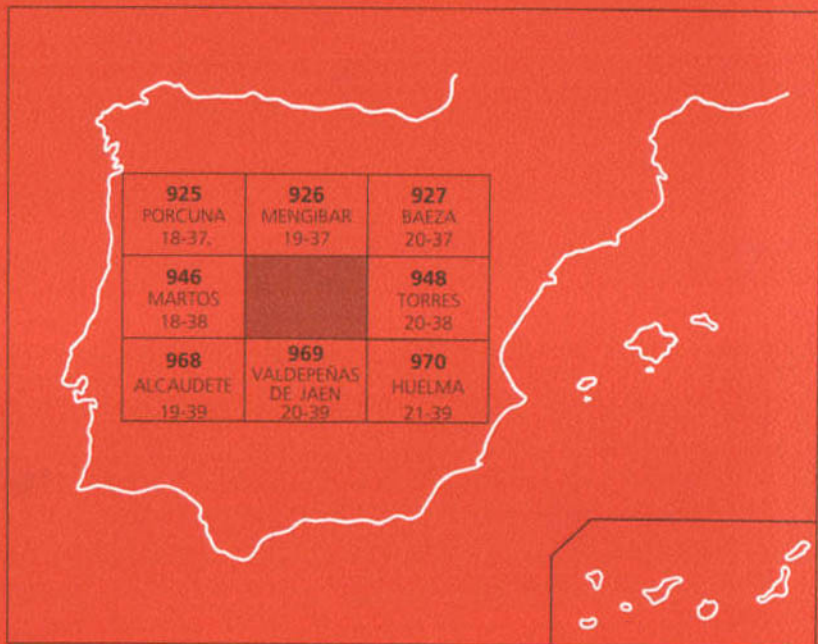




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

Primera edición



JAEN

El Instituto Tecnológico Geominero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D. 1.270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Instituto Tecnológico
Geominero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
Escala 1:50.000

JAEN

Primera edición

MADRID, 1991

Depósito Legal: M-10.716-1992
I.S.B.N.: 84-7840-116-4
NIPO: 241-92-011-7
Imprime: Gráficas Topacio, S.A.
c/ Príncipe de Vergara, 210 - 28002 MADRID

HAN INTERVENIDO:

Cartografía y Memoria:	Roldán García, F.J. Licenciado en Ciencias Geológicas; Lupiani Moreno, E. Licenciado en Ciencias Geológicas; Villalobos Megía, M. Licenciado en Ciencias Geológicas y Jerez Mir, L. Doctor en Ciencias Geológicas.
Sedimentología:	Rodríguez Fernández, J. Doctor en Ciencias Geológicas y Roldán García, F.J. Licenciado en Ciencias Geológicas
Micropaleontología (Levigados y láminas):	González Donoso, J.M. Doctor en Ciencias Geológicas; Linares Rodríguez, D. Doctora en Ciencias Geológicas; Serrano Lozano, F. Doctor en Ciencias Geológicas; Martínez Gallego, J. Doctor en Ciencias Geológicas y Granados Granados, L. Licenciado en Ciencias Geológicas
Nannoplancton:	Aguado Merlo, R. Licenciado en Ciencias Geológicas y Martín Pérez, J.A. Licenciado en Ciencias Geológicas
Geomorfología:	Lupiani Moreno, E. Licenciado en Ciencias Geológicas; Roldán García, F.J. Licenciado en Ciencias Geológicas y Serrat Congost, D. (asesoría). Doctor en Ciencias Geológicas
Dirección y supervisión del ITGE:	García Cortés, A. Doctor Ingeniero de Minas

0. INTRODUCCION

0.1. SITUACION Y CARACTERISTICAS GEOGRAFICAS

La Hoja a escala 1:50.000 nº 947 "Jaén" del Mapa Topográfico Nacional, se localiza en el sector central de la provincia de Jaén, entre las siguientes coordenadas Greenwich:

37° 40' 04".8 - 37° 50'04".8 Latitud Norte
3° 21'10".8 - 3° 51'10".8 Longitud Oeste

Los núcleos urbanos de mayor envergadura que se encuentran en ella son: Jaén, Mancha Real, Pegalajar, Cambil, La Guardia de Jaén y Los Villares.

El drenaje superficial se realiza en su práctica totalidad a través del río Guadalbullón y sus afluentes, que vierten su aguas al río Guadalquivir, en la vecina Hoja de Mengíbar. Este curso fluvial presenta escorrentía continua durante todo el año.

La orografía de la Hoja de Jaén está marcada por fuertes contrastes, pasando de una zona de suave y alomada morfología en el Norte, a encajados valles y escarpadas cumbres de las sierras situadas al Sur.

La mayor cota es de 2.032 metros, que corresponde a la altitud del pico El Almadén y la mínima de 330 metros, localizada en el río Guadalbullón.

Existe una buena red de carreteras que comunican los núcleos de población, y además hay una densa red de caminos agrícolas y forestales.

La economía de esta región se basa mayoritariamente en la agricultura, en la que el olivar adquiere categoría de monocultivo. El sector de servicios en Jaén y una incipiente industria, en esta misma ciudad y Mancha Real, completan las actividades productiva.

0.2. ANTECEDENTES

Las primeras referencias bibliográficas sobre el sector estudiado proceden de BERTRAND y KILLIAN (1889), los cuales hicieron algunas descripciones locales, fundamentalmente de yacimientos fosilíferos.

DOUVILLE (1905-1906), estudió el sector comprendido entre Martos y Jódar y distinguió dos grandes zonas. El *Haut-Pays*, compuesto por series autóctonas y alóctonas, y el *Bas-Pays* (Depresión del Guadalquivir), caracterizado por la frecuencia de materiales triásicos, cretácicos y terciarios.

FALLOT, en 1943, publica una síntesis del Cretácico de las Cordilleras Béticas en la que define y caracteriza los Dominios Subbético y Prebético, y en años sucesivos presenta numerosas

publicaciones puntuales y sectoriales. Sus estudios y trabajos sentaron las bases sobre las que posteriormente se desarrolló la investigación de la Cordillera.

BUSNARDO en 1960, 1962 y 1964 estudia diversos afloramientos de la Hoja, haciendo precisiones estratigráficas de gran interés, y define la Unidad de Los Villares, que la correlaciona con las "Series Intermedias" definidas por FOUCAULT en Huéscar (Granada).

GARCIA ROSSELL (1972) realiza su tesis doctoral en la transversal de Ubeda a Huelma, y define el "complejo del Jandulilla" como un conjunto alóctono, totalmente desenraizado, compuesto por materiales de edad esencialmente triásica. Dentro de él, define las Unidades del Guadalquivir y el Manto o Unidad de Cambil.

En 1973 presenta su tesis doctoral SANZ DE GALDEANO sobre la geología de la transversal Jaén-Frailes. En ella realiza una minuciosa cartografía y una interpretación estructural de la zona, en la que define diversas unidades alóctonas, y señala la importancia del diapirismo en la deformación de diversos sectores.

En 1980 RUIZ ORTIZ publica su tesis doctoral en la que estudia monográficamente las Unidades Intermedias, dedicándole especial atención a las turbiditas carbonatadas del Malm, y terrigenas del cretácico, de la serie de Jabalcuz-Los Villares.

BAENA y JEREZ (1982) realizan un trabajo de síntesis de las Zonas Externas en el que se hace referencia a varios afloramientos o unidades de la Hoja. Las Unidades Intermedias las definen como parte integrante de Dominio Subbético.

Recientemente MOLINA CAMARA (1987) ha estudiado monográficamente los materiales del Subbético Externo, a los que ha caracterizado sedimentológicamente y ha propuesto una hipótesis de reconstrucción de la cuenca.

La última referencia geológica procede de LUPIANI *et al.* (1988), en la que se describe la secuencia estratigráfica del Prebético de Jaén, y se interpreta su estructura.

0.3. ENCUADRE GEOLOGICO GENERAL

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de Jaén se localiza en el sector septentrional de las Cordilleras Béticas, en el límite de las Zonas Externas con la Depresión del Guadalquivir.

El Orógeno Bético representa el extremo occidental del conjunto de cadenas alpinas europeas. Se trata, conjuntamente con la parte norte de la zona africana, de una región inestable afectada durante gran parte del Neógeno por fenómenos tectónicos mayores.

Tradicionalmente se distinguen las Zonas Internas y las Zonas Externas, en comparación con cordilleras de desarrollo geosinclinal. En éstas se puede distinguir una parte intensamente deformada y metamorfizada (Interna), y otra que ha actuado de cobertera, y se encuentra plegada y, a veces, con estructuras en manto de corrimiento (Externa).

En el caso de las Béticas podemos decir que las Zonas Externas corresponden a un conjunto de sedimentos de edades comprendidas entre el Triás y el Terciario, que se depositaron en el margen meridional del Macizo Hespérico, en continuidad con la Cordillera Ibérica. Las Zonas Internas representan un bloque exótico, de evolución geológica ajena a la del margen Ibérico.

Tradicionalmente las Zonas Externas se han dividido en dos grandes Zonas: Prebético y Subbético, aunque algunos autores han distinguido una tercera más, Unidades Intermedias; como su propio nombre indica, paleogeográficamente se situaría entre las dos anteriores.

El Prebético es la zona más próxima a costas y en él predominan los sedimentos asociados a medios marinos someros, e incluso continentales.

En función de las facies de los materiales del Cretácico y Paleógeno, se divide en Externo e Interno, representando la primera zona los sectores más próximos a costas y la segunda las cercanas a áreas de cuenca abierta.

El Subbético se sitúa en la actualidad al Sur del anterior y presenta facies pelágicas, más o menos profundas, durante gran parte del Jurásico y todo el Cretácico.

En base a las características sedimentarias durante el Jurásico, se divide en tres dominios: Externo, Medio e Interno (de Norte a Sur respectivamente).

Tanto el Subbético Externo como el Interno representan sectores en los que se registró una pequeña subsidencia durante el Jurásico, siendo muy frecuentes las facies condensadas. El Subbético Medio se situaría entre los anteriores y en él se dio una notable tasa de sedimentación, con facies fundamentalmente margosas, y donde se registra la salida de rocas volcánicas.

La sedimentación en las Zonas Externas es continua hasta el Mioceno Inferior (Burdigaliense inferior), registrándose tan sólo discordancias de carácter local.

En esta época colisionan las zonas Internas y Externas y se producen importantes cambios paleogeográficos, pudiéndose decir que la "Cuenca Bética" pierde su uniformidad.

En el Langhiense superior se desarrolla una tectónica transtensiva de componente OSO, que produce la fragmentación de las Zonas Externas en bloques y crea pronunciadas fosas entre ellas. Estas cuencas son rápidamente rellenadas por vertidos gravitacionales, de materiales poco consistentes (margas) desde los relieves adyacentes, y por importantes extrusiones de materiales triásicos.

A partir de estos procesos se crean en la Cordillera varias cuencas marinas con evolución diferente.

1. ESTRATIGRAFIA

En este capítulo se hace referencia a cada una de las formaciones o conjuntos litológicos distinguidos en cartografía.

Dentro de la Hoja de Jaén se localizan afloramientos asignables a los Dominios Subbético, Unidades Intermedias y Prebético, así como a la Depresión del Guadalquivir.

Los dos primeros se han diferenciado en base a sus distintas secuencias jurásicas, mientras que para el Prebético se han empleado los rasgos más distintivos de los sedimentos cretácicos. En la Depresión del Guadalquivir únicamente afloran sedimentos neógenos.

1.1. TRIAS

A pesar de ser muy numerosos los enclaves o afloramientos de materiales asignados a esta edad en la Hoja de Jaén, es realmente difícil encontrar alguno con la continuidad necesaria para establecer una secuencia estratigráfica mínimamente representativa. Tan sólo en las inmediaciones de Cambil, en un gran afloramiento rodeado por materiales de naturaleza olistostromica, se ha reconocido la práctica totalidad de tramos en continuidad, si bien algunos de ellos están parcialmente laminados por causas tectónicas.

Los conjuntos litológicos con características propias, se describirán en los epígrafes sucesivos.

1.1.1. Lutitas rojas y areniscas (1)

Ocupan el núcleo de una estructura anticlinal ubicada al Este de Cambil, en la que se puede observar los 150-200 metros superiores de este conjunto.

Corresponden a unas limolitas y areniscas de grano muy fino, de tono rojo intenso y aspecto masivo. Estas intercalan niveles de hasta 10 metros de potencia de areniscas de grano grueso y tonalidades ocres.

Las lutitas, por lo general, no muestran estructuras de ordenamiento interno, y las pocas observadas se limitan a laminaciones paralelas de orden milimétrico. Estas estructuras se dan en esporádicas intercalaciones de tonalidades verdosas.

Por su parte los niveles de areniscas presentan una continuidad lateral del orden del centenar de metros y en algunas ocasiones muestran morfologías canalizadas. Una secuencia típica comienza con una base erosiva, sobre la que se disponen unos conglomerados constituidos por elementos cuarcíticos muy redondeados; a veces se observan también cantos blandos de las propias lutitas infrayacentes de algunos centímetros de espesor. La secuencia sigue con unas areniscas de grano grueso con estratificaciones cruzadas en artesa muy potentes, que van disminuyendo de tamaño hacia techo. Todo el conjunto culmina con numerosas intercalaciones discontinuas de lutitas rojas.

En el flanco septentrional del afloramiento se ha observado, a techo de las lutitas, un nivel calcáreo de unos 10 metros de potencia. Se trata de dolomías tableadas, con textura subnodulosa y están fuertemente bioturbadas. Este nivel suele ser discontinuo, quizás debido a efectos tectónicos.

El análisis de la secuencia que comporta este conjunto, y las estructuras de ordenamiento interno presentes, sugieren un medio deposicional de características fluviales. Estos materiales serían correlacionables con facies similares aflorantes en el borde de la Meseta, y atribuidas por diversos autores al Buntsandstein.

1.1.2. Yesos (2)

Se localizan a techo del conjunto anterior. La distribución cartográfica de los mismos es discontinua en el ámbito de la Hoja, y pueden estar representados en distintos niveles estratigráficos.

El espesor máximo observado oscila en torno a 50 metros, de los cuales los 5 metros primeros suelen estar constituidos por una alternancia de lutitas rojas y verdes, carniolas y yesos. El resto de la secuencia la forman yesos laminados, con esporádicos niveles lutíticos y dolomíticos de espesor milimétrico a centimétrico.

En líneas generales el yeso es de grano fino y presenta un bandeado de diversas coloraciones.

Desde el punto de vista sedimentológico materiales de igual naturaleza, se han interpretado como integrantes de una cuenca evaporítica de tipo Sabkha (ORTI CABO, 1973).

La edad de estos materiales, se ha deducido en base a la posición estratigráfica que ocupan, de ahí que se haya localizado un conjunto en el Muschelkalk y otro en el Keuper.

1.1.3. Ofitas (3)

Sólo se han localizado dos afloramientos: uno en el Norte de la Hoja, involucrado en la Unidad olistostrómica, y situado en las proximidades del Cjo. del Mendo; y otro en las inmediaciones de Cambil, dentro del Trías propiamente dicho y relacionadas al menos espacialmente con los grupos litológicos citados antes.

El afloramiento citado en segundo lugar es un dique de unos 200 metros de potencia de dirección E-O y buzamiento 70°N. Este dique, en ocasiones, produce inyecciones de espesor centimétrico de material ígneo entre los planos de discontinuidad de la roca encajante (estratificación y/o fracturas).

Microscópicamente se han distinguido los siguientes minerales principales: plagioclasa, hornblenda, augita y opacos. Como minerales accesorios están: cuarzo y epidota.

Por su textura ofítica, esta roca ha tenido tradicionalmente esta denominación. Sin embargo, por su mineralogía hay que clasificarla como una dolerita.

Cabe destacar la presencia de prehnita que es un indicador de metamorfismo de grado muy bajo, de acuerdo con la información que suministra en este sentido, las Hojas de Granada y Montefrío.

1.1.4. **Dolomías estratificadas (4)**

Sobre los yesos descritos con anterioridad, o bien directamente sobre las lutitas rojas con areniscas, descansa un nivel carbonatado de unos 20 metros de potencia. Está constituido por dolomías compactadas en estratos de 0,5 metros de espesor. A simple vista se distingue un bandeado milimétrico, que corresponde a zonas de distinto grado de dolomitización. Donde no existe dolomitización, la textura observada al microscopio es micrítica.

En otros afloramientos cercanos y en especial los localizados en las inmediaciones de la carretera N-342 en su subida hacia Cambil, los paquetes carbonatados se presentan con potencias próximas a 100 metros. En estos puntos, el tramo lo forman unas calizas y dolomías de tonalidades grises oscuras a negras; se organizan en ciclos, de estratificación tableada o semimasiva. En el primer caso, los estratos son de 5 a 10 cm de espesor y suelen estar alabeados, son frecuentes las intercalaciones de margocalizas grises y más raras otras de naturaleza pelítica. Las estructuras de ordenamiento interno más comunes son las laminaciones paralelas.

En los tramos masivos los estratos están próximos a 0,5-0,7 metros de potencia, con juntas muy netas. Generalmente los carbonatos presentan texturas micríticas recrystalizadas, con distintos grados de dolomitización. Hay niveles intensamente bioturbados y otros que adquieren una nodulización incipiente. Es frecuente encontrar pequeñas fracturas tensionales rellenas de calcita blanca, así como estilolitos.

En la presente Hoja, este tramo carbonatado no ha sido datado, pero por sus características litoestratigráficas puede ser atribuido al Triás de facies Muschelkalk. Representaría un período de sedimentación marina en facies de plataforma.

1.1.5. **Margas, arcillas y areniscas versicolores (5)**

El techo de todo el conjunto Triásico, descrito antes viene dado por una alternancia cíclica de margas, lutitas y areniscas de tonalidades variadas, fundamentalmente rojo, verde y ocre. Los estratos presentan un espesor medio de 0,3 a 0,5 metros, con intercapas carnolares, en ocasiones brechoides, de tonos ocre-amarillentos, y algunas intercalaciones métricas de margocalizas grises.

Este conjunto se encuentra muy tectonado y son excepcionales los cortes continuos de más de una veintena de metros.

A veces hay niveles de yesos asociados a lutitas de tonos rojos y a carniolas, así como masas evaporíticas de dimensiones mayores, aunque en estos casos los contactos suelen ser claramente mecánicos.

El techo del tramo solamente es visible en el Suroeste de la Hoja, 1 km al Sur del vértice Salto de la Yegua. En este punto bajo entre los carbonatos jurásicos se distinguen unas filitas rojas, con frecuentes y discontinuas pasadas carniolares de orden métrico.

La potencia es desconocida ya que no se localizan en continuidad los niveles de techo y muro en ningún lugar de la Hoja, pero debe de ser importante, a tenor de su abundancia y frecuencia en unidades más modernas que se han nutrido de estos materiales. Sería asimilable en edad al Keuper.

1.2. JURASICO

Los sedimentos de esta edad representan gran parte del tercio meridional de la Hoja de Jaén. Ocupan los relieves de mayor cota, y se caracterizan en términos generales, por el dominio de facies carbonatadas.

En función de las características observadas en sus series litoestratigráficas, se han diferenciado dos secuencias tipo, Jabalruz y Sierra de Grajales. Estas secuencias caracterizan a las Unidades Intermedias y Subbético Externo, consideradas como zonas o dominios paleogeográficos pertenecientes a las Cordilleras Béticas.

Para esta Edad (Jurásico) en ambos conjuntos hay cierta convergencia en cuanto a ambientes sedimentarios y su evolución, y en ocasiones presentan los mismos sedimentos en determinados pisos. Esto indica que en la cuenca sedimentaria original, ambas secuencias-tipo se depositarían colindantes o en condiciones análogas.

Sin embargo, entre ambos hay un rasgo diferencial bien acusado, y es el gran espesor de sedimentos de las Unidades Intermedias frente al Subbético Externo tanto en el Jurásico, como en el Cretácico. Este hecho sugiere la existencia de una fuerte y prolongada subsidencia en aquel Dominio.

En general, para las dos secuencias reseñadas anteriormente se pueden distinguir cuatro grandes episodios en el Jurásico, que serían:

- Instalación de la plataforma carbonatada del Lías Inferior y Medio (hasta el Carixiense), con predominio de facies mareales.
- Etapa de fragmentación de la plataforma, con el desarrollo de sedimentos de plataforma externa y/o hemipelagitas. Estaría comprendida entre el Carixiense y Bajociense.
- Nueva etapa de plataforma somera de edad Dogger, que se registra, en un caso, con un episodio oolítico, y en otro con el redepósito de esos oolitos en ambientes más profundos.

– Etapa final de edad Malm, esencialmente Kimmeridgiense y Tithónico, en la que dominan materiales redepositados en talud (turbiditas en un caso y "calizas nodulosas" brechoides en otro). Estos sedimentos corresponderían a un tránsito entre las condiciones de plataforma del Dogger y las de cuenca que imperan durante el Cretácico.

A pesar de estos rasgos comunes, se ha creído más conveniente describir por separado las secuencias que caracterizan cada Dominio, en vez de hacerlo por etapas o ciclos sedimentarios. Con ello se pierde un tanto la visión espacial de la distribución de facies, para un mismo período o ciclo sedimentario, pero por otro lado, se gana en la caracterización litológica de los distintos tramos y su evolución en la vertical.

1.2.1. Subbético (Subbético Externo)

Pertencen a este Dominio los sedimentos alóctonos aflorantes en Sierra Grajales y su prolongación oriental hasta Cerro Cántaro.

La secuencia incluye materiales de edades comprendidas entre Trías y Cretácico, siendo especialmente frecuentes los de edad Lías Inferior y Medio.

La secuencia característica se ha levantado en el corte de Salto de la Yegua. Esta secuencia se ha complementado con cortes parciales situados en: Cañones de Río Frío, Castillo de Otiñar, Caserío de Otiñar y finalmente en la carretera de la Cañada de Azadilla. En los epígrafes que se exponen más adelante, figuran los tramos litológicos más característicos.

1.2.1.1. *Calizas y dolomías basales* (6 y 7)

Sobre unas arcillas rojas con pasadas carniolares del Keuper se ubica un tramo de dolomías grises masivas, bastante brechificadas. Hacia niveles superiores, éstas presentan una estratificación difusa desarrollada en bancos de 0,5-1,5 metros de espesor.

Sobre la parte central del tramo se localizan varios bancos de calizas beigeas de 1-2 metros de grosor, que deben corresponder a relictos preservados de la dolomitización.

La intensa recristalización del tramo dolomítico ha impedido detectar la textura original de la roca. No obstante, se han observado laminaciones paralelas, posiblemente de origen estromatolítico. La textura de los niveles calizos intercalados evidencian un "mudstone" con muestras de desecación (fenestras).

Con un contacto irregular y en ocasiones progresivo, sobre las dolomías citadas, se dispone un paquete de calizas de tonos blancos o beigeas, de estratificación difusa, donde en ocasiones se puede diferenciar un nivel inferior de aspecto masivo y muy carstificado. En este nivel son frecuentes las texturas oolíticas y micriticas con fenestras, y la presencia de fauna de

gasterópodos y lamelibranquios. Existe otro nivel superior de estratificación rítmica y tonos más amarillentos, en el que dominan las texturas micríticas.

En el corte que sirve de base para la descripción estratigráfica no se observan con claridad los niveles superiores, pero en otros complementarios se ha diferenciado un paquete de carácter detrítico de 8 metros de espesor. Este paquete está constituido por una caliza de crinoides con glauconita y abundantes estratificaciones cruzadas; en la vertical pasa a calcarenitas con sílex, en cuyo techo existe un nivel encostrado de óxidos de hierro y fosfatos (hardground). En este nivel de condensación hay abundante fauna de cefalópodos; los ejemplares más representativos, que datan el Carixiense medio, son los siguientes: *Tropidoceras flandrini* (DUMORTIER) y *Tropidoceras demonense* (GEMMELLARO).

La potencia total que se ha medido se aproxima a 700 metros, si bien el espesor entre dolomías y calizas es variable según el corte, pero lo normal es que éstas últimas tengan entre 100 y 250 metros.

1.2.1.2. *Ritmica margoso-calcárea* (8)

Sobre las calizas y dolomías basales se sitúan unas calizas micríticas, algo margosas ("mudstone" y "wackestone" fosilífera), de tonos grises, con frecuentes nódulos de sílex negro o bandas silicificadas. Suelen presentar estratos muy bien marcados de 20-40 cm de espesor, con intercalaciones de capas margosas de orden centimétrico. A techo de los estratos es frecuente observar pistas de reptación.

En la vertical y hacia la parte superior las calizas pierden espesor y son sustituidas progresivamente por margocalizas. Esto da lugar a una típica secuencia rítmica de estratos margosos y margocalizas. En los estratos más duros son frecuentes los nódulos de limonita, procedentes posiblemente de la oxidación de pirita.

Unicamente se advierten laminaciones paralelas, como estructuras de ordenamiento interno. Se han detectado, a techo de la secuencia, esporádicos niveles detríticos.

En el corte estratigráfico situado al Sur del Caserío de Otiñar, dentro de este conjunto litológico se sitúan dos niveles poco potentes de calizas nodulosas de tonos rojos y grises y matriz margosa muy bioturbada. Gran parte de los nódulos corresponden a fragmentos de ammonites. De las calizas nodulosas se han extraído ejemplares de *Fuciniceras* sp. y *Protogrammoceras* sp. del Domeriense inferior, mientras que los niveles de techo han suministrado *Hildoceras bifrons* (BRUGUIERE). La edad del tramo sería, por consiguiente Carixiense superior-Toarciense inferior.

La potencia es variable y oscila entre 80 metros en el corte del Salto de la Yegua, a cerca de 300 metros al Este el Pico Grajales. Los niveles de calizas con sílex basales pueden suponer de 1/4 a 1/3 del espesor total.

La evolución de las facies parece indicar una progresiva profundización de la cuenca sedimentaria. Pasaría de un ambiente somero, en el Lías inferior, a un ambiente hemipelágico con facies asociadas de talud de pequeña envergadura (calizas nodulosas).

1.2.1.3. **Calizas nodulosas** (9)

A techo de la ritmita descrita anteriormente se disponen ocasionalmente unas calizas nodulosas de 10-15 metros de espesor.

Dentro de este conjunto litológico se han distinguido dos partes. Una constituida por calizas micríticas rojas que a techo se nodulizan y están fuertemente bioturbadas, y otra parte, superior, formada por calizas brechoides con esporádicos niveles de calizas micríticas, con sílex, intercalados.

Los frecuentes fragmentos de ammonioideos *Docidoceras* gr. *longalum* (VACEK) y *sonninidae*, permiten datar el intervalo Toarciense-Bajociense basal.

El análisis de facies sugiere que estos sedimentos se depositaron en un umbral pelágico con escasa tasa de sedimentación. La nodulación se interpreta que estaría ligada a procesos de intensa bioturbación, acompañados de disolución y compactación diferencial.

1.2.1.4. **Calizas oolíticas con sílex** (10)

Sobre las calizas nodulosas o bien directamente sobre la ritmita margoso-calcárea, se localiza un conjunto de calizas crema de unos 200 metros de potencia. A techo se desarrolla un *hard-ground*, reconocible a nivel regional, donde se observan procesos de disolución incipiente.

Las calizas se distribuyen arealmente con distintas facies, ubicándose las más energéticas al Norte y las menos al Sur.

En las secciones estratigráficas de Cerro del Frontón y Salto de la Yegua, las calizas se encuentran muy carstificadas, semimasivas y con estratificación poco definida o en bancos de 0,5-2 metros. Corresponden en su mayoría a un "grainstone" oolítico, con algunos peloides y crinoideos, pasando a presentar oncolitos en los niveles superiores.

Más al Sur, las observaciones realizadas sobre el talud del camino de la Cañada de Azadilla, las calizas se presentan bien estratificada con nódulos de sílex negro en estratos de 0,5-1 metros de espesor, siendo su aspecto bastante más compacto que en el caso anterior. La microfacies corresponde en su mayor parte a "wackestone" de peloides y espículas de esponjas, encontrándose también esporádicos niveles oolíticos.

Entre ambas secuencias se puede distinguir un tercer tipo intermedio, localizable en los afloramientos próximos a Otiñar. En este punto se advierten niveles oolíticos semimasivos y

otros de aspecto tableado, en los que son frecuentes las acuñaciones laterales de estratos; también se han observado algunos "slumpings" incipientes y cicatrices de truncación.

Las microfacies descritas indicarían que esta secuencia se depositó en un ambiente de plataforma carbonatada, con una parte donde domina la acción de mareas (facies oolíticas), y otra más protegida (facies de peloides y espículas), quizás de plataforma externa. Entre ambas zonas debería existir una rampa de tipo homoclinal, donde se redepositarían oolitos y se producirían pequeños e incipientes deslizamientos gravitatorios ("slumpings").

No se ha encontrado fauna que caracterice cronológicamente esta secuencia, pero por su posición en la serie la edad debe comprender el intervalo Bajociense-Bathonense (Dogger).

1.2.1.5. **Calizas nodulosas y brechoídes** (11)

Se localizan en escasos y pequeños afloramientos, degradados por lo general, que no superan en ningún punto los 30 metros de potencia.

En las inmediaciones del Castillo de Otiñar se ha levantado una serie estratigráfica en la que se distinguen los siguientes niveles:

- 0,5 a 1 metro de calizas micríticas de tonalidades rosadas y aspecto compacto. El muro se adapta a las irregularidades del hard-ground sobre el que descansa, y lateralmente puede llegar a desaparecer. La microfacies corresponde a un "wackestone" de fósiles (filamentos y placas de equínidos) y peloides, con incipiente desarrollo de fenestras con rellenos geopetales.
- 10 metros de calizas nodulosas rosadas, con nódulos intercrecidos de calizas micríticas y fragmentos de ammonites; hacia techo presentan varios niveles de calizas no nodulizadas.
- 5 metros de calizas nodulosas de matriz margoso-fluidal, en ocasiones detrítica, con nódulos algo redondeados.
- 2 metros de calizas detríticas, con sílex a la base, y cantos blandos de calizas de filamentos ("wackestone" de saccocoma).
- 10 metros de brechas de cantos subangulosos a redondeados, con frecuentes restos de ammonoideos, soportados por matriz de margocalizas, que hacia techo se hace progresivamente más margosa.

Los ammonites extraídos más representativos son: *Aspidoceras* gr. *binoddum* (OPPEL), *Sowerbyceras* sp., *Holcophylloceras zignodianum* (D'ORBIGNY), *Berriasella oppeli* (KILIAN), *Malbosiceras* sp. Esta asociación indica una edad Kimmeridgiense a Berriasiense inferior, si bien en otros puntos de la secuencia han sido datados el Bathoniense y Calloviense de manera discontinua.

El nivel estratigráfico con que finaliza el Jurásico, representa el episodio de pelagización definitiva de la cuenca, mediante la formación de un talud. Los primeros episodios pertenecerían a la plataforma carbonatada que impera en gran parte del Jurásico, si bien ya con características netamente pelágicas, en la que son frecuentes los procesos de litificaciones tempranas (fenestras) y nodulaciones, mientras que el resto son facies atribuibles a un talud.

En otras series similares (Sur de Baena), los niveles detríticos que aparecen sobre la mitad de la secuencia se presentan directamente sobre la facies de plataforma pelágica y muestran estructuras mareales, por lo que se han interpretado como tempestitas. En este corte los niveles pertenecientes a la misma edad aparecen entre depósitos que se han interpretado ligados a un talud.

1.2.2. Unidades Intermedias

Sus afloramientos se ubican geográficamente al Norte de los anteriores, encontrándose también en posición alóctona sobre sedimentos neógenos o prebélicos. Asimismo, constituyen series continuas de edades comprendidas entre el Lías y Cretácico inferior.

En la Sierra de Jabalcuz se ha levantado la serie característica de este conjunto, que se ha complementado con cortes parciales y observaciones puntuales en los cerros de San Cristóbal y Almadén.

A continuación se expondrán sucesivamente los conjuntos litológicos diferenciados.

1.2.2.1. Calizas y dolomías (13 y 14)

Alcanzan unos 300 metros de potencia máxima, representando los niveles dolomíticos basales algo más del 50% del espesor en Jabalcuz, y prácticamente la totalidad en Almadén.

Las dolomías son de tonos grises, aspecto masivo y ocasionalmente se presentan brechificadas, mientras que las calizas son de tonos claros, blancos o cremas y normalmente de textura oolítica.

Los últimos metros de serie corresponden a una crinoidita con clastos de sílex y sobre ella se desarrolla un banco de calizas arenosas con abundante glauconita y nódulos de limonita, en cuyo techo se desarrolla un "hard-ground" con fósiles. En las proximidades del Cjo. Carretón, al Sureste de Pegalajar, entre la crinoidita y el "hard ground" se ha observado una superficie carstificada. En pico Almadén el tramo calizo sólo se localiza en los últimos metros de la secuencia, adquiriendo una tonalidad amarillenta y textura brechoide. En el nivel de condensación de techo sólo se han encontrado belemnites y moldes de ammonites, pero SANZ DE GALDEANO (1973) y RUIZ ORTIZ (1980) citan *Arietoceras* sp. del Domeriense medio.

Este tramo es el mismo que el comentado con anterioridad en el Dominio Subbético por lo que para mayor detalle y descripción de facies el lector puede remitirse a él.

1.2.2.2. **Margas y margocalizas amarillentas** (15)

Sobre las calizas y dolomías se desarrolla un nivel de margas y margocalizas de tonalidades amarillentas, que alcanzan desigual desarrollo, pasando de 5 metros en Jabalcuz a cerca de 30 metros en Almadén, donde únicamente han podido ser representados en cartografía. En ambos cortes estas margas son de aspecto similar, si bien en Almadén son algo más compactas y los niveles de margocalizas aparecen algo silicificados.

No se ha localizado macrofauna, pero ROBLES (1970) y PUJALTE (1970) citan *Bassaniceras* sp., *Pleuroceras* sp. y otros, del Domeriense superior.

1.2.2.3. **Calizas grises tableadas** (16)

Este tramo es uno de los más característicos de las Unidades Intermedias, destacando por su gran potencia y monotonía.

En el corte tipo, comienza con un alternancia de estratos, de 50 cm de espesor de calizas micríticas y margocalizas, hacia techo las calizas pasan a ser exclusivas y presentan laminaciones horizontales, con frecuentes "slumpings" y brechas intraformacionales asociados. La bioturbación es abundante y en ocasiones se encuentran lamelibranchios.

La mayor parte del tramo corresponde a calizas tableadas (en estratos de 10-20 cm) con alguna intercalación decamétrica de calizas margosas o margocalizas. Las calizas presentan como única estructura de ordenamiento interno laminación paralela; hacia techo es frecuente la aparición de pequeños "ripples" unidireccionales, cuyo sentido de migración es hacia el Oeste.

Los últimos 50 metros de serie están representados por calizas margosas y margocalizas laminadas, en estratos de 0,5 metros, con pequeñas lentes de arenas finas o limos en la que son patentes las laminaciones horizontales.

A 5 metros del techo del tramo se localiza un nivel de calizas nodulosas de tonos claros, con algunas intercalaciones margosas con nódulos intercalados o separados por abundantes bioturbaciones. En la vecina Hoja de Martos, dentro de este nivel, se ha extraído *Fissilobicerias* sp. y *Graphoceratidae* que marcaría el Bajociense inferior, por lo que el tramo estaría comprendido entre el Domeriense superior y esta última edad.

En otros afloramientos el tramo presenta características similares a las descritas, si bien no se han observado ni los niveles de brechas intraformacionales de base, ni las calizas nodulosas de techo. La potencia oscila desde los 1.000 metros de Jabalcuz a cerca de 400 metros en Almadén.

Las microfacies de estos sedimentos son análogas en todos los afloramientos y corresponden a "mudstone" y "wackestone", con pellets, radiolarios y espículas, observándose un bandeado

con acumulación diferencial de micrita. Estas características indicarían que el conjunto litológico debió de depositarse en una plataforma carbonata abierta, por debajo de la línea de acción del oleaje, en la que pequeños desfases entre sedimentación y subsidencia crearon pequeños taludes; estos taludes propiciaron acusados fenómenos de "slumping" y brechas intraformacionales.

Las lentes arenosas observadas a techo podrían interpretarse como capas de tormenta e indicarían una cierta somerización del medio, o bien, una época de excepcional intensidad de meteoros.

1.2.2.4. **Calizas oolíticas con sílex** (17)

En el corte de Jabalcuz, sobre las calizas tableadas se sitúan unos 20 metros de calizas laminadas en estratos de 5 cm, con gran cantidad de filamentos y nódulos de sílex. En la vertical pasan a calizas de tonos grises o claros, en estratos de 0,3-0,6 metros bien mercados. También se observan nódulos de sílex negro dispersos, y un "hard-ground" a techo poco desarrollado.

Hay texturas oolíticas que se ordenan de acuerdo con una gradación positiva; también hay laminaciones paralelas y cruzadas unidireccionales de pequeña escala, asociadas. Es común observar texturas micríticas, representadas por estratos semimasivos o bandeados.

Los niveles oolíticos presentan una microfacies de "grainstone" con filamentos y crinoides, siendo muy regular el tamaño de grano de los oolitos. Ocasionalmente se aprecia una concentración de filamentos y oolitos en capas separadas, confiriéndole a la roca un aspecto laminado o bandeado.

Por su parte los niveles no oolíticos presentan una microfacies de "wackestone" a "packstone" de filamentos y peloides.

En Almadén no están representadas las facies oolíticas, y en su lugar afloran unas calizas micríticas con esporádicos niveles de microbrechas calcáreas de matriz rica en filamentos y pellets.

La potencia de este conjunto oscila de 150 a 250 metros según sectores, y es atribuido al Dogger por la posición que ocupa en la serie, ya que no se ha encontrado fauna representativa.

Este conjunto debió de depositarse en un ambiente de plataforma carbonatada, dándose el caso de coexistencia de facies de media y baja energía.

La presencia de niveles oolíticos muy seleccionados en su tamaño, con intercalaciones de filamentos, pellets y brechas asociados, sugiere que estos oolitos se han redepositado en un ambiente más profundo.

En resumen, se estima que este conjunto debería estar asociado a un sector deprimido de una plataforma carbonatada, que recibiría importantes aportes de oolitos desde áreas adyacentes más someras. Estas áreas se podrían localizar en ambos márgenes del sector deprimido y podrían corresponder con materiales prebéticos, al Norte, y subbéticos (Unidad de Sierra Grajales) al Sur.

1.2.2.5. **Margas y margocalizas** (18)

Este grupo litológico se ha localizado en todos los afloramientos de la Hoja, pertenecientes a las U.I. constituyen un excelente nivel guía, ya que morfológicamente se asocia a zonas deprimidas.

En Jabalcuz alcanza potencias máximas algo superiores a 50 metros, y disminuye lateralmente hasta su práctica desaparición en algunos puntos de la Hoja de Martos.

Su litología corresponde a unas margas y margocalizas, localmente algo silíceas, de tonos amarillentos, blanquecinos, e incluso rojizos. En las proximidades de la carretera de Los Villares, se intercala un nivel carbonatado de aspecto detrítico, que corresponde a un "packstone" de filamentos y peloides con oolitos y crinoides, y debe corresponder a un evento redepositado entre las margas.

No se ha encontrado fauna representativa en este tramo, pero RUIZ ORTIZ (1980), en base a una asociación de filamentos, foraminíferos y radiolarios, las sitúa en el Oxfordiense.

En el collado de la Atalaya, al Oeste de Almadén, se ha localizado un afloramiento bastante tectonizado de margas y calizas margosas de tonos grises alternantes.

La nanoflora estudiada está representada por la siguiente asociación: *Cyclagelosphaera deflandrei* (MANIVIT) ROTH, *C. margereli* (NOEL) y *Watznaueria barnesae* (BLANK) PERCH-NIELSEN, que indica una edad Dogger-Malm.

Este episodio debe de representar una sedimentación pelágica, que cubrió momentáneamente la plataforma carbonatada, instaurada en la cuenca desde el principio del Jurásico.

1.2.2.6. **Calizas grises, brechas y turbiditas calcáreas** (19)

Este conjunto aflora extensamente en la ladera meridional de Jabalcuz y San Cristóbal. En la carretera de Jaén a Los Villares y en una pista forestal en Cerro Redondo, se encuentran los cortes que sirven de base para su descripción.

Comienza con unos 80 metros de calizas grises tableadas en estratos de 10-20 cm. A muro existe una transición con el tramo infrayacente, y la microfacies corresponde a un "mudstone" con radiolarios, filamentos y espículas.

Sobre estas calizas se disponen unos niveles detríticos que comienzan con unas brechas calcáreas, masivas, de cantos angulosos y tamaño medio de cantos 3-5 cm, aunque excepcionalmente pueden tener 20 cm. A continuación se pasa a una secuencia turbidítica de naturaleza calcárea en la que son frecuentes los términos "abc" de la secuencia de BOUMA, y en la que esporádicamente se intercalan nuevos lechos brechoides.

Estas turbiditas definen una megasecuencia positiva, de manera que en los niveles basales son más frecuentes los términos "abc" de BOUMA, y en los superiores los "b,c,d y e", correspondiendo estos últimos a unas calizas micríticas grises y margas.

Es frecuente en todo este conjunto la presencia de nódulos de sílex de color negro. Este sílex es claramente secundario, puesto que en ocasiones en él quedan relictos de las estructuras sedimentarias originales, como son laminaciones y "ripples".

Los niveles superiores carecen de elementos redepositados, su litología corresponde a unas calizas micríticas, algo silicificadas, con nódulos de sílex e intercalaciones de margas blanco-amarillentas; estas últimas se van haciendo más frecuentes en transición hacia los materiales cretácicos.

La presencia de los niveles brechoides y turbidíticos es muy variable de un corte a otro, observándose su franca disminución hacia el Oeste. Según este sentido también disminuye ostensiblemente la potencia total del tramo, pasando de cerca de 500 metros, en el corte descrito, a algo más de 300 metros en el borde de la Hoja.

En el Cerro de San Cristóbal la secuencia es diferente, ya que se compone de calizas micríticas grises con sílex e intercapas margosas con eventuales niveles de brechas.

La microfacies de los elementos autóctonos son bastante constantes para esta litología y corresponde a un "wackestone" o "mudstone" de radiolarios, espículas y saccocoma. Al mismo tiempo esta facies descrita coincide con la de los cantos involucrados en los niveles brechoides. Sin embargo, cabe destacar la existencia al menos de un canto de calizas ("packstone" bioclástico) con desarrollo incipiente de textura fenestral.

Las características de los elementos autóctonos indican que se formaron en las partes más distales de una plataforma carbonatada, observándose a techo una clara transición hacia un ambiente de cuenca hemipelágica. En este proceso se debieron de formar taludes adyacentes a la plataforma, en la que se instauró una serie de abanicos submarinos, en los que se depositaron las brechas y turbiditas. Estas debieron alimentarse fundamentalmente de la propia destrucción de la plataforma externa, y en mucho menor grado de zonas más internas (quizás Prebético como lo indica el canto de calizas con fenestras).

No se han encontrado fósiles representativos en todo el conjunto, pero por su posición estratigráfica, corroborada con muestreos en la Hoja de Martos (RUIZ ORTIZ, 1980), debe corresponder al Kimmeridgiense-Tithónico.

1.3. CRETACICO

Los sedimentos de esta edad ocupan la mayor parte de los valles localizados en la mitad meridional de la Hoja, además de un cortejo de fuertes relieves, ubicados entre los materiales Neógenos de la Depresión del Guadalquivir y las Unidades Intermedias.

Si mientras que para el Jurásico había cierta convergencia de facies y procesos sedimentarios en los dos grandes conjuntos diferenciados, en el Cretácico se da el caso contrario. En este sentido, cabe destacar la existencia de dos dominios de sedimentación totalmente distinta, uno pelágico, representado por el Subbético y Unidades Intermedias, y otro somero, perteneciente al Prebético.

Ambos dominios están enfrentados en la actualidad por importantes accidentes tectónicos, sin que se observen series de transición entre ellos.

1.3.1. Subbético (Subbético Externo)

Los afloramientos cretácicos están muy mal representados en este dominio, siendo el más extenso el localizado en el Arroyo de la Parrilla.

1.3.1.1. *Margas y margocalizas* (12)

Consiste en un alternancia rítmica de margas y margocalizas en estratos de 20 a 40 cm. Son de tonos amarillentos, grises en corte fresco, con esporádicos nódulos limoníticos.

La mala calidad de los afloramientos ha impedido realizar un levantamiento estratigráfico de detalle, al estar todo el conjunto bastante derrubiado.

La edad es Neocomiense.

1.3.2. Unidades Intermedias

Dentro de la Hoja afloran exclusivamente sedimentos del Cretácico inferior, existiendo buenos cortes para su observación en la carretera de Jaén a Valdepeñas de Jaén, cerca de Los Villares.

1.3.2.1. *Margocalizas, margas y calizas* (20)

Litológicamente este conjunto se compone de una ritmita de tonos amarillentos y grisáceos, constituida por niveles de margocalizas y/o calizas margosas de 20-40 cm de grosor y otros margosos de hasta 5 metros de potencia.

El contacto con los sedimentos del Malm es progresivo en bastantes puntos, mientras que hacia el Oeste es más neto, en estos lugares el tránsito se produce a través de unos niveles condensados que presentan un hard ground incipiente.

En el arroyo de Bercho (Sureste de Pegalajar), el tramo se dispone sobre calizas tableadas del Lías superior en contacto aparentemente normal.

La ritmita margoso calcárea muestra características muy similares y permanentes en toda su sucesión, destacando tan sólo la existencia de tramos margosos de tonos grises y aspecto apizarrado.

Puntualmente se han observado en las proximidades de la base intercalaciones detríticas de origen turbidítico, que no llegan a superar los 10-15 metros de espesor. Del mismo modo al Sureste de Jaén y en los niveles inmediatos al tramo suprayacente se alojan varias masas olistostrómicas de arcillas rojas, dolomías y calizas triásicas y jurásicas, cuya posición en la serie coincide con los olistolitos ubicados al Suroeste de Jabalruz, cuyo máximo exponente es la Peña de Martos.

La potencia máxima observada es algo superior a 1.000 metros.

En los niveles de muro, a 1 metro del contacto inferior se han extraído ejemplares de *Berriasella paramacilenta* (MAZENOT), *Tirnovella* sp., *Lamellaptychus* sp., etc., que datan un Berriasiense, mientras que en los de techo ha aparecido la siguiente asociación de nannoplanton: *Lithaphidites bollii* (THIERSTEIN), *Calcicalathina omblogata* (WORSLEY) THIERSTEIN, *Nannococcus bucheri* (BRONNIMANN) y otros, que caracterizan un Barremiense, posiblemente inferior.

Estos materiales se habrían depositado en un ambiente pelágico alejado de costas y por debajo de la línea de acción del oleaje, careciendo de criterios para establecer su batimetría.

1.3.2.2. **Olistolito de calizas jurásicas** (21)

Sólo se han distinguido tres afloramientos con dimensiones máximas 300x100 metros, entre Jaén y Cerro San Cristóbal.

Las calizas están en posición vertical, tienen aspecto semimasivo y presentan tonos grises oscuros. A veces aparentan un aspecto detrítico, y llevan asociadas laminaciones horizontales, como estructuras de ordenamiento interno.

La microfacies corresponde a un "packstone" de pelloides con algunos oolitos. Esta microfacies recuerda a la mencionada para algunos niveles del tramo de calizas oolíticas de Jabalruz.

1.3.2.3. **Margas y areniscas. *Turbiditas terrígenas*** (22)

En la Hoja de Jaén sólo afloran los términos inferiores de este potente conjunto (más de 1.000 metros), los cuales están bien expuestos en el borde Sur, en el talud de la carretera Jaén-Valdepeñas de Jaén.

El contacto con los niveles inferiores suele ser progresivo. Comienza con unas margas ocre-grisáceas y escasos niveles de areniscas asociadas que hacia techo, van ganando en espesor y frecuencia.

Las areniscas son ricas en cuarzo y suelen presentar micas y restos carbonosos, siendo muy pobres en fragmentos de roca. Entre estos fragmentos destacan los clastos de limos rojos, en determinados niveles las areniscas están muy seleccionadas y con escasa matriz y en otros RUIZ ORTIZ (1980), ha descrito la presencia de orbitolinas. Por nuestra parte hemos observado en la Hoja de Martos, asociadas a las facies más gruesas, espículas de erizos.

Las capas detríticas suelen tener aspecto masivo o presentar laminaciones paralelas, siendo también frecuentes que a muro se observe un tramo gradado. Excepcionalmente presentan estructuras de muro, marcando éstas una dirección de corriente N 130°E. También se han observado algunas estructuras orgánicas de tipo cancelophycus.

De acuerdo con la asociación de facies propuestas por MUTTI y RICCI LUCCHI (1972) y WALKER (1970), estas turbiditas corresponderían a la asociación de facies D y E, que se interpretan pertenecientes a abanicos submarinos distales.

No son frecuentes los microfósiles en este tramo, por lo que para su datación se ha recurrido a la nannoflora.

La base se muestra heterócrona y su edad varía desde el Barremiense superior (al Sur de San Cristóbal y Los Villares) marcado por la presencia de *Nannoconus wassalli* (BRONNIMANN), *Micrantolithus haschulzi* (REINHARDT), *M. obtusus* (STRADNER), etc., al Aptiense superior en la Hoja de Martos, datado por *Parhabdolithus angustus* (STRADNER), *Ricinolithus irregularis* (THIERSTEIN), *Lithastrinus floralis* (STRANDNER), *Vagalapilla matalosa* (STOVER), etc.

El comienzo de la sedimentación turbidítica va inmediatamente precedido por la creación de un importante surco, que recibe vertidos olistostrómicos que, a juzgar por su naturaleza, procederían de las series ubicadas en la actualidad al Sur (Subbético Externo).

A continuación comenzaría a rellenarse con una secuencia turbidítica, muy posiblemente asociada a un conjunto de abanicos submarinos coalescentes, que recibirían aportes desde medios someros, a juzgar por la fauna resedimentada que presenta.

Para esta edad sólo se conocen sedimentos someros, en el Dominio Prebético, que además presenta un episodio detrítico de influencia continental en el Barremiense-Aptiense (Facies Weald), el cual se puede considerar como área fuente de estas turbiditas.

1.3.3. Prebético

A este Dominio pertenecen algunos de los materiales de la estable plataforma carbonatada somera, que cubrió gran parte del margen continental ibérico.

Los afloramientos asignables a este dominio en la Hoja de Jaén están desconectados entre sí y cada uno muestra unas características propias, siendo realmente complicado tratar de hacer una descripción común.

En general los tramos de edad Cretácico Superior (Cenomaniense esencialmente) son de facies someras, mostrando su paso a pelágicas en la serie del Arroyo del Reguchillo (Sur de Jaén). Por su parte el Cretácico inferior, cuando aflora, lo hace generalmente en facies pelágicas, con eventuales episodios someros en el Albicense y Valanginiense, así como otros de turbiditas canalizadas de esa misma edad.

1.3.3.1. *Margas, calizas margosas y areniscas* (23)

Constituye la base de la serie de Mojón Blanco, localizándose sus afloramientos exclusivamente en el Arroyo de Bercho, en el núcleo de un suave anticlinal.

Los niveles inferiores corresponden a unas margas y margocalizas con delgados niveles limosos de tonos grises, que hacia techo pasan a ser arenosos y de aspecto turbidítico. A mitad del tramo cesan las intercalaciones detríticas y dan paso a bancos gruesos de calizas de tonos grises oscuros, culminando con niveles exclusivamente margosos.

Los niveles basales han suministrado *Berriasella gr. paramacilenta* (MACENOT), *protetragonites* sp., y otros, que datarían el Berriasiense. Por su parte en el techo han aparecido ejemplares de *Neolissoceras grassianum* (D'ORB.), *Turmaniceras otopeta* (THIEULOY), etc., del Valanginiense inferior.

La potencia vista se aproxima a 110 metros de los que cerca de 60 metros corresponden a los términos inferiores con intercalaciones detríticas.

1.3.3.2. *Turbiditas terrigenas y calcáreas* (24)

Se localizan a continuación del conjunto anterior, también exclusivamente en la serie de Mojón Blanco. Han sido objeto de un estudio muy detallado por parte de GARCIA HERNANDEZ y otros (1982).

Se componen de unos 70-80 metros de turbiditas calcáreas con niveles de margas y margocalizas intercaladas, así como otros de calizas masivas. Los niveles detríticos presentan formas lenticulares con bases canalizadas, y dentro de ellas predominan las secuencias donde dominan los términos b y c de BOUMA. Existe una discordancia angular interna que denota inestabilidades, posiblemente por causas tectónicas, dentro de la cuenca.

Sobre las turbiditas canalizadas se sitúan unos 40-50 metros de areniscas silíceas, calcáreas y calcáreo silíceas, en capas delgadas de tonos amarillentos. Estos materiales se encuentran laminados y frecuentemente presentan a muro un tramo gradado. Las areniscas contienen *Neocomites* sp., y restos de fauna nerítica aportadas por corrientes de turbidez.

Por la posición que ocupa en la serie, este episodio turbidítico se atribuye al Valanginiense medio-superior.

1.3.3.3. **Dolomías muy fracturadas** (25)

Este paquete únicamente se ha localizado en el afloramiento del Arroyo del Pinar, al Noreste de la Hoja.

Consiste en unas dolomías masivas de grano fino y tonos grises claro, muy tectonizadas, hasta el punto de explotarse como árido en canteras sin necesidad de utilizar explosivos.

La roca no presenta evidencias de su textura original ni fósiles, debido sin duda a los procesos de dolomitización.

La potencia vista no supera los 100 metros, aunque presumiblemente pueda ser mayor. Por la posición en la serie se atribuyen al Valanginiense.

1.3.3.4. **Ritmita margoso calcárea** (26)

Se encuentra en casi todos los afloramientos estudiados excepto en el Arroyo del Reguchillo, coincidiendo en gran parte de ellos con el nivel visible más bajo.

El mejor corte se localiza en el Arroyo del Bercho, donde se distinguen de 350 a 400 metros de una alternancia monótona de calizas margosas, margas y margocalizas en estratos de 20 a 50 cm bien definidos, con unos niveles basales esencialmente margosos.

En el Arroyo del Pinar la potencia calculada es de 180 metros y en ella se localizan varios niveles detríticos de naturaleza carbonatada.

Finalmente en el resto de los afloramientos, con cortes muy parciales, la litología dominante es margosa, con esporádicas intercalaciones de margocalizas o calizas margosas.

Los niveles inferiores del tramo, presentan los siguientes ammonoideos, obtenidos en el Arroyo Bercho: *Teschenites flutticulus* (TIEVELOY), *Spitidiscus* gr. *rotula* (SOWERBY), y otros, que determinan el Valanginiense superior-Hauteriviense.

En el Arroyo del Pinar los niveles de muro se han intentado datar mediante nannoplancton con resultado un tanto incierto, ya que las especies reconocidas (*Nannoconus wassalli*, BRONNI-MANN), indican una edad Hauteriviense-Aptiense.

El techo del conjunto se sitúa en el Albiense superior, existiendo una heterocronía entre los afloramientos de Jaén y Arroyo del Pinar y los de Mojón Blanco y Pegalajar.

En el primer caso por encima se sitúa una barra carbonatada con *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLE), que indicaría un Albiense superior, mientras que en el segundo se ha levigado *Pithonella sphaerica*, *Bonetocardiella* sp., etc., propios ya del tránsito al Cenomaniense (Vraconiense).

1.3.3.5. **Calizas en bancos y calizas nodulosas, localmente dolomías** (27)

Afloran ampliamente en el núcleo del afloramiento próximo a Jaén y en el Arroyo del Pinar, donde se encuentra dolomitizado en su mayor parte.

En el primer afloramiento se distinguen unas calizas organógenas de color beige, en bancos de 0,5 a 1,5 metros de espesor. Presentan una estratificación plana y neta, con intercalaciones eventuales de delgados niveles formados por calizas subnodulosas, que pasan hacia techo a ser predominantes y tener algo de margas intercaladas.

Los tramos nodulosos suelen estar bioturbados y con cantos intercrecidos, presentando, en ocasiones, aspecto detrítico. Las calizas corresponden a una microfacies de "wackestone" bioclástica.

El tramo inferior calcáreo contiene *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLE) y el superior *Orbitolina* sp., *Hedbergella* cf. *delrioensis*, *Favusella* sp., *Rotalipora* sp. (cf. *ticinensis*), etc., junto a restos de equinodermos, radiolas, lamelibranquios y algas, lo que determina una edad Albiense superior y un medio de depósito de plataforma carbonatada somera.

1.3.3.6. **Margas, margocalizas y calizas** (28)

En el mismo afloramiento próximo a Jaén, encima de los materiales anteriores se localiza un conjunto muy recubierto de margas, calizas margosas y margocalizas amarillentas, verdosas y grises, que, a techo, pasa a estar constituido casi exclusivamente por margas, salvo esporádicas intercalaciones de 0,01 a 0,5 metros de calizas algo arenosas.

Estas margas y margocalizas se encuentran afectadas por procesos de despegue, que hacen variar ostensiblemente su potencia cartográfica. El máximo espesor medido se aproxima a 250 metros.

Los levigados efectuados han suministrado *Hedbergella planispira* (TAPPAN) y *Patellina subcretacea*, que permiten datar Albiense superior.

El tramo representaría un episodio pelágico, si bien no profundo, que afectaría al sector externo de la plataforma Prebética.

1.3.3.7. **Calizas, algo detriticas y margas** (29)

También afloran exclusivamente en el afloramiento de Jaén donde se localiza a techo del paquete anterior.

A grandes rasgos consiste en una alternancia de niveles calizos y margosos. En el borde oriental del afloramiento la alternancia se presenta con una cadencia de orden decamétrico (15 a 20 metros), mientras que hacia el oeste pasa a ser de orden decimétrico. En el primer caso los bancos carbonatados pasan de tener una textura micrítica a ser arenosos y en el segundo caso presentan un aspecto noduloso.

La potencia en los cortes estudiados es algo superior a 100 metros.

Este episodio ha librado la siguiente fauna: *Patellina subcretacica*, *Favusella aff. washitensis*, *Pithonella sphaerica*, etc., además de restos de equínidos, radiolas, lamelibranquios y radiolarios, que datarían un Albiense superior.

Esta alternancia representaría una transición entre las condiciones pelágicas imperantes en los niveles de muro, a otras de plataforma somera, en las que se depositó el paquete superior.

1.3.3.8. **Calizas en bancos y calizas nodulosas** (30)

Es un nivel que está presente en la mayoría de los afloramientos prebéticos de la Hoja de Jaén. Consiste en una alternancia decamétrica (10 a 30 metros) de calizas unas veces con estratificación plana, y otras con estratificación subnodulosa a nodulosa.

Las calizas en bancos suelen ser detriticas ("wackestone" a "packstone" bioclástica), con colores blancos o beige, mientras que las nodulosas son relativamente margosas o, adoptan tonalidades beige u ocre, y suelen estar muy bioturbadas; las juntas margosas frecuentemente libran equinodermos.

La potencia varía según el afloramiento, oscilando entre los 130 metros cerca de Jaén, y 70 metros en Mojón Blanco.

Del mismo modo que oscila su espesor, la edad de la base es heterócrona. Esta varía del Vraconiense (Albiense superior) en Jaén, marcado por la presencia de *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI), *Bonetocardiella conoidea*, *Pithonella sphaerica*, etc., al Cenomaniense inferior en Mojón Blanco, datado por la presencia de *Calioceras* sp. (GARCIA HERNANDEZ *et al.*, 1982). En los niveles superiores se ha reconocido *Praealveolina* sp., por lo que parece alcanzar el Cenomaniense medio.

Estas calizas se habrían depositado en una plataforma carbonatada somera. La estratificación nodulosa se debería a fenómenos de bioturbación, disolución o compactación.

1.3.3.9. **Margas verde-amarillentas** (31)

En el extremo oriental del afloramiento de Mojón Blanco, se ha observado una intercalación de margas verdoso-amarillentas con niveles de calizas detríticas hacia techo, que se acuña lateralmente en un corto espacio, alcanzando una potencia máxima del orden de 60 metros.

Contienen: *Praealveolina* sp., *Favusella* sp., *Sabaudia* ? *minuta*, etc., pertenecientes al Cenomaniense.

1.3.3.10. **Dolomías masivas** (32)

En los afloramientos de Pegalajar y Jaén, las calizas descritas, así como las suprayacentes, presentan sectores dolomitizados, de aspecto masivo y tonalidades grises, en los que normalmente se ha borrado cualquier huella textural anterior.

Estas zonas dolomíticas son, por lo general, de pequeña extensión, habiéndose localizado solamente una, a escala cartográfica, en el afloramiento próximo a Pegalajar.

1.3.3.11. **Calizas nodulosas** (33)

En este mismo afloramiento y a techo del paquete de calizas en bancos y calizas nodulosas, también se han podido distinguir en cartografía unos niveles formados casi exclusivamente por calizas nodulosas, en ocasiones muy ricas en *Orbitolinas*, de cerca de 40 metros de espesor.

1.3.3.12. **Calizas blancas masivas** (34)

La serie prebética culmina, en algunos afloramientos, con un paquete de calizas masivas o con estratificación difusa en bancos de 1 a 2 metros, de tonos blancos o rosados, con sectores dolomitizados de pequeña extensión a la base, que constituye uno de sus tramos más característicos.

La microfacies corresponde a "packstone" intrabioclástica, con frecuentes restos de crinoideos y grandes foraminíferos bentónicos.

La potencia del tramo es bastante constante en todos los afloramientos y oscila de 80 a 120 metros.

Las calizas contienen *Praealveolina* sp., *Orbitolina* sp., *Rotalipora greenhornensis* (MORROW) y otros, que indicarían una edad Cenomaniense medio y superior.

Estos materiales se habrían depositado en una plataforma carbonatada somera.

1.3.3.13. **Margocalizas y margas verdes** (35)

En el afloramiento prebético situado al Norte de Pegalajar, en aparente cambio lateral de facies de las calizas del conjunto anterior, se ubican unas margas verde-amarillentas con frecuentes interlechos de margocalizas y calizas margosas grises, frecuentemente bioturbadas.

La potencia estimada para el tramo sería de 30 a 40 metros.

Los levigados efectuados han suministrado la siguiente fauna: *Rotalipora* cf. *appenninica* (RENZ), *Rotalipora* cf. *greenhornensis* (MORROW) y *Praeglobotruncana* sp., asociación perteneciente al Cenomaniense, probablemente medio-superior.

La fauna presente indicaría un medio de sedimentación pelágico.

1.3.3.14. **Calizas en bancos** (36)

Sobre las margas anteriores, y sobre las calizas blancas cenomanienses, de los afloramientos de Jaén y Pegalajar, se presentan unas decenas de metros de calizas de tonos claros en bancos gruesos, con niveles bioclásticos y calcareníticos, y otros con restos de corales.

Al microscopio han librado *Globotruncana* cf. *bulloides* (VOGLER), *Globotruncana* cf. *lapparenti* (BROTZEN) y *Orbitoides* sp., que caracterizan el Senoniense.

Estos niveles sólo han podido ser distinguidos cartográficamente en Pegalajar, al estar separados de las calizas cenomanienses por una banda de margas.

1.3.3.15. **Calizas arenosas y margas** (37)

Corresponden al tramo inferior de la serie del Arroyo del Reguchillo, situada al Sur de Jaén, la cual presenta rasgos diferenciales con respecto a las anteriormente mencionadas.

La litología corresponde a unas calizas arenosas en estratos de 1-1,5 metros, alternantes con margas amarillentas en estratos de 0,5 metros. Las calizas son de tonos amarillentos y suelen presentar texturas nodulosas, ocasionadas en su mayor parte por una intensa bioturbación y por posteriores procesos de disolución y compactación diferencial. A rasgos generales, guarda una gran similitud con los niveles de textura nodulosa del afloramiento prebético próximo a Jaén.

La potencia máxima observada se aproxima a 150 metros. Contienen *Bonetocardinella conoidea*, *Stomiosphaera sphaerica* y *Favusella* cf. *washitensis*, que dataría Albiense superior-Cenomaniense inferior.

Se habría depositado en un ambiente de plataforma carbonatada somera.

1.3.3.16. **Margas y margocalizas laminadas** (38)

Sobre los materiales anteriores se ubican unas margas y margocalizas, en general muy cubiertas por derrubios, que impiden realizar observaciones seriadas.

Las margas son algo detríticas y presentan laminaciones paralelas, que también son visibles en los niveles más competentes. Ocasionalmente intercalan niveles discontinuos de calizas de tonos claros laminadas, con las que cambian de facies hacia techo.

La potencia es de 50 a 150 metros, aumentando hacia el Oeste.

Los levigados han suministrado *Rotalipora appenninica* (RENZ), que caracteriza un Albiense terminal-Cenomaniense.

1.3.3.17. **Calizas brechoides y margas** (39)

El techo de la serie del Arroyo del Reguchillo, viene dado por unas calizas laminadas algo arenosas y en ocasiones con sílex, que presentan intercalaciones margosas de orden centimétrico y otras mayores, de hasta 10 metros de espesor.

La microfacies corresponde al tipo "wackestone" fosilífera (biomicrita de fósiles pelágicos).

Se han observado fenómenos de "slumping" y niveles de brechas intraformacionales.

La potencia llega a superar en algunos puntos los 150 metros.

Los fósiles reconocidos han sido: *Rotalipora brotzeni* (SIGAL) y *Globigerinelloides caseyi* (BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN), del Albiense superior-Cenomaniense inferior. En otros afloramientos muy tectonizados, ubicados a muro de la serie jurásica del pico Almadén, en una alternancia de margas y calizas brechoides de elementos someros asimiladas al tramo descrito, se ha reconocido la siguiente asociación de nanoflora que caracteriza el Maestrichtiense inferior; *Quadrum trifidum* (STRADNER), *Tranolithus orionatus* (REINHARDT) y *Brinsonia parca* (STRADNER).

Este tramo se depositó ya en ambiente pelágico, adyacente a una plataforma somera y con una pendiente que propició los niveles "slumpizados" y brechoides.

1.4. NEOGENO

Los materiales de esta edad se ubican principalmente en el tercio septentrional de la Hoja, en afloramientos continuos. De manera aislada, se sitúan, entre los afloramientos mesozoicos prebéticos y subbéticos.

El estudio del Neógeno es importante para la comprensión de la evolución y dinámica del orógeno de las Cordilleras Béticas, ya que gran parte de la estructuración del mismo, es de esta edad.

La estratigrafía de estos sedimentos se ha abordado de acuerdo con la agrupación en unidades o formaciones litoestratigráficas, para intervalos de tiempo definido. Se han distinguido en el ámbito de la Hoja cinco conjuntos diferentes, que de muro a techo son los siguientes:

- Unidad Olistostrómica inferior.
- Formación Alcalá la Real.
- Unidad Olistostrómica de la Depresión del Guadalquivir.
- Unidad detrítico-carbonatada.
- Formaciones detríticas superiores.

Las edades de cada una de estas unidades, coinciden a grandes rasgos, con las unidades tectosedimentarias (UTS), en el sentido de MEGIAS (1982) para el Neógeno de las Béticas.

No se descarta la posibilidad que las dos unidades olistostrómicas reseñadas, sean la misma, si bien dado el tamaño reducido de los afloramientos, la escasez de datos micropaleontológicos y los criterios regionales obtenidos de las Hojas de Valdepeñas y Torres han hecho que se diferencien separadamente.

1.4.1. **Unidad Olistostrómica inferior**

Se localiza exclusivamente en el sector suroriental de la Hoja. Corresponde con el extremo de un amplio afloramiento, que se extiende por las vecinas Hojas de Torres y Huelma. Está constituida mayoritariamente por elementos de procedencia triásica y en los que se engloban masas de diverso tamaño y litología, de edades comprendidas entre el Jurásico y el Mioceno inferior.

En el campo se han reconocido diversos paquetes o bloques de naturaleza dolomítica, salina o areniscosa, envueltos en una matriz lutítico-arenosa. En las proximidades de Cambil, se observan niveles conglomeráticos de cantos redondeados soportados por una matriz margoso-yesífera (*debris-flow*), lo que evidencia un proceso sedimentario generado por fenómenos de deslizamiento.

Hay zonas, como en la misma localidad de Cambil, o a lo largo del cauce del Río Guadalbullón, en las que no se puede establecer un límite entre la propia Unidad Olistostrómica y el Trías con sus secuencias litológicas típicas.

Los olistolitos incluidos en este conjunto corresponden a margas cretácicas, calizas jurásicas, y a propias masas de litología triásicas. Algunos olistolitos, especialmente el situado en Cambil, llega a presentar más de 2 km² de extensión, los elementos reconocidos, pertenecen a la serie triásica.

En el sector estudiado, el conjunto olistostrómico se sitúa entre sedimentos del Mioceno medio, y en un punto la matriz ha podido datarse como Langhiense, por la presencia de *Reticulofenestra pseudoumbilica* (GARTNER).

En virtud de la posición estratigráfica de la Unidad en la vecina Hoja de Torres, ha sido datada como Oligoceno superior-Aquitaniense.

Esta unidad estaría asociada a una etapa de levantamiento de la Cordillera, la cual produciría importantes extrusiones y deslizamientos gravitatorios de materiales, fundamentalmente incompetentes, que se acumularían en las fosas adyacentes creadas.

1.4.2. **Margas blancas con calcarenitas, conglomerados y brechas (Formación Alcalá la Real) (41)**

Se sitúan exclusivamente sobre materiales pertenecientes al Subbético, en dos afloramientos próximos entre sí (Sierra de Grajales y Cerro Cántaro).

Esta Formación, definida por RODRIGUEZ FERNANDEZ (1982) en la Hoja de Alcalá la Real, esta constituida por dos conjuntos de litología distinta. El inferior consta de una alternancia métrica de margas algo arenosas, blancas o amarillentas, y calcarenitas de grano medio. El superior es íntegramente detrítico, con facies de brechas, conglomerados y calcarenitas de grano grueso.

Entre ambos conjuntos se ha observado, en el camino de la Casería del Carretón y en el propio cauce del Río Guadalbullón, láminas o niveles fuertemente contaminados por materiales triásicos.

Los niveles calcareníticos del tramo inferior presentan estratificaciones cruzadas de ángulo medio, truncadas por superficies planas de bastante continuidad lateral. Con la lupa se puede comprobar su carácter bioclástico, siendo bastante frecuentes los restos de lamelibranquios, briozoos, foraminíferos bentónicos, así como clastos de sílex.

El tramo superior, en la mayor parte de los afloramientos, corresponde a una calcarenita bioclástica, de grano grueso y esporádicas intercalaciones conglomeráticas. En la ladera de Sierra Grajales, próxima al cauce del Río Guadalbullón, estas facies evolucionan rápidamente a unos conglomerados y brechas dolomíticas, de aspecto masivo, con cantos que se aproximan al metro cúbico.

En los niveles basales, los levigados han suministrado fauna de: *Globorotalia praescitula* (BLOW), *Globorotalia siakensis* (LEROY), *Globigerinoides altiapertura* (BOLLI), etc., que caracterizan un

Burdigaliense superior. En niveles superiores se ha datado un Langhiense inferior con la presencia de *Praeorbulina glomerosa* (BLOW), *Globigerinoides subquadratus* (BRONNIMANN), *Praeorbulina transitoria* (BLOW), etc.

El tramo inferior puede llegar a presentar cerca de 250 metros de potencia, mientras que el superior sólo alcanzaría 150 metros.

Este conjunto comenzó a depositarse en un medio marino pelágico con eventuales épocas energéticas (tormentas?), que a techo evolucionó a una plataforma siliciclástica somera, posiblemente de línea de costa abrupta.

1.4.3. Unidad Olistostrómica de la Depresión del Guadalquivir (42)

Ha sido definida por ROLDAN (1988) al Oeste de la Hoja, y corresponde a una parte del Olistostroma del Guadalquivir o Manto de Carmona (PERCONIG, 1960-62).

Está constituida por una mezcla caótica de materiales de diversa naturaleza y edad, como son arcillas y margas de colores variados, areniscas rojas, yesos y dolomías, que se reconocen claramente como procedentes de unidades triásicas, además de margas y margocalizas del Cretácico inferior y superior, Paleógeno y Mioceno inferior y parte del medio (Langhiense inferior), y calizas prebéticas.

Todos estos elementos proceden de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.

Los olistolitos se presentan bajo dos morfologías, tabular y redondeada, que corresponden, en ambos casos, a elementos deslizados que apenas si han sufrido deformación interna, a excepción de zonas brechificadas en sus márgenes. Su tamaño puede variar de unos metros a varios hectómetros.

En ocasiones, la Unidad Olistostrómica presenta estratos de naturaleza conglomerática y/o brechoide, de escasa matriz arenoarcillosa que soporta los cantos (*debris-flow*), y en otras la matriz es predominante, pudiendo hablar en estas ocasiones de *mud-flow*.

Es relativamente frecuente observar fenómenos de "slumping" ligados tanto a los paquetes deslizados como a los niveles brechoides. Las vergencias de estas estructuras nos indican una componente de deslizamiento al O-NO.

Las dataciones efectuadas en la matriz de esta Unidad han dado una gran variedad de edades, desde el Cretácico al Serravaliense inferior-(medio?), con frecuente mezcla de fauna, como cabe esperar de este tipo de depósitos. Si tenemos en cuenta que los olistolitos de edad más moderna se han datado como Langhiense inferior, y que el conjunto está solapado, en discordancia, por una unidad de edad Serravaliense medio-superior-Tortonense inferior, se puede deducir que la edad de esta Unidad Olistostrómica es Langhiense superior-Serravaliense inferior-medio.

Su potencia es desconocida en esta transversal. No obstante sondeos petrolíferos situados más al Oeste (Carmona-6), han llegado a atravesar más de 1.800 metros de materiales olistostrómicos.

El origen de la Unidad ha debido estar asociado al dismantelamiento gravitatorio de un fuerte relieve positivo, creado como consecuencia de la estructuración de las Zonas Externas, y su acúmulo en una fosa adyacente muy subsidente.

1.4.4. **Unidad detrítico-carbonatada** (47, 48, 49 y 50)

Se sitúa en discordancia tanto sobre la Unidad Olistostrómica, como sobre materiales prebéticos y subbéticos, formando afloramientos aislados de escasa continuidad.

La mayor parte de esta Unidad corresponde a facies de margas blancas que hacia la base de la misma presentan calizas o calcarenitas y en las proximidades de Jaén intercalaciones conglomeráticas.

1.4.4.1. **Facies de calcarenitas** (47)

En los afloramientos localizados entre los materiales prebéticos y subbéticos, la Unidad suele presentar a la base un paquete de areniscas calcáreas bioclásticas de tamaño de grano medio, que en ocasiones, presenta niveles conglomeráticos con clastos muy redondeados.

Este conjunto se suele presentar como un nivel compacto y masivo, sin apenas estructuras de ordenamiento interno visibles. A veces se observan en alternancia con niveles de hasta 1 metro de margas, presentando, en este último caso, laminaciones paralelas.

La potencia es generalmente pequeña, comprendida entre 10 y 20 metros. En casos excepcionales puede superar los 50 metros (Cerro de la Condesa).

Los bioclastos que conforman el sedimento, restos de bivalvos, briozoos, etc., indican un ambiente de depósito somero, posiblemente de plataforma siliciclástica.

1.4.4.2. **Facies de calizas blancas** (48)

Están representadas únicamente en dos afloramientos dentro de esta Hoja, Sierra de Pegalajar y 2 km al Sureste de Jaén. Esta facies corresponde a unas calizas semimasivas de color blanco; la base de las mismas es muy rica en *algas Melobesias*, que dan algunos niveles de oncolitos algales. Los niveles superiores son algo detríticos, bioclásticos, en los que destacan abundantes foraminíferos bentónicos.

Estas calizas lateralmente pasan a calcarenitas, de tamaño de grano fino.

La potencia es pequeña y no excede en ningún punto de los 30 metros.

En trabajos anteriores estos niveles habían sido datados como Mioceno inferior e incluso como Paleógeno, en base a los foraminíferos bentónicos. Durante la realización del presente trabajo se observó su concordancia con los niveles de margas blancas suprayacentes y en la vecina Hoja de Baeza, se ha datado un nivel de margas intercaladas entre estas misma facies como Serravalliense. Por lo tanto, esta facies se ha considerado perteneciente a esta edad (Serravalliense).

1.4.4.3. **Facies de margas grises y blancas** (49)

Aparecen a techo de las facies descritas anteriormente o bien directamente sobre materiales pertenecientes al Prebético o Subbético.

Están constituidas por unas margas calcáreas blancas, masivas o con tenues laminaciones paralelas, debido a la presencia de niveles milimétricos de limos silíceos. En ocasiones adoptan texturas hojosas, que coinciden con niveles ricos en diatomeas llegando a constituir auténticos estratos diatomíticos.

Cuando se encuentran en estructuras tectónicas apretadas estas margas están calcificadas y presentan esquistosidad. Tradicionalmente a estas facies se les ha denominado albarizas y/o moronitas en el ámbito de la Depresión del Guadalquivir y tap en Levante.

Su potencia real no puede ser calculada en la Hoja de Jaén, ya que los niveles superiores están erosionados, pero en algunos afloramientos pueden llegar a superar los 150 metros de espesor.

1.4.4.4. **Facies de conglomerados** (50)

Las facies de conglomerados se encuentran intercalados entre margas blancas. Se localizan exclusivamente al Norte del afloramiento prebético de Jaén, en el ángulo noroccidental de la Hoja.

Su principal afloramiento corresponde a un nivel de 30-40 metros de espesor y bastante continuidad lateral. En éste los cantos son de naturaleza carbonatada (calizas prebéticas y calcarenitas) y están soportados por una matriz margosa. Se ha observado que hacia el Oeste aumenta la proporción de cantos carbonatados, llegando a ser claramente predominantes ya en la Hoja de Martos.

1.4.4.5. **Interpretación sedimentaria de la Unidad**

Las diversas facies que integran la Unidad, indican un medio sedimentario complejo, con facies atribuibles a ambientes someros, de cuenca y de talud.

Los sedimentos someros se localizan hacia el Sur y dentro de ellos se puede hacer distinción entre las facies calcareníticas y las carbonatadas. Las primeras corresponderían a un medio energético adyacente a la línea de costas (plataforma siliciclástica), posiblemente correspondiera a la Sierra de Grajales. En una misma transversal, las calizas se sitúan al Norte de las calcarenitas y normalmente se encuentran sobre sedimentos prebéticos, totalmente rodeados por margas blancas. Se interpreta que el substrato podría corresponder a altos fondos, en cuyos márgenes se depositaron las calizas.

Los sedimentos de cuenca están representados por las margas grises y blancas.

En las margas se observan esporádicas y delgadas intercalaciones de material cuarzoso, que deben corresponder a facies distales de sistemas turbidíticos incluidos en esta Unidad. Asimismo la fauna resedimentada que va asociada a estas margas apunta en este sentido.

Puntualmente el tránsito entre las facies someras y de cuenca, se interpreta que pudo realizarse mediante un talud inestable. En éste se redepositaron restos de plataforma detrítica con clastos de substrato, representadas por las facies conglomeráticas.

1.4.4.6. **Edad de la Unidad detrítico-carbonatada**

Se ha datado este conjunto tanto con foraminíferos planctónicos como por nannoplancton. Se ha llegado en ambos casos a las mismas conclusiones con problemas de datación precisa por los acusados fenómenos de resedimentación.

Los niveles de muro han sido datados como Serravallense medio-superior en base a las siguientes asociaciones:

- Foraminíferos: *Globorotalia praemenardii* (CUSHMAN y STAINFORTH), *Globorotalia menardii* (PARKER, JONES y BRADY), *Orbulina universa* (D'ORBIGNY).
- Nannoplancton: *Discoaster kugleri* (MARTINI y BRAMLETTE), *D. exilis* (M. y B.), *D. bollii* (M. y B.), *Cyclococcolithus macintyreii* (BURKY y BRAMLETTE), *Reticulofrestra pseudoumbilica* (GARNER), etc.

La edad más moderna corresponde al Tortoniense inferior, con las siguientes asociaciones:

- Foraminíferos: *Turborotalia acostaensis* (BLOW), *T. incompta* (CIFELLI), *T. pachyderma* (EHRENBERG), *T. continua* (BLOW), etc.
- Nannoplancton: *Discoaster hamatus* (MARTINE y BAMLETTE), *D. intercalaris* (BRUKRY), *D. calcaris* (GARTNER), *D. bolli* (M. y B.), *D. variabilis* (M. y B.), *D. challengerii* (BAMLETTE y RIEDEL), etc.

1.4.5. Formaciones detríticas superiores (51, 52 y 53)

Se dispone en discordancia indistintamente sobre los conjuntos litológicos descritos en epígrafes anteriores, localizándose sus afloramientos preferentemente en el sector septentrional de la Hoja.

Cartográficamente se han distinguido tres formaciones: una inferior de carácter conglomerático, que presenta en la base intercalaciones de sedimentos marinos (51), otra superior, también conglomerática, de características exclusivamente continentales (52); y una tercera constituida por sedimentos calcáreos lacustres (53).

La convergencia de facies observada entre los niveles superiores de las dos formaciones conglomeráticas citadas, hace que en afloramientos aislados no sean distinguibles, por lo que a ambas se le ha dado en leyenda la misma distribución cronoestratigráfica.

1.4.5.1. **Conglomerados, arenas y limos. Margas a la base (51)**

Se localizan esencialmente en el cuadrante nororiental de la Hoja, en las inmediaciones de Mancha Real.

Litológicamente predominan conglomerados de aspecto masivo, que presentan niveles discontinuos de margas grisáceas y/o limos blancos hacia la base. Este nivel suele presentar una matriz limosa de tonos rosados, en los niveles centrales y superiores del mismo.

En una serie levantada en el barranco del Pinar (NE de la Hoja), se ha constatado que este conjunto se organiza en una megasecuencia negativa de unos 120 metros de espesor. Comienza con unas margas amarillentas-azuladas, con fauna del Mioceno superior poco precisa, en la que se encuentran niveles de gravas canalizadas de 2-4 metros de espesor (facies Gt/FI de MIAL, 1978). La secuencia continúa con unos conglomerados de cantos redondeados y ordenados en pequeñas secuencias negativas, con base de gravas autosoportadas y techo de conglomerados soportados por matriz limosa (facies Gm/Gms de MIAL, 1978), en los que se suelen observar cicatrices difusas, y finalmente culmina con un nivel de *debris flow* (facies Gms) con elementos de hasta 0,5 metros de diámetro y frecuentes cantos blandos.

Al Noreste del Pico del Espino (862 metros), se han localizado hacia la parte media de la Formación, unos niveles calcáreos de tonos rosáceos con fenestras, *cailloux noirs*, algas y gasterópodos, los cuales tiene poca continuidad lateral y adquieren una potencia máxima de 10 metros.

El análisis sedimentario de esta Formación, indica que los primeros sedimentos se originaron en un medio marino, como así lo atestigua la presencia de fauna de foraminíferos planctónicos.

El cambio brusco en la sedimentación de margas a conglomerados, ordenados éstos en una secuencia negativa, y la presencia en ellos de niveles carbonatados con fauna lacustre, denuncia

una importante variación en las condiciones ambientales. Estos argumentos indican un paso de un ambiente marino a continental; esta evolución se interpreta debido a una variación pronunciada en el nivel del mar, quizás provocada por una fuerte elevación de los relieves prebéticos y subbéticos, situados en posiciones más meridionales. La rápida denudación de estos relieves, ocasiona el acúmulo de importantes masas de sedimentos, en este caso de conglomerados; en períodos cálidos y para zonas restringidas, tendría lugar el depósito de carbonatos.

La mala calidad de afloramientos existentes en este área, no permite poder reconstruir con precisión los diferentes dispositivos medio-ambientales. Por tanto, es difícil precisar si el mecanismo de transporte y depósito era generado por abanicos deltaicos, en su primera etapa, para dar paso a abanicos aluviales en un proceso claro de continentalización.

Las dataciones efectuadas sobre sedimentos marinos (margas) son imprecisas, pero por la posición estratigráfica que ocupa en la Hoja de Mengibar respecto a materiales más antiguos se pueden asignar al Messiniense superior o Plioceno.

1.4.5.2. **Conglomerados, arenas y limos rojos** (52)

Esta Formación se sitúa claramente sobre la anterior al Este de Mancha Real, donde se pueden diferenciar tanto morfológica como litológicamente.

En este punto se localiza un cono aluvial de importantes dimensiones, cuya litología corresponde a unos conglomerados de cantos subredondeados y de naturaleza calcárea, que proceden en su mayoría del Lías superior de las Unidades Intermedias. La matriz que envuelve los cantos es limosa y de color rojo; en ocasiones se observan niveles de hasta 5 metros de espesor bastante continuos, de limos rojos intercalados entre conglomerados.

Las potencias máximas observadas se aproximan a 30-40 metros.

Esta formación se organiza en secuencias positivas, que comienzan con episodios detríticos groseros de bases canalizadas, para dar paso, en la vertical, a sedimentos finos (limos), donde es común observar el desarrollo de suelos orgánicos.

El conjunto estaría relacionado con un sistema de abanicos aluviales que drenarían los relieves creados al Sur.

Por la posición en la serie este conjunto se atribuye al Plioceno, pero por correlación con episodios fluviales situados más al Sur, se puede indicar que la base tendría una edad Turolense y el techo correspondería ya al Pleistoceno.

1.4.5.3. **Travertinos** (53)

Se han localizado dos afloramientos de travertinos, en las proximidades de La Guardia de Jaén y Pegalajar.

Los afloramientos normalmente están degradados y sobre ellos se encuentran numerosas parcelas de cultivo, pero puntualmente pueden observarse unos travertinos bastante compactos, a los que se asocian pasadas de gravas redondeadas y otras de oncolitos algales esféricos y fusiformes, algunos de hasta 5 cm de diámetro.

La potencia de estos niveles no supera los 30 metros.

Se interpreta que los travertinos corresponderían a depósitos lacustres adjuntos a los abanicos pliocuaternarios, localizados en sectores próximos a surgencias de aguas cargadas de carbonatos.

1.5. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios que alcanzan mayor representación en la Hoja de Jaén están ligados a la denudación de los fuertes relieves subbéticos y prebéticos, mientras que los sedimentos de origen fluvial sólo están representados en una estrecha franja próxima a los actuales ríos.

No se tiene constancia de dataciones en los tramos cartografiados, por lo que su cronología es relativa, en función de sus relaciones espaciales.

1.5.1. **Glacis** (54)

Se localizan en las cercanías de los afloramientos carbonatados de relieve moderado, especialmente en las proximidades de Mancha Real y Jaén.

Su litología corresponde a unos conglomerados y gravas redondeados de naturaleza carbonatada. Se organizan en niveles canalizados, poco potentes pero bastante continuos, a los que se asocian, en ocasiones, niveles de limos y arcillas de tonos asalmonados.

La potencia que presentan es escasa, próxima a 15-20 metros.

En su facies proximales pueden estar conectados a derrubios de ladera o a conos aluviales.

1.5.2. **Terrazas fluviales** (55, 56, 57, 58 y 59)

Se han cartografiado un total de cinco terrazas fluviales asociadas a los ríos Guadalbullón y Eliche, las cuales estarían asociadas a tres etapas de depósito fluvial.

La terraza alta se sitúa a unos 60 metros de los cursos actuales y sólo se ha constatado su presencia en el Río Guadalbullón; la media se sitúa a unos 20-25 metros y la baja lo hace a 10-15 metros sobre los lechos actuales.

La litología de todas ellas es muy similar y consiste en unas gravas autosoportadas con niveles discontinuos de limos.

La potencia que alcanzan, no sobrepasa en ningún caso los 10 metros.

1.5.3. **Conos de deyección** (60)

Tienen una representación escasa, y sólo se han localizado algunos al Sur del pico Almadén.

Los constituyen unas brechas angulosas formadas por calizas tableadas del Lías superior, pertenecientes a las Unidades Intermedias. Estas brechas están embebidas en una matriz limosa de color rojizo.

Los cauces fluviales que dan origen a estos depósitos, tienen escasa cuenca superficial, aunque muy pendiente, por lo que sólo funcionan ante precipitaciones de excepcional intensidad.

1.5.4. **Derrubios de ladera** (61)

En este apartado se incluye una serie de afloramientos constituidos por cantos sueltos, fundamentalmente de naturaleza calcárea, dentro de una matriz arcillo-limosa más o menos abundante.

Normalmente se sitúan en las vertientes de los principales relieves o bien en las márgenes de depósitos fluviales, por lo que, en ocasiones, se interpretan como coluviones.

Un caso especial corresponde a las brechas situadas en la vertiente septentrional de Jabalcuz y Sierra de Grajales. Se sitúan por encima de los 1.000 metros de cota y, tienen una cierta uniformidad en el tamaño de grano, sin apenas matriz arcillosa. Se han interpretado que estas brechas se encuentran ligadas a procesos crioclásticos.

1.5.5. **Lecho de inundación**

En este apartado se incluyen los depósitos fluviales que rellenan los cursos actuales de los ríos. Normalmente están organizados en una terraza baja y en un lecho de inundación algo encajado.

En estos depósitos es distinguible una capa superior de carácter limoso que se encuentra intensamente cultivada, pasando en capas más profunda a unas gravas redondeadas con intercalaciones arenosas o limosas.

1.5.6. **Encostramientos superficiales** (63)

Se localizan preferentemente sobre materiales detríticos más antiguos, aunque también se dan sobre margas.

Corresponden a un depósito residual resultado de la alteración edáfica del substrato, que litológicamente se compone de niveles discontinuos de caliza muy porosa de tonos ocre y blanquecinos, cuyo origen posiblemente está ligado a un depósito pretérito de carácter árido.

Los espesores que alcanzan se aproximan a 5 metros.

1.5.7. Rellenos de fondo de valle-suelos vérticos (64)

Estos materiales se asocian a las partes más deprimidas de los suaves relieves alomados del sector septentrional de la Hoja. En ellos se acumulan unas arcillas de tonos oscuros con esporádicos cantos, movilizadas en la mayoría de los casos por procesos de soliflucción.

Estas zonas suelen presentar mal drenaje de aguas, por lo que frecuentemente están ocupadas por vertisoles, que se caracterizan por su tonalidad oscura y por la frecuencia de importantes grietas de retracción.

2. TECTONICA

La Hoja de Jaén se sitúa en el borde septentrional de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, y en ella se han registrado, con especial intensidad, las deformaciones ligadas a la Orogenia Alpina, principalmente las que se produjeron en el Neógeno.

El hecho más notable que influye directamente en la estructuración de la Cordillera, ha sido el emplazamiento de las Zonas Internas. Comúnmente se admite, que el límite Norte de este emplazamiento corresponde con el accidente Cádiz-Alicante; este accidente está representado por una alineación de fracturas de salto en dirección (N 60° E y dextrorsa), con un desplazamiento conjunto de varios cientos de kilómetros.

La estructuración de las Zonas Externas parece estar controlada por el emplazamiento de las Zonas Internas, y se manifiesta en una aloctonía generalizada, de acuerdo con las observaciones realizadas sobre su arquitectura estructural.

Esta aloctonía parece estar condicionada por dos niveles de despegue, que por su gran plasticidad, actúan como lubricantes en el movimiento; dichos niveles corresponden a las arcillas del Trías para el muro (floor thrust) y las margas del Cretácico para el techo (roof thrust). Estos desplazamientos producen una deformación y una fragmentación de las diversas unidades que componen el Dominio de las Zonas Externas.

Dentro de la Hoja de Jaén, la estructura de los diversos afloramientos es típicamente de bloques separados por fallas de gran ángulo. Al Este de Jaén estos bloques están relacionados con materiales brechoides, constituidos en su mayor parte por rocas de edad triásica y otras más modernas, mostrando direcciones de plegamiento diversas.

La unidad brechoide (Unidad Olistostrómica), se ha formado por procesos gravitacionales genéticamente ligados a fenómenos tectónicos (Unidad tectosedimentaria). Esta tectónica en su mayor parte se debe a movimientos transcurrentes que han producido, en las Zonas Externas, una compartimentación en grandes bloques. Dichos bloques han conservado en gran medida su arquitectura estratigráfica que es la que se conoce en la actualidad.

Según la mayor parte de la bibliografía consultada, no hubo grandes discontinuidades en la sedimentación de las Zonas Externas entre el Trías y el Burdigaliense inferior. Las discordancias sólo tendrían carácter local o sectorial, como así se infiere de algunas series que presentan una secuencia estratigráfica ininterrumpida desde el Trías hasta el Burdigaliense inferior.

En el Burdigaliense superior emergen los Dominios Subbético y Prebético, según se deduce de las observaciones de VAN COUVERING, porque hace 18 m.a. mamíferos pequeños migraron de África a Europa y por Hsü *et al.* (ambas referencias en HERMES, 1985), que abogan por la unión de África y Europa en el Burdigaliense. Esto produjo un levantamiento generalizado de las Zonas Externas.

HERMES (1985) indica a que a partir del Mioceno medio, la sedimentación se localiza en cuencas de morfología alargada, según dirección N 60°-80° E. El relleno de estas cuencas

comienza con depósitos de tipo gravitacional, muy potentes, que engloban olistolitos de gran tamaño. Estos depósitos pasan a turbiditas, que acaban por desaparecer y ser reemplazados por una secuencia margosa que se someriza.

Como ejemplo de este tipo de sedimentación, se citan las cuencas del Río Maíz (HERMES, 1985) y la de Moratalla (HOEDEMAEKER, 1973), las cuales se ubican en Zonas Externas, y su origen se interpreta ligado a una tectónica de desgarre.

Las secuencias descritas en estas cuencas coinciden en gran medida con las observadas en la Depresión del Guadalquivir y en parte de los materiales que integran el Neógeno de la Hoja de Jaén.

Circunscribiéndonos a la Hoja de Jaén en base a las dataciones de los materiales implicados en los diversos accidentes tectónicos, se puede indicar que la estructuración de este sector de la Cordillera es polifásica, habiéndose detectado dos fases principales, uno en el Mioceno medio y otra en el superior. Además se han cartografiado dos unidades tectosedimentarias de origen olistostrómico datadas como Oligoceno superior-Aquitaniense y Langhiense superior-Serravalliense inferior, que deben estar relacionadas al menos la segunda, con una de estas fases.

Al impulso tectónico del Langhiense superior-Serravalliense inferior, se le asocia la mayor parte de la configuración actual de la Hoja, como es el cabalgamiento del Subbético Externo, sobre Unidades Intermedias el desenraizamiento de éstas y la formación de importantes acumulaciones olistostrómicas.

El cabalgamiento del Subbético presenta en su superficie basal retazos de material brechoide de componente esencialmente triásica. Internamente está estructurado de acuerdo con un sinclinal de dirección N 140°-150° E, de flanco oriental verticalizado o ligeramente invertido, lo que indica una dirección de esfuerzos N 60°-70° E, y en sentido al sureste.

La misma directriz de plegamiento también se observa en el bloque cabalgado, en Cerro San Cristóbal, donde además, se detecta un progresivo arrastre de tipo dextrorso hacia el borde norte del afloramiento, donde contacta con la Unidad Olistostrómica.

En el contacto entre el bloque Subbético más Unidades Intermedias con los sedimentos de la Depresión del Guadalquivir, se encuentra una serie de afloramientos prebéticos, que tradicionalmente han sido considerados como "ventanas tectónicas", al suponer que se extendían hacia el Norte bajo los materiales neógenos y hacia el Sur, bajo un cabalgamiento de Unidades Intermedias.

En nuestra opinión estos afloramientos serían grandes bloques que estarían encajados en el conjunto olistostrómico. A esta conclusión se ha llegado tras reconocer los tipos de contactos de estos afloramientos prebéticos con los materiales olistostrómicos y deducir que los solapamientos de las Unidades Intermedias sobre ellos no deben ser de mucha entidad. También se ha observado en la superficie que los limita, una rampa cabalgada (*footwall ramp*), que representa la zona de inicio de un cabalgamiento.

Si el accidente que separa dos dominios paleogeográficos tan distintos no es un cabalgamiento obviamente debe corresponder a un desgarre.

En definitiva, se puede considerar a la Unidad olistostrómica en este sector como un depósito asociado a una rampa lateral del edificio tectónico, formado en el Mioceno medio, el cual se desplazó en sentido Suroeste y produjo cabalgamientos en sus sectores frontales.

En el Mioceno superior (intra-Tortonense) se registra otra importante etapa tectónica, con una componente en la dirección de esfuerzos hacia el Norte.

En la Hoja de Jaén la mayor parte del edificio estructurado en la fase anterior (bloque de Unidades Intermedias + Subbético), se traslada solidariamente y se superpone al conjunto olistostrómico, produciéndose un suave plegamiento de directriz Este-Oeste en los sectores próximos al borde septentrional.

Los elementos de la Unidad Olistostrómica también se pliegan y deforman según esta misma dirección, produciendo estructuras apretadas en algunos afloramientos prebéticos, pero que se amortiguan paulatinamente hacia el Norte, encontrándose ya en la Hoja de Mengíbar, afloramientos de la Unidad detrítico-carbonatada (Ud. de Castro del Río) prácticamente horizontales.

La superficie que delimita el cabalgamiento, muestra distintas relaciones geométricas respecto a los bloques cabalgantes y cabalgados, lo que ha permitido reconstruir parcialmente su geometría. Al Oeste de Almadén se ha podido definir una rampa cabalgada (*footwall ramp*), que pasa hacia el Norte a una situación de *flats* o paralelismo de capas, existiendo un desplazamiento mínimo de 8 km.

En Jabalcuz también se observa una morfología de *flats*, aunque la superficie está bastante verticalizada por las deformaciones inferidas al estructurarse el afloramiento prebético infrayacente.

Los sedimentos depositados con posterioridad a esta etapa tectónica se pueden considerar como postorogénicos, pero aún es posible distinguir una etapa compresiva de edad Plioceno, posiblemente inferior, ya que se han observado materiales de esta edad bajo otros del Serravallense-Tortonense inferior en la Hoja de Mengíbar, en las proximidades del ángulo nororiental de la de Jaén. En este punto bajo una falla inversa los cantos del conglomerado del Mioceno superior-Plioceno muestran estrías y huellas de presión-disolución.

Todas estas etapas compresivas tienen asociados uno o varios sistemas conjugados de fracturas normales, algunas de las cuales ha podido reactivarse en el tiempo. Las más frecuentes tienen dirección N30°E, N60°E, N90°E y N150°E.

3. GEOMORFOLOGIA

En el mapa adjunto se han representado gráficamente los principales rasgos geomorfológicos de la Hoja topográfica de Jaén. La cartografía base se ha realizado a escala 1/50.000 y en ella sólo se han plasmado las formas y procesos más representativos, con el fin de evitar una excesiva densidad de información, que dificulte la visión de conjunto al confeccionar el plano definitivo a escala 1/100.000.

3.1. DESCRIPCION FISIOGRAFICA

La Hoja de Jaén se caracteriza por presentar una morfología de fuertes contrastes entre las formas suaves y alomadas de su sector septentrional, dominado por depósitos margosos del Mioceno, y los elevados escarpes de las sierras calcáreas meridionales, donde aflora un substrato de materiales calcáreos fundamentalmente.

En el primero son frecuentes las lomas de tipo simétrico y dirección E-O, estando tapizadas, en ocasiones, por formaciones detríticas más recientes. Sobre éstas últimas se han instalado superficies de glació o encostramientos superficiales. Este sector ocupa la parte más deprimida de la Hoja, oscilando sus cotas entre 400 y 770 m.

Las sierras calcáreas meridionales, o "Frente Subbético" como se las denominó por los primeros geógrafos que las describieron, presentan una morfología, dominada por rasgos estructurales y se alzan espectacularmente sobre el conjunto anterior en una serie de escarpes situados por encima de los 1.200 metros. Las mayores cotas alcanzadas se sitúan en el Cerro Almadén (2.032 metros), Grajales (1.661 metros) y Jabalcuz (1.614 metros). Detrás de este frente calcáreo se ha desarrollado la morfología típica de las sierras subbéticas, caracterizada por presentar escarpadas elevaciones de naturaleza calcárea y encajados valles de vertientes margosas.

La Hoja presenta seis núcleos de población: Jaén, Mancha Real, Pegalajar, Los Villares, Cambil y La Guardia de Jaén, existiendo una buena red de comunicación entre ellos, con tres carreteras nacionales y varias más provinciales y locales. Al mismo tiempo se puede acceder a la mayor parte de las áreas abruptas o alejadas de carreteras, mediante un buen número de pistas agrícolas y forestales.

La red hidrográfica, de igual manera que el tipo de relieve, está condicionada por la naturaleza del substrato sobre el que se asienta y también por factores tectónicos, determinando de esta manera su densidad, grado de encajamiento y la dirección de sus cauces.

En la Hoja de Jaén la red fluvial pertenece a la subcuenca del río Guadalbullón, afluente del Guadalquivir, existiendo además otros cursos continuos como son los ríos Quebrajano, Frío y Jaén. En general la red se encuentra bastante encajada y con densidad elevada, hecho que se hace más patente cuando la parte alta de los cauces se localiza sobre substrato margoso. Se han observado fenómenos de acaravamiento, que se suelen dar preferentemente en las partes intermedias o bajas de los arroyos que confluyen en la margen derecha del Río Guadalbullón.

3.2. FORMAS ESTRUCTURALES

El área que se caracteriza por presentar una morfología de carácter estructural más acusada es la meridional, en relación con los fuertes relieves calcáreos allí existentes.

Las formas más frecuentes son los escarpes o cornisas rocosas ligadas a fracturas, cambios litológicos con estratos verticales, así como barras rocosas (hog-back) asociadas a estrechas alineaciones confinadas por fracturas o en relación a capas verticales. Los taludes adyacentes a estas formas son muy pendientes (70-100%) y en ocasiones salvan hasta 800 metros de diferencia de cota, estando la mayoría tapizados por extensos canchales.

En el sector septentrional, de relieve mucho más suave, destacan áreas donde se concentran salientes rocosos de pequeño tamaño, que corresponden a elementos o bloques dolomíticos, que están englobados en un conjunto olistostrómico de matriz margosa. Estos salientes suelen elevarse de 20 a 60 metros sobre el terreno, con fuertes pendientes laterales, dándose solamente bordes escarpados en los de menor tamaño.

Las superficies estructurales reconocidas han sido escasas, estando relacionadas las más extensas con el techo de una formación neógena colgada.

3.3. MORFOLOGIA FLUVIAL Y TORRENCIAL

El fuerte relieve existente en gran parte de la Hoja condiciona una red fluvial muy encajada, así como un escaso desarrollo de formas o sedimentos asociados. Tan sólo los tres principales cursos fluviales, Guadalbullón, Jaén y Frío presentan terrazas en sus riberas. Estas a su vez son muy pequeñas o inexistentes en los cursos altos-medios y se hacen más extensas a partir de la confluencia de dichos ríos.

Se ha distinguido un total de tres terrazas más el lecho de inundación actual, siendo este último el que adquiere un mayor desarrollo.

La terraza alta únicamente se ha reconocido en las inmediaciones de la confluencia de los ríos Jaén y Guadalbullón, en unos pequeños y muy degradados afloramientos, cuya base se sitúa a más de 60 metros de los lechos actuales. La litología corresponde a unas gravas gruesas poco o nada cementadas, lo que en parte ha favorecido su degradación y pésima preservación.

La terraza media se localiza fundamentalmente en la margen izquierda del río Guadalbullón, así como en la cabecera del Frío, estando también en términos generales bastante degradada. Su potencia no excede de 5-10 metros y se sitúa sobre 20-25 metros por encima de los cauces actuales, normalmente con bordes suaves tapizados por un pequeño coluvión que enlaza con la terraza baja.

Esta última tampoco aflora con extensión, siendo normal que esté algo solapada por los coluviones mencionados, o por abanicos aluviales recientes. Su potencia no suele exceder de 5 metros y se sitúa a unos 10-15 metros sobre el nivel de base del río, por lo que se encuentra colgada.

Los cauces actuales de los principales ríos son estrechos y tienen cierta tendencia meandriforme, encontrándose en un franco proceso de encajamiento respecto a su llanura de inundación.

Es significativo que en la mayoría de la red hídrica secundaria se hayan observado fenómenos de erosión remontante, que dan incluso zonas acaravadas en los sectores medios de algunos cursos, sin duda están asociadas al descenso actual de los niveles de base.

Los abanicos aluviales tienen sus máximos exponentes en el borde oriental de la Hoja, asociados a los fuertes relieves del Cerro Almadén y sierras colindantes. Se han distinguido dos generaciones de conos fósiles, formados por materiales pliocuaternarios y cuaternarios, siendo en general el grado de conservación bueno. La mayoría de estas formas presentan una litología similar, de cantos carbonatados, mayoritariamente angulosos, con matriz limosa roja.

En el sector dominado por relieves suaves y substrato margoso, se han desarrollado unos depósitos coluviales que tapizan las zonas deprimidas. Litológicamente corresponden a unas arcillas con cantos, que son el producto de la denudación superficial de las vertientes adyacentes.

3.4. MORFOLOGÍA DE VERTIENTES

Dentro de este sistema morfodinámico se podrían hacer tres grupos en los que se incluirían derrubios de ladera, coluviones y glacia, deslizamientos/desprendimientos de ladera y finalmente superficies de aplanamiento.

Los derrubios de ladera y coluviones se asocian a los relieves más importantes o a los escarpes producidos por el encajamiento de los ríos, siendo especialmente extensos los ligados a Sierra de Grajales. Su litología está condicionada por la naturaleza del substrato que las alimenta, siendo común los cantos angulosos de tamaño medio, envueltos en una matriz limosa roja. Un caso especial lo constituye los canchales existentes en la ladera septentrional de Jabalcuz, por encima de la cota 1.000 m que se asocian a procesos crioclásticos.

Los glacia se presentan fundamentalmente en el sector septentrional de la Hoja, en las cercanías de Mancha Real y Jaén. Aunque en la actualidad se encuentran aislados, es posible que sus facies proximales correspondan a los abanicos aluviales antiguos mencionados con anterioridad. El encostramiento superficial de algunos afloramientos, como el de Mancha Real, ha permitido un buen estado de preservación ante los procesos erosivos.

Los deslizamientos de ladera diferenciados se asocian, en la mayoría de los casos, a procesos de soliflucción en materiales margosos, dando lugar a coladas de barro. Los más extensos e importantes se producen en vertientes de elevada inclinación, tapizadas por derrubios de

ladera. Estos últimos pueden constituir pequeños acuíferos y suministrar agua al substrato margoso de forma continuada hasta su saturación.

A pesar de existir espectaculares escarpes y cornisas rocosas, no son frecuentes los desprendimientos de grandes bloques.

Un último tipo de modelado de vertiente diferenciado, son las superficies de aplanamiento, especialmente visibles en algunos puntos de la Hoja, como son las sierras de Grajales y Mojón Blanco. Estas superficies corresponden a niveles erosivos antiguos, y lateralmente deban correlacionarse con formaciones sedimentarias constituidas por elementos procedentes de la denudación.

En el caso de la sierra de Grajales la superficie erosiva está solapada por una biocalcarenita y margas de edad Serravalliense superior-Tortonense, por lo que posiblemente esa sea la edad de su formación.

Para el caso de las superficies localizadas en Mojón Blanco, no se puede precisar la edad, al estar aisladas en la parte superior de la sierra y no estar recubiertas por material alquino.

3.5. MORFOLOGIA CARSTICA

Las formas cársticas se restringen a las áreas ocupadas por materiales susceptibles de disolverse ante la acción de los agentes externos, que en este caso corresponden a los carbonatos mesozoicos y yesos triásicos.

La abrupta topografía que ofrece la Hoja de Jaén condiciona en gran medida este tipo de modelado, ya que favorece la escorrentía a través de múltiples cursos o barrancos, en detrimento del agua que se infiltra y disuelve. Como consecuencia de ello no existe un gran desarrollo de formas cársticas, estando restringidas a dolinas poco extensas y simas. También se observan micro-lapiaces que recubren la mayor parte de los afloramientos carbonatados.

Existe un pozo o dolina de hundimiento al Sur del pico Moroche, con una forma circular, un diámetro de unos 10 metros y una profundidad de 3 metros. Está enclavado sobre yesos triásicos.

El fondo de algunas dolinas queda tapizado de arcillas de descalcificación ("terra rossa").

3.6. PROCESOS EDAFICOS

Dentro de los procesos pedogenéticos o edáficos, los que adquieren un mayor reflejo morfológico y, de otra parte, los únicos representados en la cartografía adjunta, son los encostramientos superficiales.

Las costras son de naturaleza calcárea y se han ubicado preferentemente sobre formaciones detríticas neógenas y algunas cuaternarias, dando lugar a superficies planas que han preservado el substrato ante la erosión.

Otro proceso edáfico reconocido ha sido la formación incipiente de suelos de carácter vértico, sobre materiales arcillosos con dificultad de drenaje, como son los rellenos coluviales de fondo de valle, o las arcillas de fondo de dolinas.

4. HISTORIA GEOLOGICA

La evolución geológica en este sector de la Cordillera se establece a partir del Trías. En esta edad imperan unas condiciones de sedimentación predominantemente continentales (fluvial o fluviodeltaica), con episodios marinos en los que se depositaron carbonatos en facies de plataforma somera. También destacan episodios evaporíticos, que dieron lugar a la formación de importantes masas de yeso.

Con el inicio del Jurásico en todo el ámbito del Mediterráneo occidental, se instauró una plataforma carbonatada, en la que predominaron, al menos en el sector estudiado, facies mareales. Este ambiente deposicional se muestra muy estable hasta el Carixiense, en el que se produce su fragmentación, y la emersión temporal de determinados bloques, con procesos de carstificación asociados.

Del Carixiense medio al Domeriense inferior la tasa de sedimentación es muy pequeña, estando muy generalizados en toda la cuenca los niveles de condensación y los hiatos sedimentarios. Estos últimos quedan representados por *hard ground*.

A partir de esta edad se produce una progresiva transgresión, que se traduce por el depósito de carbonatos en un medio abierto de baja energía, llegando a acumularse potencias superiores a 1000 metros (caso de Jabalcuz). En áreas más externas de la cuenca (Subbético), hacia los niveles de techo se pasa a una sedimentación hemipelágica.

Ya en el Dogger (Bajociense), se produce una cierta disminución de la velocidad de sedimentación, con el depósito de niveles nodulosos condensados. A continuación se vuelve a instalar una plataforma somera de morfología irregular, en la que se distinguen sectores energéticos. En éstos se producen y acumulan complejos oolíticos. En otros sectores más protegidos se depositan carbonatos en facies de baja energía y donde se llegan a sedimentar oolitos procedentes de los sectores anteriores.

En el Malm se instaura un talud, donde se depositan turbiditas carbonatadas en las Unidades Intermedias, y calizas nodulosas y brechas en el Subbético. Este episodio representa el comienzo de la sedimentación pelágica en estos dominios paleogeográficos.

Para el Cretácico podemos seguir la historia geológica en dos áreas paleogeográficas distintas, representada por el Prebético y otra por las Unidades Intermedias y el Subbético.

Para los afloramientos prebéticos de la Hoja de Jaén, durante el Cretácico inferior imperaron unas condiciones esencialmente pelágicas, donde se depositaron margas, margocalizas y algunos cuerpos arenosos de carácter turbidítico. También se registraron episodios someros, representados por barras carbonatadas en el Berriasiense y Albiense superior en algunas series.

Con el paso al Cenomaniense, la cuenca se homogeneiza y se instaura una extensa plataforma carbonatada somera, con algunas pasadas pelágicas. La serie del arroyo del Reguchillo

representaría el tránsito de esta plataforma carbonatada a depósitos de cuenca por medio de las facies de talud.

En las Unidades Intermedias, igual que en la totalidad del Dominio Subbético, el Cretácico comienza en facies hemipelágicas, llegando a acumularse un importante espesor de sedimentos.

En el Barremiense la subsidencia es favorecida por la acción de fracturas normales, que son utilizadas por materiales plásticos triásicos para extruir hasta la superficie; a la vez, se producen taludes y escarpes pronunciados, cuya desmantelación gravitacional da lugar a vertidos olistostrómicos.

El surco creado comienza a rellenarse rápidamente con una potente secuencia turbidítica de características distales, posiblemente asociada a un sistema de abanicos submarinos coalescentes. Estas turbiditas muy posiblemente estaban conectadas, en mayor o menor grado, con un episodio detrítico de influencia continental (facies weald), localizado en gran parte del Dominio Prebético. En los afloramientos prebéticos de la Hoja, este episodio no se ha localizado.

La mayor parte de los sedimentos del Cretácico superior, Paleógeno y Mioceno inferior, han sido erosionados, si bien a partir de datos regionales se puede indicar que en esta época imperaron condiciones pelágicas de un modo generalizado.

Según se deduce, por los datos de las hojas situadas al Sur y Este de la de Jaén, en el Oligoceno superior-Aquitaniense inferior, parecen registrarse los primeros impulsos tectónicos de la Orogenia Alpina, que se manifiestan por la formación del conjunto olistostrómico de Cambil. En el Sector estudiado no se ha reconocido la causa de este vertido, sin embargo en la Hoja de Torres parece ser que se asocia a una primera etapa de cabalgamientos.

Los materiales de edad Burdigaliense superior-Langhiense inferior, se depositaron sobre un substrato parcialmente estructurado. El ambiente deposicional es marino en facies pelágicas, de mediana profundidad, que a techo evolucionan a facies someras. Esta transición es indicativa de una surrección de toda la Cordillera.

A continuación, se origina una acusada tectónica de fractura, de salto en dirección, como consecuencia de la colisión de las Zonas Internas con las Zonas Externas (v.g. accidente Cádiz-Alicante); este fenómeno ocasiona un levantamiento generalizado de la Cordillera. Levantamiento que debió generar un conjunto de fosas donde se desarrollaron las cuencas de sedimentación.

Estas cuencas sedimentarias fueron asiento, durante el Langhiense superior-Serravalliense inferior (quizás medio), de importantes cantidades de materiales, que se depositaron mediante procesos gravitacionales (Unidad Olistostrómica). La tectónica de desgarre condiciona, en gran medida, la naturaleza litológica del Olistostroma, constituida fundamentalmente por arcillas y margas de edades triásicas, cretácicas y terciarias, que corresponden a los materiales de mayor plasticidad; las series afectadas con litologías más competentes (Jurásico, Cretácico en facies

carbonatadas, etc.), originan depósitos que se denominan olistolitos, donde es común observar la estructura original de la serie.

Asociadas a estas cuencas sedimentarias, debieron existir áreas emergidas, que están representadas, al menos en parte, por el mosaico de bloques de edades Mesozoico y Terciario, que se observa en la actualidad, y que pertenecen a diversos dominios de las Zonas Externas.

En una etapa posterior, y para el intervalo Serravaliense medio-superior a Tortoniense inferior, la actividad tectónica pasa por un período de relativa calma. Las cuencas generadas anteriormente y parcialmente cubiertas de materiales olistostrómicos, se van rellenando paulatinamente de sedimentos. Sedimentos que presentan, en esta época y para este segmento de la Cordillera, una considerable variabilidad de facies, controladas en gran medida por la morfología del fondo de la cuenca.

Así, en zonas algo más profundas se producen turbiditas (aflorantes en hojas adyacentes), que lateralmente y en la vertical pasan a margas. En las zonas de menor profundidad, tiene lugar el depósito de sedimentos carbonatados (calizas de algas y calcarenitas), que deben representar facies asociadas a una plataforma somera o a zonas de alto fondo en la cuenca. La interacción entre las facies pelágicas y las de plataforma, se manifiesta con la aparición de esporádicas facies de talud con depósitos de brechas intraformacionales y conglomerados. Para este período no se han observado, en esta Hoja, materiales generados a partir de procesos gravitacionales, como se han citado en otros puntos de la Cordillera, debido probablemente, a que la actividad tectónica se debilita hacia el Norte.

Después del Tortoniense inferior se produce una nueva etapa tectónica, con el desarrollo de cuencas marinas, en algunos casos, controladas por importantes fenómenos de desgarre. Ejemplos de estas cuencas se tienen, de Sur a Norte, en las Zonas Internas (Corredor de la Alpujarra, RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.*, 1988), entre las Zonas Internas y las Externas (Cuenca de Granada, RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* en prensa) y en las Zonas Externas (cuenca de Socovos, Murcia-Albacete, ESTEVEZ *et al.*, 1986).

En esta parte de la Cordillera la actividad tectónica se manifiesta por una compresión de componente Norte, que hace cabalgar gran parte de los afloramientos (bloques) mesozoicos y terciarios, pertenecientes a las Zonas Externas. De esta manera, actualmente se observa una distribución geográfica irregular de estos "bloques", con respecto a su ubicación paleogeográfica inicial. Distribución que queda reflejada, cartográficamente, por la superposición de series que pertenecen a dominios paleogeográficos diferentes.

Esta etapa tectónica produce, simultáneamente con los fenómenos citados anteriormente, que se forme un surco subsidente al Norte, sobre el que se asientan sedimentos constituidos por margas gris-azuladas y areniscas calcáreas. Estos depósitos no representados en la Hoja de Jaén, constituyen el relleno final de la Depresión del Guadalquivir, en la vecina Hoja de Mengibar.

En el Mioceno terminal hay un levantamiento generalizado de las Zonas externas, que determina la definitiva retirada del mar y al que se asocian facies de abanicos aluviales, producto de la erosión de los relieves creados.

Este régimen deposicional continuó hasta el Pleistoceno, en el que se registra un importante descenso del nivel de base erosivo, proceso que continúa en la actualidad, con el encajamiento de la red fluvial.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA

La Hoja de Jaén presenta algunos indicios mineros, en relación con los materiales de edad triásica.

Asociados a las dolomías se encuentran mineralizaciones de óxidos de hierro (ocres rojos). Estas mineralizaciones adoptan morfologías estratiformes y se encuentran tanto en el muro de los niveles carbonatados, como intercalados en ellos. La mineralogía que presentan es de hematites, magnetita y limonita.

Según FENOLL *et al* (1975), estas mineralizaciones tienen una génesis doble: hidrotermal, en relación con la intrusión de cuerpos ígneos de naturaleza básica, y sedimentaria, consecuencia de la removilización y depósito de los óxidos de hierro anteriormente formados.

Estos óxidos de hierro han sido utilizados como materia prima en la fabricación de pinturas especiales.

La única actividad minera actualmente en funcionamiento, está constituida por la explotación de sales, a partir de las masas evaporíticas triásicas mediante salinas. Estas se sitúan en las inmediaciones de pequeñas surgencias o en los márgenes de arroyos donde hay afloramientos yesíferos de consideración.

En la Hoja de Jaén se contabilizan hasta seis salinas, algunas de ellas ya abandonadas o con funcionamiento periódico, siendo excepcionales las que superan 1 Ha de extensión.

5.2. CANTERAS

La actividad canteril está bastante extendida por la Hoja, centrándose actualmente, en su práctica totalidad, en la obtención de áridos para la construcción.

Las mayores canteras se sitúan sobre olistolitos de dolomías triásicas, ya que la roca se suele encontrar bastante fracturada, con lo que se facilita en gran medida las labores de extracción y machaqueo. Otras canteras de entidad se encuentran sobre calizas prebéticas.

El yeso también ha sido muy explotado en canteras, pero ninguna ha alcanzado gran envergadura, ya que los olistolitos de yesos existentes son de pequeñas dimensiones en este sector.

A unos 2 km al Sureste de La Cerradura, se explotaron unas calcarenitas del Mioceno medio como piedras de sillería. En la actualidad su funcionamiento es eventual.

5.3. HIDROGEOLOGIA

De los materiales aflorantes en la Hoja de Jaén, los únicos que se comportan como permeables, y por consiguiente con la posibilidad de constituir acuíferos, son: los carbonatos jurásicos del Subbético y Unidades Intermedias, los carbonatos cretácicos del Prebético, y finalmente los depósitos detríticos cuaternarios.

Siguiendo la división en Sistemas o Unidades Hidrogeológicas efectuadas por el ITGE en diversos proyectos infraestructurales, se pueden distinguir los siguientes conjuntos permeables:

- Grajales-Pandera.
- Almadén-Atalaya-Cerro Cántaro.
- San Cristóbal.
- Jabalcuz.
- Pegalajar-Mojón Blanco.
- Prebético de Jaén.

La Unidad Grajales-Pandera alcanza una extensión superficial de 70 km², extendiéndose ampliamente por la Hoja de Valdepeñas de Jaén. Sus recursos se evalúan en 26 Hm³/año la mayor parte de los cuales son drenados en los cañones de Río Frío (3 km al Noreste de Los Villares), a la cota de 510 metros. La unidad es explotada por una importante batería de sondeos, ubicada en el paraje denominado Peñas de Castro, que se utiliza para el abastecimiento a Jaén.

La alineación de afloramientos carbonatados existente en Almadén-Cerro Cántaro, se ha considerado que constituye un único acuífero, a pesar de estar compuesto por afloramientos de diversos dominios. Sus recursos se estiman en 8 Hm³/año y son drenados tanto a la cabecera del Río Torres, por el Norte, como al Río Villanueva, por el Sur, cerca de Cambil.

En el Cerro San Cristóbal el principal nivel permeable corresponde a las calizas oolíticas del Dogger, el cual presenta una extensión de 4 km², y unos recursos hídricos próximos a 1 Hm³. Tales recursos son drenados por un único manantial, situado en La Guardia de Jaén, y por un sondeo que abastece a esta última localidad.

En Jabalcuz se han descrito dos acuíferos con funcionamiento independiente, que se corresponden con el tramo basal calizo dolomítico, y con las calizas oolíticas del Dogger, con unos recursos conjuntos próximos a 2,5 Hm³/año. El primero forma una estrecha alineación de poca extensión superficial, sobre la que se encuentra asociado un manantial (Fte. de los Prados), con caudal medio superior a 30 l/seg, situado a la cota 720 metros. El segundo alcanza una extensión de 5 km² y presenta las menores cotas; la salida natural se sitúa en Fuente Maleza, cerca de Martos; dentro de la Hoja el acuífero sólo aflora en su área de recarga.

La Unidad Pegalajar-Mojón Blanco se compone de dos conjuntos permeables de funcionamiento independiente, ubicados en las sierras del mismo nombre, con unos recursos próximos a 4 Hm³/año. El acuífero de Pegalajar presenta un importante manantial en el casco urbano de

Pegalajar, y es explotado por un sondeo, ubicado en su flanco septentrional, que abastece varias urbanizaciones. Existen otras dos perforaciones, sin instalar, programadas para el abastecimiento a Pegalajar y Mancha Real.

El acuífero de Mojón Blanco presenta la particularidad de no poseer ninguna surgencia de entidad en sus bordes, por lo que se estima que en profundidad debe estar asociado a otro conjunto permeable. En un sondeo de abastecimiento a Mancha Real se localiza el nivel piezométrico sobre la cota 800 metros.

En el afloramiento prebético próximo a Jaén, también se han diferenciado dos acuíferos distintos denominados Castillo-La Imora y Peña de Jaén. El primero ocupa una posición septentrional; su extensión es de unos 7,5 km² y presenta unos recursos del orden de 2 Hm³/año, estando en la actualidad totalmente regulado por sondeos que abastecen a Jaén y a una serie de industrias próximas.

El acuífero Peña de Jaén es de dimensiones más reducidas, elevándose sus recursos sólo a 1 Hm³/año, que en su totalidad son drenados por Fuente de la Peña, situada a cota 500 metros.

Los depósitos detríticos cuaternarios de interés hidrogeológico, se reducen prácticamente a los aluviales, y más concretamente al lecho de inundación actual y terraza baja de los principales cursos. Según los datos disponibles, la calidad química del agua es mediocre para consumo humano, por las altas concentraciones en sulfatos.

6. BIBLIOGRAFIA

- ABBATE, E.; BORTOLOTTI, V. y PASSERINI, P. (1970): Olistostromes and olistoliths. *Sedimentary Geology*. H. Pag. 521-527.
- AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LINARES, D.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979): Las microfácies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Secr. 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. Informe. IGME*.
- BERTRAND et KILLIAN (1889): Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et de Malaga (Mission d'Andalousie). *Mem. Acad. Sc. Ins. Nat. France*. Vol. 30, pp. 377-599.
- BOUMA, A.M. (1962): Sedimentology of some flysch deposits (A. graphic approach to facies interpretation). *Elsevier publishing company*, Amsterdam/New York, 1962.
- BOURGOIS, J. (1975): "Présence de brèches d'origine sédimentaire à éléments de Crétacé au sein du Trias germano-andalou. Hypothèses sur la signification". *Bull. Soc. Géol. France* (71 XVII, p. 1095-1100).
- BOURGOIS, J. (1978): La transversale de Ronde. Données géologiques pour una modèle d'évolution a l'arc de Gibraltar. *Tesis Doct. Univ. Besançon*. (Inédita).
- BUSNARDO, R. (1960-62): "Regards sur la géologie de la région de Jaén (Andalousie)". Livrea a la Mem. du Prof. Fallot. *Soc. Geol. France*. Pag. 189-198.
- BUSNARDO, R. (1975): "Prébétique et Subbétique de Jaén à Lucena (Andalousie). Introduction et Trias. *Doc. Lab. Geol. Fac. Sci.* n° 65, 184 p.
- BUSNARDO, R. (1979): "Prébétique et Subbétique de Jaén a Lucena (Andalousie)". *Le Lias Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon*, n° 74, 140 p.
- CALDERON Y ARANA, S. (1980): "Edad geológica de los terrenos de Morón de la Frontera". *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, XVII, p. 235-239, 1 fig.
- CASTELLO, R. y PIGNATELLI, R. (1975): Mapa y Memoria explicativa de la Hoja n° 17-37 (924), Bujalance. *MAGNA-IGME*.
- CHAUVE, P. (1968): Etude géologique du Nord de la province de Cadix. *Mem. Inst. Geol. y Min. de España*, t. LXIX. 377 p., 1 corte.

- COMAS, M.C.; RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1982): "El Cretácico de las Unidades Intermedias y Zona Subbética". En: *El Cretácico en España*, Univ. Complutense de Madrid, pág. 570-603.
- CRESPO, A. (1978): Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 14-40 (1986), Fuentes de Andalucía. *MAGNA-IGME*.
- CRUZ-SANJULIAN, J. (1974): Estudio geológico del sector Cañete la Real-Teba-Osuna. *Tesis Doct. Univ. Granada*, 431 p.
- DOUVILLE, R. (1906): Sur les Alpes Subbétiques and Sud du Guadalquivir. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*; V-VI: p. 122-125. Madrid.
- DIDON, J. (1969): Etude géologique du Campo de Gibraltar. (Espagne méridionale). *Thèse Paris*. 539 pg., 124 fig. 3 lam. 1 plano.
- DUPLAND, L.; GUIGNARD, J. y FORTIN, L. (1965): "Etude géologique des permis de la région de Cordoue (La Rambla-Montilla-Castro del Río-Lucena)". SNPA para ENPASA. 27 pp. IGME. Madrid.
- DUPUY DE LOME, E. (1965): "El concepto de olistostroma y su aplicación a la geología del Subbético". *Bol. IGME*. LXXXVI, pp. 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 Congreso Español de Sedimentología*. Barcelona 15 a 28 de Sept. de 1986.
- ESTEVEZ, A.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, J.; SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1982): Evidencia de una fase comprensiva de edad Tortoniense en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológ.* 38, 55-60.
- FALLOT, P. (1945): Estudios Geológicos de la zona subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor. *Mem. Invest. Lucas Mallada*. C.S.I.C. p. 719. Madrid.
- FALLOT, P. (1948): Les Cordillères Bétiques. *Est. Geolo.* nº 8; p. 83-172; 12 fig.; 3 lam. Madrid.
- FENOLL, P. y GARCIA ROSSELL, L. (1975): Las mineralizaciones de hierro tipo "ocres rojos" en la localidad de Garcéz (Jaén), España. *Rend. Soc. Ital. Min. Petr.* Vol. XXX (2), pág. 597-610.
- FOUCAULT, A. (1971): Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (Provinces de Jaën et de Grenade, Espagne meridionale). *Thèse, Paris*.
- GARCIA HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; RUIZ ORTIZ, P. y VERA, J.A. (1982): Turbiditas carbonatadas del Cretácico inferior en el arroyo Bercho. Prebético de Jaén: Interpretación genética e implicaciones paleogeográficas. *Cuad. Geol. Iber.*, 8, pág. 433-447.

- GARCIA HERNANDEZ, M.; LUPIANI, E. y VERA, J.A. (1986): La sedimentación liásica en el sector central del Subbético medio: Una clave para la interpretación de la evolución de un rift intracontinental. *Acta Geol. Hisp.* (en prensa).
- GARCIA ROSSELL, L. (1973): Estudio geológico de la transversal Ubeda-Huelma y sectores adyacentes. Cordilleras Béticas (Provincia de Jaén). *Tesis Doct. Univ. de Granada*. 550 p. (Inédita).
- GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LOPEZ-GARRIDO, A.C. y VERA, J.A. (1971): "Bosquejo estratigráfico del Jurásico de las Cordilleras Béticas. *Cuader. Geol. Ibér.* Vol. 2, pp. 55-90.
- GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, D.; MARTIN ALGARRA, A.; MOLINA, E. y SERRANO, F. (1985): Sobre la edad y significado tectonosedimentario de la formación del Pantano de Andrade (Cordillera Bética, prov. de Málaga). *Bol. Real. Soc. Esp. Histo. Nat.*
- HERMES, J.J. (1985): Algunos aspectos de la estructura de la zona subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional). *Estudios Geol.* 41, 157-176.
- HOEDEMAEKER, P.J. (1973): Olistostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (Province de Murcia; Spain). *Scripta Geol.* 19, Amsterdam.
- IGME (1987): Contribución de la Exploración Petrolífera al conocimiento de la Geología de España. *IGME*. Ríos Rosas.
- JEREZ, F. (1979): "Contribución a una síntesis de las Cordilleras Béticas". *Bol. Geol. y Min.* T. 90, Fac. 6.
- JEREZ, F. (1981): "Propuesta de un nuevo modelo tectónico general para las Cordilleras Béticas". *Bol. Geol. y Min.* T. XCII-I, pp. 1-18.
- LHENAF, R. (1981): "Rechèrches Géomorphologiques sur les Cordillères Betiques Centro occidentales (Espagne)". *Thèse. Uni. de Lille III*, 2 t. 713 pp.
- LEYVA, F. (1973): Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 16-38 (944). Espejo MAGNA. *IGME*.
- LEYVA, F. (1977): Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 15-40 (987), El Rubio. MAGNA. *IGME*.
- LUPIANI, E.; ROLDAN, F.J. y GARCIA CORTES, A. (1988): Nuevos datos sobre la estratigrafía y estructura del afloramiento prebético de Jaén. // *Congreso. Geol. Esp.* Vol. 1, pág. 119-122.
- MALDONADO, A. y RUIZ-ORTIZ, P.A. (1982): "Modelos de sedimentación turbidítica antiguos y modernos: La Formación Cerrajón (Cretácico inferior; Cordilleras Béticas) y los abanicos submarinos del Mediterráneo Noroccidental. *Cuad. Geol. Ibérica*. T. 8, 8: 499-525.

- MARTINEZ DEL OLMO, W.; LERET, G. y MEGIAS, A.G. (1982): El límite de la plataforma carbonatada del Cretácico Superior en la Zona Prebética. *Cuad. Geol. Ibérica*. T. 8: 597-614.
- MARTINEZ DEL OLMO, W.; GARCIA MALLO, J.; LERET, G.; SERRANO, A. y SUAREZ, J. (1984): Modelo tectosedimentario del bajo Guadalquivir. *I. Congreso Geológico de España*. T-1 pág. 199-212.
- MARIN, J.M. (1988): Sedimentación detrítica en el borde Norte de la Depresión del Guadalquivir (sector Villanueva de la Reina, Prov. de Jaén). *II Congreso Geológico de España*. Vol. 1, pág. 123-126.
- MARTIN ALGARRA (1987): Evolución Geológica Alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética. *Tesis Doctoral*. Univ. de Granada. 2 volúmenes. 1171 pág.
- MEGIAS, A.G. (1982): La evolución del Mar de Alborán y Cadenas Bético-Maghrébides durante el Neógeno. *5º Cong. Latinoamericano de Geol. Buenos Aires*.
- MOLINA CAMARA, J.M. (1987): Análisis de facies del Mesozoico en el subbético Externo (Provincia de Córdoba y Sur de Jaén). *Tesis Doct. Univ. Granada*.
- MUTTI, E. y RICCI LUCCHI, R. (1972): Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.* 11 pág. 161-199.
- OKADA, H. y BUKRY, D. (1980): Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (BUKRY, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology*. Vol. 5, pag. 321 a 325.
- PERCONIG, E. (1960-1962): Sur la constitution géologique de L'Andalousie occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir. (Espagne meridionale). *In livre à la mémoire du Prof. P. Fallot. mem h-série, S.G.F.* t. 1 p. 229-256.
- PERCONIG, E. (1964): La tectónica del Mioceno de la Cuenca del Guadalquivir (España meridional). *Inst. Lucas Mallada. C.S.I.C. Cursos y conferencias*. IX pág. 271-273.
- PERCONIG, E. y MARTINEZ, C. (1977): Perspectivas petrolíferas de Andalucía Occidental. *Bol. Geol. Min. de España*. T-88-V (417-433).
- PEYRE, Y. (1974): Géologie d'Antequera et de sa région (cordillères bétiques, Espagne). *Thèse Paris*.
- PIGNATELLI, R.; CRESPO, A. (1975): "Memoria y Hoja geológica a escala 1:50.000 de Ecija nº 965. *Plan Magna 2ª Serie, IGME*. Madrid.

- PORTERO, J.M. y ALVARO, M. (1984): La Depresión del Guadalquivir, cuenca de antepaís durante el Neógeno: génesis, evolución y relleno final. *I Congreso Español de Geología*. T-III. pág. 241-252.
- PUJALTE, V. (1970): Estudio geológico del sector Sur de Pegalajar (Provincia de Jaén). *Tesis Licen. Univ. de Granada*. (Inédita).
- ROBLES, M.S. (1970): Estudio geológico del sector S^a de Almadén-Cambil. *Tesis Licen. Univ. Granada*. (Inédita).
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. (1982): El Mioceno del Sector Central de las Cordilleras Béticas. *Tesis Univ. Granada*, 224 p.
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. y SANZ DE GALDEANO, C. (1988): El Corredor de las Alpujarras: un área de sedimentación con movimiento transcurrente. Arquitectura estratigráfica y evolución geodinámica. *II Congreso Geológico de España*. Vol. Simposios, pág. 153-162.
- ROLDAN, F.J. y BORRERO, J. (1985): Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 13-40 (1985), Carmona. *MAGNA. IGME*.
- ROLDAN, F.J. y DIVAR, J. (1985): Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 16-40 (1988). Puente Genil. *MAGNA. IGME*.
- ROLDAN, F.J. y DIVAR, J. (1985): Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 16-39 (1966). Montilla. *MAGNA-IGME*.
- ROLDAN, F.J.; RUIZ-ORTIZ, P. y MOLINA, J.M. (1985): Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 16-39 (1967). Baena. *MAGNA-IGME*.
- ROLDAN, F.J. y GARCIA CORTES, A. (1988): Implicaciones de materiales triásicos en la Depresión del Guadalquivir, Cordilleras Béticas (Prov. de Córdoba y Jaén). *II Congreso Geológico de España*. Vol. 1, pág. 189-192.
- RUIZ ORTIZ, P.A. (1980): "Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril. y Jaén). Tesis Univ. Granada (Publ. Secr. Publ. Granada).
- SANZ DE GALDEANO, C. (1973): "Geología de la transversal Jaén-Frailes (Provincia de Jaén). Tesis Univ. Granada. 275 pp.
- SERRANO, F. (1979): "Los Foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la Cuenca de Ronda, y su comparación con las otras áreas de las Cordilleras Béticas". *Tesis Univ. de Málaga* pp.
- VIGUIER, C. (1974): Le Néogène de L'Andalousie Nord-occidentale (Espagne). *Historie géologique du bassin du bas Guadalquivir. Thèse Bordeaux*. 449 p.

WALKER, R.G. (1967): Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Jour. Sed. Petrol.*, 37, 1: 25-43.

WALKER, R.G. (1970): Review of the geometry and facies organization of turbidites and turbidite-bearing basins. *Geol. Ass. Canada, Spec.* 7: 219-251.



Instituto Tecnológico
Geominero de España