



IGME

967

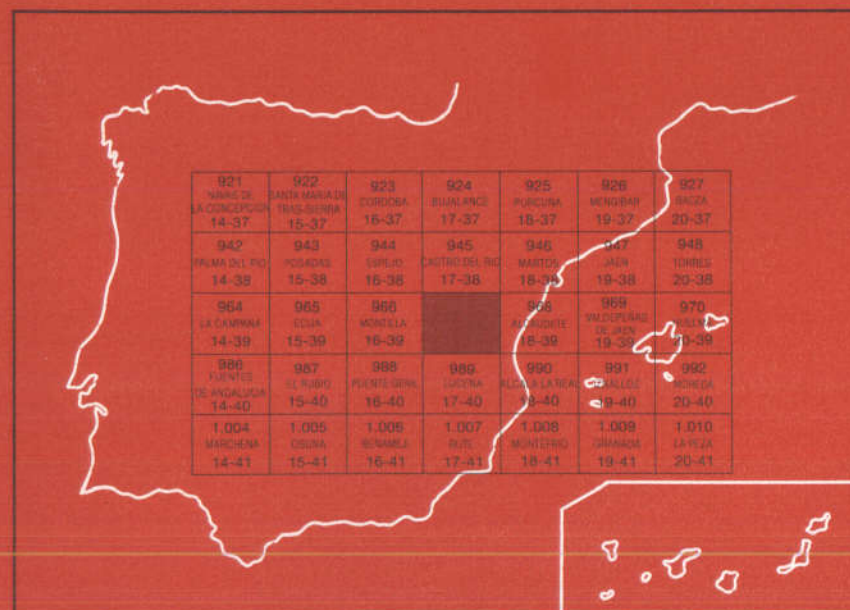
17-39

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BAENA

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-28003



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

BAENA

*

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por investigaciones Geológicas y Mineras, S.A. (INGEMISA), bajo normas dirección y supervisión del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), habiendo intervenido en la misma los siguientes técnicos superiores:

CARTOGRAFIA Y MEMORIA

Roldán García, F.J. Licenciado en Ciencias Geológicas
Ruiz Ortiz, P.A. Doctor en Ciencias Geológicas
Molina Cámara, J.M. Licenciado en Ciencias Geológicas

SEDIMENTOLOGIA

Detríticos: Rodríguez Fernández, J. Doctor en C. Geológicas
Roldán García, F.J. Licenciado en C. Geológicas
Carbonatos: Ruiz Ortiz, P.A. Doctor en Ciencias Geológicas

MICROPALAEONTOLOGIA

Levigados y láminas: Gonzalez Donoso, J.M. Doctor en Ciencias Geológicas.
Linares Rodríguez, D. Doctora en Ciencias Geológicas.
Serrano Lozano, F. Doctor en Ciencias Geológicas
Martínez Gallego, J. Doctor en Ciencias Geológicas
Nannoplancton: Martínez Gallego. J. Doctor en Ciencias Geológicas

GEOMORFOLOGIA

Ruiz López, J.L. Licenciado en Ciencias Geológicas

ASESORIA TECNICA EN UNIDADES TECTO - SEDIMENTARIAS

Garrido Megías, A. Doctor en Ciencias Geológicas

ASESORIA TECNICA EN GEOMORFOLOGIA Y CUATERNARIO

Zazo Cardeña, C. Doctora en Ciencias Geológicas
Goy Goy, J.L. Doctor en Ciencias Geológicas

ASESORIA TECNICA

Baena Pérez, J. Licenciado en Ciencias Geológicas

SUPERVISOR DEL IGME

García Cortés, A. Doctor Ingeniero de Minas

INDICE

	Páginas
0. INTRODUCCION	7
0.1. SITUACION Y CARACTERISTICAS GEOGRAFICAS	7
0.2. ANTECEDENTES	8
0.3. ENCUADRE GEOLOGICO GENERAL	9
1. ESTRATIGRAFIA	13
1.1. TRIASICO	13
1.1.1. Calizas y dolomías. Trías de facies Muschelkalk (1)	14
1.1.2. Arcillas, margas, areniscas y yesos. Trías de facies Keuper (2)	14
1.2. SUBBETICO EXTERNO	15
1.2.1. Unidad del Lobatejo	16
1.2.1.1. Dolomías y calizas. Lias Inferior (3)	16
1.2.1.2. Calizas margosas. ¿Domeriense ? (4)	17
1.2.1.3. Brechas. Jurásico - Mioceno (5)	17
1.2.2. Unidad del Camarena - Lanchares	18
1.2.2.1. Jurásico	18
1.2.2.1.1. Dolomías y carniolas. Lias Inferior (8)	18
1.2.2.1.2. Calizas. Lias Inferior (9)	18
1.2.2.1.3. Calizas de Crinoides. Carixiense (11)	18

	Páginas
1.2.2.1.4. Alternancia de calizas margosas y margas. Domeriense - Toarciense inferior (12)	19
1.2.2.1.5. Calizas margosas rojas. (Ammonítico Rosso Margoso). Toarciense - Bajociense medio (13)	20
1.2.2.1.6. Calizas oolíticas. Dogger (14)	20
1.2.2.1.7. Calizas nodulosas rojas. (Ammonítico Rosso). Malm. (15)	21
1.2.2.1.8. Brechas de la Loma de las Piedras. ¿Calloviense - Berriasiense ? (6) ...	22
1.2.2.2. Cretácico	23
1.2.2.2.1. Calizas margosas, margocalizas y margas. Cretácico Inferior. Formación Carretero (16)	23
1.2.2.2.2. Calizas margosas, margocalizas y margas. Cretácico Superior - Paleoceno. Formación Quipar - Jorquera (17)	24
1.3. DOMINIO O UNIDADES INTERMEDIAS (SUBBETICO EXTERNO SEPTENTRIONAL)	25
1.3.1. Cretácico Inferior (18)	25
1.3.2. Cretácico Superior (19) (20)	30
1.3.3. Paleoceno-Eoceno (21) (22)	31
1.4. SEDIMENTOS PARA-AUTOCTONOS Y / O ALOCTONOS	32
1.4.1. Oligoceno-Aquitaniense inferior (23) (24)	33
1.4.2. Mioceno Inferior y Medio (25) (26) (27)	34
1.5. CUATERNARIO	38
1.5.1. Conglomerados, arenas y limos (28)	38
1.5.2. Conglomerados y arenas. Terraza alta del Río Guadajoz (29)	39
1.5.3. Conglomerados y arenas. Terrazas del Río Guadal-moral (30)	39
1.5.4. Conglomerados y arenas. Terraza del Río Marbella (31)	39
1.5.5. Conglomerados de cantos mesozoicos. Abanico aluvial (32)	39
1.5.6. Arcillas rojas ("terra rossa") (33)	39
1.5.7. Conglomerados y arenas. Terrazas baja del Río Guadajoz (34)	39
1.5.8. Conglomerados de cantos mesozoicos. Abanicos aluvial (35)	40
1.5.9. Derrubios (36) (37)	40
1.5.10. Arcillas rojizas con cantos sueltos. Glacis (38)	40

	Páginas
1.5.11. Suelos pardos (39)	40
1.5.12. Conglomerados de cantos terciarios. Abanico aluvial (40)	40
1.5.13. Aluvial (41)	40
2. TECTONICA	41
3. GEOMORFOLOGIA	44
3.1. DESCRIPCION FISIOGRAFICA	44
3.2. SISTEMAS MORFOGENETICOS	45
3.2.1. Sistema fluvial	45
3.2.1.1. Terrazas	45
3.2.1.2. Abanicos aluviales	46
3.2.1.3. Glacis	46
3.2.1.4. Conos de deyección	46
3.2.2. Sistema de Vertientes	46
3.2.2.1. Coluviones	47
3.2.2.2. Deslizamientos	47
3.2.3. Sistema Kárstico	47
3.2.4. Procesos Edáficos	48
3.3. DINAMICA ACTUAL	48
4. HISTORIA GEOLOGICA	49
5. GEOLOGIA ECONOMICA	51
5.1. MINERIA Y CANTERAS	51
5.2. HIDROGEOLOGIA	51
6. BIBLIOGRAFIA	52

Depósito Legal: M-30.453 - 1988

Imprime Ferreira, S.A. Marqués de Monteagudo, 17. 28028-MADRID

0. INTRODUCCION

0.1 SITUACION Y CARACTERISTICAS GEOGRAFICAS

La Hoja a escala 1:50.000 nº 967 "Baena", se extiende entre las coordenadas Greenwich:

37° 30' 04,8" - 37° 40' 04,8" Latitud Norte
4° 11' 10,9" - 4° 31' 10,9" Longitud Oeste

Esta área se ubica en la parte sureste de la provincia de Córdoba, en el límite con la de Jaén. Prácticamente la totalidad de la Hoja pertenece a Córdoba, excepto un pequeño entrante en el ángulo nor-oriental que es de la provincia de Jaén. En general las comunicaciones son buenas, en parte debido a que hay varios núcleos de población (Baena, Doña Mencía, Nueva Carteya, Luque y Zuheros), los cuales basan su economía en la agricultura (olivos y viñedos); únicamente el sector sur de la Hoja presenta algunas dificultades en los accesos, por tratarse de una zona extremadamente montañosa.

El drenaje superficial se realiza, en la mitad septentrional, hacia el norte a través de los ríos Guadalquivir y Marbella que desembocan en la vecina Hoja de Castro del Río, y del río Guadajoz que recorre el ángulo nordeste de la Hoja. En la parte SO de la misma, el drenaje se efectúa por varios arroyos que van a desembocar en el Río Caba, en la vecina Hoja de Lucena

El relieve a grandes rasgos es montañoso, con formas alomadas cuando se labra sobre materiales margosos, mitad septentrional de la Hoja, y escarpado cuando lo hace sobre calizas, mitad meridional de la misma.

El amplio desarrollo de cultivos, especialmente olivos y viñedos, junto con una tectónica compleja y similitud de facies, producen incertidumbre para trazar los superficies de contacto entre formaciones.

0.2 ANTECEDENTES

Las primeras investigaciones llevadas a cabo en el ámbito de la Hoja de Baena, pertenecen al siglo pasado y fueron obra de: VERNEUIL Y COLLOMB (1862), donde encuentran nummulites en Baena, Albendín y Doña Mencía.

En 1906 DOUVILLE encontró globigerinas correspondientes al Aquitaniense-Burdigaliense inferior en la carretera de Baena a Albendín.

Posteriormente cabe destacar los trabajos de CARANDELL (1927, 1928) Y CARBONELL (1926, 1927), que a pesar de presentar interpretaciones no muy acertadas, son las primeras contribuciones al conocimiento del Subbético de esta Hoja.

FALLOT (1927, 1948) aunque estudió fundamentalmente el Subbético de la Hoja de Lucena, inmediatamente al S. de la de Baena, hace algunas referencias a esta zona.

BUSNARDO (1960-62, 1975, 1979) asignó las formaciones de la Sierra de Cabra al denominado por él "Complejo Subbético frontal" y posteriormente estudió el Triás y el Lias de la Sierra de Cabra, en la que diferenció tres unidades tectónicas (Sierra de Luque, Sierra de Cabra y Zamora).

FELGUEROSO Y COMA (1964, 1965, 1967) realizaron el primer trabajo de conjunto sobre ésta zona con la publicación durante los años sesenta del estudio geológico de la parte más meridional de la provincia de Córdoba (1964), a continuación de las hojas geológicas 1:50.000 de Baena y Lucena (1965) y posteriormente del estudio hidrogeológico de la parte sur de la provincia de Córdoba (1967).

En 1965 DUPLAN L, Y FORTIN, L . realizan un estudio para ENPASA en el permiso de la región de Córdoba, en el cual diferencian tres unidades tectónicas: unidad subbética, unidad de Nueva Carteya y unidad de Espejo-Ecija.

RUIZ LOPEZ (1973) realizó su Tesis de Licenciatura en el sector occidental de la Sierra de Cabra.

Con posterioridad, se pueden citar los trabajos de MOLINA, RUIZ-ORTIZ Y VERA (1983), MOLINA, RUIZ-ORTIZ Y VERA (1984), VERA, MOLINA Y RUIZ-ORTIZ (1984), RUIZ-ORTIZ, MOLINA Y VERA (1985) MOLINA, RUIZ-ORTIZ Y VERA (1985) Y MOLINA (en preparación), que se ocupan del análisis de facies de las unidades del Subbético Externo del sur de la provincia de Córdoba.

Por otro lado, desde un punto de visto paleontológico podemos citar el trabajo de SAAWEDRA (1963), y algunos aspectos geomorfológicos, geográficos y edafológicos interesantes han sido estudiados por las publicaciones del Centro de Edafología y Biología Aplicada del Cuarto (1971), ORTEGA ALBA (1973), LHENAFF (1975) Y PEZZI (1975).

Se ha contado también con los datos de las vecinas hojas del PLAN MAGNA (2a. serie):

- 965 Ecija, PIGNATELLI, R Y CRESPO, A (1975)
- 944 Espejo, LEYVA CABELLO, F (1976).

Para el encuadre geológico general se ha consultado la "Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str)" de BAENA, J Y JEREZ MIR, L. (1982).

0.3 ENCUADRE GEOLOGICO GENERAL

La Hoja de Baena (967) forma parte del borde septentrional de la Zona Subbética atribuible al Subbético Externo o Frontal de las Cordilleras Béticas. Comprende materiales del Mesozoico, del Terciario (hasta el Mioceno Medio) y del Cuaternario.

Las Cordilleras Béticas representan el extremo más occidental del conjunto de cadenas alpinas europeas. Se trata, conjuntamente con la parte norte de la Zona Africana, de una región inestable afectada en parte del Mesozoico y durante gran parte del Terciario de fenómenos tectónicos mayores, y situada entre los grandes cratones europeo y africano.

Tradicionalmente se distinguen las "Zonas Internas" y las "Zonas Externas", en comparación con Cordilleras de desarrollo geosinclinal, o sea una parte externa con cobertera plegada, y a veces con estructura de manto de corrimiento, y una parte interna con deformaciones más profundas que afectan al zócalo y que están acompañadas de metamorfismo. Actualizando éstos conceptos, podríamos decir que las "Zonas Externas" se sitúan en los bordes de cratones o placas europea y africana, y presentan características propias en cada borde, mientras que las "Zonas Internas" son comunes a ambos lados del mar de Alborán, situándose en la zona de separación existente entre ambas placas o zonas cratogénicas.

Circunscribiéndonos al área ibérica podemos decir que están presentes las "Zonas Externas", correspondiendo al borde de la placa europea, y parte de las "Zonas Internas". El resto de las "Zonas Internas" aflora en amplios sectores de la zona africana y europea, que rodean al actual mediterráneo.

Las "Zonas Externas" están representadas aquí por:

- la Zona Prebética y
- la Zona Subbética.

y las "Zonas Internas" por:

- la Zona Circumbética y
- la Zona Bética.

La distribución geográfica de estas zonas de norte a sur y desde la Meseta hasta el mar sería la siguiente: Prebética, Subbética, Circumbética y Bética.

Veamos ahora muy resumidamente sus características de ambas zonas.

La Zona Prebética: Es la más externa, y se deposita sobre una corteza continental, la de la meseta. En ella los sedimentos son propios medios marinos someros o costeros, con ciertos episodios de tipo continental. Fue definida ya por BLUMENTHAL (1927) Y FALLOT (1948), y en base a la potencia de sedimentos, y a las diferencias de facies en el Jurásico Superior y Cretácico Inferior, algunos autores la subdividen en tres dominios:

- Prebético Externo.
- Prebético Interno.
- Prebético Meridional.

BAENA, J. Y JEREZ, L. 1982, diferencian los dos primeros dominios, teniendo en cuenta las diferentes facies en el Cretácico y en el Paleógeno.

La Zona Subbética: Se sitúa al sur de la anterior, y presenta facies pelágicas más profundas a partir del Domeriense, con margas, calizas nodulosas, radiolaritas y hasta facies turbidíticas a partir del Jurásico terminal. Igualmente en cierto sector existió volcanismo submarino durante el Jurásico.

En base a las características de la sedimentación durante el Jurásico y parte del Cretácico Inferior, se ha subdividido esta zona en tres dominios que de norte a sur son:

- Subbético Externo
- Subbético Medio.
- Subbético Interno.

El subbético Externo incluiría parte del talud que enlaza con el Prebético, un pequeño surco con depósitos turbidíticos (talud y surco donde se habían depositado las Unidades Intermedias en el sentido de RUIZ ORTIZ 1980) y un umbral que separa este surco de la parte más profunda, el Subbético Medio. RUIZ-ORTIZ, P.A. 1980, define el Dominio-Intermedio, al cual pertenecen las Unidades Intermedias (FOUCAULT, 1960-1971) como el ámbito paleogeográfico situado entre la Plataforma Prebética y el umbral del Subbético Externo, quedando incluidos dentro de él los medios de talud y el surco anteriormente citados.

El Subbético Medio se caracteriza por facies profundas desde el Lías Superior, con abundancia de radiolaritas y con volcanismo submarino, representa la parte más profunda de la Zona Subbética.

El Subbético Interno se caracteriza por facies calcáreas durante todo el Jurásico y que representaría un umbral sedimentario y probablemente marcaría el límite meridional de las Zonas Externas.

La Zona Subbética es probable que se depositara sobre una corteza continental adelgazada, relacionada con la placa europea. De las primeras alusiones a esta Zona caben destacar las de DOUVILLE 1906, siendo posteriormente definida también por BLUMENTHAL Y FALLOT.

La Zona Circumbética: ya dentro de las Zonas Internas, ha recibido este nombre porque sus materiales rodearon con mayor o menor extensión a la Zona Bética, (BAENA, J. Y JEREZ, L. 1982). Dentro de esta zona estarían encluidas

unidades, formaciones y complejos que han recibido diversas denominaciones según los autores, tales como Dorsal, Predorsales, Zona Media, Unidades del Campo de Gibraltar, Substrato de los flysch cretácicos, Subbético ultrainterno, etc.

Se trataría de una zona que en principio se situaría entre las Zonas Externas Ibéricas y las Zonas Externas Africanas, ocupando un amplio surco que se fue estructurando a partir del Pliensbachiense. En su zona más profunda se depositaron radiolaritas, y a partir del Jurásico Superior potentes formaciones turbidíticas que se fueron sucediendo hasta el Mioceno Inferior. El espacio ocupado por esta zona, probablemente, y a partir del Eoceno Medio-Superior, fue invadido por la Zona Bética, que mediante fallas en dirección se desplazó desde regiones más orientales donde había evolucionado (subplaca de Alborán), con lo cual, lo que en principio era una sola zona se estructura en varias partes situadas a uno u otro lado de la Zona Bética, existiendo una posible Zona Circumbética ibérica y otra africana, enlazadas por lo que hoy es el Arco de Gibraltar.

Dentro de esta Zona Circumbética se pueden distinguir en base a las características de sedimentación, tanto jurásicas como cretácicas y terciarias varios dominios:

- Complejo de Alta Cadena
- Complejo Predorsaliano y
- Complejo Dorsaliano.

El Complejo de Alta Cadena representaría el área cercana al Subbético Interno. Este complejo tendría su correspondiente en el borde de las Zonas Externas africanas.

El Complejo Predorsaliano representaría las series típicas depositadas en la parte más distal de la cuenca, que ocuparían una amplia zona, posteriormente empujada y distorsionada (subducida, obducida o arrastrada) por el encajamiento de la Zona Bética.

El Complejo Dorsaliano se depositaría probablemente en zonas más orientales, sirviendo de enlace entre esta zona y la Zona Bética, la cual al trasladarse hacia el oeste le arrastró y dibujó la orla que actualmente constituye alrededor de dicha zona.

Es muy probable que la Zona Circumbética se desarrollase sobre una corteza prácticamente oceánica.

Por último, la Zona Bética, que probablemente ha evolucionado en sectores más orientales, presenta mantos de corrimiento y metamorfismo en la mayor parte de sus dominios. Tradicionalmente se distinguen tres:

- Complejo Maláguide
- Complejo Alpujárride
- Complejo Nevado-Filábride.

Se trata de tres unidades tectónicas mayores, cuya posición de techo a muro es la descrita anteriormente, pero sin que ello indique como en las zonas

anteriores una posición paleogeográfica. Salvo en el Complejo Maláguide, están representados exclusivamente terrenos Paleozoicos y Triásicos.

Con posterioridad a la ubicación de la Zona Bética, en el Mioceno Inferior se produce el evento tectónico más espectacular de la Cordillera Bética, puesto que afecta a todas las zonas, aunque como es lógico con desigual intensidad. Se trata de la compresión que provoca el choque de las placas europea y africana, mediante el juego de una miniplaca, la Zona Bética.

Esta colisión que tuvo su mayor reflejo en el límite entre zonas Internas y Zonas Externas, afectó profundamente a la Zona Circumbética, gran parte de la cual fue subducida, obducida o acumulada mediante imbricaciones.

En la Zona Subbética, y debido a esta colisión se originan cizallas de vergencia norte que hacen cabalgar unos dominios sobre otros. En la base de estas unidades cabalgantes, el Triás sufre una extrusión y se extiende en diversas láminas cubriendo amplias zonas, con retazos de su cobertera, que han sufrido diversos procesos de despegue mecánico. Estos Triás y sus coberteras no identificadas, podrían considerarse como Subbético Indiferenciado.

Posteriormente se depositan, en el sector occidental, sobre las partes deprimidas, las silexitas y las "albarizas" o "moronitas", bien sobre algunas unidades de la Zona Circumbética ya desplazadas, bien sobre el Triás y/o Cretácico Superior subbéticos.

Probablemente a partir del Burdigaliense superior parece que se produce una cierta elevación en la Zona Subbética, quizás como ajuste isostático después de la colisión. Esta elevación pudo provocar un deslizamiento a un lado y otro de su eje de formaciones alóctonas desenraizadas, que se mezclaron, dando lugar a una masa de aspecto más o menos caótico (arcillas con bloques) y en la que ya están implicadas las "moronitas", que puede considerarse tectosedimentaria e incluso tectónica. Este último evento pudo desdibujar las estructuras existentes y dar un aspecto aún más caótico del que ya existía.

Dentro de este resumen, la Hoja de Baena comporta materiales pertenecientes a la Zona Subbética, y dentro de ella al Subbético Externo, que ha sufrido desplazamiento hacia posiciones más septentrionales.

Bajo el frente Subbético y, en ocasiones bajo los terciarios alóctonos y/o discordantes, constituidos por materiales de facies albarizas, afloran en la Hoja una serie de términos cretácicos y paleógenos, que por su posición tectónica (son cabalgados por el Subbético Externo) y por sus facies, son atribuibles a lo que FOUCAULT (1960) define como "Unidades Intermedias" Y RUIZ-ORTIZ (1980) como "Dominio Intermedio de las Zonas Externas de las cordilleras Béticas". Una revisión sobre las características de éste dominio, su extensión a lo largo de la Cordillera, tipos de facies y medios sedimentarios presentes, así como algunos otros aspectos del mismo, pueden encontrarse en el último de los trabajos citados. No obstante, parece conveniente decir aquí que este término parece definir un dominio paleogeográfico que originariamente ocupaba una posición "intermedia" entre las Zonas Subbética y Prebética. Para BAENA J. y JEREZ L. (1982) se trataría deñ Subbético Externo Septentrional.

Durante el proceso posttectónico (Mioceno Superior-Plioceno) la zona pasa por un período de distensión que dá origen a la cuenca del Guadalquivir,

donde van a parar muchas de las unidades alóctonas descritas y que arrastran a las "albarizas", dando lugar a grandes masas olistostrómicas.

Durante el Plioceno (sobre todo Medio-Superior) el mar ya no ocupa esta cuenca, en la que se van a desarrollar lagos someros sin comunicación con el mar, con una sedimentación básica de margas y calizas laminadas.

En los comienzos del Cuaternario se dibuja la red de drenaje, que hoy se conoce; el Guadalquivir, río fundamental en esta área, recorría distintos cauces por la región que sucesivamente abandona, dejando diferentes niveles de terrazas. Lo mismo sucede en esta zona con los ríos Guadalquivir, Marbella y Guadajoz, éste último afluente del Guadalquivir.

1. ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Baena la estratigrafía se divide en cinco grupos de materiales:

- El Triásico que en ocasiones se comporta como asiento de unidades tectónicas y otras veces pertenece o está involucrado con sedimentos más recientes a él.
- El Subbético Externo que comprende materiales de dos unidades tectónicas: Lobatejo y Camarena-Lanchares.
- El Dominio o Unidades Intermedias que consta de los siguientes términos: Cretácico Inferior, Cretácico Superior, Paleoceno y Eoceno.
 - Sedimentos alóctonos y/o para-autóctonos terciarios, constituidos por formaciones pertenecientes al Oligoceno y Mioceno Inferio-Medio de marcado carácter tectosedimentario.
 - Sedimentos de edad Cuaternario elaborados a partir de la dinámica erosiva reciente.

Al tratar de cada uno de los diferentes materiales se hará constar su número de identificación en la leyenda que acompaña a la cartografía.

En general, al enumerar la microfauna clasificada se ha omitido, en la memoria, gran parte de las especies encontradas, citando aquellas que tienen mayor interés, desde el punto de vista bioestratigráfico. En la información complementaria, se presentan las fichas de informe paleontológico de todas las muestras recolectadas, con las relaciones completas de fauna.

1.1 TRIASICO

FELGUEROSO Y COMA (1965) mencionan, dentro de la Hoja de Baena y su entorno, un Triás Subbético constituido principalmente por el Keuper y Suprakeuper, y un Triás Prebético de edad Buntsandstein y Muschelkalk. En su estudio estratigráfico no distinguen uno de otro por su similitud litológica.

Las diferentes interpretaciones, dadas por diversos autores que han estudiado los materiales triásicos en sectores adyacentes a la zona de estudio

y en el marco de las Cordilleras Béticas, complican su terminología, no llegando a un total acuerdo. En la Hoja de Antequera y Benamejí, por criterios tectónicos fue dividido en dos unidades diferentes, el Subbético sensu stricto, y un Trías meridional denominado Trías de Antequera. Esta subdivisión fue ratificada por PEYRE (1974), aunque reconoce que existe gran similitud de facies y que el límite entre ambos es incierto. En las dos unidades los materiales se presentan de forma caótica, impidiendo el establecimiento de su estratigrafía.

En la zona objeto de estudio no existen prácticamente cortes que permitan determinar con precisión las características litológicas y su posible adscripción a un medio o medios sedimentarios concretos. No obstante, se han diferenciado en cartografía materiales de facies Muschelkalk y Keuper.

1.1.1 Calizas y dolomías. Trías de facies Muschelkalk (1)

Está formado por calizas y dolomías de color negro, bien estratificadas en bancos de 80 cm de espesor aproximadamente y en ocasiones finamente tableadas. Presentan a veces laminación paralela. En otros sectores estas calizas y dolomías muestran intercalaciones margo-calizas de color grisáceo. Generalmente la bioturbación es muy intensa. Se trata de micritas, localmente algo recrystalizadas, y con dolomitización incipiente que genera rombos perfectos de dolomita. Son frecuentes las vetas de calcita de color blanco y los estilolitos.

Aunque los afloramientos son de tamaño muy reducido, por regla general, están regularmente distribuidos a escala cartográfica. Los mejores ejemplos de dichos afloramientos están expuestos en dos canteras, una en las inmediaciones de la Estación de Luque, y la otra en las proximidades del Cerro Guta entre los ríos Guadalquivir y Marbella.

1.1.2 Arcillas, margas, areniscas y yesos. Trías de facies Keuper (2)

La gran mayoría de los depósitos triásicos presentados en cartografía están constituidos por una mezcla, generalmente caótica, de arcillas y margas, de colores que varían desde el rojo intenso al amarillo o violáceo, con intercalaciones de areniscas micáceas de grano medio o fino color verde-rojizo y yesos blancos, translúcidos o rojos, con abundantes "jacintos Compostela". También presentan depósitos de sal, que se manifiestan en la concentración de las aguas de algunos arroyos y especialmente en la laguna del Conde, en el borde oriental de la Hoja.

Normalmente aparecen en la base de la serie liásica a lo largo de la superficie de corrimiento de las unidades subbéticas. El contacto con las dolomías liásicas suprayacentes está generalmente tectonizado, por lo que es difícil medir el espesor real de esta formación. En el frente de cabalgamiento de la Sierra de la Lastra alcanzan un espesor máximo de unos 25 m.

Los afloramientos de mayor entidad se localizan al S de Nueva Carteya, inmediaciones de los ríos Guadalquivir y Marbella, Estación de Luque y proximidades de Albendín. Se han interpretado como elementos tectónicos dentro de la Hoja, es decir unas veces cabalgan a materiales mesozoicos y terciarios y otras veces constituyen el sustrato del Terciario.

Existen dos afloramientos de materiales de afinidad triásica, uno involucrado en el Cretácico y otro en el Burdigaliense superior, Cortijo de la Piedra y Cerro del Caballo respectivamente; si bien en el primero las condiciones de observación son malas debido a los cultivos existentes, especialmente el olivo, en el segundo se aprecia un buen corte en el talud de la carretera que va de Castro del Río a Doña Mencía, a la altura de la Casería de los Cipreses (inmediaciones Cerro del Caballo).

Este afloramiento aparentemente Triásico (cuyos elementos constituyen más del 85%), comporta otros elementos dignos de mención. Existen estratos milimétricos a centimétricos de margas blancas y crema de facies parecidas al Cretácico y/o Terciario. Hay numerosos cantos muy redondeados de materiales triásicos que constituyen estratos. Además de han detectado cantos de calizas correspondientes al Mesozoico y Terciario. Según éstas observaciones de campo cabría interpretarlos como triásicos por su componente litológica mayoritaria, pero las dataciones efectuadas sobre muestras tomadas de la matriz de éstos horizontes clásticos, indican una edad Burdigaliense superior. En esta época la cuenca miocénica se estaba nutriendo de sedimentos no sólo correspondientes al Paleógeno y Cretácico, como así lo atestiguan las diversas faunas encontradas, sino también correspondientes al Triás y presumiblemente al Jurásico.

1.2. SUBBETICO EXTERNO

De acuerdo con las características de los materiales jurásicos y su posición tectónica, se diferencian dos unidades: La Unidad del Lobatejo (MOLINA en preparación) y la Unidad del Camarena-Lanchares (VERA, MOLINA Y RUIZ ORTIZ 1984). Ambas se caracterizan por presentar materiales fundamentalmente calizas, con sólo algunos episodios de calizas margosas y margas en el Lias Medio-Superior, Cretácico y Terciario.

La Unidad del Camarena-Lanchares es alóctona y cabalga a la Unidad Intermedia. El frente de ésta Unidad se halla retocado por fallas de dirección aproximada EO. La Unidad del Lobatejo también es alóctona y cabalga a su vez a la unidad del Camarena-Lanchares. La estructura de conjunto es un pliegue anticlinal, muy suave de gran radio, afectado por fallas de dirección fundamentalmente EO, N70° E Y NS que han afectado a ambas unidades.

1.2.1. Unidad del Lobatejo

Esta Unidad aflora en el extremo meridional de la Hoja y cabalga sobre el conjunto de la Unidad del Camarena-Lanchares; presenta a su vez varias escamas tectónicas, pero es ya en la Hoja de Lucena, situada al sur de ésta, donde pueden observarse en toda su amplitud y donde se pueden establecer mejor las relaciones tectónicas y estratigráficas.

En la Hoja de Baena se han diferenciado:

1.2.1.1. Dolomías y calizas. Lías Inferior (3).

Las dolomías presentan un color gris claro por alteración superficial y blanco o beige claro en corte fresco. Son pulverulentas cuando están alteradas. Al microscopio generalmente no es visible ningún aloquímico, pero a veces se observan fantasmas bioclásticos, peloides y ooides. El tamaño de grano es variable, pero por término medio alrededor de 0,05 mm.

Los materiales de esta formación a pesar de su gran extensión superficial presentan afloramientos de muy poca calidad por intensa karstificación. Cabe destacar únicamente la gran potencia de las dolomías, que puede llegar a sobrepasar los 150 m, como p. ej. en la zona del Abuchite.

Las calizas son de color blanco o beige claro, que al microscopio presentan los siguientes tipos de facies:

- "Mudstone" con "birdseyes" y foraminíferos bentónicos. Ocasionalmente con laminaciones debidas a algas y relativamente dolomitizadas.
- "Packstone" de intraclastos y peloides con algunos oncolitos.
- "Grainstones" oolíticas con oolitos micritizados.
- Calizas pisolíticas con grandes pisolitos vadosos y algunos peloides.

Los distintos tipos de facies, citados brevemente, permiten comparar su medio de depósito con medios actuales de plataformas carbonatadas marinas, muy someras, con episodios eventuales de llanuras de mareas. Se trata de depósitos con una extensa distribución regional y unos rasgos bastante uniformes, tanto en el área de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (GARCIA HERNANDEZ y otros, 1976) como en el ámbito alpino (BERNOULLI Y JENKYNs, 1974).

Entre los principales microfósiles encontrados podemos citar la presencia de algas como:

Palaeodasycladus mediterraneus. (PIA).

Thaumatoporella parvosesiculífera (RAINIERI).

Cayeuxia sp.

y foraminíferos:

Haurania sp.

Involutina liassica (JONES).

Dentro del tramo calizo hay un mayor predominio de calizas oolíticas y de peloides sobre las facies de calizas micríticas con textura fenestral. La potencia total de ésta formación calizo-dolomítica, se puede estimar en más de 250 m.

1.2.1.2. *Calizas margosas. ¿Domeriense? (4)*

Sobre las calizas del Lías Inferior aparecen afloramientos de muy poca extensión y muy dispersos (Zona de la Loma de los Pozuelos) de calizas margosas micríticas ("*mudstone*"), con filamentos y radiolarios. Son de color amarillento o rosado. Se pueden atribuir en función de su posición estratigráfica, sin que haya otros criterios dada la poca calidad y extensión de los afloramientos, al Domeriense.

1.2.1.3. *Brechas. Jurásico-Mioceno (5)*

En el Cerro de las Mentiras aparece un conjunto de brechas de cantos muy angulosos y heterométricos, fundamentalmente de calizas blancas de edad Lías Inferior, aunque hacia la parte más alta aparecen también algunos cantos de calizas margosas micríticas amarillentas. El tamaño de éstos cantos es por término medio de unos 8 cm. y el tamaño máximo es de unos 20 cm. No presentan matriz y son frecuentes los contactos estilolíticos entre los cantos. Se trata de brechas completamente desorganizadas en las que generalmente no se reconoce la estratificación salvo en sitios muy puntuales; en estos casos se observan bancos con un espesor que oscila entre 30 cm y 2 m, con importantes acúñamientos y engrosamientos laterales.

Estas brechas se disponen sobre las dolomías del Lías Inferior, próximas al frente de cabalgamiento de la Unidad de Lobatejo, y se encuentran fosilizadas por una falla inversa dentro de esta misma unidad y por un tramo de carniolas que constituye la base de dicho accidente. La potencia máxima es de aproximadamente unos 40 m. Su edad, es dudosa únicamente podemos decir que debe de estar comprendida entre el Domeriense y el Mioceno, edad de los cantos más modernos que la componen y de la falla inversa que las afecta respectivamente. En cambio, de no atribuir las al Lías habría que preguntarse el porqué de la ausencia de cantos de rocas posteriores a esta edad. No obstante, debido a que la edad es dudosa, se ha optado por situar en la leyenda, un cuadro único perteneciente a la Unidad del Lobatejo, para estas brechas.

1.2.2. Unidad del Camarena-Lanchares

1.2.2.1. *Jurásico*

1.2.2.1.1. Dolomías y carniolas. Lías Inferior (8)

Los mejores afloramientos de éste tramo se encuentran situados en la vertiente norte de la Sierra de Lastra y en las proximidades de Luque y Zuheros.

Se trata del mismo tipo de materiales descritos en el apartado 1.2.1.1. al que se remite al lector para una mayor información. La roca normalmente es muy porosa y en algunos casos son frecuentes las fracturas rellenas de calcita. La estratificación no es visible por lo que a veces es difícil medir la potencia de este tramo, que por otro lado es bastante variable, entre 20 y 80 m. En la base suelen aparecer carniolas de color marrón oscuro, muy oquerosas y con abundantes reacralizaciones de calcita. El contacto con las calizas suprayacentes es irregular y gradual, de modo que en ocasiones se observan cambios laterales e intercalaciones dolomíticas en las calizas, lo que dificulta la situación precisa de este contacto, especialmente en algunos puntos en los que se ha optado por cartografiarlas conjuntamente (7). La morfología del contacto dolomías-calizas, los crecimientos de romboedros de dolomita a expensas de la calcita, que constituye el cemento de relleno de ciertas fenestras, y otras características indican que la dolomitización fue un fenómeno tardío (epigenético), ligado a la salida de fluidos por fracturas que separaban dominios sedimentarios (MARTIN, 1979).

1.2.2.1.2. Calizas. Lías Inferior (9)

Los mejores afloramientos se sitúan en la vertiente N de la Sierra de la Lastra, especialmente en dos pequeños barrancos próximos al Cortijo de Morellana y en la vertiente de la Nava. Su potencia máxima es de unos 180 m.

1.2.2.1.3. Calizas de Crinoides. Carixiense (11)

El corte tipo puede establecerse en la carretera de Zuheros a la Cueva de los Murciélagos, inmediatamente al sur de Zuheros.

Las calizas presentan un color amarillento por alteración y grisáceo en corte fresco y se encuentran bien estratificadas en bancos de unos 30 cm. de espesor por término medio. Están constituidas por fragmentos de artejos y placas de crinoides de tamaño arena, con algunos otros bioclastos en general muy micritizados, y en ocasiones peloides. Son generalmente facies tipo "*grainstone*" aunque también hay algunos "*packstone*". Presentan cemento esparítico, desarrollado como recrecimientos sintaxiales alrededor de los fragmentos de crinoides en perfecta continuidad óptica con estos mismos.

Generalmente presentan abundantes nódulos y capas de sílex de colores claros de 1-15 cm de espesor, aunque no existe localización preferente del sílex en los estratos. La silificación parece haberse producido en una etapa diagenética temprana, utilizando la sílice liberada en la disolución y/o calcificación de restos silíceos de organismos, fundamentalmente espículas de esponjas. A veces se presentan grandes estilolitos de dimensiones métricas que pueden seguirse a lo largo de los bancos, y pequeños estilolitos en los contactos entre los granos. Ocasionalmente se observa una dolomitización incipiente marcada por la presencia de romboedros dispersos de dolomita.

La potencia total de este tramo es muy variable, desde 2-3 m al E de la Sierra de la Lastra a valores máximos al sur de Zuheros de unos 80 m.

Las calizas de crinoides han sido interpretadas como depósitos de llanuras de mareas (GARCIA HERNANDEZ Y otros 1976, 1979; MARTIN Y DABRIO 1981), más concretamente como "sand-waves" migrando en una plataforma carbonatada bajo la acción de corrientes de origen mareal. Las zonas con mayor contenido en sílex, corresponderían zonas con mayor proporción de espículas de esponjas.

En cuanto a su contenido fosilífero hay que destacar la presencia de *Pentacrinus*, entre los crinoides, braquiópodos (*Rynchonellas* y *Zeillerias*) y pectínidos del género *Entolium*. Además BUSNARDO (1979) al W de la Sierra de la Lastra encontró un *Tropidoceras sp.* que indica una edad Carixiense.

1.2.2.1.4. Alternancia de calizas margosas y margas. Domeriense-Toarciense Inferior (12)

Los mejores afloramientos aunque parcialmente recubiertos, se encuentran al W de la Sierra de la Lastra en la carretera de Luque a Carcabuey junto a la casilla de la Lastra. Se pueden distinguir de abajo a arriba dos tipos de facies:

- Calcarenitas de crinoides: son acumulaciones de fragmentos de crinoides, cementados por esparita que se presentan en continuidad y con las mismas características que las descritas para el Carixiense: hacia la parte superior, se van haciendo más margosas.
- Ritmita de margas y calizas margosas, que localmente presentan nódulos de sílex de color gris. El espesor de los lechos suele oscilar entre 20 y 40 m por término medio. Son micritas ("mudstone" y "wackestone") que presentan algunos foraminíferos bentónicos, espículas de esponjas, filamentos (*Entolium*) y ocasionalmente restos de ammonites. A veces es frecuente la bioturbación producida por organismos endobentónicos. También pueden aparecer huellas de *Zoophycus*. La potencia máxima de éstas calizas margosas y margas es de 30 m.

La evolución de facies parece indicar una profundización general de la cuenca sedimentaria, que continúa el proceso iniciado en el Carixiense con la fracturación de la plataforma carbonatada del Lías Inferior.

Desde un punto de vista paleontológico se han encontrado en la base de la formación algunos ammonites del género *Fuciniceras sp.* del Domeriense inferior. Hacia la parte media han aparecido también *Arietoceras sp.* del Domeriense medio, así como algunos braquiópodos. La edad de este tramo se sitúa entre el Domeriense inferior y el Toarciense inferior.

1.2.2.1.5. Calizas margosas nodulosas rojas. (Ammonítico Rosso Margoso). Toarciense-Bajociense medio (13)

Los mejores afloramientos se encuentran en la zona septentrional del Cerro de las Melladas. Se trata de calizas y margas de aspecto noduloso ricas en fósiles, principalmente ammonites, semejantes al "ammonítico rosso margoso" de AUBOUIN (1964) y similares a las descritas en otras partes del Subbético para la misma edad (cf. BRAGA et al 1981). Generalmente son de color rojo o violáceo, a veces con abundantes "burrows" tipo *Chondrites*. Su potencia máxima observada es de unos 15 metros.

Al microscopio se presentan fundamentalmente como "*Wackestones*" fosilíferas, es decir, biomicritas con filamentos, radiolarios, fragmentos de ammonites y algunos foraminíferos. Cuando presentan aspecto noduloso, tienen texturas diferentes en nódulo y matriz, y el contacto nódulo-matriz puede ser más o menos nítido. La matriz generalmente presenta un mayor contenido en fósiles, óxidos de hierro y arcillas.

La nodulización es probablemente el resultado de la acción combinada de factores tales como bioturación, compactación y disolución selectiva del carbonato en algunas partes del sedimento y su precipitación en otros (nódulos), todo ello en la diagénesis temprana. Además también contribuiría a la génesis de estas calizas nodulosas la baja velocidad de sedimentación y la aparición de hiatos sedimentarios, reflejados en la presencia de superficies de omisión.

La escasa potencia que en ocasiones presentan los tramos (11), (12) y (13), hace que a veces la separación de ellos en cartografía sea prácticamente imposible. Por esta razón se ha creído conveniente introducir un término común a éstos, el (10).

1.2.2.1.6. Calizas oolíticas. Dogger (14).

No existen en la Hoja afloramientos adecuados que permitan establecer un corte tipo, debido esencialmente a la karstificación intensa que presentan las calizas. Su potencia máxima es de unos 230 m y son de color gris claro por alteración y blanco en corte fresco. El techo de esta formación es una discontinuidad a escala regional con "hardgrounds", diques neptúnicos y brechas sinsedimentarias asociadas.

Los tipos de facies presentes se pueden resumir como sigue:

Facies de peloides.- Representan el primer sedimento depositado sobre

los sedimentos pelágicos del Domeriense-Toarciense. Están compuestas básicamente por peloides, localmente con "filamentos", con texturas generalmente de "packstone" y localmente "grainstone"

Facies de ooides.- Son usualmente ooides tipo Bahamiano bien desarrollados. Los lechos son potentes, principalmente con texturas de "grainstone" y a menudo con laminación o estratificación cruzada.

Facies bioclásticas.- Forman intercalaciones esporádicas principalmente situadas hacia la parte alta de la secuencia y a veces muestran laminación cruzada bidireccional tipo "herringbone". Los fragmentos de crinoides son sus componentes principales, pero localmente otros bioclastos braquiópodos pueden estar presentes.

Facies de oncoides.- Localmente hacia la parte alta de las secuencias, aparecen oncoides bien desarrollados de forma bien redondeada y ovoidal, con tamaños que varían desde varios milímetros a algunos centímetros. En relación con estas facies aparecen, localmente, pequeñas colonias de corales de hasta 20 cm de tamaño, aunque casi siempre rodadas.

En algunos puntos y asociadas al techo de la formación, pueden aparecer unas brechas constituidas por cantos de calizas oolíticas cementados por fragmentos más pequeños de las mismas y por oolitos sueltos.

Estas calizas forman parte de una secuencia "shallowing upward" de tal modo que representan el depósito en un ambiente de plataforma somera que se instala sobre las calizas pelágicas de facies ammonítico rosso margoso. La sedimentación somera comienza con calizas de peloides, localmente con "filamentos" y 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).

En estas calizas se han observado algunos foraminíferos como p.e. *protopeneroplis striata* (WEINSCHECK), que permiten atribuir las en principio al Dogger. Por otra parte en el "hard-ground", techo de esta formación, se ha encontrado fauna de ammonites del Bathoniense superior. Si se tiene en cuenta que las calizas nodulosas sobre las que se apoya dicha formación, abarcan probablemente hasta el Bajociense medio, la edad de estas calizas oolíticas, quedaría comprendida entre el Bajociense medio y el Bathoniense superior.

1.2.2.1.7. Calizas nodulosas rojas. (ammonítico Rosso). Malm. (15)

Son calizas rojas compactas, en ocasiones de aspecto noduloso, que no presentan buenos afloramientos. Los mejores se encuentran al este de la Sierra de la Lastra en la ventana tectónica próxima al cortijo de los Pozuelos y en la Nava Alta. Los principales tipos de facies son los siguientes: calizas micríticas con "filamentos", calizas micríticas con "Protoglobigerinas", calizas micríticas

con "Saccocoma" y, por último, calizas micríticas con Calpionellas, Radiolarios y Globochaetes y algunos foraminíferos. En la parte alta, ya en el Berriasiense, aparecen algunos niveles calcareníticos y localmente se observan rellenos geopetales de fósiles y pequeñas cavidades.

El techo de los estratos corresponde generalmente a superficies de omisión, que muestran un relieve irregular con abundante bioturbación. Algunos muestran ammonites truncados, lo que sugiere procesos de erosión (abrasión o corrosión), y localmente presentan "hard-grounds" incipientes con pátinas de óxidos de hierro y manganeso. A veces el aspecto noduloso está restringido a la parte superior de los estratos. La matriz que separa a los nódulos suele ser más arcillosa y de un color rojo más o menos nítido. La potencia máxima es de unos 18 metros. La edad queda precisada entre el Calloviense y el Berriasiense, si bien frecuentemente existe una laguna estratigráfica que cubre la mayor parte del Calloviense y Oxfordiense o ambos por completo.

El origen de los nódulos parece ligado a procesos subsuperficiales de cementación diferencial durante la diagénesis temprana, como han propuesto diversos autores (p. ej. JENKINS, 1974). Este proceso se vería favorecido por bajas velocidades de sedimentación. Condiciones de este tipo pueden aparecer en la parte superior de áreas de "seamount" o umbrales pelágicos.

Aparte de las microfacies citadas, características de este tipo de materiales, existen abundantes ammonites que han permitido datar desde el Oxfordiense al Berriasiense: *Epipeltoceras bimammatum*, *Euaspidoceras sp.*, *Hybonotoceras beckeri*, *Aspidoceras sp.*, *Hybonotoceras hybonotum*, *Simoceras sp.*, *Haploceras verruciferum*, *Holcophyloceras sp.*, *Spiticeras sp.*, *Dalmasiceras praecox*, *Berriasella sp.* También es frecuente la presencia de equínidos en los materiales del Oxfordiense.

1.2.2.1.8. Brechas de la Loma de las Piedras. Calloviense-Berriasiense 7 (6)

Se encuentran situados en la Sierra Alcaide, cerca de la carretera de Luque a Carcabuey. Forman un cuerpo erosivo de morfología lenticular, con muro claramente erosivo y unos 140 m. de potencia máxima, que se reduce progresivamente hacia el oeste, acuñándose totalmente en una distancia horizontal de un kilómetro. El tamaño de los cantos es muy variado y predominan aquellos con diámetros entre 5 y 12 cm. Excepcionalmente presentan tamaños mucho mayores de hasta 30 cm. Su composición y edad varían desde calizas y dolomías blancas y beige del Lías Inferior, a calizas micríticas rojas con Calpionellas del Tithónico superior-Berriasiense. Son especialmente abundantes, en ocasiones, los fragmentos de calizas oolíticas del Dogger. Un dato significativo es la presencia de cantos de calizas micríticas rojas (facies "ammonítico-rosso"), como morfologías que indican un comportamiento plástico de los mismos durante el depósito. La matriz, compuesta por micritas rojas es generalmente muy escasa o inexistente, de modo que a veces los contactos entre los cantos son estilolíticos. Los lechos están desorganizados y muestran formas sigmoidales progradantes hacia el W-SW.

En conjunto, esta unidad litológica se dispone, por medio de un contacto erosivo, indistintamente sobre las calizas y dolomías del Lías Inferior y sobre las calizas oolíticas del Dogger. Su acuñaamiento lateral, da paso a las calizas nodulosas del Malm, con las que, desgraciadamente, no se llega a ver bien su relación. No obstante, de acuerdo con la interpretación general dada a estos depósitos, es probable que existan pasos laterales entre las calizas nodulosas del Malm y estas brechas sinsedimentarias.

Estos depósitos corresponderían al relleno de surcos, generados durante el proceso de fracturación de la plataforma carbonatada del Dogger, con cantos procedentes de las rocas aflorantes en los escarpes-márgenes de los mismos. Su depósito habría sido coetáneo a la sedimentación de las calizas nodulosas en las partes elevadas de la cuenca, con lo que se justificaría la morfología de los cantos de calizas nodulosas, y el que sea de este tipo de facies la matriz que cementa los cantos. En base a estos datos y a que no hay cantos en estas brechas, de edades más recientes al Cretáceo, se han interpretado y por tanto asociado al Calloviense-Berriasiense.

1.2.2.2. *Cretácico*

1.2.2.2.1. Calizas margosas, margocalizas y margas. Cretácico Inferior. Formación Carretero (16)

Esta formación fue definida por COMAS, RUIZ-ORTIZ Y VERA (1982). Se presenta en afloramientos poco extensos y de mala calidad por lo que no se ha podido levantar en la Hoja ninguna sección o corte tipo. Los afloramientos existentes están localizados al sur del Cerro del Bramadero y al noroeste de la Peña de Miguel Pérez. Litológicamente se compone de calizas margosas, blancas y blanco-amarillentas, que al microscopio aparecen como micritas ("mudstone") con algunos radiolarios y margas. No se han observado ruditas intraformaciones ni "slumps", que son característicos de esta formación en su sección tipo (Puerto Carretero, sur de Jaén), aunque no puede descartarse el que existan, ya que los afloramientos son pequeños y de mala calidad. Su potencia en la Hoja es difícil de medir debido a las dificultades de observación, pero puede alcanzar unos 50 m. Su edad comprende desde el Berriasiense superior al Barremiense. No se ha datado en ningún punto el Aptiense ni el Albiense inferior, ni se han encontrado facies que puedan ser atribuidas a estas edades, sino que directamente se pasa a los materiales del Cretácico Superior.

De acuerdo con COMAS, RUIZ-ORTIZ Y VERA (1982) esta formación se depositó en un medio marino pelágico, con fondo irregular y con inclinaciones notables que dieron lugar a deslizamientos gravitacionales. No se dispone de argumentos que permitan evaluar la batimetría de estos depósitos. Por analogía con formaciones equivalentes en litología y edad como los Villares y Miravetes, para las que se estiman batimetrías de algunos centenares de metros sin llegar al millar (RUIZ-ORTIZ, 1980; COMAS, RUIZ-ORTIZ Y VERA 1982; GARCIA -

HERNANDEZ et al 1982), se puede tener un orden de valor sobre la profundidad a la que se formaron estos depósitos.

Se han encontrado algunas huellas de ammonites principalmente de *Holcostephanus sp.* (Valanginiense).

1.2.2.2.2. Calizas margosas, margocalizas y margas. Cretácico Superior -Paleoceno. Formación Quipar-Jorquera (17)

Formación definida por COMAS, RUIZ-ORTIZ, Y VERA (1982), está constituida litológicamente por una alternancia de calizas margosas y margocalizas con intercalaciones margosas. Los colores son blancos y grises-amarillentos. Dada la poca extensión y calidad de los afloramientos no se ha podido establecer ningún corte-tipo. Al microscopio los niveles más competentes aparecen como "*wackestone*" y "*packstone*" de foraminíferos planctónicos, principalmente Globotruncanas. La potencia de esta formación en la Hoja no llega a sobrepasar los 80 metros. Es equivalente lateral de la Formación Capas Rojas (COMAS, RUIZ-ORTIZ Y VERA, 1982) con la que presentan grandes analogías, tanto en litología como en facies y microfacies, diferenciándose únicamente en el color.

La edad en conjunto de la formación es Albiense superior-Paleoceno, pero presumiblemente, en la Hoja, debido a la existencia de importantes discontinuidades estratigráficas, no están representados muchos de los pisos comprendidos entre los dos citados. Esto se ha constatado en algunos puntos, como p.ej. inmediatamente al este de Luque, donde sobre un afloramiento de calizas oolíticas del Dogger, rodeado de Mioceno Medio, se sitúa directamente el Maestrichtiense. Las discontinuidades estratigráficas citadas, son, pues, las responsables de que esta formación aparezca, en contacto claramente erosivo, bien sobre el Dogger, bien sobre el Malm o bien sobre la parte baja del Cretácico Inferior. Asimismo, y a causa de los fenómenos que ocasionaron las discontinuidades citadas, podemos encontrar los materiales de esta formación, rellenando grandes diques neptúnicos o cavidades excavadas en el seno de las calizas oolíticas del Dogger, así como localmente, cementando brechas constituidas por cantos de calizas nodulosas del Malm y de calizas oolíticas del Dogger. Estas brechas, que pueden observarse por ejemplo al oeste de la Fuente del Espino, se sitúan sobre las propias calizas oolíticas del Dogger con potencias medias de 2-4 m. y máximas de 20 m.

El medio de depósito de estos materiales fue un medio marino pelágico, poco energético. Se produce en un momento en el que se tiende a la homogenización de las condiciones sedimentarias en toda la cuenca, tras los fenómenos que originaron las discontinuidades estratigráficas citadas, de modo que son estos materiales los que las fosilizan. No se pueden dar datos sobre la batimetría de depósito, a causa de la falta de criterios, que no sean otros que los manejados para la formación Quipar-Jorquera. No obstante, sí es necesario plantear las presumibles irregularidades de fondo que aún existían al comienzo

del depósito de esta formación, y que van a ir igualándose progresivamente con la sedimentación de estos materiales.

La microfaua encontrada en estos materiales pertenece al Cretácio Superior y viene definida por las siguientes formas: *Globotruncana falsostuarti* SIGAL, *Rotalipora cushmani* (MORRON) y *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI).

1.3. DOMINIO O UNIDADES INTERMEDIAS (SUBBETICO EXTERNO SEPTENTRIONAL)

Los afloramientos de este Dominio en la Hoja de Baena no incluyen la serie jurásica del mismo, la cual no aparece sino cuando nos trasladamos hacia el NE en los alrededores de Martos. Sin embargo, en continuidad con la serie cretácica afloran términos paleógenos, términos que en el Dominio intermedio sólo son frecuentes en la parte oriental de la Cordillera, desde la transversal de Castril de la Peña, en las inmediaciones del límite entre las provincias de Granada y Jaén, y hacia el este. No obstante, una de las formaciones más características del Dominio Intermedio, como es la Formación Cerrajón (RUIZ-ORTIZ, 1980, 1981), está bien representada en la Hoja, aunque lamentablemente, sus afloramientos son de mala calidad.

En concreto, la estratigrafía de este Dominio en la Hoja, consta de los siguientes términos:

- Cretácico Inferior: Donde a su vez se pueden distinguir, aunque no se haga en cartografía, dos formaciones: Formación "Los Villares" y Formación "Cerrajón" (RUIZ-ORTIZ, 1980; COMAS, RUIZ-ORTIZ Y VERA, 1982).
- Cretácico Superior: Formación "Quipar-Jorquera" (COMAS, RUIZ - ORTIZ Y VERA, 1982).
- Paleoceno y Eoceno.

1.3.1. Cretácico Inferior (18)

Como se ha expuesto anteriormente este término incluye dos formaciones, "Los Villares" y "Cerrajón" definidas originalmente por RUIZ-ORTIZ (1980) y formalmente por COMAS, RUIZ-ORTIZ Y VERA (1982) en su revisión sobre el Cretácico de las Unidades Intermedias y Zona Subbética.

Formación Los Villares

Litológicamente se compone de una alternancia de calizas margosas, margocalizas y margas, con ammonites, de colores amarillentos en superficie y gris azulado al corte fresco. Los lechos más competentes, que hacia el muro son más calcáreos, se hacen paulatinamente margosos hacia la parte media-alta de la formación. Al microscopio, los niveles calcáreos más competentes

muestran predominantemente una textura micrítica con algún radiolario y abundante bioturbación. Esta puede dar lugar a bolsadas de "wackestone" de peloides y radiolarios. Su edad, es básicamente Neocomiense (Tithónico superior - Hauteriviense superior, en el estratotipo, situado entre los Kms 10 y 15 de la carretera de Jaén a Valdepeñas de Jaén, en las proximidades del pueblo de Los Villares). En la Hoja de Baena, no aflora el muro, mientras que en distintos puntos se ha podido datar con ammonites el Valanginiense superior-Hauteriviense inferior. Afloramientos de esta formación se tienen en la carretera que parte de Luque y se dirige hacia el este, a enlazar con la que une Fuente Alhama a la general Badajoz-Granada (proximidades del Cj_q de la Cruz); también inmediatamente al S. del Cerro Arreapájaros y Cerros de Pedro Castilla, en la carretera que une la de Baena-Nueva Carteya con la de Baena-Doña Mencía, entre otros. No se pueden dar datos exactos sobre la potencia de la formación en estos afloramientos, dada la mala calidad de éstos y el hecho de que no aflore el muro de la misma. Su potencia debe exceder la centena o algunas centenas de metros. En cualquier caso se puede aportar el dato del enorme desarrollo de la misma en su sección tipo, donde alcanza 1125 metros.

Esta formación se ha podido datar en las inmediaciones del Cerro Arreapájaros, unos 5 Km al W de Baena, como Hauteriviense superior, "Zona de anguliscostata". La fauna de ammonites encontrada ha sido la siguiente:

- *Pseudothurmannia mortilleti* (PICTET Y LORIOU)
- *Pseudothurmannia sp.*
- *Crioceratites majoricensis* (NOLAN)
- *Crioceratites krenkeli* (SARKAR)
- *Plesiospitidiscus rebouli* (KILIAN)
- *Phyllopachyceras sp.*
- *Phyllopachyceras infundibulum* (D' ORBIGNY)
- *Lytoceras sp.*
- *Hibolites sp.*
- *Acrioceras puzosianum* (D' ORBIGNY)
- *Lamellaptychus sp.*

Esta formación se depositó en un medio marino pelágico alejado de la línea de costas. La profundidad de depósito es difícil de evaluar por la falta de criterios sedimentológicos en el área. No obstante, la presencia de turbiditas distales hacia el muro de la formación, en otros afloramientos de la misma ubicados fuera de la Hoja (RUIZ-ORTIZ, 1980), hace pensar en un ambiente de sedimentación marino ubicado en las proximidades del pie de una pendiente. Por el contexto paleogeográfico y teniendo en cuenta los razonamientos que GARCIA - HERNANDEZ et al (1982) realizan sobre el particular, a partir del estudio de la serie del arroyo Bercho al S de Jaén, la batimetría de estos depósitos es muy posible que no llegara a alcanzar el millar de metros, situándose en valores próximos a 600 ó 700 metros. Esta formación es la equivalente septentrional de la Formación Carretero del Subbético Externo.

Formación Cerrajón

En continuidad estratigráfica con la anterior y con un tránsito gradual entre ambos, se sitúa la Formación Cerrajón. En la Loma de Juan Mateo al SE de Luque, esta formación ocupa una extensa área, dando las mayores alturas de la zona al norte del frente Subbético, pero siempre con afloramientos de muy mala calidad.

Litológicamente se compone de una alternancia de areniscas y margas con intercalaciones de calizas margosas que localmente pueden ser abundantes. También puede aparecer de forma esporádica algún lecho constituido exclusivamente por orbitolinas y otros fósiles que son una lumaquela de organismos de ambientes someros (corales, briozoos, crinoides, lamelibranquios, etc). Al microscopio las areniscas se muestran como grauvacas o arcosas según las clasificaciones más usuales, con una cierta proporción (hasta un 15%) de aloquímicos carbonatados. Los niveles calizo-margosos y margocalizos muestran la misma microfacies que los de la Formación "Los Villares", es decir, "mudstone" con algunos radiolarios y localmente foraminíferos pelágicos.

La potencia de la Formación en la Hoja es difícil de evaluar; los recubrimientos y falta de afloramientos y la tectonización que le afecta lo impiden. A buen seguro supera los 500 m. En la sección tipo, localizada entre los Km 15 y 23 de la carretera de Jaén a Valdepeñas de Jaén, su potencia es de 1270 m, si bien es cierto que hacia el este disminuye considerablemente su espesor.

En general los niveles de areniscas son de poca potencia (5-10 cm.) aunque localmente, p.ej. en la Loma de Juan Mateo, es posible encontrar lechos de arenisca de 50-60 cm de potencia o superior. Se trata de turbiditas terrígenas, que muestran en ocasiones secuencias de estructuras internas que siguen la secuencia de BOUMA y marcas de muro, cuando es posible observar algún estrato, aunque se trate de trozos de los mismos desplazados de su posición original, es decir, movidos o derrubidos. Esta falta de afloramientos ha condicionado que los pocos datos sedimentológicos recogidos en la Hoja, se hayan extraído precisamente de los bancales y derrubios de areniscas, pues no se ha encontrado siquiera una sección lo suficientemente continua, para levantar en ella una columna o log de detalle. Por ello, las interpretaciones sedimentológicas que se presentan a continuación encuentran básicamente su sustentación en el conocimiento que se tiene de los afloramientos más orientales de esta formación.

Las turbiditas son principalmente de facies distales, C, D Y G según la nomenclatura de MUTTI Y RICCILUCCHI. No obstante, localmente están también presentes facies más groseras a las que no se les puede aplicar la secuencia de BOUMA, principalmente facies B. Estos lechos de facies más groseras, suelen estar organizados en otros afloramientos de la formación fuera de la Hoja, donde la observación es posible, en cuerpos sedimentarios lenticulares. Las características genéticas de la formación, condiciona que sean frecuentes los cambios laterales de facies, desde tramos donde la razón arenisca / lutita + caliza es alta

a otros donde las areniscas sólo están presentes en lechos delgados y el valor de la razón anterior, es mucho menor de la unidad.

Otro rasgo importante de la formación lo constituyen las intercalaciones de arcillas rojas con yesos del Triás facies Keuper, que existen en su seno. Estas aparecen en diversos puntos a lo largo del Dominio Intermedio. En la Hoja, aunque la interpretación de algunos afloramientos de las facies Keuper es compleja debido a las dificultades de observación y a la profusión de las mismas en distintas posiciones tectónicas o estratigráficas, es posible que algunos de ellos, como p.ej. el que existe al sur del Cjo. Llanos Altos, junto a la carretera de Badajoz-Granada, al este de la Hoja, sean de este tipo.

En conjunto pues, la Formación Cerrajón predominan las facies turbidíticas distales, por lo que su medio depósito sería la parte más externa de un abanico submarino y la llanura de cuenca ubicada en sus proximidades. Los lechos de facies B, que presumiblemente están organizados en cuerpos sedimentarios lenticulares corresponderían al relleno de canales y más probablemente al depósito de lóbulos de abanico externo (RUIZ-ORTIZ, 1980 b). Las intercalaciones o interestratificaciones de arcillas rojas con yesos del Triás facies Keuper se habrían generado a favor de un diapirismo submarino intracretácico.

RUIZ-ORTIZ (1981) propone un modelo de depósito para esta formación que integra en sí las principales características sedimentológicas de la misma a lo largo del Dominio Intermedio. El rasgo principal de este modelo es quizá la distribución de sedimentos en sentido longitudinal, es decir, paralelamente a la dirección de máxima elongación de la cuenca sedimentaria, la cual sería un surco sedimentario constreñido entre la plataforma Prebética y el umbral pelágico del Subbético Externo. Este modelo, recogido por COMAS, RUIZ-ORTIZ Y VERA (1982) para esta misma formación y con equivalentes recientes en el Mediterráneo noroccidental (MALDONADO Y RUIZ-ORTIZ, 1982), explicaría la profusión de facies distales en la formación (ver figura 1). MARTINEZ DEL OLMO et al (1982) proponen un modelo de depósito muy similar para la misma formación. La edad de la formación queda comprendida entre el Hauteriviense superior y el Cenomaniense inferior en la sección tipo y en general a lo largo de todo el Dominio Intermedio. En la Hoja de Baena los levigados correspondientes a las muestras más bajas no contienen foraminíferos planctónicos y son frecuentes los radiolarios; los foraminíferos bentónicos presentan asociaciones tales como: *Lenticulina heiermanni* (BETT) *L. subalata* (REUSS), *L. ouachensis* (SIGAL), *L. guttata* (TEN DAM), *Astacolus cf. planiuscula* (REUSS), etc., propias del Hauteriviense superior-Barremiense. Otras muestras contienen asociaciones más modernas, con foraminíferos planctónicos, en las que se ha podido datar el Gargasense superior, con *Globigerinelloides algerianus* (CUSHMAN Y TEN DAM), *G. barri* (BOLLT et al), *G. ferreolensis* (MOULLADE), *Hedbergella luterbacheri* (LONGORIA), etc.; el Albiense medio, con *Favusella pessagnoii* (MICHEL), *F. nitida* (MICHAEL), *F. washitensis* (CARSEY), etc.; el Albiense superior con *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI), *Ticinella primula* (LUTERBACHER), etc y a veces, además con *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI), *R. subticinensis* (GANDOLFI), y *Planomalina praebuxtorfii* (WONDERS), lo que permite caracterizar la parte más alta del intervalo. Una lámina delgada ha

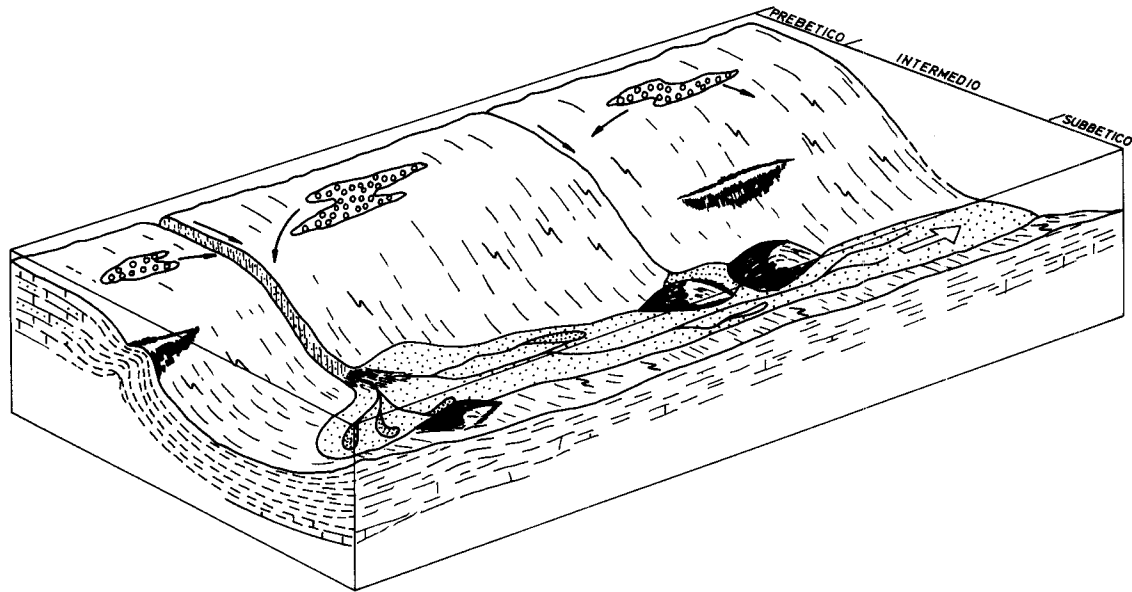


Fig. 1.- Modelo sedimentario propuesto para la Formación Cerrajón en el que coexisten dos tipos de abancos, uno principal que se adapta a la morfología del fondo y otros pequeños relacionados con las irregularidades del fondo.

permitido identificar el Vraconiense por la aparición de secciones típicas de *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI).

En algunas muestras, el residuo tamaño foraminífero, era azóico, y se dataron con nannoplancton calcáreo. Entre las formas más características tenemos:

Micrantholithus hoschulzi (REINHARDT)
Micrantholithus obtusus (STRADNER)
Nannoconus bermudezi (BRONNIMANN)
Nannoconus steinmanni (KAMPTNER)
Nannoconus wassalli (BRONNIMANN)
Watznaveria barnesae (BLACK)
Parhabdolithus embergeri (NOEL), etc.

1.3.2. Cretácico Superior (19) (20)

Está representado en el ámbito de la Hoja por la Formación Quipar -Jorquera definida por COMAS, RUIZ-ORTIZ Y VERA (1982).

Aflora en distintos puntos dentro de la Hoja, siendo quizás en la parte meridional, al oeste de Camarena donde se presentan los afloramientos de calidad más aceptable. Litológicamente está compuesto por calizas margosas y margas, esquistosas, en niveles de potencia reducida (10 cm, de media), pudiendo alternar paquetes más calcáreos con otros más margosos. El color es blanco o blanco-amarillento, y localmente pueden aparecer tonos asalmonados. Hacia la base aparecen unos niveles de calizas con sílex negro (20). Al microscopio los niveles de calizas aparecen como biomicritas ("mudstone" o "wackestone") de foraminíferos planctónicos. Su potencia debe de ser superior a los 600 metros aunque frecuentemente está muy replegada y aparenta una potencia aún mayor.

Los materiales de esta formación se depositaron en un medio marino pelágico, sin que se pueda precisar su batimetría por la falta de criterios sedimentológicos. Esta formación es la equivalente septentrional de la Formación Capas Rojas tan conocida y extendida en todo el ámbito del Subbético.

La mayoría de las muestras, obtenidas para efectuar las oportunas dataciones, presentan una microfauna abundante, constituida casi siempre por foraminíferos planctónicos (bentónicos menos abundantes), que han permitido datar con precisión los distintos pisos del Cretácico Superior; así formas características del Cenomaniense son:

- *Rotalipora cushmani* (MORROW)
- *Rotalipora appenninica* (RENZ)
- *Rotalipora reicheli* (MORNOD)

El Turoniense viene caracterizado por:

- *Dicarinella schneeganse* (SIGAL)

El Coniaciense y Santoniense por:

- *Dicarinella concavata* (BROTZEN)
- *Marginotruncana undulata* (LEHMANN)
- *Whiteinella paradubia* (SIGAL)
- *Archaeoglobigerina cretacea* (D' ORBIGNY)
- *Marginotruncana pseudolinneiana* (PESSAGNO)

El Campaniense por:

- *Globotruncanita elevata* (BROTZEN)
- *Globotruncanita calcarata* (CUSHMAN)
- *Globotruncanita subspinosa* (PESSAGNO)
- *Globotruncana ventricosa* (WHITE)
- *Globotruncana rugosa* (PLUMMER)

El Maestrichtiense por:

- *Globotruncana falsostuarti* (SIGAL)
- *Globotruncanita angulata* (TILEV)
- *Rosita contusa* (CUSHMAN)
- *Rugoglobigerina rugosa* (PLUMMER)
- *Pseudotextularia intermedia* (KLASZ)
- *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER)
- *Racemiguembelina fructiosa* (EGGER)

1.3.3. Paleoceno - Eoceno (21) (22)

Están bien representados al SW de Baena y al S de Nueva Carteya, hacia la parte meridional de los vértices: Torre del Puerto, Armas y Cumbres, existiendo otros afloramientos dispersos por la Hoja, de menor entidad.

Presentan las mismas facies y microfacies que el Cretácico Superior. Es decir compuesto por una alternancia de margas y margocalizas generalmente blancas (a veces hay capas rojas), las cuales incorporan ocasionalmente niveles milimétricos a centimétricos de areniscas calcáreas de carácter turbidítico. La facies localizada en varios puntos en el Eoceno Medio es de margas y / o arcillas verdes con pasadas de calizas detríticas.

Al sur del vértice Torre del Puerto, SW de Nueva Carteya, se localizan niveles continuos de espesor centimétricos de margocalizas y calizas grises con pequeños bancos de sílex (22).

Probablemente se trataría de una sedimentación pelágica uniforme, sólo interrumpida por esporádicos y localizados episodios de carácter turbidítico.

La potencia de esta formación en base a criterios cartográficos, dada la mala calidad de afloramientos, no debe ser inferior a los 150 m.

La microfauna encontrada en los niveles margosos es muy rica en foraminíferos planctónicos. El Paleoceno Inferior viene caracterizado por:

Globorotalia trinidadensis BOLLI
Globorotalia compressa PLUMMER
Globorotalia inconstans SUBBOTINA

El Paleoceno Superior por:

Globorotalia aequa CUSHMAN Y RENZ

El Eoceno Inferior por:

Globorotalia subbotinae MOROZOVA
Globorotalia wilcoxensis CUSHMAN Y PONTON
Globorotalia formosa BOLLI
Globorotalia soldadoensis (BRONNIMANN)
Globorotalia aragonensis NUTTALL
Globorotalia broedermanni CUSHMAN Y BERMUDEZ
Globorotalia pentacamerata SUBBOTINA
Globorotalia caucasica GLAESSNER

El Eoceno Medio por:

Truncorotaloides rohri CUSHMAN
Truncorotaloides topilensis CUSHMAN
Globigerinatheka subconglobata BOLLI
Globigerinatheka index FINLAY
Hantkenina liebusi (SHORKHINA)
Globorotalia lehneri CUSHMAN Y JARVIS
Globorotalia bullbrookii BOLLI
Globigerinoides higginsi BOLLI
Globigerina senni BECMANN

El Eoceno Superior por:

Globorotalia cerroazulensis s.s COLE
Cribohantkenina lazzarii PERICOLI
Hantkenina brevispina CUSHMAN
Hantkenina alabamensis CUSHMAN

1.4. SEDIMENTOS PARA-AUTOCTONOS Y/O ALOCTONOS

Dentro de este epígrafe se distinguen dos grupos de materiales cuya sedimentación está íntimamente ligada y controlada por la tectónica. Estas influencias de la tectónica sobre la sedimentación, se reflejan en la denudación de relieves, discontinuidades en los depósitos y destrucción de algunos sectores de la cuenca y acumulación de los productos en otros lugares, por citar algunos ejemplos.

Estos dos grupos de sedimentos, presentan facies muy similares y por tanto la separación cartográfica de ambos resulta muy problemática. No obstante, en base a una minuciosa recogida de muestras para estudios micropaleontológicos, se han podido separar materiales pertenecientes al Oligoceno-Aquitaniense inferior y al Mioceno Inferior y Medio.

1.4.1. Oligoceno-Aquitaniense inferior (23) (24)

Está muy bien representado al S de Nueva Carteya, donde jalona los vértices Torre del Puerto, Armas y Cumbres y en la Sierra de Baena, cuyos afloramientos se distribuyen desde dicha localidad hasta Doña Mencía. Además existen otros afloramientos dispersos por la Hoja que están parcialmente cubiertos por materiales más recientes.

Desde el punto de vista estratigráfico, estos sedimentos están relacionados, indistintamente en el ámbito de la Hoja, con las Unidades Intermedias (U.I.) y con el Subbético Externo (S.E.). Dada la mala calidad de afloramientos, a veces resulta difícil separar este tramo del Paleoceno-Eoceno (U.I.) si no es por criterios paleontológicos. Aunque las relaciones estratigráficas puntuales entre ambos no se observan, a escala cartográfica se advierte que este tramo se dispone discordantemente sobre el Paleoceno-Eoceno (P-E). Este fenómeno no ocurre al S de Nueva Carteya y se pone de manifiesto porque mientras que al sur del vértice Torre del Puerto la potencia cartográfica de P-E es grande, a la altura del vértice Armas se ve considerablemente reducida y en las inmediaciones del vértice Cumbres el Oligoceno-Aquitaniense solapa casi por completo al P-E. Por otra parte, este término se sitúa discordante indistintamente sobre el Lías, en la vertiente septentrional de la Sierra de Cabra, sobre el Dogger o el Malm, al norte de la Loma de las Piedras o bien sobre el Cretácico al norte del Cerro de las Mentiras, materiales todos ellos pertenecientes al Subbético Externo.

Litológicamente está formado por margas arenosas blancas, dentro de las cuales se intercalan areniscas calcáreas bioclásticas (24). Hay que reseñar que al S de Nueva Carteya hay mayor proporción de margas respecto de areniscas calcáreas, mientras que al S de Baena (Sierra de Baena) este término se invierte y dominan las últimas.

Al microscopio los niveles más competentes los constituyen areniscas calcáreas con abundantes fósiles y bioclastos de foraminíferos (*nummulítidos*, *heterosteginas*, *anphisteginas*, *operculinas*, *globigerinas*), algas rojas coralíneas tipo *Lithotamnium*, *Bryozoos*, etc. Los niveles calizo-margosos presentan texturas de "wackestone" y "packstone" con gran cantidad de globigerinas.

La potencia de estos materiales es difícil calcularla por dos motivos: uno la mala calidad de afloramiento y otro la disposición discordante del tramo suprayacente a éste. No obstante en la Sierra de Baena se calcula un espesor superior a 250 m.

Los levigados realizados en las muestras pertenecientes a estos materiales han permitido reconocer, el Oligoceno Inferior con *Globigerina tapuriensis* BLOW Y BANNER, *G. angiporoides* HORNIBROOK, *G. ampliapertura* BOLLI, *G. eocaena* GUMBEL, etc., y ausencia de *Turborotalia opima* (BOLLI); el Oligoceno Medio, con asociaciones similares a la anterior, más la presencia de la última especie indicada. También se ha podido identificar el Oligoceno Superior con *Globigerina angulifurcata* BOLLI, *Turborotalia siakensis* (LE ROY), *T. obesa* BOLLI, *T. nana* (BOLLI), etc. y ausencia de *Globigerinoides* y de otros elementos miocénicos; la presencia, en algunas muestras, de *Turborotalia opima* (BOLLI) junto con las especies indicadas, permite restringirlas a la parte baja del intervalo señalado. Una muestra contiene *Globigerinita incrusta* ASKER, ¿ *Globigerinoides primordius* ? BLOW Y BANNER (la conservación del organismo no permite observar claramente la presencia de abertura dorsal), *Globigerina ciperoensis* BOLLI, etc, que permite asignarla con alguna duda, al Aquitaniense inferior. Por otra parte láminas delgadas realizadas en niveles calcáreos de la formación han permitido reconocer la asociación de *Miogypsina* y *Miogypsinoidea*, característica del Oligoceno terminal-Aquitaniense basal.

Las únicas estructuras sedimentarias presentes en estas rocas, son laminaciones paralelas, formadas normalmente por la alternancia de bandas con distinto contenido en intraclastos y fósiles. Al norte del Cerro Camarena, a muro de la serie oligocénica, aparece un conglomerado formado por cantos de rocas de edad mesozoicas. Este conglomerado o brecha de base, es probablemente el reflejo de una transgresión con la que se reinicia el depósito en la cuenca, de modo que ésta, va ganando profundidad a partir de entonces, pasándose de unas areniscas calcáreas de ambientes someros, pararecificales en algunos casos, a medios pelágicos, más alejados de las costas, donde se depositarían las calizas margosas y margas superiores.

1.4.2. Mioceno Inferior y Medio (25) (26) (27)

Está constituido por un conjunto litológico muy homogéneo formado esencialmente por margas calcáreas blancas, algo arenosas dentro de las cuales esporádicamente se intercalan margocalizas, calizas de algas y/o calizas bioclásticas (26) y paquetes aislados de conglomerados (27). Este conjunto por su similitud litológica y de edad puede considerarse como de facies albarizas y/o moronitas.

Su representación cartográfica es muy amplia especialmente en la mitad septentrional de la Hoja. Se dispone discordantemente sobre materiales del Subbético Externo (Sur de Luque), Unidades Intermedias (inmediaciones de Nueva Carteya), Trías (borde norte de la Hoja) y finalmente sobre el Oligoceno - Aquitaniense inferior (discordancia ésta última puesta de manifiesto por criterios cartográficos, E de Nueva Carteya, dada la similitud de facies entre ambos conjuntos).

Las intercalaciones calcáreas referidas anteriormente (26), suelen aparecer como lechos aislados en el conjunto margosos y su estructura interna es masiva.

En cartografía se han detectado localmente, cuerpos lenticulares de naturaleza clástica (27). Están constituidos por una alternancia de margas, arenas y conglomerados de litología variable; a veces formados por elementos paleógenos y otras veces, la mayoría del sedimento lo integran materiales triásicos (V.g. Cerro del Caballo, 5 Km al OSO de Baena).

Las muestras recogidas en estos materiales han permitido distinguir diferentes intervalos por las apariciones sucesivas de *Globigerinoides primordius* BLOW Y BANNER (Aquitaniense inferior); *Turborotalia semivera* (HORNIBROOK) Y *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR Y COLLINS), parte media del Aquitaniense; *Globigerinoides gr. trilobus* (REUSS), parte alta del Aquitaniense; *G. altiapertura* (BOLLI) (Burdigaliense inferior) y *G. subquadratus* BRONNIMANN con persistencia de *Catapsydrax gr. dissimilis* (CUSHMAN Y BERMUDEZ) que indicaría la parte alta del Burdigaliense inferior.

Los levigados correspondientes al resto de las albarizas han permitido distinguir diferentes edades entre el Burdigaliense superior y el Serravaliense medio-superior. Las asociaciones del Burdigaliense superior se han caracterizado por la presencia de *Globigerinoides gr. trilobus* (REUSS), parte alta del Aquitaniense; *G. Bisphericus* TODD, *G. subquadratus* BRONNIMANN, a veces *Praeorbulina sicana* (DE STEFANI) en cuyos casos permite determinar la parte terminal, y ausencia de *Catapsydrax gr. dissimilis* (CUSHMAN Y BERMUDEZ) y de *Praeorbulina glomerata* (BLOW). El Langhiense se ha caracterizado por la presencia de la última especie indicada y, en ocasiones, *Orbulina* (lo que permite distinguir una parte inferior sin *Orbulina* y una parte superior con este elemento) y en todo caso sin microfauna característica del Serravaliense.

El Serravaliense inferior ha sido caracterizado por asociaciones que contienen *Globorotalia praemenardii* CUSHMAN Y STAINFORTH, *G. miozea* FINLAY, *Orbulina univversa* D'ORBIGNY, *Turborotalia siakensis* (LE ROY), *T. peripheroronda* (BLOW Y BANNER), *Globigerinoides subquadratus* BRONNIMANN etc y ausencia de *Globorotalia menardii* (PARKER, JONES Y BRADY). La aparición de esta última especie, junto con la persistencia de *Globigerinoides subquadratus*, ha permitido caracterizar el Serravaliense medio. Algunas muestras que contienen *G. menardii*, *G. praemenardii*, *T. siakensis*, pero en las que no está presente *G. subquadratus*, podrían corresponder al Serravaliense superior, aunque su atribución no es segura pues falta también *Globigerina neperthes* TODD, especie que aparece en este intervalo.

Todo el Mioceno Inferior y Medio a escala regional, está sujeto a un conjunto de discontinuidades estratigráficas producidas por continuos movimientos tectónicos durante la sedimentación.

Desde el punto de vista estratigráfico, la práctica totalidad del Mioceno, dentro de la Hoja de Baena, es muy homogénea litológicamente, a excepción de algunos niveles calcáreos y esporádicos afloramientos de tamaño reducido de conglomerados.

En la cuenca sedimentaria del Mioceno, la incidencia de la tectónica sobre la sedimentación queda bien remarcada en los márgenes de la misma, y se pone de manifiesto por discordancias entre materiales de distinta litología. Cuando la posición paleogeográfica no es marginal como en el caso que nos ocupa, estos

acontecimientos son muy difíciles de detectar. En cartografía se han distinguido, mediante una trama, materiales de la misma litología aunque distinta edad (Mioceno Inferior y Mioceno Inferior Alto - Medio). Esto ha sido posible gracias a los estudios exhaustivos de microfauna.

El estudio de microfacies de estos materiales (fundamentalmente margas y margocalizas), aboga por un medio pelágico. Por otra parte se han mencionado niveles conglomeráticos que deben de corresponder a rellenos de canales. Al mismo tiempo existen intercalaciones de calizas de algas, cuyo ambiente de depósito original sería muy somero, recifal o para - recifal.

De estas observaciones se deduce que existe una gran problemática para la interpretación sedimentológica de los depósitos miocénicos. Pudiera ocurrir que la incidencia de la tectónica, sectorialmente en la cuenca, imprimiera esta diferenciación de facies como consecuencia de la creación de relieves (umbrales) o surcos que darían a la misma distinto rango batimétrico.

Estos fenómenos producen inestabilidades durante la sedimentación, ya que está en un proceso tendente a equilibrar el fondo de la cuenca (presencia de surcos), origina deformaciones de tipo "slumping" o brechas intraformacionales, sujetas evidentemente a la formación de pendientes o taludes. Ejemplos que puedan atestiguar estos acontecimientos, se pueden observar, 4 Km al sur de Albendín, en las inmediaciones del Arroyo de Vela, donde existe un gran canal constituido por una alternancia de conglomerados, arenas y margas; también en la carretera que va de Baena a Fuentidueña en diversos taludes de dicha carretera, se aprecian brechas intraformacionales.

En cuanto a las calizas de algas, pueden corresponder a zonas muy someras dentro de la cuenca, donde la creación de altiplanos favorecería la formación de las mismas. En este caso deberían, normalmente aparecer otras facies asociadas y por lo general los contactos entre las calizas de algas y las margas (carácter pelágico) son bruscos.

Abundando en las calizas de algas, éstas están interrelacionadas cartográficamente con las margas blancas (carácter pelágico), si bien su ambiente de depósito es muy somero. En este caso caben dos interpretaciones. La primera es que la tectónica produjera en la cuenca (pelágica) elevaciones con la creación de altiplanos donde la escasa batimetría diera lugar a estos depósitos. La otra es que las calizas estuvieran ubicadas en otro contexto paleogeográfico dentro de la misma cuenca (plataforma somera) y fueran transportadas tectónicamente a zonas más pelágicas. La falta de buenos afloramientos en la Hoja, no permite inclinarse preferencialmente por ninguna de estas dos alternativas.

Desde el punto de vista tectónico las dataciones en la base de algunos cabalgamientos aportan datos de interés. Así, la Unidad del Lobatejo cabalga sobre materiales, cuya edad más reciente corresponde al Burdigaliense superior. El conjunto de la Sierra de Baena, en las inmediaciones de Doña Mencía se coloca tectónicamente encima de materiales de edad Aquitaniense - Burdigaliense inferior. Finalmente el sondeo de Nueva Carteya (situado en las inmediaciones del Cerro de Don Simón) realizado por ENPASA (1971), pone de manifiesto que toda una serie mesozoica con una cobertera de Mioceno Inferior, descansa sobre margas del Mioceno - Superior (Langhiense - Tortoniense).

De estas observaciones se deduce que estos eventos tectónicos han controlado en gran medida la sedimentación, y por tanto es difícil su encuadre paleogeográfico.

A continuación se exponen algunos datos e hipótesis sobre los afloramientos jurásicos de los alrededores de Luque.

Al este y sureste de Luque, existe una serie afloramientos de calizas y dolomías jurásicas, junto a algún otro término Mesozoico, que destacan en el relieve y son los responsables de lo accidentado del mismo en la zona. Rodeando a estos términos existen tanto materiales del Mioceno medio como otros del Cretácico Inferior en las Unidades Intermedias. En síntesis, los afloramientos Mesozoicos son de dos tipos: 1) Calizas oolíticas del Dogger, que algunos puntos muestran diques neptúnicos con relleno de edad Tithónico superior - Berriasiense y materiales del Cretácico Superior que fosilizan la discontinuidad del techo de esta formación, como ocurre justo al este de Luque. 2) Calizas y dolomías del Lias Inferior.

Los afloramientos de calizas oolíticas del Dogger están cartográficamente relacionados y rodeados, fundamentalmente, por materiales del Mioceno Medio. En algunos puntos (este de Luque, carretera a la Ermita, p.ej.) es posible observar en su borde una brecha constituida por cantos de las mismas calizas, cementados por margas blancas del Mioceno Medio. Este hecho, junto con la disposición general de estos afloramientos, muchos de los cuales aparecen como insertados en las margas miocenas, hace que se interpreten, al menos en estos casos, como grandes olistolitos que llegaron a la cuenca durante el depósito de los materiales del Mioceno Medio. La interpretación alternativa en el sentido de que se tratara de isleos tectónicos, choca con los argumentos anteriormente expuestos, tanto con la disposición tectónica de estos afloramientos, como con la existencia de las brechas con matriz de margas miocenas; y ello porque el Mioceno Medio está afectado por el cabalgamiento de la Unidad del Camarena - Lanchares, que se dispone sobre él como se puede observar en la carretera de Luque a Fuente Alhama y el de Luque a Carcabuey. Por otra parte, los bloques que incorporan calizas oolíticas del Dogger, no dejan dudas sobre la atribución a la unidad citada, única de las unidades subbéticas en cuya serie jurásica existen las mismas.

Por el contrario, la atribución de los afloramientos de calizas y dolomías del Lias Inferior, a una unidad subbética determinada es más dudosa, puesto que tanto la unidad inferior (Camarena - Lanchares) como la superior (Lobatejo), las incluyen en sus series. En cuanto a su posición tectónica, existen casos cuya interpretación no ofrece lugar a dudas, puesto que se trata de isleos tectónicos dispuestos sobre el Mioceno medio y con Trías de facies Keuper en su base, como p. ej. el existente en la Loma de Juan Mateo. Sin embargo, la interpretación de otros resta más ambigua, puesto que podría tratarse tanto de isleos tectónicos como de olistolitos (ej. afloramientos mesozoicos de los alrededores de los cortijos de la Hortezuela y de la Casa Cañadillo). En cualquier caso, parece conveniente resaltar, cómo las litologías que componen estos afloramientos mesozoicos individualizados, guardan cierta relación espacial con las litologías

existentes en el frente del cabalgamiento subbético. Así, cuando en el frente de dicho cabalgamiento afloran calizas oolíticas del Dogger, son de esta litología los bloques aislados ubicados inmediatamente al norte de las mismas, mientras que si en el frente subbético existen calizas y dolomías liásicas, los afloramientos individualizados, más septentrionales, están compuestos por estas litologías. Incluso se podría añadir que el área ocupada por los bloques constituidos por calizas oolíticas del Dogger se abre en abanico a partir de la zona del frente subbético ocupadas por las mismas, donde las calizas y dolomías liásicas habrían quedado laminadas en la base del cabalgamiento.

En cuanto a la sucesión de acontecimientos, siempre ordenándolos en función de la relación que guardan los materiales jurásicos con los del Mioceno Medio, sería la siguiente: 1º) Durante el Mioceno Medio, llegada de los olistolitos a la cuenca; olistolitos que probablemente se generaron durante las primeras fases del emplazamiento de la Unidad del Camarena-Lanchares. 2º) Emplazamiento de la Unidad del Camarena-Lanchares, sobre los materiales del Mioceno medio, generándose bien klipjes, es decir, masas aisladas de materiales que se trasladan individualmente a puntos más septentrionales que el grueso del cabalgamiento, o bien, posteriormente, isleos tectónicos en relación con procesos erosivos que aún continúan en la actualidad.

Es de destacar la ausencia, para la región de Baena, de materiales albarizoides (al menos en superficie) de edad Tortoniense y de materiales marinos autóctonos del Mioceno Superior ampliamente extendidos en regiones adyacentes (v.g. Montilla y Puente Genil). Esto parece indicar que la región quedó definitivamente emergida en el Serravaliense superior, aunque su situación paleogeográfica esté adscrita a posiciones más meridionales en el marco de la Cordillera.

1.5. CUATERNARIO

Está representado fundamentalmente por materiales correspondientes a la dinámica fluvial reciente. Se ha intentado sistematizar todas las formaciones y ordenar en el tiempo de acuerdo con las posiciones relativas de unas con otras.

1.5.1. Conglomerados, arenas y limos (28)

Cartográficamente se sitúan unos 3 Km al N de Nueva Carteya y en las inmediaciones del Cerro de la Zarzuela. Los elementos clásticos que los integran pertenecen a materiales mesozoicos y terciarios, embalados en una matriz limosa que ofrece unas tonalidades rojizas.

Representan un relieve residual antiguo probablemente construido por sistemas aluviales que posteriormente se ha erosionado.

1.5.2. Conglomerados y arenas. Terraza alta del Río Guadajoz (29)

Está construida fundamentalmente por cantos procedentes de relieves subbéticos. Los afloramientos son reducidos y se localizan al sur de Albendín (ángulo nordoriental de la Hoja).

1.5.3. Conglomerados y arenas. Terraza del Río Guadalmoral (30)

Presenta una litología típicamente de terraza, si bien está extremadamente alterada por los trabajos de labranza agrícola. La matriz es muy rojiza como consecuencia de la proximidad de los afloramientos de Trias.

1.5.4. Conglomerados y arenas. Terraza del Río Marbella (31)

Esencialmente la litología es idéntica a la anterior (30), dada la proximidad geográfica y su ubicación sobre materiales triásicos.

1.5.5. Conglomerados de cantos mesozoicos. Abanico aluvial (32)

Se circunscriben preferencialmente a los relieves más meridionales de la Hoja, pertenecientes al Subbético Externo. Los cantos fundamentalmente son de calizas y margocalizas embutidas en una matriz arcillosa de tonos gris-rojizos.

1.5.6. Arcillas rojas ("terra rossa") (33)

Existen varios afloramientos de tamaños reducido que se localizan preferentemente sobre las cavidades kársticas (dolinas), originadas en las calizas oolíticas del Dogger, pertenecientes al Subbético Externo.

1.5.7. Conglomerados y arenas. Terraza baja del Río Guadajoz (34)

Litológicamente es idéntica a (29) si bien la matriz arenosa es más abundante. Se diferencia de aquella evidentemente en las diferencias de cotas existentes.

1.5.8. Conglomerados de cantos mesozoicos. Abanico aluvial (35)

Este abanico aluvial es el más antiguo dentro de un sistema de abanicos aluviales que están muy bien representados en la vecina Hoja de Montilla. Lo constituyen elementos clásticos correspondientes al Trías, Unidades Intermedias y Terciario, embebidos en una matriz margosa.

1.5.9. Derrubios (36) (37)

Se incluyen en este apartado materiales constituidos esencialmente por cantos sueltos de naturaleza mesozoica y terciaria, dentro de una matriz más o menos arcillosa. Normalmente están ubicados en las inmediaciones de relieves sometidos a un proceso de erosión reciente o bien en las márgenes de los aparatos aluviales, por lo que en ocasiones se interpretan como coluviones.

1.5.10. Arcillas rojizas con cantos sueltos. Glacis (38)

Litológicamente constituidos por materiales de tonos pardo - rojizos, esencialmente arcillosos con cantos gruesos esporádicos de formaciones terciarias y mesozoicas. Está levemente encostrado y forma una delgada cobertera sobre materiales miocénicos esencialmente y triásicos. Se localiza en el borde occidental de la Hoja.

1.5.11. Suelos pardos (39)

Son de componente arcillosa mayoritariamente y tonos gris - oscuros. Se desarrollan generalmente sobre materiales margosos, de ahí que estén representados en casi toda la Hoja.

1.5.12. Conglomerados de cantos terciarios. Abanico aluvial (40)

Corresponde a la última generación de abanicos aluviales. Se sitúan en los alrededores de relieves constituidos por materiales pertenecientes al Mioceno Medio, localizados en el borde nor - occidental de la Hoja.

1.5.13. Aluvial (41)

Se han agrupado aquí los sedimentos aluvionares y de cualquier otro carácter que ocupan los fondos de valle de la red fluvial actual. La naturaleza del material aluvial viene controlada en gran medida por los materiales donde

encaje la red fluvial. Normalmente los arroyos pequeños presentan fondos de valle arcillosos, mientras que los ríos de mayor dimensión (Guadalmoral, Marbella y Guadajoz) están formados por conglomerados, arenas y limos.

2. TECTONICA

En el capítulo inicial 0.3, se efectúa un encuadre geológico regional de la zona objeto de estudio, en el marco de las Cordilleras Béticas. En el mismo, se expone una síntesis sobre la tectónica y paleogeografía en el ámbito de las Béticas.

En este capítulo se analizan los principales eventos tectónicos, cómo y dónde se manifiestan dentro del área estudiada, su situación en el tiempo y la significación tectosedimentaria de los mismos.

Estos eventos separan en ocasiones las unidades sedimentarias diferenciadas, tienen una significación regional importante en la evolución de la Cordillera y son los causantes de los principales cambios paleogeográficos.

El Subbético de la Hoja estudiada se puede atribuir al Subbético Externo de GARCIA DUEÑAS (1967), Subbético Frontal de BUSNARDO (1960 - 62), Subbético con Jurásico calizo de PEYRE (1960 - 62), o Subbético Norte de HERMES (1978). Presenta una estructura en mantos de corrimiento, cuyo nivel de despegue está constituido por los materiales triásicos. Estos cabalgamientos implican una superposición y duplicación parcial de su cobertera mesozoica - paleógena, de modo que los materiales del Subbético Externo se superponen a los de las Unidades Intermedias que afloran al N del Frente de cabalgamiento, así como en ventanas tectónicas situadas al S de la Hoja de Baena y el de Lucena, como es la zona de Carcabuey.

Se pueden distinguir en la Hoja dos mantos de corrimiento individualizados con vergencia hacia el N que corresponden a sendos dominios paleogeográficos diferentes, diferenciables en función de las características de sus materiales jurásicos, ya que en el resto de la sucesión estratigráfica hay mayor uniformidad. Así, podemos distinguir la Unidad del Camarena - Lanchares y la Unidad del Lobatejo. La Unidad del Lobatejo cabalga sobre la Unidad del Camarena - Lanchares y ésta a su vez cabalga sobre la Unidad Intermedia.

La Unidad del Camarena - Lanchares constituye una serie que en su parte oriental (Sierra de la Lastra) buza suavemente al S 25 - 35°, mientras que en su parte occidental (Camarena) se presenta horizontal o localmente con buzamientos suaves (10° hacia el NO). La estructura de conjunto de esta unidad, teniendo en cuenta sus afloramientos en la Hoja de Lucena, es muy sencilla, constituyendo un pliegue anticlinal de gran radio de dirección aproximada EO y con su flanco N, prácticamente horizontal. La parte central de la estructura, que se sitúa justo en el borde S de la Hoja de Baena, se encuentra afectada por dos fallas normales (de éstas dos, la septentrional aparece en la Hoja de Baena) que han hundido los materiales de la Unidad del Lobatejo cabalgante sobre la Unidad del Camarena - Lanchares.

Los cabalgamientos se iniciarían probablemente por fallas inversas coincidentes en gran parte, con los límites entre unidades o dominios paleogeográficos. Estos cabalgamientos, una vez iniciados, actuaron como mantos de corrimiento que se movían gravitacionalmente hacia el norte a favor de pendientes del fondo marino. Debido a la naturaleza fundamentalmente caliza de las unidades estudiadas, el conjunto de la unidad tiende a comportarse, ante los esfuerzos de compresión, como una gran losa rígida; los pliegues que aparecen son de gran radio y si la compresión es muy importante, se desarrollan preferentemente estructuras en escamas.

Al considerar la edad de los accidentes tectónicos hay que diferenciar las deformaciones que tuvieron lugar durante la sedimentación y las que afectaron a los materiales en su conjunto, dando lugar a los cabalgamientos, corrimientos, pliegues y fallas, que estructuraron los materiales en su posición actual.

En primer lugar tuvo lugar en régimen distensivo la desintegración de la plataforma carbonatada de Lias Inferior, lo que originó el inicio de la sedimentación pelágica a partir del Domeriense inferior, hasta el principio del Dogger en que de nuevo se restablecerían las condiciones de depósito en un medio de plataforma carbonatada somera. Posteriormente, al final del Dogger, concretamente en el Bathoniense superior, tuvo lugar una nueva fracturación y reestructuración de la plataforma que quedaría dividida en surcos y umbrales. Durante todo el Cretácico se mantuvieron las condiciones de sedimentación pelágica, aunque con basculamientos y emersiones locales y temporales de la cuenca.

La estructuración actual de los materiales se produce ya en el Mioceno y en régimen compresivo. El cabalgamiento de la Unidad del Lobatejo sobre la de Camarena - Lanchares, debió de ser posterior al Burdigaliense superior al que fosiliza, y anterior al Mioceno Superior porque el Mioceno Medio fosiliza dicha superficie de cabalgamiento, como se observa al oeste de la Fuente del Espino. En cuanto al cabalgamiento de la Unidad del Camarena - Lanchares sobre las Unidades Intermedias, parece que debe de ser posterior al Mioceno Medio que se encuentra afectado por la superficie de corrimiento en la mayor parte del frente Subbético (p.e. carretera de Doña Mencía a Luque y de Luque a Fuente Alhama).

Existe un nuevo cabalgamiento, probablemente intra - Tortoniense y presumiblemente originado como consecuencia de la flexura de zócalo que dá lugar a la Cuenca del Guadalquivir, que se ha puesto de manifiesto gracias a los datos que suministra el sondeo de investigación de petróleo realizado por ENPASA (1971) en Nueva Carteya.

En dicho sondeo, prácticamente la totalidad de la serie mesozoica (Jurásico -Cretácico, Subbético Externo), cabalga a materiales del Tortoniense, no representados superficialmente en la Hoja en estudio. Un dato importante a conocer, es si este Tortoniense pertenece o es de afinidad a la Depresión del Guadalquivir, o por el contrario se asocia a los niveles más altos de las Unidades Para - autóctonas (albarizas).

Todos estos acontecimientos tectónicos que se producen en el Mioceno,

provocan a escala regional un conjunto de discontinuidades sedimentarias dentro de la cuenca. En la zona objeto de estudio, algunas de estas discontinuidades no son apreciables porque los sedimentos son fundamentalmente de facies pelágicas, y dichas discontinuidades normalmente se comportan como paraconformidades, imperceptibles en campo dada la homogeneidad litológica y la mala calidad de afloramientos.

A continuación se va a hacer un intento de establecer una cronología de los principales eventos tectónicos controlados por discontinuidades, que se han podido deducir en la Hoja de Baena, por criterios cartográficos, de sondeos y micropaleontológicos. Se van a tratar esencialmente aquellos ocasionados en las formaciones alóctonas y / o para-autóctonas del Terciario que son las que mayores evidencias aportan. Estos eventos son los siguientes:

- Limite Eoceno Superior-Oligoceno; se pone de manifiesto por una discordancia cartográfica del Oligoceno sobre el Eoceno.
- Discontinuidad intra-Aquitaniense: discordancia del Mioceno Inferior (Aquitaniense-Burdigaliense) sobre el Oligoceno-Aquitaniense inferior.
- Discontinuidad intra-Burdigaliense, puesta de manifiesto por un Burdigaliense inferior caracterizado por *Catapsydrax gr. dissimilis* (CUSHM'AN Y BERMUDEZ) y un Burdigaliense superior con ausencia de este género y aparición de otras especies características (v.g. epígrafe 1.4.2). En otras áreas de las Cordilleras Béticas también se ha identificado; en el sector occidental, por BOURGOIS (1978); en el central, por GONZALEZ DONOSO (1981); en el sector oriental, por MONTENAT (1977) y HERMES (1977). Fuera de las Cordilleras Béticas, en el Rif, la identifica LEBLANC (1975). Esta etapa es la causante del acercamiento de las Zonas Internas, ya estructuradas, a las Zonas Externas.
- Discontinuidad intra-Tortonense verificada mediante el Sondeo de Nueva Carteya. En la Zona Subbética se manifiesta por discordancias angulares de gran evergadura.

De la bibliografía consultada, a escala regional se extraen otras dos discontinuidades anteriores a la intra-Tortonense: intra-Langhiense y post-Serravaliense, imposibles de detectar en el área objeto de estudio.

Con posterioridad a la estructuración en mantos de corrimiento tuvo lugar una etapa de compresión semi-rígida que origina pliegues de gran radio y el levantamiento general de estas unidades. En una etapa tardiorogénica tendría lugar la formación de importantes sistemas de fracturas. Las más importantes son las fallas de dirección aproximada EO y N 70° E que limitan parcialmente por el N, a la Unidad del Lobatejo. Otro sistema de fracturas de dirección aproximada N-S es posterior y afecta al sistema de dirección EO. En las proximidades del frente de cabalgamiento, al O de la Sierra de la Lastra y al N del Abreva aparecen fallas normales de dirección aproximadamente EO, ligadas a los escarpes producidos por el propio frente de cabalgamiento. También hay deslizamientos gravitacionales recientes como, por ej., en las proximidades del Cortijo de Juan de Escama y al E de Luque. Asimismo, en algunas zonas se observan despegues y deslizamientos de las calizas del Dogger

sobre las calizas del Lías Inferior, a favor de las calizas margosas y margas del Domeriense-Toarciense, que hacen que este tramo de margas y calizas margosas se encuentre en algunos puntos replegado y laminado. Por último indicar que la erosión a dado lugar a algunas ventanas tectónicas espectaculares como las existentes en las proximidades del Cortijo de los Pozuelos o al S del Abuchite, en que afloran materiales de la Unidad del Camarena-Lanchares, rodeados de materiales de la Unidad del Lobatejo, y también se encuentran isleos como el de la Cueva de los Murciélagos de dolomías de la Unidad del Lobatejo, cabalgantes sobre la Unidad del Camarena-Lanchares.

3. GEOMORFOLOGIA

En el mapa geomorfológico adjunto, escala 1:100.000, están representados los distintos dominios morfogenéticos de la Hoja.

3.1. DESCRIPCION FISIOGRAFICA

Dentro de la Hoja de Baena pueden diferenciarse a grandes rasgos dos tipos de relieve, que están condicionados estrechamente por la naturaleza de los materiales que constituyen el sustrato y por la estructura geológica de la región.

Un primer tipo está formado por los relieves que constituyen la Sierra de Cabra y que integran los materiales pertenecientes al Jurásico con facies predominantemente calcáreas.

Comprende las cotas más altas de la zona, alcanzando valores de hasta 1.221 m en el Portillo de Moreno, con pequeños replanos situados a cotas próximas a los 1.100 m los inferiores y a 1.200 m los superiores. De estos replanos se desciende bruscamente a cotas próximas a los 600 m por laderas escarpadas hasta alcanzar los materiales de naturaleza más plástica.

El segundo tipo de relieve está constituido por una alternancia de valles extensos en forma generalmente de grandes uves, asociados a largas alineaciones montañosas con crestas pronunciadas, que paulatinamente disminuyen su máxima altura a medida que nos alejamos hacia el norte, y que se alinean a groso modo en direcciones EW y NS.

La mayor cota que alcanza este tipo de relieve se localiza en el Cerro de Zarzuela con una cota de 799m.

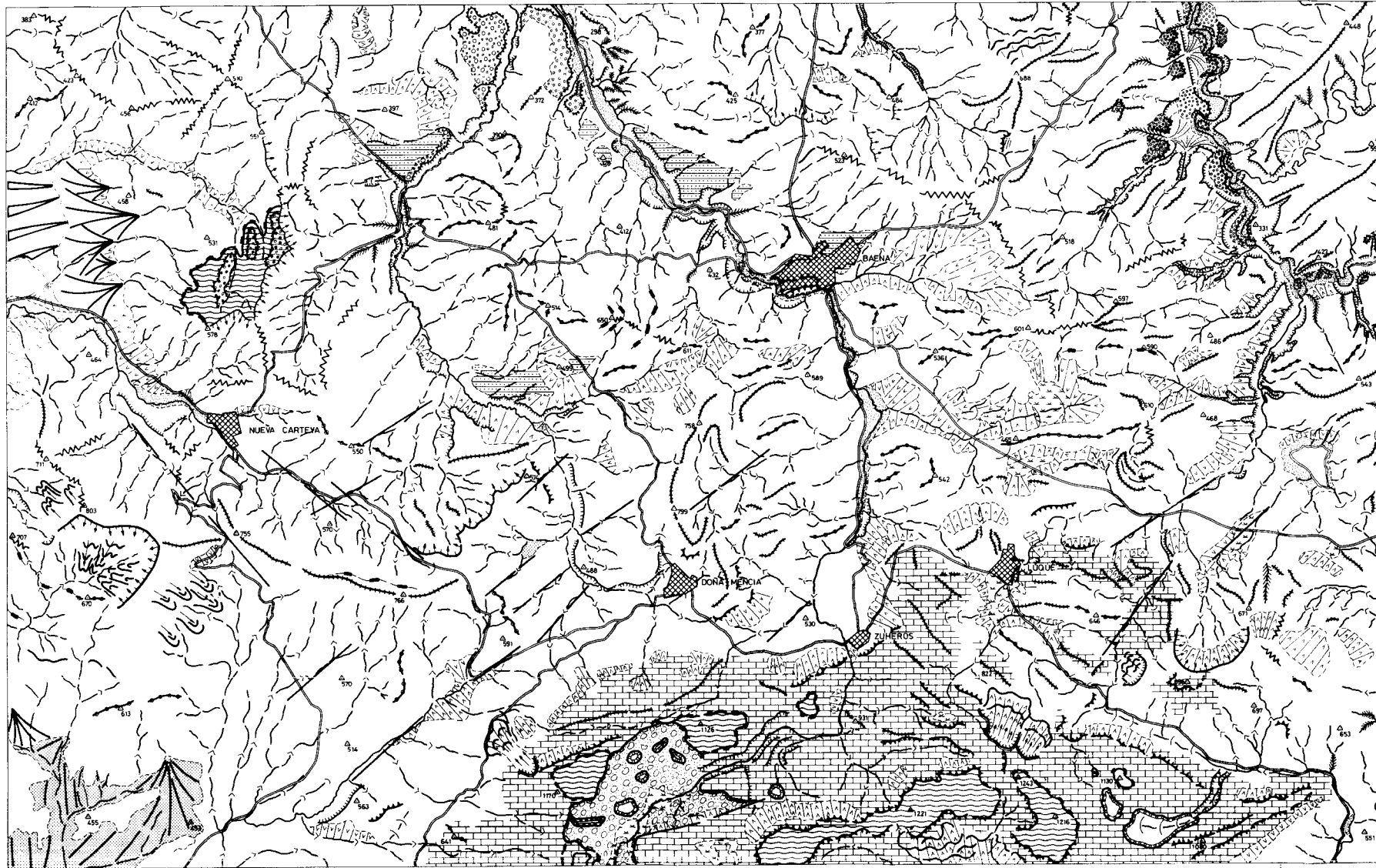
La cota de menor valor se localiza en el extremo norte de la Hoja, próxima a la desembocadura del río Guadalquivir con el río Guadajoz que se realiza fuera ya de la Hoja.

Hay que hacer notar por otro lado, la existencia de áreas residuales que denotan un relieve preexistente al actual. Estas áreas están representadas en la Hoja de Montilla situada al oeste y en la Hoja de Puente Genil, situada al suroeste. En la Hoja de Baena estas áreas residuales están representadas en las cercanías del Cerro de Zarzuela, y están situadas a una cota de 560 m. En ellas

MAPA GEOMORFOLOGICO

BAENA

967
17-39








ESCALA GRAFICA 0 2 km


Autor [INGEMISA] Ruiz López J. L.

LEYENDA

TOPOGRAFIA E HIDROGRAFIA

-  Núcleos urbanos.
-  Vértice, cota.
-  Cursos permanentes.
-  Cursos no permanentes.
-  Laguna o embalse.

FORMAS ESTRUCTURALES

-  Superficies estructurales.
-  Fractura con incidencia tectónica.
-  Escarpe estructural.
-  Capa con resalte tectónico.

MODELADO FLUVIAL

-  Escarpe erosivo.
-  Borde de terraza.

Terrazas


-  Rio Guadajoz I
-  Rio Guadajoz II
-  Rio Marbella.
-  Rio Guadalmora.

-  Terraza erosiva.
-  Glacis.
-  Abanicos aluviales superpuestos.
-  Cono de deyección.

MODELADO DE VERTIENTES

-  Coluviones.
-  Desprendimiento en grandes bloques.
-  Deslizamiento en colada.


PROCESOS EDAFICOS

-  Suelos con carácter vértico.

MODELADO KARSTICO

-  Dolinas.
-  Zona con karstificación en dolinas.








MORFOGRAFIA

-  Lomas redondeadas / escarpadas.


FORMAS DE VALLE

-  Plano / en cuna / en V.

DINAMICA ACTUAL

-  Carcavas.
-  Lecho de inundación.
-  Cabecera con avance erosivo.
-  Desprendimiento a deslizamiento.
-  Sacavamiento lateral y formación de barras.
-  Curso con incisión lineal.
-  Capturas.

AREAS DE RELIEVES RESIDUALES

-  Replanos de bordes suaves.
-  Terrazas en relieves residuales.

SUSTRATO

-  Calizas.

se conserva aún un valle que presenta depósitos fluviales. Sobre este paleorelieve se ha instalado la actual morfología de la zona.

Es posible asociar a este paleorelieve los replanos a que nos referimos al describir el primer tipo de relieve, si bien la desligación areal y la falta de dataciones, marcan la imprecisión lógica de cualquier tipo de correlación.

La red hidrográfica, de igual manera que el tipo de relieve, está condicionado por un lado por la naturaleza del sustrato sobre el que se asienta y por otro lado, por factores tectónicos, fundamentalmente fracturas.

El primer tipo de relieve presenta una menor difusión de cauces, siendo éstos de un gran encajamiento, formando profundos barrancos con importantes escarpes erosivos, que llegan a alcanzar hasta 200 m de profundidad (como ocurre entre el Cerro de Zumaca, Cerro de Bramadero y Cerro de la Montosa). El segundo tipo de relieve presenta una mayor difusión de cauces y una organización superior.

El factor tectónico, aún no siendo definitivo, contribuye en gran medida al trazado de la red.

Se aprecia una tendencia de orientaciones preferenciales según las direcciones N45° E, N40° W y EW y en orden de importancia. Estas direcciones son observables preferentemente en el segundo tipo de relieve descrito.

3.2. SISTEMAS MORFOGENETICOS

Se han distinguido en la Hoja de Baena, cuatro sistemas morfogenéticos, entendiendo como tales al conjunto de acciones que configuran un proceso determinado, y dentro de ellos las diferentes unidades morfogenéticas como áreas con entidad cartográfica, en las que el proceso y la forma están relacionadas genéticamente.

Hay que resaltar con especial relevancia los sistemas fluvial, vertientes y kárstico, pasando a un segundo grado, los procesos edáficos en cuando a su menor influencia en la morfología actual del área comprendida dentro de la presente Hoja.

3.2.1. Sistema fluvial

Dentro de éste sistema hay que prestar especial atención a la existencia de terrazas, abanicos aluviales y glaciares, pasando a un segundo plano el sistema de conos de deyección.

3.2.1.1. Terrazas

El sistema de terrazas, asociado a los cauces actuales, es de pequeña magnitud en cuanto a extensión cartográfica se refiere.

En el río Guadajoz se observan sólo dos niveles de terrazas, si bien están topográficamente muy separadas, ya que la superior alcanza una diferencia de cota con respecto al nivel de base del actual cauce de 60 m, mientras que la que constituye el nivel inferior se localiza a 5 m de éste.

El río Marbella, a la salida de la Hoja presenta una terraza colgada a una cota de 20 m sobre el actual cauce, únicamente observable en este sector.

De igual modo, el río Guadalquivir presenta en la misma zona, una terraza colgada de idénticas características.

3.2.1.2. *Abanicos aluviales*

Representan tres sistemas diferentes en la Hoja de Baena y están controlados, a su vez, por tres tipos de relieves.

El primero se localiza en las inmediaciones de relieves pertenecientes al Subbético Externo (Sierra de Cabra).

El segundo ocupa las estribaciones del Cerro Marchenilla perteneciente a la Sierra de los Leones. Cronológicamente es el más antiguo dentro de un sistema de abanicos, que están muy bien representados en la Hoja de Montilla.

El tercero normalmente se adscribe a relieves correspondientes al Mioceno Inferior y Medio.

3.2.1.3. *Glacis*

Se localizan en el borde occidental de la Hoja y se desarrolla ampliamente dentro de la Hoja de Montilla. Puede clasificarse como glacis de cobertera, cuyos depósitos alcanzan espesores próximos a los dos metros.

Está situado en la región noroccidental de la Hoja y abarca el Cortijo de la Baena al norte del Cerro de las Vegas.

Puede considerarse como la evolución de los abanicos aluviales que rodean la Sierra de la Zarzuela.

3.2.1.4. *Conos de deyección*

Están representados en las inmediaciones del Río Guadajoz al sur de Albendín y en el arroyo Carchena al este de Nueva Carteya. Tienen poca importancia por su escaso desarrollo geomorfológico y cartografía.

3.2.2. **Sistema de Vertientes**

Dentro del sistema de vertientes se han distinguido dos unidades morfogenéticas diferentes, por un lado, los coluviones y por otro los

deslizamientos de ladera, en ocasiones pueden asociarse y constituir unidades mixtas.

3.2.2.1. *Coluviones*

Están constituidos por los materiales que ocupan las áreas más bajas de los diferentes relieves.

Su génesis va íntimamente ligada a la naturaleza del sustrato que los alimenta, de esta forma, para los materiales margosos, su formación está ligada a procesos de solifluxión. Tienden a regular las vertientes, sobre las que dan una morfología cóncava, con una tendencia hacia la horizontalización en las proximidades a los cauces de los arroyos y constituyendo en ocasiones pequeños glaciares. Están representados en toda la Hoja en general.

Cuando estos coluviones provienen de materiales de más alta competencia, como es el caso de las calizas de los relieves constituidos por materiales mesozoicos, se producen desprendimientos con una volumetría muy heterogénea que alcanza dimensiones de hasta varios decámetros cúbicos, como ocurre al noroeste del Cerro de Camarena, Norte del Cerro Abuchite y Sur del Cerro del Chacón.

3.2.2.2. *Deslizamientos*

Los fenómenos de deslizamientos dentro de la Hoja de Baena, pueden clasificarse en dos grupos: las coladas de barro y los desprendimientos en bloque.

Las coladas de barro están ligadas a todos los materiales margosos y arcillosos; su génesis es debida a fenómenos de solifluxión. Están representados al norte del Cerro de la Cuchillera en la zona occidental de la Hoja y al norte del Cerro del Viento. Tanto sus lóbulos como sus cicatrices, presentan un avanzado estado de degradación, por lo que su observación se hace en ocasiones difícil.

Los deslizamientos en grandes bloques de grandes masas, pueden observarse en los alrededores del Cerro de Juan Mateo, en el extremo suroriental de la Hoja y localmente en el río Guadajoz, donde se producen fuertes excavaciones con la consiguiente creación de inestabilidades de taludes.

3.2.3. **Sistema kárstico**

El desarrollo de procesos kársticos está extensamente representado en los materiales calcáreos pertenecientes a las unidades subbéticas y presenta prácticamente la totalidad de las formas kársticas. Hay que destacar la presencia de poljes, lapiazes y dolinas.

En la Sierra de Cabra se encuentran diferentes ejemplos de polges. Polge de la Nava, drenado por el río Bailón, está rodeado por el Cerro Camarena, Cerro de las Melladas y Peña de Miguel Pérez. Polge de Fuenseca, drenado por el río del mismo nombre. Y el polge situado al S de la Sierra de la Lastra, que desagua por el Barranco de la Nava.

Las formas en lapiaz están igualmente bien representadas y ocupan los rellenos morfológicos de la Sierra de Cabra. Se localizan fundamentalmente en los Cerros Camarena y Melladas con buenos ejemplos de surcos y acanaladuras, y con menos espectacularidad en el Cerro de Zumaca, Peña de Miguel Pérez, Cerro del Charcón y Sierra de la Lastra.

En cuanto a la formación de dolinas, se refiere, hay que destacar fundamentalmente las situadas entre Cerro de Zumaca, Cerro Camarena y Peña de Miguel Pérez. También las situadas al SO de la Sierra de la Lastra, entre ésta y la Loma de las Piedras y Abuchite. La mayoría de ellas tienen forma en artesa y son de carácter estructural. En las proximidades del Cortijo de las Majadas se encuentra una dolina cuyo origen puede atribuirse a un hundimiento de cavidades subterráneas.

3.2.4. Procesos Edáficos

Dentro de los procesos edáficos, se puede distinguir, en cuanto a reflejo morfológico se refiere, la existencia de suelos de carácter vértico.

Se presentan relacionados con zonas deprimidas de escaso o mal drenaje y con un sustrato margoso. Presentan frecuentemente grietas de desecación, por tratarse de suelos ricos en arcillas hinchables.

Es frecuente la existencia de "Sliken - sides".

Están representados fundamentalmente en las proximidades de la estación de Luque al oeste del Cerro Antón, al este de las Lomas de Cifuentes y a la altura de Arroyo Charcón en las inmediaciones de la carretera N - 432 (Badajoz - Granada).

3.3. DINAMICA ACTUAL

En el momento actual, la dinámica que se desarrolla es fundamentalmente de carácter erosivo, y se manifiesta tanto en la red de drenaje, como en la evolución de las vertientes.

Cuando la red de drenaje encaja en materiales margosos, existe una gran profusión de cauces secundarios.

Al examinar los diferentes tramos de los cauces, se observa en el tramo de cabecera un fenómeno muy extendido en toda la Hoja. Consiste en la captura entre cabeceras de vertientes opuestas, lo que trae consigo la creación de cuerdas muy escarpadas y en forma de sierra. Están ligados fundamentalmente a sustratos margosos.

Del mismo modo, cuando las pendientes son pronunciadas y estos cauces se desarrollan sobre terrenos impermeables, se observa la creación de cárcavas y bad -lands. Están muy bien representados en la Hoja, ligados a los afloramientos de materiales triásicos.

En los tramos del cauce en que la topografía es más suave, se aprecia una fuerte incisión lineal prácticamente con ausencia de depósito. Al mismo tiempo se producen socavamientos laterales del sustrato en los cauces de mayor entidad, que atestiguan, una vez más, la dinámica erosiva que predomina en la actualidad. Buenos ejemplos pueden observarse en la región más oriental de la Hoja, en los arroyos de Cañaveral y Vela.

La evolución de las vertientes se manifiesta fundamentalmente por fenómenos de solifluxión en los materiales margosos, que tienen como resultado, una tendencia a la formación de pequeños glacis simétricos a un lado y otro de los arroyos, en sus tramos de menor pendiente. Esto trae como resultado la horizontalización de los fondos, e incide sobremanera en la sección de los cauces, que cuando son de poco rango, pueden presentarse en forma de artesa o de sección prácticamente cuadrada, con dimensiones próximas al metro.

Cuando la incisión de los cauces origina abarrancamientos profundos, se producen igualmente fenómenos de desprendimiento en grandes masas, por inestabilidad en los taludes. Este fenómeno se observa en las márgenes del Río Guadajoz fundamentalmente.

4. HISTORIA GEOLOGICA

Durante el Trías se depositaron facies de tipo germánico (germano - andaluz). En el límite Triásico - Jurásico se pasa bruscamente de un medio sedimentario continental, en el que se depositaron las facies rojas con evaporitas (facies Keuper), a un medio de plataforma carbonatada somera, con episodios de llanuras de mareas. Un fenómeno equivalente, se pone de manifiesto en otros dominios alpinos con la implantación de una plataforma carbonatada en todo el ámbito del Mediterráneo occidental. En el límite Carixiense - Domeriense, la plataforma carbonatada se fractura, desintegrándose parcialmente y en consecuencia se produce un cambio de las facies someras a las pelágicas, depositándose margas y calizas margosas durante el Domeriense y Toarciense.

Al comienzo del Dogger, vuelve a instalarse sobre estos sedimentos pelágicos una plataforma marina somera, con el depósito de calizas oolíticas que terminan, en amplios sectores, con depósitos de calizas de crinoides de medios mareales. Durante el Bathoniense terminal o inicio del Calloviense tiene lugar una importante interrupción sedimentaria, seguida de una fracturación que produce grandes escarpes locales así como una intensa red de fisuras en las partes más elevadas. En condiciones de emersión o bajo el nivel del mar, se produce la disolución de las calizas a partir de las fisuras, con lo que se forman las cavidades (diques neptúnicos).

A continuación tiene lugar la fosilización de la discontinuidad y el relleno

de los surcos formados por las fallas. En las áreas más elevadas, la sedimentación se inicia con el relleno de los diques neptúnicos con calizas rosadas con pequeños ammonites y una vez rellenos, hacia el Oxfordiense, se fosiliza el contacto, depositándose calizas nodulosas de facies "ammonítico rosso" que comprenden desde el Oxfordiense al Berriasiense. En los surcos formados por las fallas se depositan brechas (Loma de las Piedras), tendiendo a rellenarlos y quedando el fondo nivelado al final del Malm.

Durante el Cretácico Inferior, mientras que en un sector hay una interrupción sedimentaria, en otro hay un depósito de materiales de facies pelágicas. A lo largo de la interrupción sedimentaria tuvo lugar una erosión continuada, así como una fase de emersión en la que se produce la karstificación de los materiales y la formación de la segunda generación de diques neptúnicos que encajan también en las calizas oolíticas del Dogger. A partir del Albiense superior y durante el resto del Cretácico se fosiliza la nueva disacontinuidad; rellenándose en primer lugar las cavidades (diques neptúnicos) hasta llegar a igualarse las irregularidades de fondo, con el depósito de la Formación Quipar - Jorquera en toda la extensión de la cuenca.

A partir del Oligoceno y para la zona de estudio se suceden un conjunto de ciclos sedimentarios definidos por discontinuidades estratigráficas de rango mayor. Cada uno de estos ciclos tiene unas tendencias paleogeográficas concretas y el paso de uno a otro, supone una remodelación importante del esquema paleogeográfico.

Estos ciclos sedimentarios, se corresponden con los definidos por GARRIDO (1981), con el nombre de "ciclos tectosedimentarios" y éstos a su vez pueden albergar una o varias Unidades Tectosedimentarias (UTS).

Por tanto dentro del ámbito de la Hoja, elaborar un esquema paleogeográfico para el Oligoceno - Mioceno resulta difícil, si se tiene en cuenta que todos estos ciclos sedimentarios acontecen fuera del marco geológico donde se encuentran. Además los efectos tectónicos producidos y las litologías presentes dificultan las posibles interpretaciones.

Los materiales presentes, a grandes rasgos, tienen facies pelágicas constituidas por margas calcáreas blancas, en suma estaríamos en posiciones relativamente distales en la cuenca, la cual se ve sometida continuamente a sucesivas pulsaciones tectónicas, que sectorialmente ocasionan variabilidad de facies (presencia de facies canalizadas, calizas de algas, olistolitos, etc).

Simultánea o coetáneamente con estos acontecimientos, se suceden las deformaciones que dieron lugar a los cabalgamientos, corrimientos, pliegues y fallas que estructuraron las unidades subbéticas hasta la posición en que se encuentran actualmente. Grandes masas de estos materiales llegaron en su desplazamiento hasta la cuenca miocena instalada en la parte septentrional, donde quedaron depositados, formando grandes olistolitos que hoy destacan en el relieve, principalmente en los alrededores de Luque.

En el Mioceno medio se produce otra importante etapa de deformación y plegamiento responsable de la superposición de las Unidades de Lobatejo sobre la del Camarena - Lanchares (posterior al Burdigaliense Superior). La Unidad del Camarena - Lanchares cabalga sobre las Unidades Intermedias con

posterioridad al Mioceno Medio, ya que materiales de esta edad están pellizcados.

Después se debió producir un levantamiento de fondo con la formación de pliegues de gran radio fundamentalmente de dirección E - W y N701E afectados por fallas normales de dirección N - S. Ya en épocas recientes se han producido algunos deslizamientos gravitatorios de ladera localmente de importancia considerable.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

Dentro de la Hoja de Baena, no se ha detectado ninguna labor minera de interés. Únicamente existen canteras, algunas de ellas inactivas y otras con actividad continua o temporal.

Dentro de los materiales canterables, caben destacar las dolomías y/o calizas del Triás. Las últimas fundamentalmente como gravas para los aglomerados asfálticos en pavimentación de carreteras. El tamaño reducido de estos afloramientos hace que la explotación de las mismas sea reducida; sólo cabe destacar una gran explotación cerca del Cerro Guta, entre los ríos Guadalquivir y Marbella.

Por otro lado, se localizan varios indicios de yeso, generalmente abandonados. Únicamente en las inmediaciones de la Estación de Luque, existe una cantera cuya explotación es eventual.

Las calizas jurásicas de la Sierra de Cabra, del Lias y Dogger, suministran buenos materiales para la construcción, en la vecina Hoja de Lucena hay numerosas canteras en actividad sobre estos materiales quizás debido a la existencia de mejores accesos.

Al sur de Albendín esporádicamente se obtienen áridos para la construcción, de las terrazas y/o aluvial del Río Guadalquivir.

Sobre las calizas y/o dolomías del Triás, en otras zonas fuera de la Hoja, se localizan niveles ferruginosos. Únicamente en las inmediaciones de Baena se ha observado un afloramiento calcáreo con algunos niveles centimétricos de margas ocreas.

5.2. HIDROGEOLOGIA

Solamente parecen presentar interés los acuíferos comprendidos en los materiales calcáreos del frente Subbético, en concreto las calizas pertenecientes al Lias y al Dogger.

La Unidad carbonatada del Subbético Externo en la Hoja de Baena, se drena fundamentalmente por la fuente del río Marbella entre Luque y Zuheros. Además existen numerosos manantiales a lo largo de este frente calcáreo.

Las posibilidades de obtener recursos hidráulicos en otros materiales es prácticamente nula, dada la naturaleza fundamentalmente margosa de las restantes unidades. Únicamente señalar ciertas posibilidades de obtener algún acuífero en la Sierra de Baena, donde las calizas detríticas del Oligoceno pueden llegar a sobrepasar los 100 m de potencia.

6. BIBLIOGRAFIA

- AUBOIN, J. (1964).- "Reflexions sur les facies "ammonítico rosso". *Bull. Soc. Géol. France* (7) T. 6: 475 - 501.
- BAENA, J. Y JEREZ, L. (1982).- "Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s.str.)". *Col.Informe. IGME*
- BERNOULLI, D. and JENKYN, H.G. (1974).- "Alpine Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to early evolution of the Tethys". In: *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation* (DOTT, R.H. and SHAVER., Editors) S.E. P.M.Spec.Publ.nº 19: 129 - 160.
- BLUMENTHAL, M.M. (1927).- "Versuch einer tektonischen Gliederung der beides Cordilleren von Central-und Südwest - Andalusien".- *Eglog. Geol. Helv.*, XX, 4 pp. 487 - 532.
- BLUMENTHAL, M.M. (1930).- "Beiträge zur Geologie der Betschen Cordilleren beiderseits de Rio Guadalhorce". *Eglogae.Geol.Helvetiae*, XXIII, p. 41 - 293
- BLUMENTHAL, M.M. (1931).- "Géologie des chaines pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et des zones limitrophes (Andalousie)". *Bull. Soc. Géol. France* (5), I, p. 23 - 94.
- BLUMENTHAL, M.M. (1949).- "Estudio geológico de las cadenas costeras al Oeste de Málaga entre el río Guadalhorce y el río Verde". *Bol.Inst.Geol.Min.*, LXII. pp. 11 - 203.
- BOURGOIS, J. (1975).- "Présence de brèches d' origine sédimentaire a éléments de Crétacé au sein du Triás germano - andalou. Hypothèse sur la signification de cette formation (Andalousie, Espagne)". *Bull.Soc.Géol. France*, (7), XVII, p. 1095 - 1100.
- BOURGOIS, J. (1978).- "La transversale de Ronda (Cordillères Bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d' évolution de l' arc de Gibraltar". *Annales Scientifiques de l' Univ. de Besaçon*, Géologie, 3º série, fasc. 30, 455 pp.
- BOURGOIS, J.: CHAUVE, P. Y PEYRE, Y. (1972).- "Essai de chronologie des événements tecto - sédimentaires dans l' Quest des Cordillères Bétiques". *C.R. somm. S.G. F.*, 8, pp. 428 - 431.
- BRAGA, J.C.: COMAS, M.C.: DELGADO, F.: GARCIA - HERNANDEZ, MI: JIMENES, A.P.: LINARES, A.: RIVAS, P. Y VERA, J.A. (1981).- The liassic Rosso Ammonitico facies in the Subbetic Zone (Spain). Genetic considerations. *Rosso Ammonitico Symp.Proc.* (FARINACCI, A. and ELMI, S., Editors). Ed. Tecnoscienza, Roma, pag. 61 - 76.

- BUSNARDO, R. (1960 - 62).- "Regards sur la géologie de la région de Jaén (Andalousie)". Livre a la Mem. du Prof. Fallot. *Soc.Géol. France*. pag. 189 - 198.
- BUSNARDO, R. (1975).- "Prébétique et Subbétique de Jaén à Lucena (Andalousie)". Introduction et Trias. *Doc.Lab.Géol.Fac.Sci.Lyon*. nº 65, 183 p.
- BUSNARDO, R. (1979).- Prébétique et Subbétique de Jaén à Lucena (Andalousie)". Le Lias *Doc.Lab.Géol.Fac.Sci. Lyon*, nº 74, 140 p.
- CARANDELL, J. (1926).- "La Sierra de Cabra. Excursión a los Lanchares y al Picacho". *XIV Congr.Geol.Inter. Exc. A - 5. De Sierra Morena a Sierra Nevada*. *Inst.Geol.*, pag. 37 - 73.
- CARANDELL, J. (1927).- "Nota acerca de la tectónica de la Sierra de Cabra". *Bol.R.Soc.Hist.Nat. T. XXVII/9*: 399 - 411.
- CARBONELL, (1926).- "La Campiña o Valle Bético". *XIV Congr. Geol.Inter. Exc. A - 5. De Sierra Morena a Sierra Nevada*. *Inst.Geol.*, pag. 17 - 28.
- CARBONELL, A. (1927).- "Contribución al estudio de la geología y de la tectónica andaluza". *Bol.Inst.Geo. y Minero*. T. XLIX: 81 - 215.
- CENTRO DE EDAFOLOGIA Y BIOLOGIA APLICADA DEL CUARTO (1971).- "Estudio Agrobiológico de la Provincia de Córdoba". *Inst.Nac.Edaf. y Agric. del C.S.I.C.*, Madrid. 401 p.
- COMAS, M.C.: RUIZ - ORTIZ, P.A. Y VERA, J.A. (1982).- "El Cretácico de las Unidades Intermedias y Zona Subbética". En: *El Cretácico de España*, Univ. Complutense de Madrid, pag. 570 - 603.
- DOUVILLE, R. (1906).- "Esquisses géologiques del Préalpes Subbétiques (Partie centrale)". *Fc.Sc.Paris*. Sr - A. nº 1246.
- DUPLAND, L.: GUIGNARD, J. Y FORTIN, L. (1965).- "Etude géologique des permis de la région de Cordoue (La Rambla - Montilla - Castro del Río - Lucena)". S.N.P.A. para ENPASA, 27 pp. IGME. Madrid.
- FALLOT, P. (1927).- "Sur la région montagneuse comprise entre Priego et Cabra (Andalousie)". *C.R.Acad.Sci. Paris*. T. 185: 1287 - 1289.
- FALLOT, P. (1948) .- "Les Cordillères Bétiques". *Est.Geol.* T. VIII: 83 - 172.
- FELGUEROSO, C. Y COMA, J.E. (1964).- "Estudio geológico de la zona Sur de la provincia de Córdoba". *Bol.Inst.Geol. Y Minero* T. LXXV: 111 - 209.
- FELGUEROSO, C. Y COMA, J.E. (1967).- "Estudio hidrogeológico de la parte más meridional de la provincia de Córdoba. Area situada en las Hojas de Lucena, Puente Genil, Baena y Montilla". *Bol.Inst.Geol. Y Minero*. T. LXXVII: 49 - 91.
- FOUCAULT, A. (1969).- "Découverte d' une nouvelle unité tectonique sous le massif subbétique de la Sierra Sagra (Andalousie)". *C.R.Acad.Sci. Paris*. T. 250: 2038 -2040.
- GARCIA DUEÑAS, V. (1967).- "Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética". *Not.Com.Inst.Geol.Min.* T. CI - CII: 73 - 100.
- GARCIA - HERNANDEZ, M.: GONZALEZ - DONOSO, J.M.: LINARES, A.: RIVAS, P. Y VERA, J.A. (1967).- "Características ambientales del Lías inferior y medio en la Zona Subbética y su significado en la interpretación

- general de la Cordillera". En *"Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán"* (Publicado en 1978). *Secr. Publ. Univ. de Granada*, pag. 125 - 157.
- 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*. T. 10: 557 - 569.
- GARCIA - HERNANDEZ, M.: LOPEZ - GARRIDO, A.C.: RUIZ - ORTIZ, P.A. Y VERA, J.A. (1982).- "Turbiditas carbonatadas del Cretácico Inferior; Arroyo Bercho, Prebético de Jaén: Interpretación genética e implicaciones paleogeográficas. *Cuad. Geol. Ibérica*. T. 8: 433 - 447.
- GARRIDO - MEGIAS, A. (1973).- "Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (prov. de Huesca y Lérida)". Tesis Doctoral. Univ. Granada. *Inédita*.
- GARRIDO - MEGIAS, A. (1981).- "Cuencas sedimentarias: Análisis Tectosedimentario. Madrid". Curso de Exploración y Explotación de Hidrocarburos (SIGUE). Panel A/Sedimentación y Generación. conf. A - 2. *Inédito*.
- 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. p. 110 - 111.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1965).- "Mapa geológico a escala 1:50.000 de la Hoja nº 967 (Baena)". Madrid.
- JENKYNS, H.C. (1974).- "Origin of red nodular limestones Ammonítico Ross, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model. In H.C. JENKYNS and K.J. HSU (Editors) *Pelagic sedimentation on land and under the sea*. Spec. Publ. Inter. Assoc. Sediment. nº 1. Backwell, Oxford, pag. 249 - 271.
- JEREZ, F. (1979).- "Contribución a una nueva síntesis de las Cordilleras Béticas".-*Bol. Geol. Y Min.* t. 90 Fasc. 6.
- JEREZ, F. (1981).- "Propuesta de un nuevo modelo tectónico general para las Cordilleras Béticas".- *Bol. Geol. Y Min.* T. XCII - I pp. 1 - 18.
- LEYVA CABELLO, F. (1976).- "Hoja Geológica 1:50.000 "Espejo" nº 944. *MAGNA 2a. Ser.* IGME. Madrid.
- LEYVA CABELLO, F. (1977).- "Hoja geológica 1:50.000 "El Rubio" nº 987" *MAGNA 2a. Serie.* IGME. Madrid.
- LHENAF, R. (1975).- "Les poljes ouvertes de la Sierra de Cabra (Cordilleres Bétiques)". *Cuad. Geográficos Univ. Granada*. S.M. 1: 85 - 91.
- LHENAF, R. (1981).- "Recherches Géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques Centro - occidentales (Espagne)". *Thèse. Univ. de Lille III*, 2 t, 713 pp.
- MALDONADO, A. Y RUIZ - ORTIZ, P.A.- (1982).- "Modelos de sedimentación turbidítica antiguos y modernos: la Formación Cerrajón (Cretácico Inferior: Cordilleras Béticas) y los abanicos submarinos del Mediterráneo Noroccidental. *Cuad. Geol. Ibérica*. T. 8, 8: 499 - 525.

- MARTIN, J.M. (1980).- "Las dolomías de las Cordilleras Béticas. *Tesis Doctorales* Univ. Granada. Secr. Public. 201 p.
- MARTIN, J.M. Y DABRIO, C.J. (1981).- "Calizas de crinoides del Carixense subbético: historia diagenética". *Bol. R. Soc. His. Natural* T. 79: 287 - 291.
- MARTINEZ DEL OLMO, W: LERET, G. Y MEGIAS, A.G. (1982).- "El limite de la plataforma carbonatada del Cretácico superior en la Zona Prebética". *Cuad. Geol. Ibérica* T. 8: 597 - 614.
- MOLINA, J.M.: RUIZ - ORTIZ, P.A. Y VERA, J.A. (1983).- "Discontinuidades sedimentarias y procesos relacionados en el Jurásico medio - superior -Cretácico de la Sierra de Cabra (Subbético Externo, Cordilleras Béticas). *Comunicaciones X Congreso Nacional de Sedimentología*. Menorca, pag. 5.12 - 5.17.
- MOLINA, J.M. (en preparación).- "Análisis de facies en el Mesozoico del Subbético Externo (provincias de Córdoba y Jaén)". *Tesis Doctoral*.
- MOLINA, J.M.: RUIZ - ORTIZ, P.A. Y VERA, J.A. (1984).- "Colonias de corales y facies oncolíticas en el Dogger de las Sierras de Cabra y Puente Genil (Subbético Externo, provincia de Córdoba)". *Est. Geol.* T.40: 455 - 461.
- MOLINA, J.M.: RUIZ - ORTIZ, P.A. Y VERA, J.A. (1985).- Sedimentación marina somera entre sedimentos pelágicos en el Dogger del Subbético Externo (Sierras de Cabra y Puente Genil, provincia de Córdoba)". *Trabajos de Geología* T. 15.
- ORTEGA ALBA, F. (1973).- "El Subbético de Córdoba. Estudio de Geografía Agraria. *Tesis Doctoral Univ. Granada* (Inédita) 992 p.
- PEZZI, M.C. (1974).- "Un karst cabalgante en la Cordillera Subbética: Sierra de Cabra (Córdoba, España)". *Ann. Spéleol.* T.30/4: 743 - 751.
- PEZZI, M.C. (1977).- "Morfología kárstica del sector central de la Cordillera Subbética. *Cuad. Geográficos Univ. Granada*. S.M. nº 2, 290 p.
- PEYRE, Y. (1962).- "El Subbético con Jurásico margoso o subético meridional como unidad paleogeográfica y tectónica de las Cordilleras Béticas". *Not. y Com. IGME*, 67, pp. 133 - 144.
- PEYRE, Y. (1974).- "Géologie d' Antequera et de la région (Cordillères bétiques, Espagne)." Thèse, Univ. Paris, 528 pp. *Publ. Inst. Agronomique*. Paris.
- PIGNATELLI, R.; CRESPO, A. (1975).- "Memoria y Hoja geológica a escala 1:50.000 de Ecija nº 965. *Plan MAGNA 2º Ser.* IGME. Madrid.
- RUIZ LOPEZ, J.L. (1973).- "Geología estructural de la Sierra de Cabra. *Tesis de Licenciatura* Univ. Granada. (Inédita), 100 p.
- RUIZ - ORTIZ, P.A. (1980).- "Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (Entre Castril - prov. de Granada y Jaén)." *Tesis Doctorales*. Univ. Granada nº 1 270 Secr. Publ. 272 p.
- RUIZ - ORTIZ, P.A. (1980).- "Lóbulos de Abanico externo en el Cretácico en el Cretácico inferior (Barremense - Albense ?) de la Unidad Intermedia del Cárcelos-Carlucu (Cordilleras Béticas)" *IX Congreso Nacional de Sedimentología*, Salamanca. Resúmenes, pag. 96 - 97.
- RUIZ - ORTIZ, P.A. (1981).- "Sedimentación Turbidítica en el Cretácico de las Unidades Intermedias. Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". En:

- Programa Internacional de Correlación Geológica (P.I.C.G.)* Real Academia de Ciencias Físicas, Exactas y Naturales, Madrid, pag. 261 - 279.
- RUIZ - ORTIZ, P.A.; MOLINA, J.M. and Vera, J.A. (1985).- "Coral - oncoid facies in shallowing - upward secuencia of the Middle - Jurassic (External Subbetic, Southern Spain)." 6 th European Regional Meeting Inter. Assoc. *Sediment. Lleida. Abstracts*, p. 403 - 406.
- SAAVEDRA, J.L. (1963).- "Datos sobre la micropaleontología de las hojas de Lucena, Baena, Puente Genil y Montilla" *Notas y Com. Inst. Geol y Minero T. 72*: 81 - 104.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1973).- "Geología de la transversal Jaén - Frailes (Provincia de Jaén)." *Tesis Doctoral* UFniv. Granada Secr. Publ. (publicada en 1975). 274 p.
- VAN VEEN, G.W. (1969).- "Geological investigations in the region of Caravaca South eastern Spain". *Tesis Univ. de Amsterdam* 143 p.
- VERA, J.A. (1966).- "Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes". *Tesis Doctoral* Univ. Granada (Mem. Inst. Geol. Min. España, t. LXXII, 192 p, 1969).
- VERA, J.A. (1981).- "Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico". *Programa Internacional de Correlación Geológica. (P.I.C.G.)* Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Madrid, pag. 129 - 160.
- VERA, J.A. (1984).- "Aspectos sedimentológicos en la evolución de los dominios alpinos mediterráneos durante el Mesozoico. Libro homenaje a Luis Sánchez de la Torre. *Publ. de Geología*. t. 20: 23 - 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)". Libro homenaje a Luis Sánchez de la Torre. *Publ. de Geología* t. 20: 141 - 162.