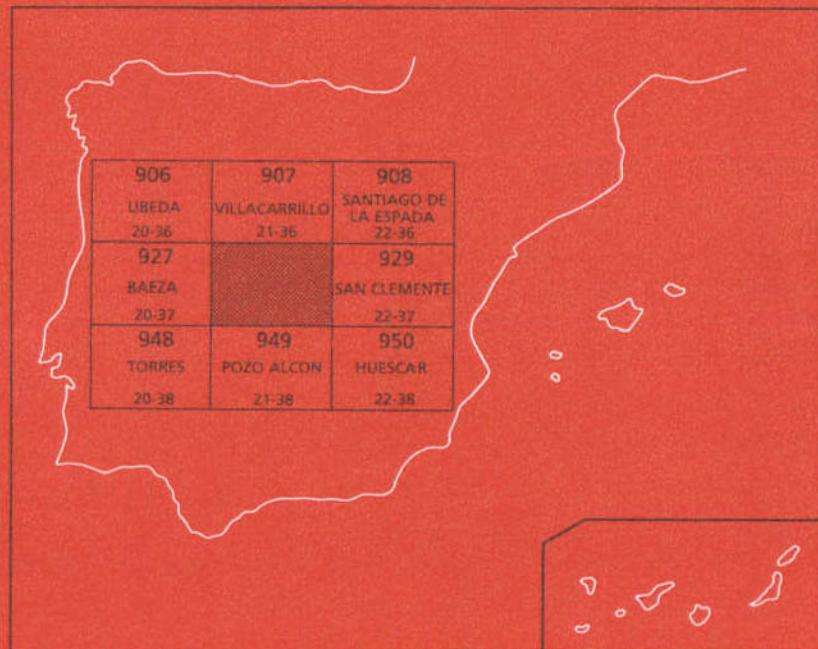




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



CAZORLA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

CAZORLA

© INSTITUTO TECNOLOGICO GEOMINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M.—16.730.—1994

I.S.B.N.: 84-7840-178-4

NIPO: 241-93-009-3

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: I. Izquierdo, S. A.

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de Cazorla (928) han sido realizados, durante 1992 y 1993, por la Dirección de Geología y Técnicas Básicas del ITGE, bajo normas, dirección y supervisión del ITGE, habiendo intervenido los siguientes autores:

Cartografía y memoria

A. García Cortés (ITGE)
M. Trío Maseda (ITGE)

Sedimentología del Mesozoico prebético

M. García Hernández (Universidad de Granada).
A. C. López Garrido (Universidad de Granada).

Micropaleontología

A. García Cortés (ITGE)
M. García Hernández (Universidad de Granada)

Nannoplancton

P. Aguilar Ortiz (ITGE)

Macropaleontología

J. Esteban Arlegui (ITGE)

Petrología Sedimentaria

M. García Hernández (Universidad de Granada).

Nota:

Se pone en conocimiento del lector que en el Centro de Documentación del ITGE existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información varia.

2.1.2.6.- Calizas blancas recristalizadas. Kimmeridgiense superior (8)	21
2.1.2.7.- Alternancias métricas de calizas y margas. Portlandiense superior-Barriasiense inferior en facies Purbeck (9)	22
2.1.2.8.- Calizas bioclásticas y calcarenitas con cuarzo. Berriasiense superior-Valanginiense inferior en facies Purbeck (10)	22
2.1.2.9.- Margas con Carofitas. Berriasiense superior-Valanginiense inferior en facies Purbeck (11)	23
2.1.3.- El ciclo sedimentario del Cretácico inferior	24
2.1.3.1.- Calizas arenosas con Exogyras y Ammonites, y calcarenitas. Valanginiense superior-Hauteriviense (12)	24
2.1.3.2.- Calizas y margas lacustres, calizas con orbitolínidos y, localmente, arrecifes coralinos. Primer episodio urgoniano. Barremiense-Aptiense inferior (13)	24
2.1.3.3.- Arcillas con pisolitos ferruginosos, margas verdes, dolomías y calizas. (Segundo episodio urgoniano). Localmente, arenas (Facies Utrillas). Aptiense superior-Albiense (14)	25
2.1.4.- El ciclo sedimentario del Cretácico Superior	26
2.1.4.1.- Dolomías pardas estratificadas con huellas de fauna. Cenomaniente inferior (15)	27
2.1.4.2.- Dolomías pardas masivas. Cenomaniente (16)	27
2.1.4.3.- Margas dolomíticas con equinídos. Cenomaniente superior-Turoniente (17)	27
2.1.4.4.- Dolomías blancas y calizas oolíticas a techo. Turoniente superior-¿Coniaciente? (18).	27
2.2.- DEPRESIÓN DEL GUADALQUIVIR Y CENOZOICO PREBETICO .	28
2.2.1.- Brechas con olistolitos de materiales mayoritariamente triácticos y cretácicos. Langhiense superior-Serravalliente medio (19)	28
2.2.2.- Olistolitos triácticos de arcillas y limolitas versicolores con yesos (20)	29
2.2.3.- Olistolitos de yesos del Trías (21)	30
2.2.4.- Olistolitos de calizas dolomíticas del Trías (22)	30
2.2.5.- Olistolitos de ofitas triácticas (23)	31
2.2.6.- Olistolitos de margocalizas y margas blancas o asalmonadas, ocasionalmente con sílex negro, del Cretácico superior-Eoceno medio (24)	31
2.2.7.- Olistolitos de margas y areniscas calcáreas del Eoceno superior (25)	32

2.2.8.- Olistolitos de margas arcillosas con alguna intercalación calcarenítica. Oligoceno medio-Langhiense inferior (26)	33
2.2.9.- Calcarenitas y margas, calizas de algas y, localmente, conglomerados. Serravalliene medio (27)	34
2.2.10.- Conglomerados y arenas. Serravalliene medio (28)	35
2.2.11.- Margas blancas, en ocasiones moroníticas, con alguna intercalación calcarenítica. Serravalliene medio-Tortoniense basal (29)	36
2.2.12.- Margas blanco-amarillentas con niveles calcareníticos de carácter turbidítico. Tortoniense inferior-¿medio?. (30)	37
2.2.13.- Conglomerados, limos y arcillas. Plioceno (31)	38
2.2.14.- Cuaternario (32, 33, 34, 35, 36 y 37)	38
3.- GEOMORFOLOGIA	39
3.1.- ANALISIS GEOMORFOLOGICO	39
3.1.1.- Aspectos morfoestructurales	39
3.1.2.- Aspectos morfogenéticos	40
4.- TECTONICA	40
5.- HISTORIA GEOLOGICA	42
5.1.- ETAPA INICIAL DEL MARGEN. EL "RIFTING" (TRIASICO-DOGGER)	43
5.2.- ETAPA DE OCEANIZACION Y DE MARGEN PASIVO (MALM-CRETACICO SUPERIOR)	43
5.3.- ETAPA DE MARGEN CONVERGENTE. (PALEOGENO)	45
5.4.- ETAPA PAROXISMICA. (AQUITANIENSE-TORTONIENSE MEDIO)	45
5.5.- ETAPA POSTPAROXISMICA (TORTONIENSE SUPERIOR-CUATERNARIO)	46
6.- GEOLOGIA ECONOMICA	46
6.1.- MINERIA	46
6.2.- CANTERAS	47
6.3.- HIDROGEOLOGIA	47
6.4.- RIESGOS GEOLOGICOS	51
6.5.- RIESGOS DE INTERES GEOLOGICO	52
7.- BIBLIOGRAFIA	55

1.- INTRODUCCION

1.1.- SITUACION Y CARACTERISTICAS GEOGRAFICAS

La Hoja 1:50.000 nº 928 "Cazorla" del Mapa Topográfico Nacional se sitúa entre las coordenadas Greenwich siguientes:

3° 11' 10'', 8 - 2° 51' 10'', 8 Longitud Oeste.
37° 50' 04'', 7 - 38° 00' 04'', 7 Latitud Norte.

Toda su superficie pertenece a la provincia de Jaén.

La Hoja está enclavada en una zona de tránsito entre las sierras prebéticas, que ocupan la mitad oriental de la misma, y la depresión del Guadalquivir que ocupa la otra mitad. Las Sierras se alinean paralelas unas a otras según una dirección aproximada N-35°. De Oeste a Este aparecen la Sierra de Cazorla, con vértices como Gilillo (1847 m), Viñuela (1384) y Albardas (1402 m), la Sierra del Pozo, con sus vértices de Peña Juana (1886 m), Calar (1841 m) y Calarilla (1736 m) y la Sierra de Castril cuyo punto culminante en la zona que nos ocupa es el Tranco del Lobo, de 1765 m. La orografía de la mitad oriental es pues muy montañosa, con altitudes que oscilan entre los 600 y 1886 m.

La mitad occidental, en cambio, es menos accidentada, presentando relieves más suaves, entre los que destacan el Cerro tumbal (782 m), la Sierra de Toya que en su vértice del Pico del Águila alcanza los 684 m y el Cerro de la Magdalena, justo en el borde

Sur, con 1154 m. La altitud mínima de la Hoja se encuentra en esta mitad, concretamente en el Embalse del Puente de la Cerrada de 365 m de cota.

El drenaje superficial de la Hoja se realiza principalmente hacia el Sur por el río Guadalentín, hacia el Norte por el Guadalquivir en su primer recorrido dentro de la Hoja, donde nace, y el río de la Vega de Cazorla, y hacia el Oeste por el Guadalquivir en su segunda travesía dentro de la Hoja y el río de la Vega de Quesada. Este último y el Guadalentín son afluentes, fuera de la Hoja, del Guadiana Menor, afluente a su vez del Guadalquivir. El río de la Vega de Cazorla confluye al Norte del área en estudio, directamente en el Guadalquivir.

Los principales núcleos de población son, por este orden, Cazorla, con más de 8.000 habitantes, Quesada, con casi 6.000, Peal de Becerro, con casi 5.000, Chilluevar, con menos de 2.000 y, sin llegar al millar, La Iruela, Burunchel, Hornos, El Molar y Solana de Torralba. Existen además un gran número de cortijos dispersos.

Las comunicaciones entre estos núcleos son bastante buenas y, a pesar de la orografía adversa, los caminos para la extracción de la aceituna, los de acceso a los cortijos, así como los forestales, cubren gran parte de la superficie de la zona.

La economía del área es eminentemente agrícola, destacando el cultivo del olivo en la depresión, así como turística por pertenecer buena parte de la Hoja al Parque Natural de Cazorla, Segura y las Villas. La industria tiene escasa entidad, localizándose principalmente en Cazorla.

1.2. ANTECEDENTES

El primer trabajo digno de consideración en la zona que nos ocupa, es la síntesis geológica de la provincia de Jaén realizada por MALLADA (1884). Cinco años después, BERTRAND y KILIAN (1889) esbozan una división estructural y paleogeográfica de las cordilleras béticas, definiendo por primera vez el término “Subbético”.

En 1927, CARBONELL aporta datos de interés sobre las formaciones del Valle del Guadalquivir.

BLUMENTHAL (1927) además de introducir nuevos términos como el “Prebético” o el “Maláguide”, afirma que la zona Bética está corrida hacia el Norte, cobijando parte del dominio formado por el Penibético, Subbético y Prebético, a los que considera alóctonos. Un año antes STAUB (1926) ya consideraba alóctono el Trías Subbético aflorante.

A partir de 1930, FALLOT (1930, 31-34, 1943 y 1948) publica interesantes trabajos sobre la estratigrafía y la tectónica de las Cordilleras Béticas. Considera la aloctonia de

las series subbéticas, dando gran importancia al Triás en los desplazamientos de las mismas. Introduce el términos "rabbotage basal" (cepillado basal) para explicar los frecuentes contactos entre materiales triásicos y diversos términos jurásicos y cretácicos. Considera el Prebético como un dominio autóctono o parautóctono, más o menos extensamente cabalgado en su borde sur por el Subbético.

En 1933, BRINKMANN y GALWITZ estudiaron de un modo general la estratigrafía y tectónica de la zona Prebética.

COLOM (1943, 1951, 1952) realiza interesantes estudios sobre las microfaunas miopliocenas del valle del Guadalquivir, algunos de ellos (como el de 1943) realizados en la propia Hoja de Cazorla. No considera sin embargo en su auténtica dimensión la gran cantidad de resedimentaciones observables en los estudios micropaleontológicos sobre Foraminíferos, señalada por DROGGER (1956); este autor atribuye estas mezclas a deslizamientos, hacia regiones de mayor profundidad, de sedimentos previamente depositados.

PERCONIG (1960-62) y SAAVEDRA (1963) continúan los estudios micropaleontológicos en el Valle del Guadalquivir. Corroborando las ideas de DROGGER, PERCONIG (1964) señala la existencia de fenómenos olistostómicos. Enlazando con esta idea, DUPUY DE LOME (1965) trata sobre el concepto de olistostroma y su aplicación en la geología del Subbético.

FOUCAULT (1960-62, 1964 y 1965) realiza notables trabajos estratigráficos y estructurales en el Subbético y en el Prebético de la zona que nos ocupa, trabajos que culmina en 1971 con su Tesis Doctoral sobre la geología de los alrededores del nacimiento del Guadalquivir. Se trata de un extraordinario trabajo sobre una zona que abarca las Hojas 1:50.000 de Cazorla, San Clemente, Pozo-Alcón y Huéscar. El valor y magnitud del estudio no se ve empañado por ciertas determinaciones paleontológicas erróneas, no atribuibles al autor, que falsean la cronoestratigrafía de algunas unidades.

En 1970, FOURCADE estudia el Jurásico y Cretácico de los confines de las Cordilleras Bética e Ibérica dando a conocer una sucesión de biozonas con Foraminíferos bentónicos, de gran interés.

En su Tesis Doctoral LOPEZ-GARRIDO (1971) lleva a cabo el estudio geológico de un sector del N.E. de la Provincia de Jaén, definiendo varias formaciones y unidades del Prebético interno y externo.

MARTINEZ y NÚÑEZ (1973) realizan la vecina Hoja de Villacarrillo, al Norte de la de Cazorla. Este mismo año DABRIO y JEREZ defienden sendas Tesis Doctorales sobre Geología de un sector del Alto Segura el primero y de la transversal de Elche de la Sierra

y sectores adyacentes el segundo, ambas pertenecientes a la zona Prebética.

Algo más tarde, AZEMA (1977) realiza su Tesis Doctoral sobre el Prebético y Subbético de la transversal de Fortuna, insistiendo en la la diferenciación de un Prebético externo, otro interno y una Unidad Intermedia entre Prebético y el Subbético.

GARCIA HERNÁNDEZ (1978) defiende su Tesis Doctoral sobre el Jurásico Terminal y Cretácico inferior en las Sierras de Cazorla y del Segura; aporta valiosos estudios estratigráficos y paleogeográficos, y establece biocronoestratigrafía de la zona, corrigiendo las mencionadas atribuciones erróneas de FOUCAULT (1971).

En 1979 AZEMA et al. resumen las microfacies características del Jurásico y Cretácico de las zonas externas de las Cordilleras Béticas.

GARCÍA HERNÁNDEZ, LÓPEZ GARRIDO y OLORIZ (1979), en un estudio sobre el Oxfordiense y Kimmeridgiense inferior de la zona Prebética occidental, realizan varios cortes en esta región (cercanías del Chorro y de la Viñuela).

En varios trabajos de VERA (1979, 1981, 1988) y VERA et al. (1984) se exponen consideraciones se síntesis de la paleogeografía y sedimentología del Mesozoico de las zonas externas.

RODRÍGUEZ ESTRELLA (1979) realiza una síntesis geológica e hidrogeológica en la zona prebética comprendida entre Alcaraz, Lietor y Yeste.

En 1982 BAENA y JEREZ publican su síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la meseta y la zona Bética, publicada por el IGME, importante documento de recopilación bibliográfica y propuesta de leyenda para las zonas externas.

MARTÍN ALGARRA (1987) realiza interesantes consideraciones sobre la evolución geológica alpina del contacto entre las zonas externas e internas.

ROLDAN y GARCÍA-CORTES (1988) y ROLDÁN (1988) aportan nuevos datos para la comprensión de la evolución neógena de la depresión del Guadalquivir en el sector comprendido entre Baeza y Espejo. Con las ideas expuestas en estos últimos trabajos ROLDÁN et al. (en prensa) confeccionan la Hoja de Baeza, vecina al Oeste de la de Cazorla.

ACOSTA y GARCÍA HERNÁNDEZ (1988) llevan a cabo estudios sobre el Lías y Dogger del Gilillo y ACOSTA, GARCÍA HERNÁNDEZ y CHECA (1988) describen las bioconstrucciones esponjas y estromatolitos del Oxfordiense.

Por último ACOSTA (1989) defiende su Tesis de Licenciatura sobre el Jurásico de un

sector de la Sierra de Cazorla.

1.3. ENCUADRE GEOLÓGICO

La Hoja de Cazorla se localiza geológicamente a caballo entre depresión del Guadalquivir y la zona Prebética. Al Subbético no pertenecen más que los olistolitos englobados en los materiales de la depresión. En cuanto a la zona Prebética, en la Hoja afloran tanto el Prebético externo como el interno.

Las Cordilleras Béticas representan el extremo occidental del conjunto de cadenas alpinas europeas. Es una zona que, al igual que el borde norte africano, se ha visto afectada durante la mayor parte del Mesozoico y sobre todo durante el Terciario, por fenómenos tectónicos mayores relacionados con la apertura del Atlántico y con la colisión de las placas europea y africana.

Tradicionalmente se distinguen, en las Cordilleras Béticas, las zonas internas y las zonas externas, de acuerdo con la concepción clásica del geosinclinal; las zonas internas presentan deformaciones profundas que afectan al zócalo y están acompañadas de metamorfismo, mientras que las zonas externas se caracterizan por una cobertura plegada en la que llegan a desarrollarse mantos de corrimiento.

Las zonas externas se han dividido en dos grandes zonas: el Prebético, termino definido por BLUMENTHAL (1927) y el Subbético (BERTRAND y KILIAN, 1889). Algunos autores (FOUCAULT, 1960-62 o RUIZ ORTIZ, 1980) distinguen una unidad o dominio intermedio, situado paleogeográficamente entre ambos, si bien para otros (BAENA y JEREZ, 1982) se trataría de un subdominio de la zona Subbética.

El Prebético es la zona más próxima a la meseta y en él predominan sedimentos asociados a medios marinos someros e incluso continentales. La sedimentación en la zona prebética está directamente influida por su proximidad al borde de la meseta. No aflora en ningún punto el zócalo hercínico. En líneas generales las series estratigráficas mesozoicas y terciarias son más completas, potentes y de carácter más marino hacia las regiones más internas, es decir en nuestra zona hacia el E-SE. Este hecho ha motivado una división de la zona en diversos dominios paleogeográficos (LÓPEZ-GARRIDO, 1971, FOUCAULT, 1971, JEREZ, 1973 o BAENA y JEREZ, 1982), atendiendo a las características estratigráficas y a veces tectónicas de los mismos.

De acuerdo con JEREZ (1973) y BAENA y JEREZ (1982) la zona Prebética se divide en dos dominios: el Prebético externo y el Prebético interno. La principal característica del Prebético externo es la ausencia o escaso desarrollo (con grandes lagunas estratigráficas) de los materiales correspondientes al Jurásico superior y Cretácico inferior, aflorando en cambio ampliamente los del Lías y el Dogger. En cambio, en el Prebético interno

las series se hacen cada vez más potentes hacia el E-SE en nuestra zona (hacia el SE en regiones más orientales) y el Jurásico superior y Cretácico inferior se encuentran bien representados con frecuentes niveles carbonatados correspondientes a plataformas marinas someras.

BAENA y JEREZ (1982) aportan criterios para la subdivisión de estos dos dominios en subdominios (Prebético externo septentrional, central, meridional, Prebético interno septentrional, central y meridional). Estas subdivisiones no están aceptadas de forma tan general como las de Prebético interno y externo, aunque se basan en criterios estratigráficos claros. En la Hoja de Cazorla aflorarían los tres Prebéticos externos así como el Prebético interno septentrional.

En cuanto al Subbético, se sitúan en la actualidad en posiciones más meridionales que la zona Prebética y presenta facies pelágicas, más o menos profundas durante gran parte del Jurásico y todo el Cretácico. En función de las características sedimentarias del Jurásico (a partir del Domeriense), se divide en tres dominios: Externo, Medio e Interno (de Norte a Sur, respectivamente).

El Subbético externo corresponde a un sector con escasa subsidencia, siendo muy frecuente las series condensadas.

El Subbético medio representa el sector más subsidente de la zona Subbética lo que, unido a la notable tasa de sedimentación, hace que se caracterice por tener las series más potentes. Entre sus litologías destacan las margas, las radiolaritas y, en algunas regiones, materiales volcánicos submarinos.

Por último, el Subbético interno corresponde al sector de menor subsidencia y se caracteriza por materiales calcáreos de plataforma.

En conjunto la zona Subbética debió desarrollarse sobre la corteza continental adelgazada correspondiente a la placa europea.

Entre el Prebético y el Subbético, como se ha comentado, existe para algunos autores un dominio intermedio (Subbético externo septentrional para otros) que se caracteriza por sus potentes series entre las que destacan las turbiditas del Malm y del Cretácico Inferior.

No afloran en la Hoja de Cazorla materiales de zonas más internas (Circumbética y Bética) por lo que nos limitaremos a una muy breve reseña de las mismas. La zona Circumbética se divide de Norte a Sur, en los tres complejos siguientes: Alta Cadena, Predorsaliana y Dorsaliana; constituye el enlace entre el Subbético interno y la Zona Bética; ésta última se caracteriza por haber sufrido procesos tectónicos de alto rango con me-

tamorfismo. En ella se distinguen tres dominios superpuestos que, de muro a techo, son: Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide. No presentan materiales posteriores el Trías excepto éste último.

La sedimentación en el área en estudio es más o menos continua hasta el Dogger (prebético externo) o el Cenomaníense-Turoníense (prebético interno), registrándose tan sólo discordancias de carácter local. A partir del Turoníense, el prebético de la Hoja queda emergido. Durante el Aquitaniense-Burdigaliense inferior colisionan las placas europeas y africana, produciéndose importantes deformaciones a nivel regional y cambios paleogeográficos notables en las zonas más internas (Subbético y Circumbético).

Durante el resto del Mioceno se detectan varias fases tectónicas de mayor o menor intensidad. En el Langhiense superior, con una transgresión generalizada, se desarrolla una tectónica de desgarre de componente OSO, que produce la fragmentación de las zonas externas en bloques (algunos de los cuales pasa a comportarse como exótico) y crea pronunciadas fosas entre ellos. Estas fosas son rápidamente rellenadas por vertidos gravitacionales de materiales poco consistentes de los relieves adyacentes y por extrusiones de materiales triásicos. Así ocurre en la mitad occidental de la Hoja, perteneciente a la Depresión del Guadalquivir.

Durante el Tortoníense se produce otro impulso tectónico compresivo que reactiva fracturas anteriores y estructuran definitivamente las sierras prebéticas.

2.- ESTRATIGRAFIA

Las edades de los materiales aflorantes en la Hoja de Cazorla están comprendidas entre el Triásico y el Cuaternario.

Dadas las notorias diferencias paleogeográficas existentes entre el Prebético y la Depresión del Guadalquivir, se tratarán en dos subcapítulos diferentes los conjuntos litológicos distinguídos en la cartografía de cada uno de los dos dominios citados, siguiendo, en ambos, un orden cronoestratigráfico. No obstante, las unidades miocénicas y cuaternarias del dominio prebético serán descritas junto con las correspondientes de la Depresión del Gudalquivir, debido a sus mayores relaciones paleogeográficas.

2.1. MESOZOICO PREBETICO

Los sedimentos mesozoicos prebéticos afloran en la mitad oriental de la Hoja de Cazorla donde conforman los relieves de las sierras. Abarcan desde el Triásico hasta el Cretácico superior.

2.1.1. Triásico

Dentro de este sistema se han cartografiado dos unidades, representadas ambas en la depresión que el río Guadalquivir excava entre las sierras de Cazorla y del Pozo.

2.1.1.1.- Arenas, limos y arcillas versicolores (1)

Esta unidad cartográfica está constituida por arenas rojas y blancas, limos y arcillas versicolores. La mala calidad de los afloramientos afloramientos impide determinar la potencia total de la unidad. Aparentemente, pueden medirse cerca de 500 metros aunque es muy probable que correspondan a una acumulación tectónica o halocinética. Regionalmente se le atribuye una potencia del orden de los 200 a 300 metros. La falta de datos paleontológicos impide una datación precisa. A pesar de la intercalación carbonatada que se describe en el epígrafe siguiente, la similitud de facies a techo y muro de la misma tampoco permite atribuir estas facies al Keuper o al Buntsandstein, por lo que se consideran como Triás indeferenciado.

Los contactos con los materiales jurásicos o más modernos son claramente tectónicos o mecánicos.

2.1.1.2. Calizas negras tableadas. ¿Muschelkalk? (2)

Intercaladas entre la serie detrítica anterior, aparecen unas calizas tableadas de color oscuro y con una potencia reducida, no superior a los ocho metros. La estratificación es muy marcada y en ocasiones nodulosa; se dispone en capas centimétricas. Se trata de un nivel constante aunque con pequeñas variaciones de potencia. Por sus características litológicas se atribuyen a las facies Muschelkalk.

2.1.2. El ciclo sedimentario jurásico

Se incluyen dentro del ciclo sedimentario jurásico, los sedimentos depositados entre el Lías y el Valanginiense inferior. La razón de incluir estos últimos sedimentos cretácicos entre los del ciclo jurásico es que todos ellos constituyen un ciclo eustático (de tercer orden, sensu VAIL et al. 1984) con subida del nivel de mar, que alcanza su máximo en el Oxfordiense medio-Kimmeridgiense, y con el correspondiente descenso hasta el Valanginiense medio. El ciclo se compone de varias secuencias deposicionales (MITCHUM et al., 1977), todas ellas carbonatadas y sin terrígenos de cuarzo con excepción de la última que preludia ya la abundancia terrígenos del ciclo cretácico inferior.

No se ha localizado el límite inferior de este ciclo sedimentario jurásico, aunque vendría dado por la aparición de la sedimentación carbonatada sobre los materiales arcillosos del Triás.

Las unidades cartográficas diferenciadas corresponden a una o varias secuencias deposicionales:

2.1.2.1. Dolomías grises masivas y calizas oolíticas a techo. Lías-Dogger (3)

En la mayor parte de las sierras de Cazorla y del Pozo, así como en las colinas de Chilluevar, la macrosecuencia del Lías-Dogger está representada por casi 500 metros de dolomías masivas grises a techo de las cuales aparecen hasta 50 metros de calizas oolíticas blancas, atribuibles al Dogger; éstas últimas pueden estar completamente dolomitizadas constituyendo entonces típicas dolomías con grandes romboedros de dolomita. No obstante ni éstas ni las calizas oolíticas están presentes en las colinas de Chilluevar por haber sido objeto de erosión.

El límite superior de esta unidad corresponde a una discontinuidad estratigráfica marcada por un "hard ground", biocorrosiones o costras ferruginosas bajo las calizas del Oxfordiense-Kimmeridgiense. En las Colinas de Chilluevar el Cretácico inferior yace directamente sobre las dolomías del Lías, no observándose costras, biocorrosiones ni "hardgrounds", lo cual aboga en esta área por la emersión y posterior erosión de la plataforma.

La macrosecuencia Lías-Dogger se sedimentó en un medio de plataforma carbonata somera con una profundización final correspondiente a las calizas oolíticas.

2.1.2.2.- Dolomías masivas, calizas blancas y arcillas. Lías (4).

En la escama del Gilillo y especialmente en las proximidades de este vértice, puede realizarse un excepcional corte del Lías por haberse preservado de la total dolomitización que en el resto de la Hoja lo afecta. Sobre unos cien metros visibles de dolomías grises se apoyan 40 metros de calizas blancas, todo lo cual constituye una primera secuencia deposicional que denominamos J₁ y que termina en una importante discontinuidad marcada por claras muestras de edafización y erosión. Las calizas se organizan en secuencias elementales de algo más de un metro de potencia constituidas, de muro a techo, por calizas oncolito-bioclásticas de *Lithiotis* (sobre todo *Gervilloperna*), a veces en base erosiva, biomicritas con foraminíferos y algas y micritas con fenestras y laminación criptalgal.

Sobre la discontinuidad del techo de la secuencia J₁ se encuentran 10 metros de arcillas lateríticas y pisolitos ferruginosos en la base, que se van cargando de carbonatos edáficos y que constituyen la base de la segunda secuencia, (J₂); ésta continúa con unos 30 metros de calizas también blancas, dispuestas en secuencias elementales de metro y medio de espesor que comienzan por calizas tableadas oolíticas con estratificaciones cruzadas, siguen con calizas oncolítico-bioclásticas de foraminíferos y algas y terminan

con nivelitos de micritas criptalgales con fenestras. La secuencia J₂ termina con una nueva discontinuidad marcada por un "Hard-ground" y biocorrosión. Dentro de esta segunda secuencia liásica se puede reconocer una discontinuidad hacia la base de las calizas, puesta de manifiesto por la presencia de grietas de desecación y páginas ferruginosas.

En conjunto, ambas secuencias son de profundización aunque estén constituidas por secuencias elementales de somerización. Revelan la existencia de una plataforma carbonatada poco profunda que se desarrollaba tras intervalos continentales representados por las arcillas lateríticas que sellan las discontinuidades; mientras que en la secuencia inferior se desarrollaban bancos de *Lithiotis* en la plataforma interna, la secuencia superior se caracteriza por el desarrollo de barras oolíticas, fruto de una mayor profundización.

La presencia de *Haurania amijii* y de *Palaeodasycladus sp.* en la secuencia J₁ parece indicar una edad Lías inferior. La ausencia de organismos característicos del Dogger en la secuencia superior junto con la correlación de las discontinuidades de muro y techo de la secuencia J₂ con las discontinuidades que a nivel regional se producen en el Lías medio y en el límite Lías-Dogger (VERA, 1988; GARCIA-HERNANDEZ et al., 1989) abogan por una edad Lías medio-superior para la segunda secuencia (J₂). El conjunto de la unidad cartográfica (secuencias J₁ y J₂) corresponde pues al Lías.

2.1.2.3.- *Lutitas, dolomías masivas y calizas oolíticas. Dogger (5).*

En la escama del Gilillo, donde se ha podido cartografiar la unidad anterior, y sobre la discontinuidad de techo del Lías responden algo más de diez metros de arcillas abigarradas y, sobre estas, 200 metros de dolomías grises con grandes romboedros; el conjunto determina con diez a treinta metros de calizas oolíticas blancas, variando su potencia en función del avance mayor o menor del frente de dolomitización. El techo de la unidad cartográfica viene marcada por una gran discontinuidad manifestada por costras ferruginosas, biocorrosiones y fondos endurecidos ("hard grounds"). Toda esta unidad cartográfica constituye la tercera secuencia jurásica (J₃), que como las dos anteriores es de profundización.

En las calizas se desarrollan secuencias elementales de somerización con potencias medias de dos metros y que comienzan con barras oolíticas con estratificaciones cruzadas sobre bases más o menos erosionadas, siguen con calizas oncolíticas y oolíticas con foraminíferos y algas, y terminan con micritas con Carofitas y Ostrácodos.

Sedimentológicamente continúan las características de plataforma somera que se instala sobre un episodio continental. Las barras oolíticas toman mayor importancia como resultado de la mayor profundidad con respecto al Lías y es de notar el desarrollo de zonas palustres en las márgenes de la plataforma, a juzgar por la presencia de Caro-

fitas y Ostrácodos.

En cuanto a la cronoestratigrafía, la presencia de *Mesoendothyra croatica* y la posición estratigráfica de la unidad indican una edad Dogger.

2.1.2.4.- *Calizas nodulosas y ritmita margoso-calcárea. Oxfordiense-Kimmeridgiense inferior.* (6).

Esta unidad cartográfica está formada por dos secuencias deposicionales (J_4 y J_5), la primera de las cuales es de profundización y corresponde al Oxfordiense; en la segunda, correspondiente al Kimmeridgiense inferior, se inicia la somerización del ciclo jurásico, tras el máximo eustático alcanzado.

Las transgresión oxfordiense provocó la desaparición de la plataforma del Lías-Dogger por lo que sobre el "hardground" del techo del Dogger se encuentran entre 15 y 25 metros de carbonatos pelágicos, correspondiendo los mayores valores de potencia a las series más occidentales de la Hoja de Cazorla y los menores valores a las series más orientales. Entre estos carbonatos pelágicos se diferencian, de muro a techo las facies siguientes: un primer banco de caliza fosilífera pelágica, de espesor decimétrico (hasta 70 cm) y que puede llegar a faltar, situado directamente sobre el "hardground" y constituido por abundante macrofauna desorganizada y fragmentada, pisolitos ferruginosos y numerosas superficies ferruginosas erosivas; el color es pardo-amarillento o pardo-rojizo. En este nivel, de gran condensación, se incluye la biozona *Antecedens* del Oxfordiense medio. Sobre este nivel o directamente sobre el "hard-ground" se encuentran dos o tres metros de calizas nodulosas de tipo "wackestone" o "packstone" peletoidales (más masivas hacia el Este), con numerosos restos de organismos y en facies de "Ammonítico Rosso" aunque no siempre predomina el color rojo. Estos niveles representan las biozonas *Antecedens* pro parte y *Riazi* del Oxfordiense medio. Por último, con potencias variables entre 10 y 20 metros según los sectores, aparece una alternancia rítmica de calizas y margas de color beige-grisáceo. Las calizas se presentan en bancos, en ocasiones amalgamados, de 30 a 50 cm y suelen ser "wackestones" paletoídicales ricas en fragmentos muy pequeños de crinoides. Algunos ripples y laminaciones paralelas a techo indicarían episodios de suaves corrientes de turbidez. La presencia de Ammonites permite detectar las biozonas *Riazi* pro parte, *Bifurcatus*, *Bimammatum* y *Planula*, estas tres últimas del Oxfordiense superior. En las áreas más occidentales (escamas de Cazorla y del Chorro) se desarrollan a techo de las calizas nodulosas y, especialmente, en la sucesión rítmica margoso-calcárea, bioconstrucciones de esponjas y estromatolitos, estudiadas recientemente por ACOSTA et al. (1988), ACOSTA (1989) y MARTIN ALGARRA et al. (1990). Con esto termina la secuencia deposicional J_4 caracterizada por un ascenso eustático que transforma la plataforma prebética del Lías-Dogger en una rampa hemipelágica con progresivamente mayor profundidad, subsidencia y tasa de sedimentación. Estas dos últimas debieron ser mayores en el área occidental de la rampa dando origen a la mayor

acumulación de sedimentos. La presencia de bioconstrucciones de esponjas y corales en este sector aboga por una disminución de la profundidad hacia el Oeste, es decir, por una paleopendiente hacia el Este.

Además de los estudios paleontológicos de los trabajos de ACOSTA et al. (1988) y ACOSTA (1989), durante la cartografía de la Hoja se han recolectado *Gregoryceras fouquei* (KLILIAN), *Sowerbyceras tortisulcatum* (D'ORBIGNY), *Lithacoceras richei* (DE RIAZ), *Holcotypus sp.*, *Perisphinctes antecedens* SALFELD, *Taramelliceras sp.*, *Perisphinctes bifurcatus* (QUENSTEDT), *Phylloceras sp.*, *Glochiceras sp.*, *Epipeltoceras treptense* ENAY, *Epipeltoceras bimammatum* (QUENSTEDT), *Holcopylloceras sp.*, *Orthosphinctes polygiratus* (REINECKE), *Aspidoceras aff. rafaeli* (OPPEL) *Idoceras planula* (ZIETEN), *Euaspidoceras perarmatum* (SOWERBY), *E. Costatum* (DOR), *Trimarginites arolicus* (OPPEL), *Ochetoceras sp.*, *Orthosphinctes sp.*, *Terebratulidae*, *Balanocrinus sp.*, *Disaster granulosus* (GOLDFUSS), *Pholadomya, sp.*etc... que indican una edad, para esta secuencia deposicional, del Oxfordiense medio y superior.

Un importante paquete de margas anóxicas oscuras en las series occidentales o bien un importante “**Hardground**” con bioturbación y condensación de fauna en las series orientales (a partir de la escama de Gilillo) marcan el límite de las secuencias J₄ y J₅. La secuencia J₅, con la que termina la presente unidad cartográfica, está compuesta por una potente alternancia rítmica de margas y margocalizas con bancos de 25 a 40 cm. La serie, debido a una subsidencia diferencial, disminuye progresivamente de potencia hacia el Este, pasando de 150 m en las escamas de Cazorla y del Chorro a unos 80 metros en la de Viñuela. Se trata de una secuencia estratocreciente compuesta por secuencias elementales generalmente estratocrecientes que comienzan por intercalaciones margosas de espesor apreciable. En su conjunto la secuencia también va cargándose hacia el techo de niveles calizos que en la parte media-superior desarrollan pequeños “**ripples**” y bioclastos redepositados. Las microfacies de la parte baja de la secuencia corresponden a micritas azoicas muy oscuras (“**mudstone anóxico**”) mientras que en la parte alta son “**wackestones**” peletoidales con escasos radiolarios, pequeños foraminíferos bentónicos y *Globochaetes*, así como “**packstones**” de bioclastos resedimentados. En estos últimos niveles se han hallado *Phylloceras sp.*, *Pholadomya sp.*, equinídos, etc...

La interpretación sedimentaria de esta secuencia pone de manifiesto el paso de unos depósitos profundos y anóxicos, dentro de una plataforma en rampa más acentuada que en el Oxfordiense (fuera de la Hoja se han detectado fenómenos de deslizamiento o “**slumping**”), a unos depósitos más someros, de plataforma interna, con resedimentación de elementos bioclásticos procedentes de las zonas menos profundas adyacentes. Se trata pues de una secuencia de somerización.

La fauna por nosotros encontrada no permite una datación precisa de la secuencia J₅ pero otros autores han localizado Ammonites correspondientes al Kimmeridgiense

inferior (biozona de *Platynota*).

La edad de la unidad cartográfica es pues Oxfordiense-Kimmeridgiense inferior.

2.1.2.5.- *Calizas en bancos gruesos, localmente dolomitizados. Kimmeridgiense superior-Portlandiense medio, en facies Purbeck.* (7).

En tránsito gradual con la anterior unidad cartográfica aparecen 100 a 200 m (la potencia aumenta hacia el Este) de calizas de tipo “wackestone” a “packstone” con abundantes microorganismos. Los bancos son gruesos (hasta 1 metro) y el color es café con leche a pardo-grisáceo. Hacia la base aparecen niveles de barras bioclásticas con gasterópodos (*Nerinea sp.*) y abundantes secciones de *Campbelliella striata* (CAROZZI). También hacia la base pueden aparecer biostromos de estromatópóridos y corales, generalmente dolomitizados. En el resto de la unidad, los microorganismos más frecuentes son los *Lituólidos* como *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER), *Valvulinidos*, *Textuláridos*, *Trochamnídios*, algas dasycladáceas como *Clypeina jurassica* FAURE, C. *Solkani* CONRAD et RAIDOCIC, *Salpingoporella annulata* PIA, *Actinoporella podolica* ALTH, *Heteroporella lemmensis* (BERNIER) y otras algas como *Taumathoporella parvovesiculifera* (RAINIERI), *cayeuxia gr. piae* FROLLO y *Permocalculus sp.*

El conjunto de características sedimentológicas y paleontológicas apuntan hacia un medio submareal de plataforma muy somera dentro de la tendencia de somerización iniciada en el Kimmeridgiense inferior; con estos depósitos se inician las Facies Purbeck.

La edad suministrada por la microfauna es Kimmeridgiense inferior-Portlandiense medio.

2.1.2.6.- *Calizas blancas recristalizadas. Kimmeridgiense superior* (8).

En las series más occidentales la unidad anterior presenta en su base unas facies de “rudstones” blancos y muy recristalizados de características paraarrecifales con corales, estromatópóridos y algas incrustantes del tipo *Lithocodium-Bacinella*. En la escama de Viñuela (donde se encuentran los afloramientos más occidentales de las Facies Purbeck) estas calizas blancas son los únicos sedimentos que afloran sobre la ritmita del Kimmeridgiense inferior y sobre ellas se apoyan directamente los materiales del Aptiense-Albiense.

Su potencia no suele sobrepasar los 40 metros siendo generalmente del orden de 20 metros.

En los primeros bancos de la unidad (7) anteriormente descrita, que descansan sobre las calizas blancas recristalizadas, se ha encontrado *Campbelliella striata* (CAROZZI) del

Kimmeridgiense superior; por consiguiente, la edad de estas calizas paraarrecifales blancas es, por posición estratigráfica, Kimmeridgiense superior.

2.1.2.7.- *Alternancias métricas de calizas y margas. Portlandiense superior-Berriasiense inferior en facies Purbeck* (9).

Gradualmente las calizas de la unidad (7) pasan a presentar intercalaciones margosas en forma de alternancias de calizas bien estratificadas, en bancos de 30 cm a 1 m y espesores similares de mar gas. La potencia de esta unidad va aumentando hacia el Este, alcanzando los 400 metros.

Las facies presentes se organizan en secuencias elementales de somerización, de dimensiones métricas y que comienzan por calizas muy poco fosilíferas (sólo algunos Miiliódidos) de tipo "mudstone" con fenestras, de ambiente submareal muy restringido a intermareal. Sobre estas calizas aparecen micritas con laminación criptagal y, frecuentemente, grietas de desecación, de claro carácter supramareal. Por último, las secuencias elementales terminan con margas edáficas o palustres y muy rara vez con calizas grises y fétidas con cantos negros de origen palustre. Intercalados entre estas secuencias aparecen bancos de conglomerados ferruginosos, polícromos (generalmente pardo-oscuros), bien estratificados y con espesores que oscilan entre unos decímetros y algunos metros. Los cantos son de tamaño fino a medio, abundando los pisolitos ferruginosos y litoclastos. Se interpretan como depósitos de barras mareas que recorrían la llanura marea donde se sedimentaban las secuencias de somerización descritas, y que englobaban cantos de las áreas emergidas adyacentes.

La presencia de *Clypeina jurassica* (SOLA) permite datar esta unidad como Portlaniense superior-Berriasiense inferior, encontrándose por consiguiente dentro de ella el límite Jurásico-Cretácico.

El conjunto de las unidades cartográficas 7, 8 y 9 constituyen una secuencia de somerización que denominamos J₆.

2.1.2.8.- *Calizas bioclásticas y calcarenitas con cuarzo. Berriasiense superior-Valanginense inferior en facies Purbeck* (10).

En la Sierra del Pozo y sobre las calizas y margas anteriormente descritas se inician de forma neta y mediante contacto paraconforme 300 a 400 m (las potencias vuelven a aumentar hacia el Este) de calcarenitas muy cuarzosas con estructuras de corriente, calizas bioclásticas con *Nerineas*, estromatopóridos y bivalvos, así como calizas ("wackestones" o "packestones") de Foraminíferos, algas dasycladaceas e incrustantes y oncolitos. Hacia el techo de la serie comienzan a aparecer calizas micríticas de color claro a gris carbonoso, en ocasiones ricas en oogonios y tallos de carofitas. El conjunto consti-

tuye la última secuencia de somerización (J₇) de lo que hemos venido denominando Ciclo Sedimentario Jurásico. Las secuencias elementales, también de somerización, presentan espesores del orden de los 30 a 40 m y comienzan a veces por niveles de arenas con cantos de cuarcita (depósitos de tipo "lag" o rezagos) a los que siguen las calcarenitas, calizas bioclásticas, calizas de foraminíferos y, por último, calizas y margas con carofitas. Los episodios margosos pueden llegar a tener potencias cartografiadas y se describen en el apartado siguiente.

Todos estos materiales debieron sedimentarse en una plataforma poco profunda y, en contraste con la que existía hasta entonces, con mayor energía y aporte de sedimento detrítico (probablemente un lagoon mixto de tipo estuarino). La elevada energía provocaba la formación de barras sobre las que podrían crecer, en ocasiones, pequeñas bioconstrucciones de estromatopóridos, rápidamente desestabilizadas y removilizadas junto con otros organismos (gasterópodos y bivalvos). Las áreas menos afectadas por la incursión de terrígenos servirían de biotopo para Foraminíferos y algas. Por último, en las zonas marginales se desarrollarían marjales de Carofitas en lugar de las llanuras de mareas de la unidad cartográfica anterior.

Las muestras tomadas en esta unidad han suministrado *Pseudocyammina lituus* (YOKOYAMA), características de la misma, *Trocholina alpina* LEOPOLD, *T. elongata*, *Recocyclamina gr. chouberti* HOTTINGER, *Nautiloculina sp.*, *Trochaminidae*, *Salpingoporella annulata* PIA, *Triploporella neocomiensis* RADOICIC, *Kopetdagardia iailensis* MASLOV, *Lithocodium-Bacinella*, y curiosamente, en las inmediaciones de la Casa Forestal de los Callados y a techo de estos materiales, *Calpionellites sp.*, forma de medios menos restringidos, si bien su presencia en estas series es extraordinariamente excepcional.

La macrofauna también es muy significativa, destacando abundantes formas de *Natica leviathan* PICT. et CAMP, *Nerinea* (que llegan a formar bancos lumaquélidos), *Diceratidae* (primeras rudistas), etc...

Todos estos datos paleontológicos permiten asignar una edad Berriasiense superior-Valanginiense inferior a esta unidad.

2.1.2.9.- *Margas con carofitas. Berriasiense superior-Valanginiense inferior en facies Purbeck.* (11).

A techo de las secuencias de somerización de la unidad anterior aparecen en ocasiones y sobre todo en la parte superior de la serie, paquetes de margas grises a verdosas que alcanzan espesores variables entre el metro y los 35 m. En este último caso su entidad permite diferenciarlas en la cartografía.

Su contenido micropaleontológico consiste básicamente en Ostrácodos y carofitas

del Berriasiense-Valanginiense, entre las que se han clasificado *Perimneste gr. micranda* GRAMBAST y *Globator gr. trochiliscoides* GRAMBAST.

2.1.3.- El ciclo sedimentario del Cretácico inferior.

Se incluyen aquí los materiales depositados entre la transgresión del Valanginiense y la sedimentación de las facies Utrillas en el Albiense superior.

2.1.3.1.- Margas arenosas con *Exogyras* y *Ammonites*, y calcarenitas. Valanginiense superior-Hauteriviense. (12).

Esta unidad cartográfica se inicia en un “hard ground” muy desarrollado a techo de la unidad 10, originado por la transgresión Valanginiense que ahogó la plataforma hasta entonces existente. Este “hard ground” presenta una importante costra ferrugíosa además de cavidades irregulares de varios decímetros de profundidad que podrían interpretarse como superficies paleokársticas originadas por emersión previa a la subida del nivel del mar, tal como ocurre en el Prebético de áreas más orientales (Alicante).

Sobre el “hard ground” reposan 15 a 30 m de margas amarillentas, arenosas a techo, con calizas ocres y con una rica asociación de bivalvos (*Exogyras*), cefalópodos (*Ammonites*), equinídos, braquiópodos y gasterópodos. Sobre estos materiales aparece un nivel de arenas y unos 50 m de calcarenitas pardo-amarillentas en bancos gruesos que intercalan niveles removilizados (barras) de corales y bivalvos. Las microfacies corresponden a calizas bioclásticas, generalmente coralinas y a menudo oolíticas, que pueden estar en ocasiones parcialmente dolimitizadas.

En conjunto se trata de una secuencia somerizante (Ci_1) ya que las margas se debieron depositar en una plataforma marina abierta no excesivamente profunda (coexisten *Ammonites* y *Exogyras*) que progresivamente se haría más somera, con mayor desarrollo de los terrígenos gruesos y por tanto con mayor energía al situarse por encima del nivel de base del oleaje, lo que permitiría el desarrollo de barras con materiales coralinos.

La macrofauna clasificada está constituida por *Neolissoceras grassianum* (D'ORB), *Olcostephanus hispanicus* (MALLADA), *Holcodiscus caillaudi* (D'ORB), *Harpagodes sp.*, *Olcostephanus astierianus* (D'ORB), *Neocomites cf. neocomiensis* (D'ORB), *Kilianella sp.*, *Turmacineras sp.*, *Caenholectypus macropygus* DESOR; *Duvalia dilatata* (BLAINVILLE) *Toxaster sp.*, *Lopha aff. gregaria* (SOWERBY), *Lamellaerhynchia aff. compresa* (LAMARCK) y *Cyclothyris sp.* Todo ello permite datar la unidad como Valanginiense superior-Hauteriviense.

2.1.3.2.- Calizas y margas lacustres, calizas con orbitolínidos y, localmente, arrecifes coralinos. Primer episodio Urgoniano. Barremiense-Aptiense inferior (13).

Sobre los materiales que se acaban de describir se desarrolla la primera secuencia urgoniana (Ci_2) que comienza bruscamente por calizas y margas con carofitas y cantes negros. Las calizas se presentan en bancos gruesos de color blanco-grisáceo a blanco-verdoso con señales de edafización a techo. Las margas son de color gris oscuro e intercalan lechos calizos arriñonados. Abundan los oogonios y talos de carofitas así como los cantes negros (**cailloux noirs**). Sobre estos niveles, que apenas alcanzan los 10 m de potencia, se superponen calizas blancas con rudistas (Requínedos) dispersas en una matriz micrítica con Miliólidos, así como calizas de color "beige" ricas en Orbitolínidos y algas. Se disponen en niveles delgados (de hasta 30 cm) con un espesor total de unos 3 m. Por último, en las zonas más orientales (alineaciones de Calarilla y Cabeza del Tejo) la serie termina con unas barras pardas con estratificaciones cruzadas y abundantes Orbitolínidos planos (Palorbitolinas) y sobre aquellas, niveles pararrecifales con corales, estromatopóridos y algas incrustantes.

En total esta unidad cartográfica alcanza una potencia máxima de 15 m, estando biselada por la erosión intra-Aptiense, de tal manera que en los afloramientos más occidentales sólo aparecen los primeros bancos lacustres, mientras que apenas se alcanzan los niveles arrecifales en el Este de la Hoja.

En conjunto esta primera secuencia urgoniana es de profundización, evolucionando desde un medio palustre a medios de lagoon y pararrecifales.

La edad de una unidad es Barremiense-Aptiense inferior y viene dada por la presencia de formas primitivas de *Atopochara trivolvis* PECK en los niveles palustres, así como de *Orbitolinopsis praesimplex* SCHROEDER, *O. gr. kiliana* (PREVER), *Devertina filipesari*, *Palorbitolina lenticularis* (BLUMEMB), *Salpingoporella muehlbergii* LORENZ, etc.

2.1.3.3.- Arcillas con pisolitos ferruginosos, margas verdes, dolomías y calizas. (segundo episodio urgoniano). Localmente arenas (facies Utrillas) Aptiense superior-Albiense (14).

La base de esta unidad cartográfica constituye una importante discontinuidad. Por su carácter expansivo, la segunda secuencia urgoniana (Ci_3) se apoya de forma erosiva sobre materiales del Lías en las colinas de Chilluevar, del Dogger o del Malm en la Sierra de Cazorla, y del Cretácico inferior en la Sierra del Pozo. Comienza con un nivel muy continuo y característico de arcillas pardas con pisolitos ferruginosos o de conglomerados de pisolitos con una potencia media de 50 cm aunque puede llegar a alcanzar algo más de 1 m. Su carácter edáfico-laterítico es bastante manifiesto. A continuación aparecen cerca de 70 m de alternancias de margas verdes con *Atopochara trivolvis* PECK y

calizas pardas arriñonadas, generalmente dolomitizadas y con huellas de edafización a techo; cuando la dolomitización no afecta las calizas (cosa que no es infrecuente en la Sierra del Pozo) pueden reconocerse microfacies de "mudstones" y "wackestones" de Carofitas en la base y de los Miliólidos (*Pseudotriloculinas*) con pequeños Textuláridos y muy raras *Mesorbitolininas*. Estas alternancias constituyen una sucesión estratocreciente de carbonatos , predominando por ello las margas en la parte baja. Por último a techo se reconocen 10 a 15 m de calizas blancas con rudistas (Caprínidos), a menudo preservadas de la dolomitización excepto en las series más occidentales. Son calizas micríticas en bancos netos de espesores regulares en torno al medio metro; en las partes bioturbadas llenas de sedimento calcarenítico se encuentra una asociación de *Neorbitolinopsis conulus* SCHROEDER y *Cuneolina pavonia parva* D'ORB que data la parte baja del Albiense superior. Este hecho, junto con la presencia de *Atopochara trivolvus* PECK en las calizas pardas, permite datar esta secuencia como Aptiense superior-Albiense superior.

En cuanto a la génesis de estos sedimentos, puede decirse que tras el episodio continental con erosión y edafogénesis (pisolitos ferruginosos) se vuelve a instalar la plataforma urgoniana en una secuencia estratocreciente de profundización hasta alcanzar un medio de lagoon s. str.

Dentro de esta unidad cartográfica se han incluido las arenas de la facies de Utrillas que descansan sobre los materiales anteriormente descritos a través de una importante discontinuidad que pone fin a los sedimentos urgonianos. No obstante, las arenas del Utrillas tienen una presencia anecdótica en la Sierra del Pozo (donde se reducen a algún afloramiento aislado de medio metro de potencia), alcanzan espesores de hasta 1 m en la Sierra de Cazorla aunque sin constituir todavía un nivel continuo, y sólamente están bien representadas (con potencias de hasta 40 m) en las escamas más occidentales de la S^a de Cazorla y en el sector de las colinas de Chilluevar. En esta última zona las arenas, blancas y rojizas, se ven acompañadas por cuarzarenitas y conglomerados con frecuentes estructuras canalizadas. La edad de las arenas de Utrillas se estima, por posición cronoestratigráfica, Albiense superior.

2.1.4.- El ciclo sedimentario del Cretácico superior.

Aunque en rigor este ciclo comenzaría en el depósito de la facies Utrillas, incluimos aquí los sedimentos del Cretácico superior, que en la Hoja de Cazorla abarcan desde el Cenomaniense hasta el Coniaciense.

2.1.4.1.- Dolomías pardas estratificadas con huellas de fauna. Cenomaniense inferior (15).

En continuidad sedimentaria con los terrígenos de las facies de Utrillas o directa-

mente sobre los materiales urgonianos, se desarrolla un conjunto de unos 25 m de potencia de dolomías bastante bien estratificadas con *Mesorbitolina aperta* (ERMAN) de hasta 5 cm de diámetro, *Neoiraquia sp.*, *Hensonina lenticularis* (HENSON), así como bivalvos, gasterópodos y equinídos. La microfauna caracteriza al antiguo Vraconiense (Albiense terminal-Cenomaniente inferior).

Lateralmente, los criterios diferenciadores que caracterizan a esta unidad pueden perderse, incluyéndose en esos casos en la unidad que se describe a continuación.

2.1.4.2.- *Dolomías pardas masivas. Cenomaniente (16).*

Sobre las unidades 14 ó 15 aparecen, desde la Sierra de Cazorla hacia el Este, un conjunto dolomítico que en ese mismo sentido va aumentando su potencia de 50 a cerca de 100 m.

La dolomitización ha borrado toda huella de fauna y tan sólo parecen reconocerse megaestratificaciones cruzadas unidireccionales.

Estas dolomías representan carbonatos marinos de naturaleza muchas veces bioclástica que se depositaron como consecuencia de la transgresión cenomaniente. Los pocos datos que se poseen permiten apuntar que debió de tratarse de una plataforma carbonatada abierta, en la que un importante volumen de calcarenitas pudo progradar en dicha plataforma, repartiendo ampliamente el sedimento.

La edad, por correlación con otras áreas es Cenomaniente.

Las unidades (15) y (16) constituyen el primer miembro de la trilogía dolomítica del Cenomaniente-Turoniente, que equivale a una secuencia de profundización (Cs_1).

2.1.4.3.- *Margas dolomíticas con equinídos. Conomaniente superior-Turoniente (17).*

La transgresión iniciada en el Cenomaniente alcanza su máximo con el depósito de estas margas dolomíticas y dolomicritas de color blanco-amarillento. Las dolomicritas se presentan en bancos de unos 40 cm. En las margas abundan los restos (muy afectados por la dolomitización) de equinídos y, en menor proporción, gasterópodos.

Esta unidad, de 25 m de potencia, tan sólo aparece en las series más internas del Prebético de la Hoja (al Sureste del Guadalentín) y constituye el segundo miembro de la trilogía dolomítica.

Su edad, por correlación con otras zonas, es Cenomaniente superior-Turoniente.

2.1.4.4.- Dolomías blancas y calizas oolíticas a techo. Turoniense superior-¿Coniaciense? (18).

Sobre las margas dolomíticas y dolomicritas anteriormente descritas reposan algo más de 70 m de dolomías blancas de grano muy fino. La dolomitización hace difícil el reconocimiento de estructuras y facies originales pero pueden observarse bancos de 50 a 60 cm con huellas o fantasmas de gasterópodos, lamelibranquios y corales. Hacia la parte superior pueden reconocerse laminaciones criptalgales y grietas de desecación. Se trata obviamente de una secuencia de somerización que corresponde al tercer miembro de la trilogía dolomítica del Cenomaníense-Turoniense. Su edad correspondería al Turoniense superior. Pero además, a techo de esta serie dolomítica aparecen unos metros (no llegan a 10) de calizas oolíticas blancas. Pueden observarse en las cimas próximas a la Cañada del Postero, al SE de la Hoja.

No se han obtenido datos que permitan atribuir estas calizas a una edad determinada pero, por posición estratigráfica, podría tratarse del Coniaciense. El conjunto de esta unidad cartográfica sería pues Turoniense superior-Coniaciense.

2.2.- DEPRESIÓN DEL GUADALQUIVIR Y CENOZOICO PREBETICO

Los materiales más antiguos aflorantes en la Depresión del Guadalquivir pertenecen a la Unidad Olistostrómica a cuya descripción se procede a continuación. Teniendo en cuenta que incluye extensos olistolitos de materiales triásicos, cretácicos, paleógenos y neógenos, éstos se describirán en epígrafes diferenciados.

2.2.1.- Brechas con olistolitos de materiales mayoritariamente triásicos y cretácicos. Langhiense superior-Serravalliene medio (19).

Esta unidad, conocida como “Unidad Olistostrómica” ha sido puesta de manifiesto recientemente (ROLDAN y GARCIA-CORTES, 1988 y ROLDAN, 1988) y se ha cartografiado en los últimos mapas a escala 1:50.000 que se han realizado en las provincias de Jaén y Córdoba, desde Castro del Río hasta Baeza.

La “Unidad Olistostrómica” está formada por un conjunto más o menos caótico de brechas, megabrechas, bloques y materiales redepositados y deslizados de diversas litologías entre las que predominan las arcillas, yesos y calizas del Trías. En la Hoja de Cazorla se hacen especialmente frecuentes los olistolitos cretácicos, algunos de ellos de porporciones kilométricas, y, en menor medida, los de margas y areniscas del Eoceno superior así como los de margas y calcarenitas del Oligoceno superior y Mioceno inferior-medio (hasta el Langhiense inferior). En zonas más occidentales están presentes también materiales jurásicos y del Cretácico inferior (que en la Hoja de Cazorla no aparecen o no alcanzan dimensiones cartografiables).

El origen de estos materiales es, generalmente, subbético; así ocurre en toda la superficie cartografiada de esta unidad y también en la Hoja de Cazorla donde sólo hemos localizado 2 km al N.O. de Peal, un pequeño olistolito, de dimensiones métricas e incartografiable, de margas verdosas y areniscas pardas con Orbitolinas atribuible muy posiblemente al Albense de las unidades intermedias.

El carácter sedimentario de esta Unidad queda patente en gran número de afloramientos, desgraciadamente fuera de la Hoja, donde pueden observarse secuencias de coladas de derrubios ("debris flows") y coladas de fango ("mud flows"). En la Hoja de Cazorla los afloramientos son bastantes deficientes pero, aún así, en algunas trincheras de carreteras pueden apreciarse fenómenos de deslizamiento ("slumps") muy frecuentes también en esta Unidad y que indican una paleopendiente regional hacia el O-NO. En muchas ocasiones la estratificación no es tan manifiesta, observándose brechas masivas con bloques y olistolitos, por lo que todo este conjunto se había considerado hasta ahora como Trías con bloques de diversa naturaleza. No obstante, la edad de los olistolitos más jóvenes encontrados (Langhiense inferior) junto con la edad que suministran las muestras tomadas en la matriz margosa de los materiales brechoides nos permiten atribuir una edad Langhiense superior-Serravalliene medio a esta Unidad. En concreto, la microfauna más joven encontrada en diversas muestras de la matriz está constituida por *Orbulina suturalis*, BRON., *O. universa* D'ORB., *Globorotalia menardii* PARKER, JONES et BRADY, *G. praemenardii* CUSHM. et STAIN., *G. mayeri* CUSHM. et ELLISOR, *G. scitula* (BRADY), *G. continuosa* BLOW, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *G. sacculifer* (BRADY), *G. obliquus* BOLLI, *Globigerina praebulloides* BLOW, *G. decoraperta* TAK. et SAITO, *G. venezuelana* HEDBERG y *Globoquadrina dehiscens* (CHAP., PARR. et COLLINS), que datan perfectamente el Serravalliene medio.

Es difícil, dado el aspecto caótico de la unidad, establecer su potencia; probablemente es bastante irregular, en función de la paleogeografía de la cuenca pero puede pensarse en espesores de al menos 200 m en la Hoja de Cazorla. En otros puntos de la Depresión del Guadalquivir se han citado potencias máximas del orden de los 800 m.

La génesis de estos materiales debió de tener lugar por vertido o diverticulación a la cuenca existente durante el Mioceno medio de los materiales más plásticos (Trías y Cretácico) que arrastrarían consigo al resto de los bloques y olistolitos observables. Estos vertidos pudieron originarse por distintos tipos de mecanismos: desestabilización gravitacional por fenómenos transgresivos de la recién estructurada área fuente subbética; extrusión de materiales triásicos a favor de grandes fallas de desgarre o cicatrices de cabalgamientos y, por último, recogiendo las ideas de MARTINEZ DEL OLMO et al. (1985), por irrupción en los fondos marinos de la época de extensas crestas diapíricas. Alguno de estos mecanismos, o la conjunción de todos ellos, produjo una serie de grandes movimientos en masa que, al penetrar en la cuenca, se mezclaron con materiales autóctonos si bien éstos últimos se presentan en escasa proporción dada la naturaleza

del proceso de transporte y sedimentación.

2.2.2. Olistolitos triásicos de arcillas y limolitas versicolores con yesos (20).

Se trata de lutitas con colores rojos, violáceos, ocres, verdosos si bien predomina el color rojizo; se intercalan niveles o fragmentos de yesos.

No suelen presentar estas facies estructuras de ordenamiento interno, de no ser alguna laminación paralela.

Al tratarse de olistolitos no puede deducirse la potencia original del tramo. Tampoco pueden realizarse estudios sedimentológicos dada la mala calidad de los afloramientos pero por analogía con otras areas su medio de depósito original debió corresponder a una "sabkha" con clima árido y cálido.

La falta de datos paleontológicos impide precisar la edad de este tramo.

Sin duda alguna estos materiales, con su diverticulación y caída a la cuenca, fueron de los que más han contribuido a alimentar la Unidad Olistostrómica del Mioceno medio.

2.2.3.- Olistolitos de yesos del Trías (21).

Los yesos pueden aparecer englobados dentro de las arcillas versicolores anteriormente descritas o como olistolitos. Yacen frecuentemente en masas lentejonares. Presentan en ocasiones un aspecto laminado, con intercalaciones o no de material detrítico. Otras veces son brechoides. Esta brechificación puede interpretarse como origen tectónico si bien en algunos puntos podría tratarse de brechas de yeso resedimentado. En ocasiones se asocia a dolomías grises o pardas.

Las potencias máximas de estos olistolitos o lentejones pueden alcanzar los 50 m lo cual les hace susceptibles de aprovechamiento, como en la cantera abandonada del Cortijo de D. Andrés Leal al Sur del kilómetro 19 de la carretera de Peal de Becerro a Torreperogil.

El origen de estos materiales es su precipitación en la cuenca de tipo "sabkha" ya mencionada en el epígrafe anterior.

2.2.4. Olistolitos de calizas dolomíticas del Trías (22).

Aparecen en forma de olistolitos dispersos por la Unidad Olistostrómica pero con mayor abundancia unos 4 km al Oeste y 5 km al Norte de Peal de Becerro. Se trata de

micritas, a veces dolomicritas, dismicritas y, más raramente oosparitas, negras o grises, en ocasiones algo amarillentas. Generalmente están bien estratificadas con bancos de 5 a 50 cm.

El tamaño de los olistolitos alcanza en ocasiones los 500 u 800 m, con potencias visibles del orden de los 40 m.

Por las escasas estructuras sedimentarias (ripples y laminaciones paralelas criptalgalas) pueden atribuirse a un medio mareal carbonatado.

No se han hallado pruebas paleontológicas con las que datar estas calizas pero por facies se incluyen dentro del Muschelkalk.

En los afloramientos próximos al Cerro del Copete y Cerro Plaza aparecen mineralizaciones de hierro en forma de ocres rojos y pequeños cristales de oligisto. Estas mineralizaciones han sido objeto de explotación con calicatas. También en las proximidades del km 7 de la carretera de Peal de Becerro a Santo Tomé se han podido observar fragmentos de hasta 70 cm de oosparitas con oolitos y cemento fuertemente ferruginizado.

2.2.5.- Olistolitos de ofitas triásicas (23)

Solamente aflora una masa ofítica en toda la Hoja de Cazorla. Se trata de un afloramiento decamétrico situado a unos 450 m al NW del Cortijo de Pozo Lobo (próximo al km 18 de la carretera de Peal de Becerro a Torreperogil).

2.2.6.- Olistolitos de margocalizas y margas blancas o asalmonadas, ocasionalmente con silex negro, del Cretácico superior-Eoceno medio (24).

Aunque entre los sedimentos que originaron la “Unidad Olistostrómica” se encuentran sin duda los del Cretácico inferior, como lo demuestra la presencia en muestras tomadas en margas verdes y ocres de *Globigerinelloides bentonensis* (MORROW), *Ticinella bejaouensis* SIGAL, *T. primula* LUTERBACHER, etc..., atribuibles al Albense inferior, estos materiales se entremezclan con otros de edad más moderna o constituyen olistolitos incartografiados, por lo que sólo han podido cartografiarse los del Cretácico superior-Eoceno medio.

Son materiales provenientes de la formación “Quipar-Joquera” o “Capas Rojas”, y que se han implantado en la cuenca por deslizamientos gravitacionales aprovechando su gran plasticidad.

Lógicamente esta formación está formada por una alternancia de margocalizas (biomicritas de tipo “wackestone” o “packstone”) y de margas en la que suelen predominar

nar éstas últimas. Las margocalizas se disponen en bancos de 20 a 25 cm y las margas en estratos algo más finos, entre 10 y 30 cm. El color es blanco muy limpio o asalmonado.

Algunos niveles presentan intercalaciones de sílex negro en bancos de 3 a 15 cm, como en las proximidades del Cortijo del Dehesillo (km 15,4 de la carretera de Peal de Becerro a Torreperogil), del Cortijo de los Castellones (4km al Oeste de Peal) o al Suroeste de la Sierra de Toya. Son niveles atribuibles al Turoniense así como el Eoceno medio, parte baja (Cortijo de los Castellones).

Es difícil determinar la potencia total de esta unidad, debido a los procesos de transporte en masa y disgregación que sufrió. En los olistolitos de mayor extensión (NE de la Sierra de Toya o Norte de Peal) puede alcanzar 150 m o más.

La microfauna, muy abundante en Foraminíferos planctónicos, suministra edades comprendidas entre el Cenomaniense (*Rotalipora gandolfi* LUTERBACHER et PREMOLI SILVA, *Praeglobotruncana gibba* KLAUS) y el Eoceno medio, parte baja, con *Acarinina pentacamerata* SUBBOTINA, *A. cf. spinulooinflata* (BANDY), *A. matthewsae* BLOW, *A. breodermani* (CUSHMAN et BERMUDEZ) y *Morozovella aragonensis* (NUTALL). Predominan, no obstante las muestras con edad Campaniense-Maestrichtense y Eoceno inferior-medio.

El ambiente sedimentario parece corresponder con una cuenca pelágica de poca energía, con aportes continentales muy escasos, si bien a partir del Eoceno inferior comienzan a aparecer secuencias turbidíticas con laminación paralela, intercaladas entre las margas blancas.

La presencia de algunas inclusiones de materiales triásicos ha sido explicada por algunos autores (FOUCAULT, 1966 y 1971) por la existencia de fenómenos diapíricos de edad cretácica y paleógena. Aún sin rechazar esta idea, nos parece que las mezclas de materiales que se produjeron durante el Mioceno, con motivo de los deslizamientos gravitacionales, son la causa más frecuente de la presencia de materiales triásicos en la Formación "Quipar-Jorquera" o "Capas Rojas".

2.2.7.- Olistolitos de margas y areniscas calcáreas del Eoceno superior (25).

Esta unidad cartográfica sólamente aflora en el ángulo suroccidental de la Hoja. Está constituida por un flysch formado por margas arcillosas blancas o beiges en seco y algo verdosas en húmedo, con abundante microfauna. Entre los niveles margosos se intercalan areniscas calcáreas de color ocre a gris-amarillento con potencias variables entre 10 cm y 1 m.

Sedimentológicamente se trata de una formación turbidítica, apreciándose en las areniscas las secuencias b y c de Bouma (laminación paralela y ripples de corriente). A veces también se observa granoselección en el muro de los estratos.

La microfauna planctónica está constituida por *Globigerina tapuriensis* BLOW et BANNER, *G. eocaena* GÜEMBEL, *G. praeturrilina* BLOW et BANNER, *G. venezuelana* HEDBERG, *G. hagni* GOHRBANDT, *Turborotalia cerroazulensis* (COLE), *Catapsydrax dissimilis* CUSHMAN et BERMUDEZ, *Globigerinatheka mexicana* (CUSHMAN) etc...

Aunque la datación de las facies turbidíticas es siempre problemática, sólo se ha encontrado microfauna del Eoceno superior, si bien con resedimentaciones del Cretácico y del Eoceno inferior y medio, por lo que atribuimos este conjunto a aquella unidad.

Las relaciones de esta unidad con las adyacentes con, como las de todas las descritas hasta ahora, mediante contacto mecánico al tratarse de olistolitos deslizados.

2.2.8.- Olistolitos de margas arcillosas con alguna intercalación calcarenítica. Oligoceno medio-Langhiense inferior (26).

Entre los materiales presentes en la Hoja de Cazorla no aparece ninguno del Oligoceno inferior. Sí aparecen encambio, en forma de olistolitos más o menos extensos, sedimentos que se han datado, de forma comprensiva como Oligoceno medio-Langhiense inferior. Las dimensiones de estos olistolitos alcanzan, en el S.O. de la Hoja más de 50 hectáreas. Están constituidos por margas arcillosas de color verdoso en húmedo, blanco en seco, y con aspecto de jaboncillo o escamoso. Intercalan niveles calcareníticos o calcaríridíticos con huellas de muro, laminaciones paralelas y gran cantidad de foraminíferos bentónicos (*Amphistegina*, *Lepidocyathidios*, etc...).

La mala calidad de los afloramientos no permite más que atribuir estos materiales a una cuenca pelágica con periódicos aportes turbidíticos.

El estudio micropaleontológico suministra dos grupos de faunas: una de edad oligoceno medio, parte alta, constituida por *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN et BERM7, *Globigerina praebulloides* BLOW, *G. venezuelana* HEDBERG, *G. tripartita* KOCH, *G. sellii* (BORSETTI), *G. ciperoensis angulisuturalis*, *Globorotalia nana* BOLLI, *G. opima* BOLLI, *Nodosáridos* y foraminíferos resedimentados del Cretácico y Eoceno.

Por otro lado hay muestras que pueden datarse como Burdigaliense-Langhiense inferior, donde se reconocen *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *G. inmaturus* (LEROY), *G. primordius* BLOW et BANNER, *G. bisphaericus* TODD, *Globorotalia continuosa* BLOW, *G. obesa* BOLLI, *G. mayeri* CUSHMAN et ELLISOR, *G. praescitula* BLOW, *G. acrostoma* WEZEL, *G. nana* BOLLI, *Globigerina venezuelana* HEDBERG, *G. praebulloides* BLOW, *G. eu-*

pertura JENKINS, *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN et BERMUDEZ) y *Globoquadrina dehiscens* (CHAP. PARR. et COLLINS), también con resedimentaciones cretácicas, eocenas y oligocenas.

Esta dualidad de edades es lógica ya que refleja, la discordancia aquitaniense; indica además que se está incluyendo en una misma unidad cartográfica al menos dos secuencias deposicionales diferentes pero la desconexión de los afloramientos y la similitud de facies (aunque las oligocenas son algo más blancas) hacen muy difícil su diferenciación.

2.2.9.- Calcarenitas y margas, calizas de algas y, localmente, conglomerados. Serravallense medio (27).

En discordancia sobre la Unidad Olistostrómica aparece una serie de materiales detríticos constituidos en la Depresión del Guadalquivir por calcarenitas ocres y margas blancas, con una potencia máxima de 180 m (Sierra de Toya). Al Este, en las Sierras Prebéticas, la mayoría de los afloramientos miocenos se inician, en discordancia sobre materiales cretácicos, por calcarenitas, conglomerados y calizas de algas, con una potencia total del orden de los cincuenta metros.

Las calcarenitas de la Depresión del Guadalquivir presentan dos facies claramente diferenciadas. Por un lado, en los afloramientos de la Rambla del Rogeril, en algunos sectores del flanco sur del sinclinal de la Sierra de Toya, en Cerro Espartoso y Cabeza del Rey (fundamentalmente) las facies son claramente turbidíticas, predominando las secuencias "d" y "e" de Bouma aunque también se aprecien los tramos "a", "b" y "c" así como niveles masivos. Las hemipelagitas intercaladas entre los estratos calcareníticos están constituidas por margas blancas. El espesor medio de las capas calcareníticas oscila entre 20 y 50 cm, habiéndolos más finos y alcanzando otros los 80 cm. En el techo de estos estratos aparecen en ocasiones huellas orgánicas (*Cancellophycus*, etc...). Por otro lado, y especialmente en la Sierra de Toya, aparecen facies de calcarenitas amarillentas de grano grueso en bancos de 40 a 50 cm de espesor medio; entre estos niveles calcareníticos no se intercalan episodios margosos de importancia.

En cuanto a los niveles que reposan directamente sobre el Cretácico prebético, suelen iniciarse con episodios conglomeráticos que rara vez sobrepasan los 5 m de potencia y a veces están ausentes; a continuación la serie se compone de hasta 45 m de calcarenitas con algún episodio margoso. Son muy abundantes, especialmente hacia la base de las calcarenitas los restos de grandes ostreidos y otros lamelibranquios, en ocasiones resedimentados y en otros casos en posición de vida, como en los episodios margosos de muro de las barras calcareníticas de Chilluevar. En estas barras, por cierto, se aprecian estructuras de "slumping" o deslizamiento con vergencia OSO. En los sinclinales miocénicos más orientales (a partir de la Mesa) las facies calcareníticas pierden importancia

y pasan en vertical a calizas algales blancas con abundantes rodolitos de algas rodofíceas, algunos de dimensiones decimétricas.

La microfauna contenida en las calcarenitas es de medios someros, tanto en las facies de plataforma como en las turbidíticas (en las que está redesedimentada). Son frecuentes los *Globigerinidos*, *Amphistegina sp.*, *Cibicides sp.*, *Lenticulina sp.*, *Heterostegina sp.*, *Dentalium sp.*; etc...

En cuanto a la macrofauna sólo se ha hallado *Clypeaster altus* y los ostreidos mencionados. En las margas intercaladas entre los niveles turbidíticos son muy frecuentes los Foraminíferos planctónicos pero, dado el proceso de depósito de estos materiales, en la mayoría de los casos se trata de una microfauna resedimentada cuya edad no refleja la del depósito de la unidad, sino edades comprendidas entre el Eoceno superior y el Burdigaliense o Langiense medio. En cambio, las escasas muestras tomadas en los niveles margosos intercalados en las facies de plataforma suministran *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *G. inmaturus* LEROY, *Globorotalia obesa* BOLLI, *G. archaeomenardii* BOLLI, *G. continuosa* BLOW, *G. menardii* PARKER, JONES et BRADY, *G. peripheroronda* BLOW et BANNER, *G. scitula* (BRADY), *Globigerina woodi* JENKINS, *G. venezuelana* HEDBERG, *G. praebulloidess* BLOW, *Praeorbulina glomerosa* BLOW, etc... Esta asociación indica una edad Serravalliene medio-superior aunque con resedimentaciones del Burdigaliense y del Langhiense. Al conjunto de la unidad le atribuimos pues una edad Serravalliene medio, tanto por posición estratigráfica (a techo de la Unidad Olistostrómica del Langhiense-Serravalliene medio y a muro de las margas del Serravalliene medio-Tortoniense basal que se describirán más adelante) como por la microfauna contenida.

En cuanto a la interpretación sedimentaria, todas estas facies parecen estar ligadas a una plataforma somera con abundante aporte de material detrítico carbonatado de origen esqueletal y con morfología en rampa ("slumps" de Chilluevar) inclinada hacia el OSO. Hacia el Este se desarollarían abundantes parches de algas rodofíceas, mientras que hacia el Oeste, en las zonas más profundas de la rampa se depositarían aparatos turbidíticos posiblemente como resultado de tempestades.

2.2.10.- Conglomerados y arenas. Serravalliene medio (28).

En algunas áreas del Prebético externo y especialmente en las proximidades del km 5 de la pista que desde el Cortijo de Santa Cruz (2 km al Norte de Quesada) asciende hacia el Chorro, se cortan unos metros de conglomerados, brechas y arenas, que yacen en suave truncadura erosiva sobre las dolomías y margas dolomíticas del Cretácico prebético. Es en este punto, donde estas facies alcanzan el mayor desarrollo con una corrida de más de 1 km y una potencia de 50 m. Los primeros 33 m cortados en la pista están constituidos por secuencias granodecrecientes de conglomerados heterométricos con cantos de hasta 120 cm de procedencia prebética (dolomías, calizas y cuarcitas -éstas

últimas de segunda generación y procedentes del Trías-). La matriz, formada por limos rojos, confiere a estas facies unos tonos rojizos que destacan en la lejanía. La energía del medio de depósito va decreciendo paulatinamente y los últimos 15 m de la serie están representados por arenas rojizas y amarillentas con ostreidos resedimentados y algunos cantos de hasta 6 cm.

En la parte alta de estas arenas, bastante silíceas, se ha tomado una muestra que tan sólo suministró *Ammonia sp.* y otros escasos Foraminíferos bentónicos.

Lateralmente estas facies pasan a las calcarenitas y conglomerados del Serravalliene medio prebético, por lo que se les atribuye la misma edad. Se interpretan como depósitos costeros de los detriticos fluviales del continente.

2.2.11.- Margas blancas, en ocasiones moroníticas, con alguna intercalación calcarenítica. Serravalliene medio-Tortoniense basal.

En tránsito gradual sobre las calcarenitas o las calizas de algas de la unidad (27), o bien en discordancia sobre la Unidad Olistostrómica o sobre los materiales cretácicos prebéticos, aparece una potente serie de margas blancas o ligeramente amarillentas con esporádicas intercalaciones de calcarenitas de plataforma. Es difícil determinar la potencia exacta de esta unidad, dada que por su litología se encuentra intensamente labrada; no obstante en la Depresión del Guadalquivir incluida en la Hoja es posible que se alcancen espesores del orden de los 250 m. En el área prebética, en cambio, la erosión ha hecho desaparecer casi toda la serie margosa, conservándose escasamente unas decenas de metros.

En las proximidades de los cabalgamientos del prebético las margas se encuentran fuertemente esquistosadas con típicas disyunciones en "lapiz".

Corresponde a un medio de plataforma externa, con episódicas barras calcareníticas, y en las que debían existir zonas de mayor pendiente que enlazarían con la plataforma interna carbonatada a juzgar por la presencia de olistolitos decimétricos a métricos de calcarenitas de plataforma embutidos en las margas de esta unidad, fenómeno observable en los próximos kilómetros de la carretera que desde Cazorla se dirige hacia el Santo Tomé.

La microfauna determinada, muy abundante, corresponde al Serravalliene medio-Tortoniense basal. Las principales especies planctónicas determinadas son: *Globorotalia peripheroronda* BLOW et BANNER, *G. menardii* PARKER, JONES et BRADY, *G. mayeri* CUSHMAN et ELLIS., *G. continuosa* BLOW, *G. praemenardii* CUSHM. et STAIN., *G. obesa* BOLLI, *G. scitula* (BRADY), *G. pseudopachyderma* CITA SILVA et ROSSI, *G. pseudobesa* (SALVATORINI), *Globoquadrina dehiscens* (CHAP., PARR et COLLINS), *G. altispira globosa*

BOLLI, *Globigerinoides sacculifer* (BRADY), *G. inmaturus* LE ROY, *G. trilobus* (REUSS), *G. bolli* BLOW, *G. subquadratus* BRÖN., *Globigerina praebulloides* BLOW, *G. decoraperta* TAK. et SAITO, *G. bulloides* D'ORB., *Orbulina suturalis* BRÖN., *O. universa* D'ORB., etc... entre las formas bentónicas aparecen *Frondicularia sp.*, *Uvigerina sp.*, *Bulimina sp.*, *Heterolepa sp.*, *Gyroidina soldanii* D'ORB., *Melonis pompilioides* FICHTEL et MOLL, *Planulina sp.*, *Pullenia bulloides* (D'ORB.) *Dentalina inornata* D'ORB., *Bolivina sp.*, *Guttulina sp.*, etc...

Algunas muestras, especialmente hacia la base de la unidad, suministran resedimentaciones abundantes del Paleógeno y del Mioceno inferior-medio.

2.2.12.- Margas blanco-amarillentas con niveles calcareníticos de carácter turbidítico (30). Tortoniense inferior-¿medio?

Un nuevo conjunto margoso de unos 100 m de potencia reposa sobre las margas blancas del Serravalliene medio-Tortoniense basal. El contacto entre ambas unidades es difuso debido a las análogas litologías. No obstante, en el campo esta unidad tortoniense se caracteriza por la presencia de algunas pasadas de calcarenitas ocres de carácter turbidítico y de grano en general fino, aunque pueden aparecer episodios de mayor granulometría. La estructura sedimentaria más frecuente en estas calcarenitas es la laminación paralela y en las calcirruditas se observa a veces laminación gradada. Las margas son blanco-amarillentas y por lo general presentan bloques tabulares de calcarenitas arrancadas por el laboreo agrícola. La microfauna encontrada está formada por foraminíferos planctónicos como *Globorotalia menardii* PARKER, JONES et BRADY, *G. acostaensis* BLOW, *G. scitula* (BRADY), *G. continua* BLOW, *G. pseudopachyderma* CITA, SILVA et ROSSI, *Globorotalia gavalae* PERCONIG, *G. pseudobesa* (SALVATORINI), *G. ventriosa* OGNIBEN, *G. obesa* BOLLI, *G. mayeri* CUSHM. et BERM., *G. merotumida* BANNER et BLOW, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *G. inmaturus* LEROY, *Orbulina universa*, D'ORB., *O. suturalis* BRÖN., *Globigerina praebulloides* BLOW, *G. bulloides* D'ORB., *G. decoraperta* TAK. et SAITO, *G. regina* CRESCENTI, *G. falconensis* BLOW, *G. apertura* CUSHMAN, *Globorotaloides falconarae* GIANELLI et SALVATORINI, *Hastigerina siphonifera* (D'ORB.), *Globoquadrina dehiscens* (CHAP., PARR. et COLLINS), etc... Los foraminíferos bentónicos son también abundantes, habiéndose determinado *Frondicularia sp.*, *Cibicides sp.*, *Heterolepa sp.*, *Melonis pompilioides* FICHTEL et MOLL, *Elphidium sp.*, *Pullenia bulloides* (D'ORB.) *Hoeglundina elegans* (D'ORB.), *Gyroidina soldanii* D'ORB., *Nonionidios*, *Nodosáridos*, *Bulimínidos*, etc...

Toda esta microfauna aboga por una edad Tortoniense inferior-medio a pesar de alguna resedimentación del Serravalliene.

Las características sedimentológicas de esta unidad, con intercalaciones turbidíticas entre margas con gran proporción de foraminíferos bentónicos (fauna por consiguiente

muy costera) apuntan hacia un medio de depósito de plataforma interna con progradación hacia la cuenca de barras calcareníticas que, en profundidad y por removilizaciones episódicas en periodos de mayor energía (temporales, etc...), darían lugar a la sedimentación por corrientes de turbidez de los niveles calcareníticos turbidíticos. La progradación hacia la cuenca de estos cuerpos de margas y calcarenitas trubidíticas tendría lugar simultáneamente a una regresión generalizada hacia el Oeste que erosionaría las barras calcareníticas de la plataforma, suministrando material para el depósito de turbiditas. El carácter regresivo de estas unidades hace que estas mismas litologías puedan tener edades más jóvenes en área más occidentales que las de la Hoja de Cazorla.

2.2.13.- Conglomerados, limos y arcillas. Plioceno (31).

En la franja más occidental de la Hoja (El Molar, Hornos y al N.O. de Peal de Becerro) afloran unos niveles horizontales de gravas y conglomerados de color claro, con matriz arenosa a limosa y con intercalaciones de arcillas rojizas y grises de carácter paligorskítico, típicamente lacustres. Los conglomerados son objeto de explotación en El Molar y es en esta cantera donde pueden observarse los mejores cortes de esta unidad. Se aprecian secuencias fluviolacustres con direcciones de corriente variables entre N 5° y N 70°.

En la matriz de los conglomerados, así como en los niveles arcillosos, se han tomado muestras que han revelado la existencia de microfaunas resedimentadas del Cretácico superior, Eoceno, Mioceno (hasta el Tortoniano), así como algún ejemplar de *Globorotalia margaritae* BOLLI et BERMUDEZ, especie guía del Messiniense superior-Plioceno. Salvo error en la determinación, la presencia de este Foraminífero planctónico marino indicaría que estos niveles fluviolacustres se habían nutrido de la erosión de materiales marinos no solamente cretácicos, eocenos y miocénicos, sino también pliocénicos. Estos últimos podrían haberse sedimentado tras la transgresión inicial del Plioceno y se erosionarían totalmente (ya que no afloran en la región) durante la regresión inmediata del Plioceno inferior, edad probable de estos depósitos.

2.2.14.- Cuaternario (32), (33), (34), (35), (36) y (37).

Dentro del Cuaternario se han diferenciado seis unidades cartográficas.

Adosados a los suaves relieves margosos de la Depresión del Guadalquivir, pueden reconocerse amplios glaciares de acumulación (32), especialmente desarrollados en las inmediaciones de Peal de Becerro. Su edad es Pleistoceno y están formados por margas y cantos de calcarenitas de las litologías miocénicas infrayacentes.

También se han reconocido coluviones y depósitos de pie de monte (33), esta vez adosados a los relieves más abruptos del Prebético. Se trata, en general de cantos y bloques bastante angulosos y empastados en una matriz arcillosa. En ocasiones se observan

derrubios estratificados (“grèzes litées”). La edad es Pleistoceno.

Las formaciones travertínicas (34) son abundantes en numerosos puntos de la Sierra aunque en general presentan dimensiones reducidas e incartografiables. Tan sólo se han representado los travertinos del Cortijo del Artesón, 4 km al Este de Quesada, y los de las inmediaciones de Burunchel, ambos de edad Pleistocena. Existen además travertinos funcionales, ligados a actuales surgencias, pero pertenecen todos al grupo de afloramientos incartografiables.

Los tres ríos más importantes que discurren por la Hoja, el Toya, el arroyo de la Vega y, especialmente, el Guadalquivir, han desarrollado un nivel de terrazas de edad pleistocena (35). Litológicamente estas terrazas están formadas por gravas con cantos mayoritariamente de calizas y dolomías prebéticas o de calcarenitas y calizas miocénicas, así como por limos y arcillas. Excavadas en esas terrazas o bien directamente sobre el substrato, estos ríos y otros de menor entidad presentan llanuras de inundación holocénas llenadas por arcillas, limos y en menor proporción gravas, de fondo de valle (37).

Por último, las laderas más abruptas de las sierras presentan canchales formados por cantos angulosos con señales de gelificación (36). Son canchales funcionales cuyo máximo exponente se ha cartografiado en la cara norte del sinclinal miocénico de La Mesa.

3.- GEOMORFOLOGIA

En este capítulo se hará un sucinto análisis geomorfológico, tanto desde el punto de vista morfoestructural como morfogenético. No se insitará más en la descripción fisiográfica de la Hoja, que ya se realizó en introducción de esta memoria.

3.1.- ANALISIS GEOMORFOLOGICO

Dentro de este apartado trataremos por separado los aspectos morfoestructurales y los de modelado (morfogénesis).

3.1.1.- Aspectos Morfoestructurales

La Hoja de Cazorla está a caballo de dos grandes conjuntos morfoestructurales de carácter regional: el Valle del Guadalquivir y las Sierras Prebéticas. Esto permite subdividir la Hoja de Cazorla en dos grandes unidades que ocupan aproximadamente la mitad de su extensión cada una: la Depresión del Guadalquivir al Oeste y las Sierras Prebéticas al Este. La primera se caracteriza por relieves suaves y alomados, modelados en litologías blandas de margas aún cuando no son raros las crestas y “hogbacks” originados por los niveles calcareníticos o calizos. De especial relevancia dentro de esta unidad morfoes-

tructural son los pliegues en calcarenitas de la Sierra de Toya que constituyen importantes crestas y aristas entre las margas circundantes. Formas estructurales de menor entidad son las plataformas horizontales en conglomerados del Plioceno, tanto al SE de Hornos como en las inmediaciones de El Molar, así como los escarpes de las terrazas fluviales o de los niveles calcareníticos del Tortoniense de Solana de Torralba.

En cuanto a la unidad morfoestructural de las Sierras Prebéticas, la diversidad de litologías permite subdividirla en tres unidades orográficas: las escamas occidentales de Chilluevar y de La Peña del Aguilu con relieves algo más suaves por sus litologías predominantemente margoso-dolomíticas y arenosas del Aptiense superior-Albiense y del Mioceno; los relieves más elevados y abruptos de las Sierras de Cazorla y del Pozo y el valle excavado por el Guadalquivir en los materiales Triásicos situados entre estas dos últimas sierras. Las formas estructurales más frecuentes en las escamas occidentales y en la Sierra de Cazorla son los escarpes producidos por paquetes resistentes tanto en sucesión normal como cabalgantes, con buzamiento hacia el Este. En cuanto a la Sierra del Pozo destacan los relieves estructurales del sinclinal miocénico del Este de la Mesa, o del anticlinal de Calar-Forcales de Pedro.

3.1.2.- Aspectos morfogenéticos

Los sistemas morfogenéticos de mayor relieve en la zona objeto de estudio son las morfologías de ladera, fluviales, kársticas y poligénicas.

Entre las formas de ladera destacan los canchales y derrubios estratificados ("grèzes litées") adosados a los relieves más escarpados de las Sierras Prebéticas, así como los deslizamientos de las laderas margosas de la Depresión del Guadalquivir. Entre estos últimos son especialmente importantes los que se han producido en la margen izquierda del río de la Vega, frente al cruce del desvío de la carretera Chilluevar. En estas laderas miocénicas se reconocen importantes cicatrices de deslizamiento rotacional, cartografiados en el mapa geológico, con anchuras de hasta 150 m, y con sus correspondientes lenguas y lóbulos de 200 a 550 m. Dada la erosibilidad de estos materiales margosos, la conservación de estas morfologías indicaría una génesis histórica.

La formas fluviales más abundantes en la Hoja de Cazorla son los valles de fondo plano y en cuna en la Depresión del Guadalquivir y los valles de incisión lineal, principalmente en las Sierras Prebéticas. Son frecuentes los acarcavamientos en la Sierra de Toya y, en especial, en las margas y arcillas del S.O. de la Hoja. En cuanto a las terrazas y fondos de valle, éstos se han cartografiado en el mapa y descrito en el capítulo de Estratigrafía. Los ríos Toya, de la Vega y Guadalquivir (este último en la esquina Noroccidental de la Hoja) desarrollan morfologías meandriformes.

Las morfologías kársticas están también presentes en las formaciones carbonatadas

de las Sierras Prebéticas, con desarrollo de lapiaces y dolinas, especialmente en las calizas del Purbeck, en las dolomías del Turoniense-Coniaciense y en las calizas y calcarenitas del Mioceno.

Por último las formas poligénicas reconocidas son los glacis, piedemontes y coluviones tratados en el capítulo de Estratigrafía, así como superficies de erosión como la de la Loma de la Mesa o la del Tranco del Lobo, ésta última degradada.

4.- TECTONICA

La Hoja de Cazorla, encuadrada dentro de las zonas externas de las Cordilleras Béticas, está afectada por dos fenómenos tectónicos de gran escala: la apertura del Océano Atlántico y la Orogenia Alpina.

La apertura del Océano Atlántico, iniciada en el Triásico e intensificada durante el Jurásico, controló el comportamiento como margen continental pasivo de los medios sedimentarios mesozoicos, tanto en el dominio prebético como subbético. El control tectónico sinsedimentario se hace patente a partir del Oxfordiense durante el Malm y el Cretácico. La aparición de fallas lístricas por acción de los movimientos distensivos marcó en gran medida las diferencias paleogeográficas que se observan en los depósitos prebéticos.

En los albores del Paleógeno finaliza la etapa de margen continental pasivo y se inicia la de margen convergente por la aproximación de las subplacas de Alborán e Ibérica; esta aproximación finalizaría, en el Mioceno inferior, con la colisión continental de ambos bloques, dentro ya de la Orogenia Alpina. Esta colisión provocó la estructuración de las Zonas Internas de las Cordilleras béticas en mantos de corrimiento pero apenas afectó a los materiales aflorantes en la Hoja de Cazorla ya que en las zonas externas tan sólo se iniciaron los procesos de plegamiento (MARTIN-ALGARRA, 1987).

A partir del Burdigaliense superior y hasta el Tortoniense, las deformaciones están relacionadas, básicamente, con el desplazamiento hacia el Oeste y S.O. del bloque rígido y ya estructurado de las zonas internas que no pudieron seguir su avance hacia el Norte por la colisión producida en el Mioceno inferior. Es en esta etapa cuando las zonas externas sufren las mayores deformaciones mediante el funcionamiento de importantes accidentes transcurrentes.

Las deformaciones del Langhiense superior-Serravalliene se detectan indirectamente en la Hoja de Cazorla mediante el depósito de la "Unidad Olistostrómica". Así mismo las pulsaciones del Serravalliene medio se manifiestan por la sedimentación turbidítica, favorecida en parte por la caída del nivel del mar señalada por MARTIN-ALGARRA (1987), mediante el mecanismo explicado por MUTTI (1985).

Sin embargo las estructuras que se observan en el área que nos ocupa tienen una génesis más tardía. Los cabalgamientos y pliegues prebéticos, con vergencia Oeste, tuvieron lugar durante el Tortoniense puesto que en las Colinas de Chilluevar los materiales del Tortoniense medio están implicados en los cabalgamientos. Es posible no obstante que previamente (durante el Langhiense superior-Serravallense) se hubieran iniciado estas deformaciones que resultarían entonces reactivadas durante la pulsación intra-Tortoniense.

El estudio de las estructuras prebéticas denota que obedecen al modelo de abanico imbricado frontal (BOYER y ELLIOT, 1982) con la formación de numerosas escamas N-S a N-25°, en el frente de las deformaciones. El salto de estos cabalgamientos es mayor a medida que nos alejamos del frente, como puede apreciarse en el sector de las Colinas de Chilluevar. Al Este de las primeras escamas, muy numerosas y poco persistentes, destacan de Oeste a Este la escama de Cazorla, la del Chorro, la del Gilillo y la de Viñuela, algunas de ellas englobando, en algunas zonas al menos, otras pequeñas escamas de menor desarrollo. Más al Este, los cabalgamientos se hacen menos frecuentes (tan sólo se observan los del Valle del Guadalquivir y el de la alineación Peña Juana-Calarilla) predominando en cambio los anticlinales y sinclinales, en general más abiertos cuanto más hacia el Este.

Algunas de las trazas de los cabalgamientos prebéticos debieron actuar, durante el Malm y el Cretácico como fallas lístricas, controlando la paleogeografía de los medios sedimentarios. Esta idea, ya apuntada por LOPEZ GARRIDO (1971) se hace patente por las bruscas diferencias sedimentológicas que aparecen entre escama, especialmente en las Sierras de Cazorla y del Pozo.

Con posterioridad a estos movimientos, aunque durante el Tortoniense se produjeron los desgarres dextrorsos de dirección aproximada N-150° ó N-160°, el más importante de los cuales es el Tiscar que discurre en la vecina Hoja de Pozo Alcón y se amortigua y extingue un kilómetro al Oeste de Quesada. El desplazamiento hacia el NO de su labio sur ronda los 6 km (FOUCAULT, 1971) y queda de manifiesto su posterioridad a los pliegues prebéticos de dirección N-25° por el desplazamiento que se observa en los ejes de estos últimos. Estos desgarres tienen además una pequeña componente vertical ya que se ha observado que el bloque Norte resulta ligeramente hundido. Simultáneamente al desgarre de Tiscar y ligados a él se produjeron los pliegues de dirección N-120° que dan lugar a la Sierra de Toya.

Entre estas dos pulsaciones intratortonienses, la responsable de los pliegues y cabalgamientos N-S o NNE-SSO y la responsable de los desgarres N-150° a N-160°, debió producirse el hundimiento del flanco oriental de una alineación anticlinal situada entre las Sierras de Cazorla y del Pozo, mediante un juego de fallas normales de dirección N-25° (accidente del valle del Alto Guadalquivir) que recorre el valle prebético del Guadalquivir-

y que está retocado por los desgarres dextrorsos ya comentados.

5.- HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de la Hoja de Cazorla corre paralela a la evolución de los medios sedimentarios del margen ibérico de la Cordilleras Béticas. Por ello pueden considerarse cinco etapas fundamentales, diferenciadas por los condicionantes tectónicos y sedimentológicos que en ellas tuvieron lugar. Estas cinco etapas son la etapa inicial o de "rifting", la etapa de oceanización, la de margen convergente, la etapa paroxísmica y la etapa post-paroxísmica.

El dominio paleogeográfico de la Zona Prebética correspondió a la parte más noroccidental del paleomargen de las zonas externas, por lo que su sedimentación estuvo influida por su proximidad a la Meseta o antepaís ibérico.

5.1.- ETAPA INICIAL DEL MARGEN. EL "RIFTING". (TRIASICO-DOGGER).

Esta etapa comienza en el Trías, por ser de esta edad los sedimentos más antiguos de la Hoja de Cazorla. La apertura del Océano Atlántico se inicia por la aparición de una serie de cuencas estrechas y alargadas, limitadas por fallas lísticas y originadas en un ambiente tectónico distensivo; es el comienzo del "rifting" que se prolongará hasta finales del Dogger. En estas estrechas cuencas, todavía continentales en el Trías, imprimían condiciones de sedimentación fluviales o fluviodeltaicas, con aportes detriticos provenientes de los abruptos flancos y con episódicas influencias marinas someras (calizas del Muschelkalk y evaporitas de "sabkha"). Las condiciones distensivas favorecieron el ascenso de rocas volcánicas básicas (ofitas), excepcionales sin embargo en el área de Cazorla.

En el Lías inferior el mar penetra definitivamente en estas arenas recién creadas, transformándolas durante el Lías-Dogger en extensas plataformas carbonatadas poco profundas, de tipo bahamiano y con escaso o nulo control tectónico de la sedimentación. Esta última tenía características mareales muy constantes en las áreas protegidas del oleaje, independientemente del desarrollo de barras de alta energía ("shoals" oolíticos) en aquellas áreas que no lo estaban (GARCIA-HERNANDEZ, et al 1976, 1986).

Movimientos eustáticos afectaron estas plataformas que dada su escasa profundidad, respondían bruscamente ante pequeñas oscilaciones del nivel del mar. Los episodios continentales (arcillas abigarradas edáficas) del Lías medio y del límite Lías-Dogger, responden a dos descensos momentáneos del nivel del mar.

5.2.- ETAPA DE OCEANIZACION Y DE MARGEN PASIVO. (MALM-CRETACICO SUPERIOR).

En el límite Dogger-Malm tiene lugar la desarticulación total de las plataformas des-

critas, con la intensificación del "rifting" y con un importante ascenso tectono-eustático que produce la aparición de una plataforma hemipelágica de tipo rampa homoclinal en el área prebética a partir del Oxfordiense medio. Pequeños movimientos diferenciales de bloques, difíciles de reconocer, debieron marcar éste tránsito en la región estudiada puesto que la suave discordancia existente entre las calizas oolíticas del Dogger y las calizas con Ammonites del Oxfordiense así parece atestiguarlo; corresponderían a la fase preneokímérica (QUINTERO y MANSILLA, 1978) reconocida en otros lugares de las Cordilleras Béticas e Ibérica.

La plataforma en rampa se haría progresivamente más subsidente durante el Oxfordiense superior y Kimmeridgiense inferior. Los depósitos hemipelágicos del Oxfordiense-Kimmeridgiense, aflorantes en la Sierra de Cazorla, cambiarían lateralmente hacia el N.O. a materiales menos profundos correspondientes a una plataforma somera. La erosión intracretácica que precedió a las arcillas lateríticas del Aptiense erosionaría, sin embargo, la totalidad de los mismo, ya que no se encuentran en el sector de Chilluevar.

Paulatinamente, la rampa hemipelágica del Kimmeridgiense inferior-medio, evolucionó durante el Kimmeridgiense superior a una plataforma carbonatada poco profunda (de tipo Purbeck), como consecuencia de la caída eustática finijurásica. Simultáneamente, una actividad tectónica sinsedimentaria provocó la existencia de dos importantes dominios paleogeográficos: el Prebético interno, representado por las series de la Sierra del Pozo, con fuerte desarrollo de las facies Purbeck gracias a una notable subsidencia, y el Prebético externo que quedó como un área emergida y/o sometida a erosión a partir del Kimmeridgiense superior. Este último dominio paleogeográfico está hoy representado por los materiales de la Sierra de Cazorla, al Oeste del accidente del Valle del Alto Guadalquivir, y puede subdividirse a su vez (BAENA y JEREZ, 1982) en un Prebético externo septentrional, área emergida donde la erosión eliminó incluso los materiales del Dogger (Colinas de Chilluevar y escamas de Peña del Aguila), un Prebético externo central, donde quedaron preservados los materiales del Dogger, Oxfordiense y Kimmeridgiense inferior (escamas de Cazorla, El Chorro y del Gilillo) y un Prebético externo meridional, donde se depositaron y se conservan las calizas recristalizadas blancas y paracorales del Kimmeridgiense superior (escama de Viñuela).

Todo lo anterior se interpreta como el resultado de la sedimentación del Purbeck (Kimmeridgiense superior-Valanginiense inferior) según un dispositivo de tipo "offlap" o de solapamiento retractivo, con emersión final en el área que nos ocupa, a juzgar por las superficies paleokársticas desarrolladas a techo de las facies Purbeck.

Durante el Valanginiense superior-Hauteriviense se produce una nueva transgresión que da lugar a una plataforma abierta que progresivamente va somerizándose con la formación de parches arrecifales en el Hauteriviense superior. Aunque los sedimentos correspondientes a esta transgresión (unidad 12 de la cartografía) se llegan a encontrar

hasta en la escama de Viñuela, es posible que materiales equivalentes, menos profundos, pudieran ser depositados más hacia el N.O. aunque fuesen erosionados durante el Aptiense.

En el Barremiense y acompañado de una dinámica distensiva, se produce un cambio paleogeográfico importante, con la implantación de las plataformas urgonianas de tipo lagoon carbonatado con extensas áreas marginales palustres; el máximo transgresivo se produce en el Aptiense inferior. Estos sedimentos del primer episodio urgoniano tan sólo se depositaron en el Prebético interno (Sierra del Pozo), alcanzando esporádicamente el subdominio del Prebético externo meridional (escama de Viñuelas).

En el Aptiense medio se produce una fase tectónica, seguida de erosión, que penetra amplios sectores del Prebético. Los sedimentos suprayacentes a esta discontinuidad (pisolitos ferruginosos y margas verdes) son expansivos y biselan progresivamente la sucesión cretácica (borde occidental de la Sierra del Pozo) y jurásica (Sierra de Cazorla y colinas de Chilluevar). A partir de este Aptiense superior laterítico y hasta el Albiense superior, se produce una nueva sucesión transgresiva (segundo episodio urgoniano) con desarrollo de una plataforma que muere a consecuencia de la reactivación de los relieves de la meseta y con el importante aporte de terrígenos (facies Utrillas) en el prebético externo.

Por último la gran transgresión del Cenomaniense provoca el depósito de sedimentos bioclásticos representados hoy día por dolomías masivas. La potencia creciente de estas dolomías desde el Oeste al Este indica una mayor subsidencia en los sectores orientales (Prebético interno). El máximo transgresivo se alcanza en el Turoniense (margas dolomíticas con equinídos), tan sólo representados en el sector SE de la Hoja a partir del valle del Guadalentín. En esta zona también se conservan los sedimentos regresivos de llanura mareal correspondientes al Turoniense superior-¿Coniaciense?.

5.3. ETAPA DE MARGEN CONVERGENTE. (PALEOGENO).

Poco puede decirse de esta etapa que duró desde principios del Paleógeno, hasta el Mioceno Inferior, dado que no existen materiales correspondientes a estas edades en la Hoja de Cazorla, exceptuando algunos olistolitos englobados en la Unidad Olistostómica del Mioceno medio. No obstante, se sabe regionalmente que el margen ibérico de las cordilleras béticas, deja de comportarse durante esta época, como un margen pasivo con régimen distensivo, para comportarse como un margen convergente. Se iniciaría entonces la subducción de los fondos oceánicos bajo la subplaca de Alborán.

La convergencia termina en el Mioceno inferior que es cuando tiene lugar la colisión continental y se inicia la etapa paroxísmica.

5.4.- ETAPA PAROXISMICA (AQUITANIENSE-TORTONIENSE MEDIO)

Se inicia con la colisión de la placa ibérica y el bloque de Alborán que produce el fin de la estructuración de las zonas internas de las cordilleras béticas. En las zonas externas produjo plegamientos con vergencia al N.O., seguramente diacrónicos por la falta de paralelismo entre los márgenes de las placas. Exceptuando los escasos olistolitos del Mioceno inferior, los primeros materiales sedimentados en esta etapa paroxísmica corresponden a las brechas, "massflows", deslizamientos y olistolitos de la "Unidad Olistostrómica" de la Depresión del Guadalquivir, datada como Langhiense superior-Serravalliene inferior (ROLDAN Y GARCIA-CORTES, 1988), edad confirmada en la elaboración de esta Hoja y de otras más occidentales. El emplazamiento de estos materiales tuvo lugar en un régimen transcurrente, con importantes fallas de desgarre de dirección NO-SE, cabalgamientos hacia el N.O. y otros fenómenos tectónicos, todos ellos consecuencia de la deriva del Bloque de Alborán hacia el O-SO. Las ingentes cantidades de material resedimentado (triásico y cretácico fundamentalmente) en la Unidad Olistostrómica, dan idea de la magnitud de esta pulsación del Mioceno medio. La magnitud de este vertido olistostrómico se vió probablemente acrecentada por la conjunción de 3 procesos diferentes: extrusión diapírica y deslizamientos gravitacionales asociados (MARTINEZ DEL OLMO et al., 1985), vertidos gravitacionales hacia el antepaís de los cabalgamientos subbéticos con vergencia al N.O. y, por último, halocinesis del Trías a favor de fracturas distensivas y zonas de desgarre. La sedimentación debió ser extraordinariamente rápida lo que explicaría, junto al mecanismo de transporte y sedimentación, la escasez de microfauna autóctona de la cuenca de sedimentación.

Hacia el Serravalliene medio se produce una nueva pulsación tectónica que provoca una discordancia entre los materiales de la Unidad Olistostrómica y las calcarenitas, calizas y margas del Serravalliene medio-Tortoniense inferior. Estos materiales corresponden, en conjunto, a una plataforma restringida en el Prebético y más abierta, incluso con niveles turbidíticos, en la Depresión del Guadalquivir.

Por último en la Hoja de Cazorla, una fuerte pulsación intratortoniense, es la responsable de la estructuración de las sierras prebéticas, con retirada definitiva del mar de estos dominios.

5.5.- ETAPA POSTPAROXISMICA. (TORTONIENSE SUPERIOR-CUATERNARIO).

Durante le Plioceno basal debió producirse una nueva transgresión marina, en la Depresión del Guadalquivir, que duraría hasta el Plioceno inferior, época en la que se produjo la regresión final de las aguas y la erosión total de los sedimentos correspondientes a esta breve etapa. Este hecho parece desprenderse de la presencia de *Globorotalia margaritae* BOLLI et BERMUDEZ, (microfósil marino del Plioceno), en los conglomerados fluviolacustres del Plioceno del Molar y Hornos.

Por otro lado, la actividad tectónica no desaparece en esta etapa postparoxísmica sino que continua con claros fenómenos neotectónicos. Se instalan aparatos aluviales que en la actualidad van disectándose por el descenso generalizado del nivel de base.

6.- GEOLOGIA ECONOMICA

6.1.- MINERIA

La actividad minera en la Hoja de Cazorla carece de importancia. Tan sólo puede citarse algunas explotaciones del sal prácticamente abandonadas en los arroyos que atraviesan las formaciones salinas de la Unidad Olistostrómica, en particular del Arroyo de Peal, 2 km, al S.O. de Peal de Becerro.

Han sido objeto de explotación, algunos niveles de ocres rojos asociados a los niveles dolomíticos del Muschelkalk englobados en la Unidad Olistostrómica. Los más importantes son los situados en las proximidades del Cerro del Copete y del Cerro Plaza, 4 km, al ONO de Peal de Becerro, donde se encuentran capas de uno hasta dos metros de arenisca limonítica con pequeños cristales de oligisto. Estos óxidos de hierro se han utilizado como materia prima para la fabricación de pinturas. La génesis de estos yacimientos es doble: hidrotermal, en relación con las intrusiones ofíticas del Trías, y sedimentaria, a consecuencia de la removilización y depósito de los óxidos de hierro, tanto en las arenas anteriormenete citadas como en niveles pisolíticos (Muschelkalk de las Arcas, km 7 de la carretera de Peal a Santo Tomé). Se trata en cualquier caso de indicios de limitadas reservas dado el carácter olistolítico de los mismos.

Otro indicio minero, esta vez en el Trías prebético, al S.O. de los Cortijos de Collado Verde, son las mineralizaciones de malaquita y azurita en arenas con restos lignitificados entre niveles arcillosos verdes y rojizos. La mineralización parece estar ligada a la presencia de los restos vegetales epigenizados.

6.2.- CANTERAS.

Tampoco las actividades canteriles presentan gran relevancia. La extracción de cascojo en los conglomerados pliocénicos de El Molar y en las terrazas de El Vado es bastante continua. Las obras de mejora de las carreteras de la Hoja han motivado la apertura de nuevas explotaciones de cascojo en los conglomerados de base del Serravallense medio-Tortoniense basal en las proximidades del km 20 de la carretera de Peal a Quesada. Esporádicamente, en las sierras prebéticas, se explotan como áridos para el mantenimiento de las pistas forestales, las dolomías del Lías-Dogger.

Por último, han sido objeto de explotación algunos olistolitos de yeso y calizas dolomíticas del Muschelkalk incluidos en la Unidad Olistostrómica. Dentro del primer gru-

po destaca la cantera abandonada de las proximidades del Cortijo de Don Andrés Real, 2km al NO de Peal de Becerro. Entre las antiguas explotaciones de calizas dolomíticas cabe mencionar la del Cortijo de las Canteras, en el km 28 de la carretera de Peal a Quesada y la situada al Oeste del km 6 de la Carretera de Peal a Santo tomé.

6.3.- HIDROGEOLOGIA.

Hidrogeológicamente, la Hoja de Cazorla presenta dos regiones netamente diferenciadas. Por un lado, las formaciones de la Depresión del Guadalquivir, esencialmente constituidas por margas, se comportan, en líneas generales, como un acuitardo en el que los únicos materiales susceptibles de constituir acuíferos son los niveles clásticos (calcareníticos o conglomeráticos) del Mioceno medio y superior y del Plioceno, así como las formaciones detríticas cuaternarias. Aún así, estos niveles son de muy escaso desarrollo para albergar importantes recursos hídricos, lo que unido a su desconexión entre niveles margosos impermeables, hace que su aprovechamiento hidrogeológico se muy reducido. Una excepción podrían ser las calcarenitas de la Sierra de Toya, al S.O. de la Hoja, si bien los caudales medidos en los manantiales que las drenan no superan el metro cúbico por hora.

Por otro lado los materiales prebéticos de las Colinas de Chilluevar y de las Sierras de Cazorla y del Pozo sí que constituyen acuíferos de importancia, especialmente las calizas y dolomías del Lías-Dogger, del Kimmeridgiense superior-portlandiense medio (7), las dolomías del Cretácico y las calizas y calcarenitas del Mioceno medio. Estos acuíferos alimentan numerosos manantiales situados en los contactos con formaciones impermeables (como los situados a lo largo de los cabalgamientos jurásicos o cretácicos sobre margas del Mioceno). De menor importancia son los niveles arenosos del Valanginiense superior-Hauteriviense o de las facies Utrillas.

Del archivo de aguas del ITGE, se han seleccionado algunos datos de los manantiales y sondeos de la Hoja de Cazorla, y se reproducen a continuación, indicando sus coordenadas Lambert:

PUNTO	NATURALEZA	TERMINO MUNICIPAL	X	Y	CAUDAL m ³ /h	RESIDUO SECO a 110° C.mg/l
1/0022	Manantial	Cazorla	750.670	374.719	2	-
1/0013	Manantial	Cazorla	649.878	376.439	1	1.905
1/0015	Manantial	Cazorla	649.986	370.924	2	2.480

PUNTO	NATURALEZA	TERMINO MUNICIPAL	X	Y	CAUDAL m ³ /h	RESIDUO SECO a 110° C. mg/l
2/0007	Manantial	Cazorla	656.410	370.382	1	450
2/0006	Manantial	Cazorla	656.161	370.966	11	-
2/0001	Manantial	Cazorla	651.731	376.513	1	-
2/0016	Manantial	Cazorla	654.970	373.731	1	-
2/0015	Manantial	Cazorla	655.709	369.391	2	350
2/0013	Manantial	La Iruela	656.834	372.512	1	-
2/0012	Manantial	Chilluever	654.301	375.267	4	480
2/0009	Manantial	Chilluevar	657.794	377.942	1	-
2/0008	Manantial	Chilluevar	657.802	376.925	1	415
2/0017	Sondeo	Cazorla	655.681	369.946	18	-
3/0002	Manantial	La Iruela	661.614	369.805	5	205
3/0001	Manantial	La Iruela	661.492	369.804	54	220
3/0014	Manantial	Cazorla	659.852	370.377	1	590
3/0013	Manantial	Cazorla	659.976	370.101	1	-
3/0012	Manantial	La Iruela	658.958	375.609	2	-
3/0011	Manantial	La Iruela	664.737	372.881	4	215
3/0010	Manantial	La Iruela	664.884	372.882	18	265
3/0008	Manantial	La Iruela	664.204	372.415	7	295
3/0007	Manantial	La Iruela	663.937	372.320	7	330

PUNTO	NATURALEZA	TERMINO MUNICIPAL	X	Y	CAUDAL m ³ /h	RESIDUO SECO a 110° C. mg/l
3/0006	Manantial	La Iruela	663.817	372.042	4	255
3/0005	Manantial	La Iruela	663.819	371.826	4	285
3/0004	Manantial	La Iruela	664.186	371.644	24	-
3/0003	Manantial	La Iruela	662.125	369.963	1	285
5/0004	Manantial	Peal de Becerro	645.749	365.167	1	745
6/0003	Manantial	Cazorla	652.225	369.080	1	590
6/0004	Manantial	Cazorla	652.002	369.002	1	365
6/0018	Manantial	Cazorla	653.892	367.345	2	-
6/0019	Manantial	Cazorla	653.965	367.345	1	330
6/0020	Manantial	Cazorla	655.088	367.445	1	220
6/0022	Manantial	Cazorla	656.103	368.932	1	275
6/0025	Manantial	Cazorla	656.355	367.763	1	220
6/0026	Manantial	Cazorla	653.759	368.915	1	-
6/0027	Manantial	Cazorla	655.801	366.680	2	-
6/0016	Manantial	Cazorla	653.957	368.547	1	-
6/0006	Manantial	Queseda	654.089	363.556	1	-
6/0011	Manantial	Quesada	654.658	366.117	1	-
6/0028	Manantial	Cazorla	657.909	369.037	1	330

PUNTO	NATURALEZA	TERMINO MUNICIPAL	X	Y	CAUDAL m ³ /h	RESIDUO SECO A 110º C.mg/l
7/0001	Manantial	Quesada	658.720	361.709	216	170
7/0002	Manantial	Cazorla	659.454	368.063	2	-
7/0003	Manantial	Cazorla	661.089	368.260	2	-
7/0004	Manantial	Cazorla	659.846	367.881	1	-
7/0005	Manantial	Cazorla	659.450	368.587	18	450
7/0006	Manantial	Cazorla	659.695	368.558	1	-
7/0007	Manantial	Cazorla	659.306	368.277	1	380
7/0008	Manantial	Cazorla	660.850	367.050	43,2	-

Al valorar esta tabla, debe tenerse en cuenta que los caudales medidas no son valores anuales medios sino que son caudales puntuales tomados entre los meses de noviembre y marzo. Aún así, puede comprobarse como los caudales más significativos corresponden a los manantiales situados en los cabalgamientos de las calizas y dolomías prebéticas sobre materiales margosos (bien del Mioceno, de la ritmita kimmeridgiense o del Aptiense-Albiense, destacando los 216 m³/h del manantial del Artesón, 4 km al Este de Quesada. Al mismo tiempo, la calidad de estas aguas es mucho mejor que la de los manantiales de la Depresión del Guadalquivir, no superándose en los del Prebético los 300 mg/l de residuo seco a 110º C.

Por último, deben mencionarse, además de los puntos de agua existentes en la Base de Datos de Aguas del ITGE, los manantiales de El Chorro (x= 660.000, y= 364.300), de Las Abubillas (x= 661.650, y= 361.050), Los Rasos (x= 663.500, y= 363.500), Cortijo Viñuelas (x= 664.400, y= 369.550), Roblehondo (x= 671.200, y= 372.550) y muy especialmente el del Arroyo de la Garganta (x= 669.700, y= 367.200) que con sus tres caños es una buena muestra de los recursos hidrogeológicos de las dolomías del Cenomaniano y calizas del Mioceno a las que drena.

6.4. RIESGOS GEOLOGICOS

Del estudio "Impacto económico y social de los riesgos geológicos de España", rea-

lizado en 1987 por ITGE, se desprende que la Hoja de Cazorla presenta una peligrosidad geológica moderada. La peligrosidad por inundaciones es prácticamente nula, y la relativa a terremotos baja. Son moderadas en cambio las peligrosidades debidas a fallas activas, erosión de suelos, expansividad de arcillas y hundimientos kársticos. Tan sólo se alcanza un grado de peligrosidad alto en lo referente a movimientos del terreno, debido a la existencia de una gran superficie ocupada por formaciones muy plásticas (margas miocénicas, "Unidad Olistostrómica", margas cretácicas, etc...) junto con un relieve bastante abrupto.

En cuanto a pérdidas económicas previstas durante el periodo 1987-2017, tan sólo son significativas las producidas por la expansividad de arcillas, erosión de suelos y, muy especialmente, por los movimientos del terreno, debido a las medidas correctoras y previsoras de deslizamientos que deberán llevarse a cabo.

6.5. PUNTOS DE INTERÉS GEOLOGICO.

La ladera occidental del monte Gilillo constituye sin duda un punto de interés geológico de gran valor regional y de carácter estratigráfico puesto que ofrece un corte excepcional del Lías sin dolomitizar, hecho posiblemente único en todo el Prebético Externo (véase capítulo 2. ESTRATIGRAFIA).

Pueden también mencionarse en este apartado las estructuras sedimentarias mareas (grietas de desecación, laminación criptalgal, "ripples", etc...) del Portlandiense superior-Barriasiense inferior en Facies Purbeck, situadas en la carretera del nacimiento del Guadalquivir a Pozo Alcón, justo en el límite de las hojas de Cazorla y Pozo Alcón. Su importancia puede calificarse como local. Con esta misma calificación citaremos el "hard-ground" de techo del Dogger que, aunque puede observarse en bastantes puntos de la Sierra de Cazorla, tiene quizás su mejor expresión en la pista de Cazorla al Chorro, poco después del paraje de Riogazas. También el "hard-ground" situado a techo del Purbeck tiene la mejor representación en la pista que desde la Nava del Espino conduce hasta Calarilla.

De carácter tectónico se pueden citar como puntos de interés geológico de importancia nacional las escamas prebéticas, siendo quizás el cabalgamiento de El Chorro el que merezca la mejor calificación no sólo por su valor geológico sino también paisajístico. También en el marco tectónico, destaca, aunque con carácter regional, la terminación del accidente transcurrente de Tíscar, en las proximidades de Quesada.

Con el valor local pueden mencionarse los pliegues en "chevron" de escala decamétrica en el Purbeck del valle del Guadahornillos.

Para terminar pueden completarse en este epígrafe y como puntos de interés geo-

lógico de carácter geomorfológico e importancia local los deslizamientos en margas del Mioceno medio-superior del valle del Río de la Vega, en la carretera de Cazorla a Santo Tomé.

7.- BIBLIOGRAFIA

- ACOSTA, P. (1989).- "Estudio del Jurásico de un sector de la Sierra de Cazorla". *Tesis de Licenciatura . Universidad de Granada.* Inédito.
- ACOSTA, P. y GARCIA-HERNANDEZ, M. (1988).- "Las facies de plataforma carbonatada del jurásico inferior y medio de la Sierra de Cazorla (zona Prebética)". *Geogaceta*, 5: 36-39.
- ACOSTA, P., GARCIA-HERNANDEZ, M. y CHECA, A. (1988).- "Biohermos de esponjas y estromatolitos en la secuencia transgresiva oxfordiense de la Sierra de Cazorla". *Geogaceta*, 5: 39-41.
- AZEMA, J. (1977).- "Etude géologique des zones externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne)". *Tesis Univ. París.* 395 pp.
- AZEMA, J., FOUCault, A., FOUCault, A., FOUCARDE, E., GARCIA-HERNANDEZ M., GONZALEZ-DONOSO, J.M. LINARES, A., LOPEZ GARRIDO, A.C., RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979) "Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las zonas externas de la Coredilleras Béticas". *Secc. Public. Univ. Granada*, 83 pp.
- BAENA, J. y JEREZ L. (1982) "Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.)" *Col. Informes. IGME*.

- BRINKMANN, R. y GALLWITZ, H. (1933).- "Der Betische Aussenrand in Sudost Spanien". *Beite. Gool. West. Med. Gebiete* núm.10.
- BERTRAND, H. y KILIAN, W. (1989).- "Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et de Malaga". *Mem. Acad. Sci. Paris XXX, Mission d'Andalousie*, p. 377-582.
- BOURGOIS, J. (1975).- "Presence de brèches d'origine sédimentaire à éléments du Crétacé au sein du Trias germano-andalou. Hypothèses sur la signification de cette formation (Andalousie, Espagne)". *B.S.G.F.* (7). 16, 1. p.36-42.
- BOURGOIS, J. (1978).- "La transversale de Ronda. Données géologiques por un modèle d'évolution à l'arc de Gibraltar". *Tesis Doct. Univ. Besançon* (inédita).
- BOYER, S.E. y ELLIOT, D. (1982).- "Thrust systems". *Amer. Assoc. Petrol. Geol. bull.*, 6: 1196-1230.
- BUSNARDO, R. (1975).- "Le Prébétique et le Subbétique de Jaen a Lucena (Andalousie). Introduction et Trias". *Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon.* nº 65, 184 p.
- BUSNARDO, R. (1979).- "Le Prébétique et Subbétique de Jaen a Lucena (Andalousie). Le Lías". *Doc. Lab. Geol. Sci. Lyon* nº 74, 140 p.
- CARBONELL, A. (1927).- "Contribución al estudio de la geología y de la tectónica andaluza". *Bol. IGME*, 49 p. 81-215.
- COLOM, G. (1943).- "Foraminíferos de las margas burdigalienses de la Sierra de Cazorla". *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XLI, pp.409-424.
- COLOM, G. (1952).- "Aquitian-burdigalian deposits of the North-Betic Strait, Spain". *J. Paleont.*, 26, p. 867-885.
- DABRIO, C. (1973).- "Geología de un Sector del Alto Segura". *Tesis Universidad de Granada*.
- DROOGER C.W. (1956).- "Myogypsina at Puente Viejo. Spain". *Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen. Sec. B.* 59 nº 1. Amsterdam.
- DUPUY DE LOME E. (1965).- "El concepto de olistostroma y su aplicación a la geología del subbético". *Bol. IGME. LXXXVI.* p. 23-74.
- ESTEVEZ A., LOPEZ GARRIDO, A.C. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. (1986).- "Sedimentación

neógena y tectofacies asociadas a la acción de fallas de salto en dirección. Ejemplo del accidente de Socovos. (Zona Prebética. Provincias de Albacete y Murcia)".
XI Cong. Esp. de Sedim. Barcelona.

ESTEVEZ A., RODRIGUEZ FERNANDEZ, J., SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1982).- "Evidencia de una fase compresiva de edad tortoniense en el sector central de las Cordilleras Béticas". *Est. Geol.* 38 p. 55-60.

FALLOT P. (1930).- "Etat de nos connaissances sur la structure des Chaines bétiques et subbétiques". *Livre Jubilaire Soc. Geol. France*. p. 279-305.

FALLOT P. (1931-34).- "Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles". *Geol. Medit. Occid. Barcelona IV*. p. 1-118.

FALLOT P. (1943). "El sistema cretácico en las Cordilleras Béticas". *Mem. Inst. Inv. Lucas Mallada C.S.I.C.* 110 pp.

FALLOT P. (1948).- "Les Cordillères Bétiques". *Est. Geol.* 8 pp. 83-172.

FENOLL P. y GARCIA ROSEL, L. (1975).- "Las mineralizaciones de hierro tipo "ocres rojos" en la localidad de Garcíez (Jaén). España". *Rend. Soc. Ital. Min. Petr.* Vol. XXX (2) p.597-610.

FONTBOTE, J.M. (1970).- "Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas". *Cuad. Geol.* 1. p. 71-78.

FONTBOTE, J.M. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1968).- "Essai de systématisation des unités subbétiques allochtones dans le tiers central des chaines bétiques". *C.R. Acad. Sc. Paris* 266 p. 186-189.

FOUCAULT A. (1960-62).- "Problèmes paléogéographiques et tectoniques dans le Prébétique et le Subbétique sur la transversale de la Sierra Sagra (Province de Grenada, Espagne)". *Livr. Mém. Prof. P. Fallot.*, pp. 175-181.

FOUCAULT A. (1964).- "Sur les rapports entre les zones prébétiques et subbétiques entre Cazorla (Province de Jaén) et Huéscar (Prov. de Grenada, Espagne)". *Geol. Mijnb.*, T. 43, Jaargang. pp. 268-272.

FOUCAULT A. (1965).- "Mouvements tétoniques d'age paléocrétacé dans la région du Haut Guadalquivir (Prov. de Jaén, Espagne)". *B.S.G.F.* (7), VII, pp. 567-570.

FOUCAULT A. (1966).- "Le diapirisme des terrains triassiques du Secondaire et au Ter-

- tiaire dans le Subbétique du N.E. de la province de Grenade (Espagne méridionale)". *B.S.G.F.* (7), VII, pp. 527-536.
- FOUCAULT A. (1971).- "Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (Provinces de Jaén et Grenade, Espagne méridionale)". *Tesis Universidad de Paris*.
- FOURCADE E. (1979).- "Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaines Bétiques et Ibériques (Surd-Est de l'Espagne)". *Tesis Doctoral Fac. Sc. de Paris* 427 pp.
- GARCIA HERNADEZ M. (1978).- "El Jurásico terminal y el Cretácico inferior en las sierras de Cazorla y Segura". *Tesis Univ. Granada* 344 pp.
- GARCIA HERNANDEZ M., GONZALEZ DONOSO J.M., LINARES A., RIVAS P. y VERA J.A. (1976).- "Características ambientales del Lías inferior y medio en la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la Cordillera". *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán. (Publicado en 1978 en Sec. Publ. Univ. Granada p. 125-157)*.
- GARCIA HERNANDEZ M., LOPEZ GARRIDO A.C. y OLORIZ F. (1979).- "El Oxfordiense y el Kimmeridgiense inferior en la zona Prebética". *Cuad. Geol. Univ. Granada* 10.527-533.
- GARCIA HERNANDEZ M., RIVAS P. y VERA J.A. (1979).- "Distribución de las calizas y llanuras de mareas en el Jurásico del Subbético y Prebético". *Cuad. Geol.* 10 p. 359-365.
- GARCIA HERNANDEZ M., LOPEZ GARRIDO A. C., MARTIN ALGARRA A., MOLINA J.M., RUIZ ORTIZ P.A. y VERA J.A. (1989).- "Las discontinuidades mayores de las Cordilleras Béticas: análisis e interpretación de los ciclos sedimentarios". *Cuad. Geol. Ibér.* 2 p. 55-90.
- HERMES J.J. (1985).- "Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas. España Meridional)". *Est. Geol.* 41 p. 157-176.
- I.G.M.E. (1987).- "Impacto económico y social de los riesgos geológicos en España". *Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía*.
- JEREZ L. (1973).- "Geología de la Zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes provincias de Albacete y Murcia)". *Tesis Doctoral. Fac. Ciencias Univ. Granada*.750 pp.
- LOPEZ GARRIDO A.C. (1971).- "Geología de la Zona Prebética, al N.E. de la Provincia de

Jaén". *Secret. Public. Granada* 317 pp.

MALLADA L. (1884).- "Reconocimiento geológico de la Provincia de Jaén". *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.* XI. p. 1-55.

MARTIN ALGARRA A. (1987).- "Evolución Geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética". *Tesis Doct. Univ. Granada* 1171 pp.

MARTIN ALGARRA A., ACOSTA P., GARCIA HERNANDEZ M. y CHECA A. (1990).- "Oxfordian bioconstructions of stromatolites and sponges in the Sierra of Cazorla (Prebetic zone, Southern Spain)". In *13 th. Internat. Congr. Abstracts*.

MARTINEZ DEL OLMO W y NUÑEZ A. (1973).- "Memoria y Hoja Geológica a 1:50.000 de Villacarrillo". *IGME*.

MARTINEZ DEL OLMO W., LERET G. y SUAREZ J. (1985).- "Frentes de olistolitos intramiocenos en el Prebético oriental". *Trabajos de Geología Univ. de Oviedo* 15. 147-151.

MITCHUM R.M., VAIL P.R. y THOMPSON S. (1977).- "Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphy analysis. In: C.E. Payton (Ed.). *Seismic Stratigraphy*. amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 26. 53-62.

MUTTI E. (1985).- "Turbidite systems and their relations to depositional sequences". *Provenance of arenites*. G.F. Zuffa (ed.) p.65-93.

MUTTI E. y RICCI LUCCHI F. (1975).- "Turbidite facies and facies associations". *IX Congr. Sedim. Niza. Field Trip Guideb. A* 11. p. 21-36.

NICKLES R. (1902).- "Sur l'existence de phénomènes de recouvrement dans la Zone Subbétique". *C.R. Acad. Sci. París.* 134. p. 493-495.

NICKLES R. (1904).- "Sur l'existence de phénomènes de charriage en Espagne, dans la Zone Subbétique". *Bull. Soc. Geol. Fr.* 4 p. 223-227.

PERCONIG E. (1960-1962).- "Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne meridionale)". In *livre a la mémoire du Prof. P. Fallot. mém. h serie S.G.F. thl.* p. 229-256.

PERCONIG E. (1964).- "La tectónica del Mioceno de la Cuenca del Guadalquivir (España

- meridional". *Inst. Lucas Mallada CSIC. Cursillos y Conferencias*. IX. p. 271-273.
- PERCONIG E. y MARTINEZ DIAZ, C. (1977).- "Perspectivas petrolíferas de Andalucía Occidental". *Bol. IGME* 88-V. p. 417-433.
- QUINTERO I. y MANSILLA H. (1979).- "La influencia de los movimientos kiméricos en la sedimentación del Jurásico superior del Sector Ibérico". *Comunicaciones Grupo XVII de la ETSIMM*.
- RODRIGUEZ ESTRELLA T. (1979).- "Geología e hidrogeología del Sector Alcaraz-Liétor-Yeste (provincia de Albacete)". *Memorias IGME* 97. 566 pp.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ J. (1982).- "El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas". *Tesis Doct. Univ. Granada* 224 pp.
- ROLDAN F.J. (1988).- "Estudio geológico de las Unidades Neógenas comprendidas entre Espejo y Porcuna (provincias de Córdoba y Jaén). Depresión del Guadalquivir". *Tesis Lic. Univ. Granada*.
- ROLDAN F.J. y GARCIA CORTES A. (1988).- "Implicaciones de materiales triásicos en la Depresión del Guadalquivir (provincias de Córdoba y Jaén)". *II Gong. Geol. de Esp. Granada* 1. p. 189-192.
- ROLDAN F.J. y LUPIANI E. (en prensa).- "Memoria y mapa geológico 1:50.000 de Baeza" I.T.G.E.
- RUIZ ORTIZ P.A. (1989).- "Análisis de facies del Mesozoico de las unidades intermedias (entre Castril -provincia de Granada- y Jaén)". *Tesis Doct. Univ. Granada*. 272 pp.
- SAAVEDRA J.L. (1963).- "Datos sobre la micropaleontología de las Hojas de Lucena, Baeza, Puente Genil y Montilla". *Notas y com. IGME*. 72. p. 81-104.
- SANDERSON D.J. y MARCHINI W.R.D. (1984).- "Transpresión". *Journ of Struct. Geol.* Vol. 6 nº 5 p.449-488.
- STAUB R. (1926).- "Gedanten zur Tektonik Spaniens". *Vierteljahr naturf. Gesell. Zürich*. IXXI, p. 196-261 (Trad. Esp. *Mem. Acad. Bellas Letr. Nobles Artes. Córdoba* p. 3-80).
- VAIL P. R., HARDENBOL J. y TODD R.G. (1984).- "Jurassic unconformities, Chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy". In: *J. Shelle (Ed.) Interregional Unconformities and hydrocarbon accumulation. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*

Mem. 36.129-144.

VAN VEEN G.W. (1969).- "Geological investigations in the region of Caravaca. South Eastern Spain". *Tesis Doct. Univ. Amsterdam*. 143 pp.

VERA J.A. (1979).- "Paleogeografía de las zonas externas de las Cordilleras Béticas durante el Jurásico (Introducción)". *Cuad. Geol.* 10. p. 533-556.

VERA J.A. (1981).- "Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico". *Curso de Conferencias sobre el P.I. C.G. Real Acad. Cien. Ex. Fiss y Nat.* 2^a parte p. 129-160.

VERA J.A. (1988).- "Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de la Cordillera Bética". *Rev. Soc. Geol. de Esp.* 1. (3-4) p. 373-391.

VERA J.A., MOLINA J.M. y RUIZ ORTIZ P.A. (1984).- "Discontinuidades estratigráficas en materiales pelágicos: caracterización, génesis e interpretación". *I Cong. Esp. de Geol.* 1. p. 109-122.



SECRETARIA GENERAL DE LA ENERGÍA Y RECURSOS MINERALES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGÍA