrices aunque pueden responder a la actuación de accidentes profundos a los que se hizo mención anteriormente. Estos accidentes, con direcciones predominantes NE-SO, actuarían como zonas de cizalla en determinados momentos a lo largo del apilamiento de las unidades, controlando en algún caso este apilamiento y modificando las directrices de las unidades próximas a él.

En cuanto a la edad de los cabalgamientos en la Hoja de Lucena, se pueden datar dos impulsos fundamentales registrados en la Sierra de Cabra. Uno que cobija a los materiales del Aquitaniense-Burdigaliense inferior y otro posterior que envolvería también a las del Burdigaliense superior-Langhiense inferior. Este último movimiento está fosilizado por materiales del Serravaliense-Tortonense. En medio de estos impulsos existe una etapa de levantamiento y fuerte erosión.

Anteriormente y a finales del Oligoceno como consecuencia del acercamiento de las Zonas Internas sobre las Externas tiene lugar la primera fase de deformación importante si bien no existe un registro de ella dentro de la Hoja. Otro tanto puede decirse de la fase acaecida durante el Aquitaniense, si bien ésta se denuncia en áreas relativamente próximas al sur de Alcalá la Real, ya en la Hoja de Iznalloz.

Parece existir una última etapa de movimientos tangenciales en el Tortonense inferior y que daría lugar a los retrocabalgamientos a los que se hacía referencia anteriormente.

Con posterioridad a éstos últimos movimientos parece tener lugar un plegamiento de gran radio al que sigue una etapa distensiva tardiorogénica durante la cual se reactivan antiguos accidentes como fallas normales.

4. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos aflorantes en la Hoja de Lucena corresponden al Triásico. Así estos tiempos durante la sedimentación se desarrolló en un ambiente de tipo *sabkha* bajo condiciones climáticas áridas, con intercalaciones de episodios correspondientes a llanuras de mareas.

A principios del Jurásico se produce un cambio paleogeográfico notable, consistente en la instalación de un régimen marino de plataforma carbonatada somera, en la que se individualizan áreas de llanuras de mareas más abundantes en el Carixiense.

Durante el Carixiense medio-Domeriense inferior tiene lugar la ruptura de la plataforma en relación con procesos de *rifting* desarrollados en el margen continental. Este acontecimiento está íntimamente ligado con la apertura del Atlántico Norte y da lugar a la creación de fallas con carácter transcurrente y distensivo de directriz N60E que a partir de entonces juegan un importante papel en la evolución de la Cordillera, tanto como condicionantes paleogeográficos, como tectónicos.

El primer reflejo de la citada fracturación es la creación de áreas con subsidencia diferencial puestas de manifiesto claramente en la Zona Subbética durante el Domeriense-Bajociense. En este período se desarrollan ambientes de plataforma interna representados por series que oscilan entre 20 m (Subbético Externo) a más de 1000 (Subbético Medio). En este último caso, la sedimentación va acompañada por la emisión de materiales volcánicos, sin duda favorecida por la fracturación citada.

En el resto del Dogger las diferencias se acentúan; mientras que en el Subbético Externo tiene lugar la sedimentación de series condensadas y calizas oolíticas, en el Subbético Medio se depositan margas radiolaríticas. Sobre la batimetría de este tipo de depósitos no existe acuerdo entre los diferentes autores, pero para este caso concreto, la existencia de una serie de estructuras asociadas a ellos parecen indicar su carácter como depósito de plataforma externa.

Durante el Malm la sedimentación muestra progresivamente un carácter más homogéneo, culminando esta uniformización en la cuenca a principios del Cretácico.

En éste se instalan condiciones pelágicas en toda la Zona Subbética con velocidades de sedimentación que disminuyen durante el Cretácico superior; estas condiciones se mantienen hasta el Eoceno inferior con la intercalación, en algunos sectores de episodios turbidíticos. También de forma local, existen evidencias de una fase de deformación durante el Cretácico medio, con procesos de halocinesis cuyo resultado es la extrusión y derrame de materiales triásicos en el fondo de la cuenca. Estos fenómenos son la causa de los cambios de facies observados entre el Aptiense y el Cenomaniense en algunas zonas.

A partir del Eoceno medio y hasta el Aquitaniense inferior se generalizan los niveles turbidíticos. En el Oligoceno superior tiene lugar el acontecimiento de mayor importancia de la historia de la Cordillera: la colisión entre las placas europea y africana. Como consecuencia de este evento,

se producen desplazamientos generalizados hacia el N-NW en forma de mantos; estos se desplazaron gravitacionalmente dentro de un ambiente submarino y favorecidos por la presencia de materiales triásicos en la base. Existen evidencias claras de esta fase fuera de la Hoja, pero no en ella, donde posiblemente esté representada por la traslación hacia el NW de los materiales subbéticos (y tal vez, en menor medida, de los de las Unidades Intermedias).

Un nuevo episodio compresivo tiene lugar durante el Burdigaliense, cuyo resultado es el emplazamiento definitivo de los mantos y una fase de plegamiento que marca las directrices típicamente béticas (N60E).

Como consecuencia de esta fase se produce un notable cambio paleogeográfico con la creación de relieves que son atacados por la erosión de forma intensa, puesta de manifiesto por las brechas y conglomerados adosados a algunos de los relieves del sector norte de la Hoja; esta etapa, de carácter transgresivo, se desarrolla durante el Burdigaliense superior-Langhiense inferior.

La siguiente fase compresiva tiene lugar en el Mioceno medio, su resultado es la generación de fracturas de directrices NW-SE y NNE-SSW, cuya importancia y magnitud son mucho menores que en el caso de las orientadas según N60E; también en esta fase se producen algunos reajustes en los mantos emplazados durante el Burdigaliense. En la Zona Subbética, el Mioceno Medio supone una etapa regresiva con retroceso del mar hacia los dominios del Guadalquivir; no obstante, a finales del Serravaliense y durante el Tortoniense inferior, se produce la última transgresión generalizada sobre la Zona Subbética reflejada por los depósitos margosos de la cuenca de Lucena.

Tampoco existen evidencias claras ni de la regresión que afecta a la zona durante el Tortoniense superior ni de la importante fase tectónica intratortoniense; ambas son claramente visibles en las proximidades de Alcalá la Real (Hoja 990) y Montefrío (Hoja 1008). Probablemente, los retrocabalgamientos observados en algunos sectores, con vergencias contrarias a las que cabría esperar, son fruto de esta última fase compresiva.

A finales del Mioceno superior se instala en la región un ambiente continental, a la vez que se crean depresiones intramontañosas relacionadas con una etapa distensiva.

Durante el Cuaternario son los procesos fluviales y de vertiente principalmente los configurados de la morfología actual, en una región activa tectónicamente hoy día.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

La Hoja de Lucena es especialmente pobre en cuanto a desarrollo minero se refiere, debido a la carencia de indicios que pudieran resultar de interés. En principio, los materiales que mayores probabilidades tienen de concentrar elementos o minerales de utilidad en minería son las rocas subvolcánicas del Triásico y volcánicas del Jurásico aunque la extensión de sus afloramientos es muy reducida y en cualquier caso, no se tienen noticias acerca de cualquier intento de explotación relacionada con la minería.

Las principales canteras se concentran en las dolomías del Lías inferior con extracciones al norte de Cabra. Su aprovechamiento ha estado encaminado, fundamentalmente, hacia la construcción de carreteras y del ferrocarril. Posteriormente, el conjunto calizo-dolomítico del Lías inferior, posee una gran importancia dentro de la Hoja.

Se conocen también explotaciones en las carniolas infraliásicas y en las calizas oolíticas del Dogger, destacando la explotación que de éstas se llevan a cabo en la Sierra de Cabra con fines ornamentales.

Por último las margas del Mioceno medio-superior se extraen con mira a su aprovechamiento en el campo de la cerámica. Un ejemplo de este tipo es observable en el Ventorrillo de Espanadino situado en las carreteras Lucena-Cabra.

5.2. HIDROGEOLOGIA

El primer factor condicionante de la hidrogeología de la zona es la irregularidad pluviométrica, tanto en lo que se refiere a su carácter estacional como a su distribución espacial.

Existen dos períodos claramente diferenciables en cuanto a la intensidad de las lluvias: por un lado los meses comprendidos entre Octubre y Marzo, ambos inclusive, sobrepasan con frecuencia los 100 mm/mes, mientras que en los meses restantes las precipitaciones disminuyen considerablemente, existiendo un acusadísimo estiaje durante los meses de Julio y Agosto, en los que no resulta extraño la ausencia total de precipitaciones en algunos sectores. Por otra parte, lo abrupto del relieve condiciona que las lluvias cuando las hay se concentran principalmente en las zonas elevadas. Así en el sector de la Sierra de Cabra se llegan a sobrepasar los 1.000 mm/año, mientras que en la región de Lucena pueden no alcanzar los 700 mm/año.

A la vista de lo expuesto y de la gran variedad litológica y estructural de la Hoja resulta fácil comprender la desigual distribución del agua subterránea en la zona.

Los acuíferos más destacados están constituidos por carniolas, dolomías y calizas, fundamentalmente del Triásico y del Jurásico y en mucha menor medida, gravas y arenas de los depósitos

fluviales cuaternarios. Dentro de ellos cabe resaltar las carnioles comprendidas entre las arcillas triásicas y las dolomías jurásicas por su gran porosidad (Infiltración del 85%), así como las calizas oolíticas del Dogger (75%) que se muestran intensamente carstificadas, constituyendo en superficie un extenso lapiaz (Sierra de Cabra).

La disposición estructural de los materiales en determinados cabalgamientos da lugar en algunos casos, a la configuración de acuíferos colgados que desaguan por manantiales favorecidos por la presencia del Triásico en la base.

En relación con este hecho, es de resaltar también en los materiales mesozoicos, las alternancias de materiales permeables e impermeables producen frecuentes salidas de agua en forma de manantiales, destacando la Fuente del Río, junto a Cabra, con un caudal de 600 l/s. A su vez, los terrenos predominantemente arcillosos y margosos están desprovistos prácticamente de manantiales, cubriéndose las deficiencias por medio de pozos.

Debido a la gran complejidad tectónica y estructural de la región, resulta difícil establecer un comportamiento hidrogeológico preciso dentro de la Hoja.

6. BIBLIOGRAFIA

- AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LINARES, D.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979): Las microfácies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Scree. Public. Univ. Granada*.
- BAENA, J. y PEREZ, L. (1982): Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética s. str. *Colección informe. IGME*.
- BLUMENTHAL, M. y FALLOT, P. (1935): Observations sur la Sierra Arana entre Grenade et Guadix. *Mem. Soc. Esp. Histo. Nat.* Vol. 17.
- BOURGOIS, J. (1978): Le transversale de Ronde. Données géologiques pour una modele d'évolution a l'arc de Gibraltar. *Tesis Univ. Besançon.* (Publ. Annales Scient Univ. Vol. 30).
- BRAGA, J.C. (1978): Contribución al estudio paleontológico y bioestratigráfico del Domerense inferior y medio en la Zona Subbética. *Tesis Lic. Univ. Granada.* (Inédita).
- BRAGA, J.C.; COMAS, M.C.; DELGADO, F.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; JIMENEZ, A.; LINARES, A.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1981): The Liassic Rosso Ammonitico facies in the Subbétic Zone (Spain) Genetic consideration. In. A. FARINACCI y S. ELMI (eds): *Proc. Rosso Ammonitico Symposium, Ed. Thechonoscienza, Roma*, pp. 61-76.
- BRAGA, J.C.; GARCIA GOMEZ, R.; JIMENEZ, A.P. y RIVAS, P. (1981): Correlaciones en el Lías de las Cordilleras Béticas. *Progr. Inter. Correl. Geol. (PICG) Madrid*, pp. 162-181.
- BRAGA, J.C. (1982): Ammonites del Domerense de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas). *Tesis Univ. Granada*.
- BUSNARDO, R. (1964): Hypotheses concernant la position des unités structurales et paleogeographiques de la transversal de Jaen-Grenade (Andalousie). *Geol. Min.* T. XLIII, pp. 264-267.
- BUSNARDO, R. (1975): Prebétique et Subbétique de Jaén à Lucena (Andalousie). Introduction et Trias. *Doc. Lab. Geol. Fac. Sc. Lyon*, 65.
- CALIZ, F. (1968): Estudio geológico de la Sierra de Albayate y Sierra de Los Judíos. *Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada.* (Inédita).
- CALVO, J.P.; ELIZAGA, E.; LOPEZ-MARTINEZ, N.; ROBLES, F. y USERA, J. (1978): El Mioceno superior continental del Prebético Externo: Evolución del Estrecho Nordbético. *Bol. Geol. Min.* 89. p. 407-426.
- CANO, F. (in litt): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1.007 (Rute) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, *IGME* (pendiente de publicación).

- COMAS, M.C. (1978): Sobre la geología de los Montes Orientales: Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía). *Tesis Univ. Bilbao*.
- COMAS, M.C.; GARCIA-DUEÑAS, V. y NAVARRO-VILA, F. (1978): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 992 (Moreald) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. *IGME*.
- DABRIO, J.C. y VERA, J.A. (1970): Características sedimentarias del Jurásico Subbético en la región de Algarinejo-Rute. *Act. Geol. Hisp.* I-V. pp. 8-11.
- DABRIO, C.J.; FERNANDEZ, J.; PEÑA, J.A.; RUIZ BUSTOS, A.; SANZ DE GALDEANO, C. (1978): Rasgos sedimentarios de los conglomerados miocénicos del borde noreste de la Depresión de Granada. *Estudios Geol.* 34, pág. 89-97.
- ESPEJO, M. (1968): Estudio geológico de una zona situada al S. de Alcalá la Real (Jaén). *Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada*. (Inédita).
- ESTEVEZ, A.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J.; ALBERDI, M.T. y RUIZ-BUSTOS, A. (1982a): Sur l'age miopliocene des series detritiques de la terminaison orientale du bassin de Grenade (Espagne meridionale). *C.R. Ac. Sc. Paris*, Vol. 294. pp. 1189-1190.
- ESTEVEZ, A.; RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J.; SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1982b): Evidencia de una fase comprensiva de edad Tortoniense en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, Vol. 11, pp. 2.29.
- ESTEVEZ, A.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, D.; MARTIN-ALGARRA, A.; SANZ DE GALDEANO, C.; SERRANO, F. (1984): El cabalgamiento finiserravallense del Norte de Sierra Arana (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravallense. *Serie de estudios geológicos. MEDITERRANEA* N° 3.
- FALLOT, P. (1948): Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geológicos*; vol. 8, pp. 83-172.
- FELGUEROSO, C. y COMA, J.E. (1964): Estudio geológico de la zona Sur de la provincia de Córdoba. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, T. LXXV, pp. 111-209.
- FONTBOTE, J.M. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1968): Essai de systematisation des unités subbetiques allochtones dans le tiers central des chaînes Betiques. *C.R. Ac. Sc. Paris*, vol. 226, pp. 186-189.
- FOUCAULT, A. y PAQUET, J. (1970): La Structure de l'Ouest de la Sierra Arana (province de Grenade, Espagne). *C.R. Ac. Sc. Paris*, vol. 271, pp. 16-19.
- FOUCAULT, A. (1976): Complements sur la geologie de l'Ouest de la Sierra Arana (province de Grenade, Espagne). *Bull. Soc. Geol. France* (7), Vol. 18, pp. 649-658.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1966): Individualización de diversas unidades alóctonas en las Zona Subbética (transversal de Granada), *Acta Geol. Hisp.* I, n° 3, pp. 11-14.

- GARCIA-DUEÑAS, V. (1967): Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética. *Not. y Com. IGME*. t. 101-102, pp. 73-100.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1967b): La Zona Subbética al Norte de Granada. *Tesis Univ. de Granada*. (Inédita).
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1968): Hipótesis sobre la posición tectónica de la Sierra Arana (Granada). *Acta Geol. Hisp.*, t. III, pp. 29-34.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1969): Les unités alloctones de la Zone Subbétique dans la transversale de Grenade (Cordillères Bétiques, Espagne). *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.*, t. XI, pp. 211-222.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1969b): Consideraciones sobre las series del Subbético interno que rodean la Depresión de Granada (Zona Subbética). *Acta. Geol. Hisp.*, t. IV, nº 1, pp. 9-13.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1970): Hoja geológica a escala 1:50.000, nº 991 (Iznalloz). *IGME*.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1970): Estructuras sobreimpuestas al N de la Sª de Montillana (Zona Subbética, Granada). *Cuad. Geol. Univ. de Granada*. Nº 1, pp. 47-50.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1972): Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja 5-10 (Jaén) del Mapa 1:200.000; síntesis de trabajos existentes. *IGME*.
- GARCIA-DUEÑAS, V. y GONZALEZ-DONOSO, J.M. (1970): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1.009 (Granada) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. *IGME*.
- GARCIA-DUEÑAS, V.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A. y RIVAS, P. (1970): Contribución al estudio bioestratigráfico del liásico del Zegrí (Zona Subbética, prov. de Granada). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, t. I, pp. 11-6.
- GARCIA-DUEÑAS, V. y LINARES, A. (1970) La serie estratigráfica de Alta Coloma. Serie del tipo Subbético medio, en la transversal de Granada., t. I, pp. 193-210. *Cuad. Geol. Univ. de Granada*.
- GARCIA-DUEÑAS, V.; NAVARRO-VILA, F. y RIVAS, P. (1970): Estudio geológico de Puerto López (Granada, Zona Subbética). *Acta Geol. Hisp.*, t. V, nº 3, pp. 82-87.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1976): Características ambientales del Lías inferior y medio en la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la Cordillera. In: Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética, *Secr. Publi. Univ. Granada*, pp. 125-175.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979): Distribución de las calizas de llanuras de mareas en el Jurásico del Subbético y Prebético. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, vol. 10, pp. 557-569.

- GARCIA-HERNANDEZ, M.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979a): El Lías infracarixiense de la Zona Subbética. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, vol. 10, pp. 367-374.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979b): El Carixiense de la Zona Subbética. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, vol. 10, pp. 375-382.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1980): Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geologie en Miiinbouw*. Vol. 59, pp. 155-168.
- GARCIA YEBRA, R. (1971): Datos geológicos de Lojilla (Zona Subbética). *Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada*. (Inédita).
- GARCIA YEBRA, R.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1972): Precisiones sobre la edad de las coladas volcánicas jurásicas en la región de Algarinejo-Lojilla (Zona Subbética). *Acta Geol. Hisp.*, t. VII, nº 5, pp. 133-137.
- GARRIDO-MEGIAS, A.; LERET, G.; MARTINEZ DEL OLMO, W. y SOLER, R. (1980): La sedimentación neógena en las Béticas: Análisis tectosedimentario. *IX. Congreso Nacional de Sedimentología*. Salamanca. Resúmenes, pp. 110-111.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M. (1967): Estudio geológico de la Depresión de Granada. *Tesis Univ. Granada*. (Inédita).
- GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LOPEZ-GARRIDO, A.C. y VERA, J.A. (1971): Bosquejo estratigráfico del Jurásico de las Cordilleras Béticas. *Cuader. Geol. Ibérica*, vol. 2, pp. 55-57.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1971): La serie liásica de Sierra Pelada (Zona Subbética, N. de Granada). *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 2, pp. 205-226.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A. y RIVAS, P. (1975): El Lías inferior y medio de Poloria (Serie del Zegrí. Zona Subbética. Norte de Granada). *Est. Geol.* Vol. XXX, (Homenaje Prof. Martín Vivaldi), pp. 639-654.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M. (1977): Los materiales miocénicos de la Depresión de Granada. *Cuader. Geol. Univ. Granada*, vol. 8-9, pp. 191-204.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M.; RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J.; SERRANO, F. y VERA, J.A. (1980): Precisiones estratigráficas sobre la discordancia intratortoniense de Montefrío. *Bol. Real Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*. Vol. 78, pp. 101-111.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, D.; MOLINA, E. y RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. (1981): Presencia de materiales de edad Burdigaliense-Langhiense en la Depresión de Alcalá la Real (Sector central de las Cordilleras Béticas). *Bol R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)* 79. pp. 115-124.

- JEREZ, F. (1981): Propuesta de un nuevo modelo tectónico general para las Cordilleras Béticas. *Bol. Geol. Min.*, vol. 92, pp. 1-18.
- LINARES, D. (1968): Estudio geológico de una zona situada al W. de Alcalá la Real (provincia de Jaén, Zona Subbética). *Tesis de Licenciatura. Univ. Granada*. (Inédita).
- LINARES, A. y RIVAS, P. (1973): El Lías medio en la parte sur de la Zona Subbética (Sierra Elvira, Illora e Iznalloz, provincia de Granada). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, vol. 4, pp. 141-154.
- MAÑAS, C. (1969): Estudio geológico del sector Alcalá la Real-Almedinilla. *Tesis de Licenciatura. Univ. Granada*. (Inédita).
- MARTIN, J.M. (1979): La dolomitización basal del Lías superior subbético. *Cuader. Geol. Univ. Granada*, vol. 10, pp. 583-589.
- MARTINEZ DEL OLMO, W. *et al.* (1984): Modelo tectosedimentario del bajo Guadalquivir. *I Congreso Esp. de Geol.* Tomo I, pp. 199-213.
- MOLINA, R. (1971): Estudio geológico del Valle de Valdepeñas de Jaén. *Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada*. (Inédita).
- MOLINA, J.M.; RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A: (1984): Colonia de corales y facies oncolíticas en el Dogger de las Sierras de Cabra y Puente Genil (Subbético externo, prov. de Córdoba). *Est. Geol.* 40, pp. 455-461.
- OLORIZ, F. y TAVERA, J. (1971): La serie de Cornicabra. *Dpto. de Paleontología. Univ. de Granada*. (Inédito).
- OLORIZ, F. (1978): Kimmeridgiense-Tithónico inferior en el Sector central de las Cordilleras Béticas, Zona Subbética. Paleontología. Bioestratigrafía. *Tesis Univ. Granada* (Publ. Scree. Publ. Univ. Granada 758, pp. 1978).
- OLORIZ, F. y TAVERA, J.M. (1981): Correlaciones en el Jurásico superior de las Cordilleras Béticas. El límite Jurásico-Cretácico.
- PEYRE, Y. (1962): EL "Subbético con Jurásico margoso" o "Subbético meridional" como unidad paleogeográfica y tectónica de las Cordilleras Béticas. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, vol. 67, pp. 133-144.
- PEYRE, Y. (1974): Geologie d'Antequera et de sa region (Cordilleres Betiques). *Tesis Univ. Paris* (Public. Inst. Agronom. Paris, 522 pags.).
- PINEDA VELASCO, A. (1985): Las Zonas Internas y Externas Béticas como partes meridionales de la Placa Ibérica: una nueva interpretación para el área límite Atlántico-Mediterránea. *Studia geológica Salmanticensia*. XXI, pp. 87-113.

- PUGA, E. y RUIZ-CRUZ, M.D. (1980): Observaciones petrológicas y geoquímicas sobre el magmatismo básico mesozoico del sector central de la Cordillera Subbética. *Cuader. Geol. Univ. Granada*, vol. 11, pp. 127-156.
- RIVAS, P. (1969): Estudio geológico de la región de Carcabuey. *Tesis de Licenciatura. Dpto. de Paleontología. Univ. de Granada*. (Inédita).
- RIVAS, P. (1972): Estudio paleontológico-estratigráfico del Lías en el sector central de la Cordillera Bética. *Tesis. Univ. Granada*. 2 tomos. (Inédita).
- RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1979): Itinerario geológico por las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Itinerario Granada-Jaén y Cabra-Loja. *Scr. Publ. Univ. Granada*, 80 pp.
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. (1982): El Mioceno del Sector Central de las Cordilleras Béticas. *Tesis Univ. Granada*, 224 págs.
- RUIZ-CRUZ, M.D. y LUNAR, R. (1982): Datos mineralógicos relativos a las "ofitas" triásicas del sector central de la Cordillera Subbética y a los sedimentos arcillosos que las engloban. *Bol. Geol. y Min. T. XCIII-II*, pp. 255-261.
- RUIZ-ORTIZ, P. y VERA, J.A. (1979): Turbiditas calcáreas del Jurásico superior de las Cordilleras Béticas. *Cuader. Geol. Univ. Granada*, vol. 10, pp. 571-582.
- RUIZ-ORTIZ, P. (1980): Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril. Prov. de Granada y Jaén). *Tesis Univ. Granada*, 272 págs.
- RUIZ-ORTIZ, P. (1981a): Carbonate turbidite Upper Jurassic Betic Cordillera. South Spain. 2º *European Meeting. I.A.S.*
- RUIZ-ORTIZ, P. (1981b): Sedimentación turbidítica del Cretácico de las Unidades Intermedias.
- SANDOVAL, J. (1983): Bioestratigrafía y Paleontología del Bajocense y Bathonense en las Cordilleras Béticas. *Tesis Univ. Granada*, 613 págs.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1973): Geología de la transversal Jaén-Frailes (Provincia de Jaén). *Tesis Univ. Granada*.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1980): La Neotectónica del norte de la Depresión de Granada. *Est. Geol.* 36, pp. 255-261.
- SANZ DE GALDEANO, C. y ESTEVEZ, A. (1981): Estriaciones tectónicas en cantos de conglomerados. Su estudio en las depresiones de Granada y Guadix-Baza. *Est. Geol.* 37 pp. 227-232.

- SANZ DE GALDEANO, C. (1983): Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Est. Geol.* 39, pp. 157-165.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1985): La fracturación del borde Sur de la Depresión de Granada (Discusión acerca del escenario del terremoto del 25-XII-84). *Est. Geol.* 41, pp. 59-68.
- SEQUEIROS, L. (1970): Estudio geológico del borde sur de Cabra (Córdoba). *Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada.* (Inédita).
- SEQUEIROS, L. (1974): Paleobiogeografía del Calloviense y Oxfordiense en el Sector Central de la Zona Subbética. Bioestratigrafía y Paleontología. *Tesis Univ. Granada.*
- VAIL, P.R.; MITCHUM, J.R. y THOMPSON, S. (1977): Seismic Stratigraphy and changes of Sea Level. Part. 4 Global cycles of Relative changes of Sea Level. In: *Seismic Stratigraphy. A.A.P.G. Memoir.* 26, pp. 83-97.
- VERA, J.A. (1966a): La unidad "Parapanda-Hacho de Loja". Su individualización estratigráfica y tectónica en la Zona Subbética. *Acta Geológica Hispánica*, vol. 1, pp. 3-6.
- VERA, J.A. (1966b): Estudio Geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes. *Tesis Univ. Granada* (pub. Mem. Inst. Geol. Min. Esp. Tomo-72, 192, págs. 1969).
- VERA, J.A. (1969): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1.008 (Montefrío) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. *IGME*, (primera serie).
- VERA, J.A. (1981): Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico. In: Programa Internacional de Correlación Geológica. *P.I.C.G. Real Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat.*, vol. 2, pp. 219-260.
- VERA, J.A.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; LOPEZ-GARRIDO, M.; COMAS, M.C.; RUIZ-ORTIZ, P.A. y MARTIN-ALGARRA, A. (1982): El Cretácico de las Cordilleras Béticas. In: *El Cretácico de España, Universidad Complutense, Madrid*, pp. 515-630.
- VERA, J.A. (1984): Aspectos sedimentológicos en la evolución de los dominios alpinos mediterráneos durante el Mesozoico. In: A. OBRADOR (ed): Libro Homenaje al Prof. Sánchez de la Torre. *Grup. Esp. Sedimentología. Publicaciones de Geología*, Barcelona, vol. 22, pp. 25-54.
- VERA, J.A.; MOLINA, J.M. y RUIZ-ORTIZ, P.A. (1984): Discontinuidades estratigráficas, diques neptúnicos y brechas sinsedimentarias en la Sierra de Cabra (Mesozoico, Subbético Externo). In: A. OBRADOR (ed): Libro homenaje al Prof. Sánchez de la Torre. *Grup. Esp. Sedimentología. Publicaciones de Geología*, Barcelona, vol. 22, pp. 141-162.

VERA, J.A. (1984): Discontinuidades estratigráficas en materiales pelágicos: caracterización, génesis e interpretación. *I Congreso español de Geología*. Sección I, pp. 109-122.