



Instituto Geológico
y Minero de España

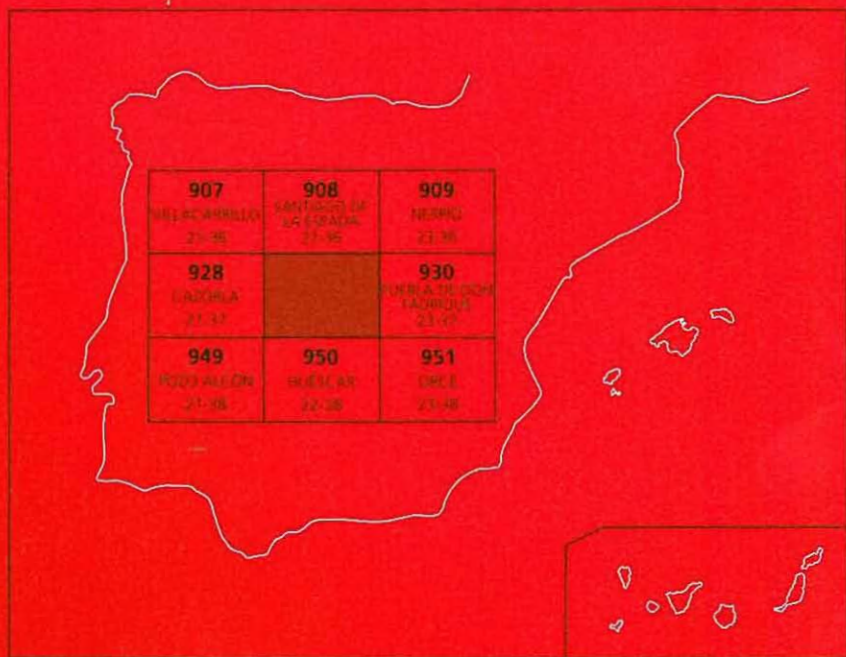
929

22-37

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



SAN CLEMENTE

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

SAN CLEMENTE

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 657-07-007-X
ISBN: 978-84-7840-718-7
Depósito legal: M-53986-2007

Fotocomposición: Les Trappistes, S. L.
Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

La presente Hoja nº 929 (San Clemente) y su Memoria explicativa han sido realizadas por INVESTIGACIONES GEOLÓGICAS Y MINERAS, S.A. (INGEMISA), bajo normas, dirección y supervisión del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Dirección y Supervisión del IGME:

-J. Fernández-Gianotti

Autores:

- E. Lupiani Moreno (INGEMISA). Cartografía, memoria e hidrogeología
- F. Roldán García (INGEMISA). Cartografía y memoria
- M. Villalobos Megia (INGEMISA). Geomorfología, cartografía y memoria

Han participado en aspectos parciales:

- A. Meléndez Hevia (Univ. Zaragoza). Sedimentología
- J.J. Gómez Fernández (Univ. Madrid). Sedimentología
- E. Molina Martínez (Univ. Zaragoza). Paleontología-Foraminíferos
- F. Serrano Lozano (Univ. Málaga). Paleontología-Foraminíferos
- R. Aguado Merlo (E.U.I.T.Linares). Paleontología-Nannoplancton
- J.A. Martín Pérez (Univ. Granada). Paleontología-Nannoplancton
- Bouchra El Manoune (Univ. Granada). Paleontología-Nannoplancton
- F. Oloriz Sáez (Univ. Granada). Macropaleont
- J. Hidalgo Ruiz (INGEMISA). Geotecnia

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Álbum de fotografías.
- Mapa de situación de muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Informes y mapa geotectónico.
- Informe estructural.
- Fichas bibliográficas.

ÍNDICE

| | |
|--|----|
| 1. INTRODUCCIÓN | 8 |
| 1.1. SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS | 8 |
| 1.2. ANTECEDENTES | 8 |
| 1.3. ENCUADRE GEOLÓGICO | 9 |
| 2. ESTRATIGRAFÍA | 11 |
| 2.1. JURÁSICO | 11 |
| 2.1.1. Dolomías grises (1) (Hettangiense-Carixiense)..... | 12 |
| 2.1.2. Calizas de tonos claros (2) (Hettangiense-Carixiense)..... | 12 |
| 2.1.3. Ritmita de margas grises y calizas (3) (Domeriense inferior- Toarciense) | 15 |
| 2.1.4. Calizas tableadas (4) (Toarciense)..... | 16 |
| 2.1.5. Margas amarillentas y calizas (5) (Toarciense-Aaleniense p.p.) | 17 |
| 2.1.6. Calizas nodulosas y margas rojas (6) (Aaleniense-Bajociense)..... | 18 |
| 2.1.7. Calizas con sílex y con intercalaciones de margas en su parte superior (7) (Bajociense-Bathonienense)..... | 20 |
| 2.1.8. Calizas con sílex y calizas nodulosas (8) (Tramo indiferenciado Aaleniense-Bathonienense) | 22 |
| 2.1.9. Margas y margocalizas grises (9) (Kimmeridgiense ?)..... | 23 |
| 2.1.10. Calizas con sílex y margas (10) (Kimmeridgiense- Berriasiense inferior)..... | 23 |
| 2.1.11. Calizas nodulosas rojas y blancas (11) (Kimmeridgiense a Berriasiense inferior)..... | 25 |
| 2.1.12. Calizas; calizas y margas (13) (Portlandiense-Berriasiense inferior)..... | 26 |
| 2.1.13. Calcarenitas y calizas bioclásticas dolomitizadas y dolomías (14) (Berriasiense-Valanginiense inferior) | 27 |
| 2.2. CRETÁCICO INFERIOR | 27 |
| 2.2.1. Margas y margocalizas (12) (Berriasiense-Barremiense)..... | 28 |
| 2.2.2. Margas arenosas (15) (Valanginiense-Hauteriviense)..... | 28 |
| 2.2.3. Arenas (16) (Hauteriviense)..... | 29 |
| 2.2.4. Calizas con rudistas; calizas, areniscas y margas (17) (Barremiense? - Albiense)..... | 29 |
| 2.2.5. Dolomías (18) (Barremiense? - Albiense) | 31 |
| 2.2.6. Arenas, margas arcillosa y calcarenitas (19) (Albiense superior)..... | 32 |
| 2.2.7. Margas arcillosas con areniscas (20) (Aptiense-Albiense) | 33 |

| | |
|--|-----------|
| 2.3. CRETÁCICO SUPERIOR | 34 |
| 2.3.1. Calizas margosas (21) (Albiense superior-Cenomaniense)..... | 34 |
| 2.3.2. Calizas de tonos claros (22) (Cenomaniense) | 35 |
| 2.3.3. Dolomías blanquecinas (23) (Albiense superior-Cenomaniense)..... | 35 |
| 2.3.4. Calizas y calizas margosas (24) (Senoniense) | 36 |
| 2.3.5. Calizas y margocalizas rosadas y blancas (25) (Senoniense) | 36 |
| 2.4. PALEÓGENO-MIOCENO INFERIOR..... | 37 |
| 2.4.1. Margas arenosas ocreas (26) (Senoniense-Eoceno) | 37 |
| 2.4.2. Calizas arenosas (27) (Eoceno)..... | 38 |
| 2.4.3. Margas y calizas, brechas (28) (Aquitaniense-Burdigaliense) | 38 |
| 2.5. MIOCENO MEDIO Y SUPERIOR | 39 |
| 2.5.1. Margas y areniscas tectonizadas con inclusiones de margas de edad Triásico- Mioceno (Unidad tectónica) (29) (Langhiense- Tortonense inferior) | 39 |
| 2.5.2. Calizas de algas y calcarenitas (30) (Serravalliense-Tortonense inferior) | 40 |
| 2.5.3. Margas blancas (31) (Serravalliense-Tortonense inferior)..... | 40 |
| 2.5.4. Brechas de cantos calcáreos. Calizas (32) (Tortonense inferior) | 41 |
| 2.5.5. Calcarenitas (33) (Tortonense superior)..... | 42 |
| 2.6. PLIO-CUATERNARIO | 42 |
| 2.6.1. Conglomerados y arcillas rojizas. Fm. Guadix (34) (Plioceno- Pleistoceno) | 42 |
| 2.6.2. Conglomerados y brechas encostradas (35) (Plioceno-Pleistoceno) ... | 43 |
| 2.6.3. Cantos, bloques y arcillas. Canchales y derrubios s./l. (36) (Holoceno)..... | 43 |
| 2.6.4. Gravas, arcillas y costras calcáreas. Glacis (37) y Glacis-coluviol (43) (Holoceno)..... | 43 |
| 2.6.5. Gravas y arenas (38) (Aluvial)..... | 44 |
| 2.6.6. Travertinos (39) (Holoceno) | 44 |
| 2.6.7. Arcillas con cantos. Fondo de valle y de dolina (40) (Holoceno) | 44 |
| 2.6.8. Gravas y arenas, arcillas. Abanicos aluviales (41) (Holoceno)..... | 45 |
| 2.6.9. Cantos y arcillas, Coluviones (42) (Holoceno)..... | 45 |
| 3. TECTÓNICA | 46 |
| 3.1. TECTÓNICA REGIONAL..... | 46 |
| 3.2. DESCRIPCIÓN DE UNIDADES O ZONAS ESTRUCTURALES | 46 |
| 3.2.1. Prebético | 48 |
| 3.2.2. Subbético | 53 |
| 3.2.3. Unidad Tectónica | 54 |
| 3.2.4. Sistemas de fracturas | 56 |
| 3.3. CRONOLOGÍA DE LA DEFORMACIÓN | 57 |
| 4. GEOMORFOLOGÍA | 58 |
| 4.1. RASGOS FISIOGRAFICOS | 58 |
| 4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO | 59 |
| 4.2.1. Estudio Morfoestructural..... | 59 |
| 4.2.2. Estudio del Modelado | 64 |

| | |
|--|-----------|
| 4.2.3. Formaciones Superficiales | 67 |
| 4.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA | 69 |
| 4.4. TENDENCIAS FUTURAS | 70 |
| 5. HISTORIA GEOLÓGICA | 71 |
| 6. GEOLOGÍA ECONÓMICA | 74 |
| 6.1. HIDROGEOLOGIA | 74 |
| 6.1.1. Climatología..... | 74 |
| 6.1.2. Hidrología superficial..... | 74 |
| 6.1.3. Características hidrogeológicas..... | 75 |
| 6.2. RECURSOS MINERALES..... | 81 |
| 6.2.1. Minerales metálicos y energéticos..... | 81 |
| 6.2.2. Rocas industriales..... | 81 |
| 7. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES..... | 82 |
| 8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO | 84 |
| 9. BIBLIOGRAFÍA..... | 87 |

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS

La hoja a escala 1:50.000 n° 929 "San Clemente" del Mapa Topográfico Nacional, se extiende entre las siguientes coordenadas geográficas:

37 N 50' 04'',7 - 38 N 00' 04'',7 Latitud Norte

2 E 31' 10'',8 - 2 E 51' 10'',8 Longitud Oeste

Se ubica en el nordeste de la provincia de Granada y este de la de Jaén, en las estribaciones meridionales de la gran barrera orográfica de las Sierras de Cazorla y Segura.

La hoja es montañosa contando con varias cimas que superan los 2.000 m de cota, como La Sagra (2.383 m.s.n.m.), Empanada (2.106 m.s.n.m.), Tornajuelos (2.136 m.s.n.m.) y Buitre (2.020 m.s.n.m.).

En la mayor parte del espacio cartografiado se suceden las alineaciones de altas cimas con pronunciados y encajados cursos fluviales, mientras que en el tercio suroriental el relieve es distinto y se caracteriza por valles amplios lo que ha propiciado su colonización y transformación por el hombre.

Dentro de la hoja se localiza la divisoria de aguas entre los ríos Guadalquivir y Segura, si bien esta última cuenca tiene una extensión muy reducida. Además en las sierras existentes nacen cuatro de los ríos más caudalosos de la cuenca alta del Guadalquivir, tales como el Borosa, Guadalentín, Castril y Guardal.

La hoja de San Clemente toma nombre del único núcleo de población existente en su ámbito, el cual fue demolido en 1.990 por encontrarse en el vaso del embalse del mismo nombre, sobre el río Guardal.

La accesibilidad de la zona es mala, contando únicamente con dos carreteras asfaltadas localizadas en su tercio oriental. En el resto existe una red de pistas forestales en regular estado de conservación que no llegan a cubrir toda el área, quedando extensas zonas sin posibilidad de acceso con vehículos.

Cerca de la mitad de la superficie de la hoja está enclavada en los Parques Naturales de las Sierras de Cazorla, Segura y Las Villas, y Sierra de Castril.

1.2. ANTECEDENTES

Los primeros trabajos publicados referentes a la geología de la hoja de San Clemente se remontan a finales del siglo pasado, a cargo de GONZALO Y TARIN (1.882) y MALLADA (1.884), que trata sobre la geología de las provincias de Granada y Jaén respectivamente.

NICKLES (1.904), hace una primera referencia a la posición alóctona de la Sierra de La Sagra, y años más tarde GERARD (1.932) cita yacimientos fosilíferos en sus inmediaciones.

Los trabajos de FALLOT se suceden desde 1.930 y culminan en 1.948 con su tesis doctoral, en la que incluye la hoja tratada. A él se debe el estudio de numerosos yacimientos fosilíferos, así como la concepción del modelo tectónico y sedimentario que ha llegado hasta nuestros días, que considera una Zona Prebética autóctona y un Subbético alóctono sobre un basamento triásico,

Más recientemente la hoja ha sido estudiada por FOUCAULT (1.960 a 1.971). A este autor se debe una exhaustiva descripción de un gran número de cortes geológicos y la definición de las Unidades Intermedias como un dominio paleogeográfico más situado entre el Prebético y Subbético. En cuanto a la estructuración tectónica de la zona, sigue las ideas de FALLOT.

La Zona Prebética es estudiada desde el punto de vista sedimentológico y bioestratigráfico por GARCÍA-HERNÁNDEZ (1.978), el cual precisa la bio y cronoestratigrafía de unidades definidas en trabajos previos y propone la reconstrucción paleogeográfica de la Zona Prebética actualmente aceptada.

En diversas publicaciones de BRAGA (1.983), SANDOVAL (1.983), TAVERA (1.985) Y COMPANY (1.987) se describen y estudian la forma de numerosos yacimientos de ammonioideos ubicados en la hoja.

Por último, la estructura general de la zona ha sido reinterpretada por GUEZOU, *et al.* (1.991), en el marco de la definición de las Sierras de Cazorla y Segura como un complejo de mantos de cabalgamiento.

1.3. ENCUADRE GEOLÓGICO

La hoja de San Clemente se sitúa, desde el punto de vista geológico, sobre el contacto de las Zonas Prebética y Subbética, ambas pertenecientes a las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.

Las Cordilleras Béticas, junto con las cadenas montañosas del Norte de Marruecos, forman el orógeno Bético-Rifeño, el cual responde al modelo propuesto por MATTAUER (1.990). Este orógeno se sitúa en el extremo occidental del límite entre las placas Euroasiática y Africana y su historia evolutiva abarca desde el Lias medio al Mioceno inferior (SORIA, 1.993).

Las Cordilleras Béticas se desarrollan sobre el margen de la placa Euroasiática. Se dividen en Zonas Externas, que corresponden al sector del margen desarrollado sobre la corteza continental, concretamente sobre la Meseta Ibérica, y Zonas Internas, que se interpretan desarrolladas sobre corteza oceánica. De estos segmentos, la Meseta Ibérica representa el antepaís, o zona estable, mientras que el conjunto Bético constituye un Orógeno Alpino formado por un conjunto de unidades alóctonas desplazadas hacia el antepaís.

Las deformaciones y desplazamientos están motivados por la deriva hacia el OSO de la microplaca de Alborán, que se ubicaría entre las placas Euroasiática y Africana y a la que se asociarían las Zonas Internas (ANDRIEUX *et al.* 1.971) y su colisión con el Margen Ibérico. Esta deriva se origina por la compresión entre las dos placas mayores, que pudo desarrollarse en dos fases: durante el Cretácico superior al Eoceno, y durante el Mioceno medio (MALDONADO *et al.* 1.988).

Desde los primeros trabajos publicados sobre las Zonas Externas se han diferenciado dos Dominios: el Prebético y Subbético. Algunos autores, como FOUCAULT (1.971) o RUIZ ORTIZ (1.980) también distinguen entre ambos un Dominio o Unidades Intermedias.

El Prebético es la zona del orógeno más próxima a la Meseta y se caracteriza por la generalización de medios sedimentarios marinos someros e incluso continentales o de fuerte influencia continental. Según JEREZ (1.973), GARCÍA-HERNÁNDEZ (1.978) y otros autores más, la Zona Prebética se divide en dos dominios: externo e interno. El externo es el más próximo a la Meseta y se caracteriza por la poca representación de sedimentos del Jurásico Superior y Cretácico, mientras que el Prebético interno tiene una posición más alejada del continente y en él se encuentran ampliamente desarrollados los materiales de edad Jurásico superior a Cretácico inferior.

El Subbético comprende el sector de margen continental más alejado de la costa, caracterizado por la generalización de ambientes pelágicos. La subdivisión más aceptada proviene de GARCÍA DUEÑAS (1.967), quién distingue tres dominios de norte a sur: externo, medio e interno. El Subbético externo corresponde a un sector con escasa subsidencia, donde predominan series condensadas, el medio corresponde a un surco de gran subsidencia en el que llegan a verse coladas volcánicas submarinas, y en el interno corresponde a un umbral donde la secuencia jurásica se encuentra condensada. Basados en la similitud de series y datos tectónicos, BLANKENSHIP (1.992) propone la unificación de los dominios externo e interno y explica la localización de afloramientos por cabalgamientos.

Las Unidades Intermedias presentan un Jurásico con características subbéticas, pero en el Cretácico los sedimentos tienen un importante aporte terrígeno propio de ambientes más próximos al continente.

Las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas se encuentran a 40 Km al SE de la hoja. Se caracterizan por un predominio de materiales de edad Paleozoico-Triásico y por estar en gran parte afectados por procesos metamórficos. Se dividen en tres Complejos, de muro a techo Nevado Filabride, Alpujárride y Maláguide, que se encuentran superpuestos por efectos de cabalgamientos y de fallas extensionales (GARCÍA DUEÑAS, *et al.* 1.988).

En la hoja de San Clemente afloran materiales asignables al Prebético interno, unidades intermedias y series de transición ente el Subbético externo y medio. También se encuentran ampliamente representados materiales neógenos, depositados en depresiones o cuencas más o menos individualizadas que se desarrollan en las etapas de mayor deformación del orógeno.

2. ESTRATIGRAFÍA

En la hoja de San Clemente se han identificado materiales de edades comprendidas ente el Triásico y el Holoceno, existiendo importantes lagunas estratigráficas en el Jurásico medio, Paleógeno y Neógeno.

A pesar de encontrarse varios afloramientos de rocas triásicas, éstos no han sido cartografiados de forma individual, sino englobados dentro de una unidad tectónica; por ello no aparecen como tales en leyenda ni se describen en este apartado en un capítulo exclusivo.

2.1. JURÁSICO

Las rocas de este Periodo geológico se encuentran en la zona oriental de la hoja, donde se han llegado a diferenciar hasta 12 unidades cartográficas que pueden agruparse en tres ciclos sedimentarios (VERA, 1982; REY, 1994):

- Inferior (Hettangiense - Carixiense)
- Medio (Carixiense - Bathoniense)
- Superior (Kimmeridgiense - Berriasiense)

El primer ciclo se define entre la base del Lías y el Carixiense, marcando una etapa de dominio de una amplia plataforma carbonatada somera. Se diferencian dos tramos cartográficos: dolomías masivas a la base y unas calizas suprayacentes (unidades 1 y 2), que solo afloran en la base de las secuencias asignables a la Zona Subbética.

El segundo ciclo comprende desde el Carixiense superior al Bathoniense, y comienza con la transgresión de la extensa plataforma somera existente hasta entonces, a la que sigue una posterior somerización. En este ciclo son comunes los episodios de aportes de terrígenos finos, que se manifiestan en la generalización de facies margosas, (unidades 3 y 5), si bien se siguen preservando algunos ambiente restringidos donde se depositan calizas (unidad 4). En el "Dogger", la sedimentación es carbonatada con episodios de alta energía y culminando con depósitos condensados sobre los que se desarrolla un "hard-ground" que marca el fin del ciclo (unidades 6, 7 y 8).

En el tercer ciclo se incluyen los sedimentos depositados entre la discontinuidad estratigráfica del techo del Bathoniense (hiato sedimentario que incluye el Calloviense y Oxfordiense) y la importante transgresión marina de la base del Cretácico inferior. Esta transgresión, que se produce en el Berriasiense inferior en las partes más alejadas del margen continental (Subbético) y alcanza a las más próximas de la Meseta (Prebético) durante el Berriasiense superior y Valanginiense inferior. Incluye las unidades cartográficas número 9, 10, 11, 13 y 14.

2.1.1. Dolomías grises (1) (Hettangiense-Carixiense)

Afloran extensamente en los relieves del tercio oriental de la hoja, concretamente en las Sierras de la Sagra, Duda, Moncayo y Bermeja. Pueden ser correlacionadas con el miembro inferior de la Fm. Gavilán (VAN VEEN, 1.969).

Su base corresponde a un plano de cabalgamiento, mientras que su techo es de trazado irregular ya que corresponde con un frente de dolomitización epigenética. Se desconoce si está representada toda la secuencia original o si parte ha sido laminada por el accidente basal.

La potencia visible oscila entre un mínimo de 200 m en Sierra Moncayo a cerca de 700 m en Bermeja.

La litología corresponde a unas dolomías cristalinas medias a gruesas, de tonalidades grisáceas, que se disponen con carácter masivo o bancos gruesos.

Prácticamente todos los autores que han estudiado esta unidad en diversas localidades están de acuerdo en que su carácter dolomítico está condicionado por la presencia de procesos de dolomitización epigenéticos; y por tanto no necesariamente relacionados en todos los casos con los ambiente de depósito originales donde se llevó a cabo la sedimentación de esta unidad (MARTÍN, 1.979). Esta dolomitización tardía ha borrado gran parte de las texturas y estructuras sedimentarias, correspondiendo las únicas observadas a laminaciones paralelas.

En las láminas delgadas estudiadas se observa que las dolomías suelen estar constituidas por un mosaico equigranular de cristales de dolomita, que reflejan un crecimiento de tipo coalescivo, aunque también se encuentran variedades con los cristales de dolomita en un crecimiento de tipo porfiroide, y a veces cementados por calcita (seudoesparita). Localmente se encuentran carbonatos micríticos con finas laminaciones atribuibles a la actividad de algas y de origen sedimentario.

La ausencia de texturas y estructuras primarias de la roca no permiten deducir el ambiente sedimentario de los carbonatos originales. Probablemente se trató, al menos en parte, del equivalente dolomitizado de las calizas suprayacentes depositadas en una extensa plataforma somera en la que al menos se alcanzaron condiciones intermareales, puestas de manifiesto por la presencia de términos con laminaciones de algas.

No se han encontrado fósiles característicos de estos materiales, por lo que su edad permanece incierta. En base a datos regionales, podría atribuirsele una edad probable Hettangiense-Carixiense.

2.1.2. Calizas de tonos claros (2) (Hettangiense-Carixiense)

Se encuentran a techo de las dolomías anteriores, localizándose sus mejores afloramientos en La Sagra, Loma de Perro y Cerro de Perico Ruiz. Corresponde con los miembros medio y superior de la Fm. Gavilán, VAN VEEN, 1.969, este autor describe tres miembros que de muro a techo son los siguientes: dolomítico, calizas pseudo-oólicas y calizas con crinoides.

La base de la unidad es irregular y corresponde a un frente de dolomitización de carácter epigenético, mientras que su techo está definido por una importante ruptura sedimentaria manifestada en un "hard ground", con acúmulo de ammonites y desarrollo de una costra ferruginosa.

Las potencias observadas varían de algo más de 100 m en Sierra Bermeja a 400 m en La Sagra.

La mayor parte de la sucesión corresponde a calizas micríticas bioclásticas de tonos gris claro y beige, que hacia techo presenta nódulos de sílex, y culmina con unos metros de calizas bioclásticas especialmente ricas en crinoides y con algunos ammonites.

En el Barranco de la Cueva del Agua se ha levantado una columna estratigráfica de los 180 m superiores en los que se han distinguido los tramos que se describen a continuación:

-Tramo basal de 20 m de espesor de calizas bioclásticas generalmente "wackstone" a "mudstone", bien estratificadas en bancos medios a gruesos, y que contienen restos de oncolitos, bivalvos, equinodermos, gasterópodos, briozoos y ostrácodos entre otros. La bioturbación suele ser poco intensa a moderada, excepto en el techo de algunos de los bancos, que pueden llegar a estar perforados. Este tramo basal se organiza según dos tipos de secuencias cuyo espesor suele oscilar entre 0,5 a 2 m; una de tipo estratocreciente, que puede terminar en un "hard-ground" con perforaciones biogénicas, y otras de tipo estrato y, en general, grano-decrecientes, cuya base puede estar canalizada y su parte inferior constituida por calizas "packstone" a "grainstone", a veces con "rills" bioclásticos, terminando con un término superior de calizas micríticas ("wackstone" a "mudstone").

-Por encima se dispone otro tramo de 80 m de espesor de características similares, en el que se intercalan calizas "packstone" a "grainstone" de bioclastos y pellets y "grainstone" oolíticos, así como nódulos de sílex. Se encuentran los mismos restos fósiles a los que se le añaden bioclastos y espículas de esponjas; hay niveles de pobre contenido faunístico, que solo presentan conchas de ostrácodos. La organización general es en secuencias estratocrecientes de 0,5 a 3 m de espesor, con una fina base margosa, o en ocasiones "lag" bioclásticos, y un techo marcado por un "hard-ground" con perforaciones biogénicas e incluso costra ferruginosa. Las secuencias estratocrecientes son poco frecuentes y pueden estar constituidas por facies bioclásticas y pobres en fósiles.

-A continuación se localizan otros 70 m de calizas "mudstone" y ocasionalmente "wackstone", con abundantes nódulos de sílex. El contenido bioclástico es escaso y se reduce a bivalvos de concha fina y restos de esponjas; sólo ocasionalmente se encuentran restos de crinoides, foraminíferos y ostrácodos. La bioturbación es escasa a moderada con frecuentes tubos piríticos y ocasionalmente *Zoophycos*. Los materiales se organizan en secuencias estratocrecientes de 1,5 m de espesor, que pueden tener un término margoso centimétrico a la base.

-La parte superior de esta columna está constituida por un tramo de unos 6 m de espesor de calizas bioclásticas, estratificadas en bancos finos a gruesos. Entre los restos fósiles se reconocen equinodermos (principalmente crinoides), belemnites, bivalvos, braquiópodos, ammonites, esponjas (espículas), ostrácodos y foraminíferos. La bioturbación puede ser escasa a moderada,

y en el techo del tramo se encuentra un "hard-ground" bien desarrollado, con perforaciones biogénicas. Son frecuentes los "rills" con concentración de bioclastos y los niveles de removilización en todo el tramo, y en ocasiones se encuentran ejemplares de ammonites con signos indicadores de haber sufrido reelaboración tafonómica. En algunos de los cuerpos se observa laminación cruzada de pequeña escala, debida a ripples, y ocasionalmente geometría de barras. El tramo se organiza en secuencias estratocrecientes y granodecrescientes de calizas "wackstone" a "packstone" y calizas "packstone", cuyo espesor suele estar alrededor de los 1-1,5 m; el término superior contiene estratificación cruzada planar, y su techo está marcado por un "hard-ground" en el que la superficie se encuentra perforada. Sobre esta superficie se dispone otro nivel de removilización que representa el "lag" transgresivo de la siguiente secuencia.

Prácticamente todos los autores están de acuerdo en que la sedimentación de esta unidad se llevó a cabo en una gran plataforma, en la que se registró una intensa producción y acumulación de carbonatos (cf. GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1.979; VERA, 1.983; GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1.989). Se trata de una plataforma de aguas claras, sin aporte de siliciclásticos debido a su extensión y por tanto a la lejanía de los potenciales relieves emergidos. En prácticamente la totalidad de la sección reconocida los ambientes de sedimentación son predominantemente submareales, de escasa profundidad, y en su mayor parte de escasa energía ("mudstone-wackstone"), a energía moderada ("packstone-wackstone"), que sólo ocasionalmente se veían perturbados por episodios de energía hidrodinámica mayor ("packstone-grainstone"), bien por la acción de tormentas y/o por oleaje. Corresponde a una plataforma interna en la que se distingue un subambiente bien oxigenado y con salinidad normal, que lleva consigo la proliferación de abundantes organismos, con gran variedad de formas bentónicas, y otro subambiente con restricción más severa, donde los organismos son menos abundantes en número y variedad de taxones.

En la parte superior de la unidad se registra la apertura a ambientes de plataforma externa carbonatada, también de carácter somero, lo que viene marcado con una variada comunidad bentónica, así como la presencia de organismos nadadores. Los sedimentos reflejan ambientes de energía moderada a alta, encontrándose cuerpos con morfología de barra y estructura interna de laminación de ripples y estratificación cruzada planar.

No puede precisarse la edad de los tramos inferiores, descritos anteriormente, debido a que no se han encontrado fósiles característicos. Regionalmente se les asigna una edad Hettangiense-Carixiense basada en los escasos datos paleontológicos que han podido obtenerse a lo largo de la Cordillera, y a su posición estratigráfica. Uno de los puntos donde ha podido datarse el techo de la Fm. corresponde al corte descrito, dónde DUBAR *et al.* (1.967) citan la presencia de *Tropidoceras masseanum*, *T. aff. masseanum*, *T. aff. demonense*, *T. aff. stahli*, *T. aff. calliplocoides*, *Crucilobicerias sp. gr. gemmellaro-evolutum*, *C. cf. evolutum*, *Acanthopleuroceas valdani?*, y *Protogrammoceras aff. curionii*, que caracterizan al Carixiense medio. A poco más de un metro por debajo del techo encuentran *Oxinoticerias aff. wiltshirei*, que caracteriza al Carixiense superior.

2.1.3. Ritmita de margas grises y calizas (3) (Domeriense inferior-Toarciense)

Esta unidad marca el inicio del segundo ciclo sedimentario en esta región. Se localiza al pie de los relieves formados por los carbonatos de la Fm. Gavilán y habitualmente se encuentran ocultos por materiales recientes o roturados por labores agrícolas. La unidad cartográfica tiene como base las calizas del Carixiense y como techo las calizas tableadas del Toarciense, si bien en algunos cortes, como al O. de Sierra del Muerto ó E. de Sierra Duda, aquellas tienen poca representación, o son sustituidas por materiales margosos y se han integrado en esta unidad. La unidad sería correlacionable con la Fm. Zegri (MOLINA 1.987).

Su potencia es difícil de establecer por la discontinuidad de afloramientos, oscilando entre un mínimo de 150 m en la Barranco de la Cueva del Agua y 210 m al pie de la Sierra del Muerto.

En la primera de tales secciones se observa un metro basal de calizas "wackstone" a "packstone" con litoclastos, que son más abundantes a la base, y con numerosos ammonioideos reelaborados, que finalmente culmina con un "hard-ground" bien desarrollado. En otros emplazamientos este tramo no se ha observado.

Sobre este nivel se dispone una sucesión rítmica marga-caliza, donde los niveles calcáreos tienen un espesor constante de 0,2 a 0,4 m y las margas llegan a tener hasta 2 m de espesor. Predominan colores grises a beige en corte y amarillentos en superficie.

Las calizas son de facies "mudstone", ocasionalmente "wackstone" y su contenido bioclástico es escaso, con restos de bivalvos, ammonites, belemnites, branquiópodos y en ocasiones restos vegetales, que normalmente se concentran hacia la base.

Ocasionalmente se encuentran intercalaciones de espesor centimétrico de calizas "grainstone" de bioclastos, intraclastos y "pellets" (estribaciones de la Sd del Muerto) o calizas "grainstone" de "pellets" y bioclastos (Puente Duda). Los intraclastos pueden contener oolitos y los bioclastos son restos de equinodermos, bivalvos y foraminíferos. Los "pellets" suelen estar clasificados.

La ritmita de margas grises y calizas se organiza en secuencias elementales de tipo marga-caliza, que a su vez puede disponerse en secuencias estratocrecientes de 1,5 a 2 m de espesor y hasta 4 m como máximo. El techo de algunas secuencias está marcado por superficies de "hard-ground", a veces con costras ferruginosas y "rills" bioclásticos.

En los afloramientos de las Sierras del Muerto y Duda sobre la ritmita se desarrolla un tramo francamente margoso, de tonos grisáceos, con escasas y delgadas intercalaciones de calizas "mudstone" grises a ocre, amarillentas en superficie. La estratificación suele ser ondulada a nodulosa y en ocasiones se reconoce laminaciones paralelas, así como costras ferruginosas a techo de los bancos calizos.

La bioturbación es escasa y sólo se reconocen algunos tubos piriticos y ammonioideos piritizados. En las calizas hay restos de bivalvos, ostrácodos, radiolarios y espículas de esponjas.

Este tramo se organiza en secuencias elementales tipo marga-caliza, en la que predomina la primera. Estas se agrupan en secuencias estratocrecientes de hasta 20 m de espesor, en los tramos más margosos, que quedan reducidas a 0,5-4 m cuando las intercalaciones de calizas son más frecuentes.

En conjunto, la sedimentación de esta formación se llevó a cabo en un ambiente de plataforma externa de baja energía, en la que coexiste una sedimentación mixta de carbonatos y materiales terrígenos finos. Paralelamente se asiste a un empobrecimiento bastante generalizado en cuanto a la cantidad de fósiles de organismos bentónicos en favor de un enriquecimiento en restos de los nadadores. No obstante, la presencia de estos organismos, como los ammonites, tampoco es uniforme a lo largo de toda la unidad. BRAGA, (1.983), pone de manifiesto la presencia de subambientes, dentro de la plataforma, con diferentes grados de restricción.

La energía del medio era generalmente baja a muy baja. No obstante, la intercalación esporádica de niveles de espesor centimétrico de calizas "grainstone" refleja la presencia de episodios de alta energía hidrodinámica, capaces de erosionar otras áreas más someras de la plataforma donde se lleva a cabo la producción de oolitos, y depositarlos en ambientes más tranquilos. Debido al carácter episódico de estos depósitos es muy probable que hayan sido inducidos por la acción de tempestades.

La bioestratigrafía de esta unidad ha sido estudiada en detalle por DUBAR, FOUCAULT y MOUTERDE (1.967), y más recientemente por BRAGA (1.983). Estos autores citan la presencia de *Fuciniceras* y *Protogrammoceras* del Domeriense inferior en el metro basal de la formación, y por encima caracterizan el Domeriense medio (Zona *Algovianum*) y superior (Zona *Emaciatum*). En el tramo de predominio margoso ubicado por encima de la ritmita se han encontrado ejemplares de *Meneghiniceras*, del Domeriense, y de *Hildoscera* s.p. *Dactiloceras* y *Polypilectus* del Toarciense.

2.1.4. Calizas tableadas (4) (Toarciense)

Sobre la formación predominantemente margosa descrita en el apartado anterior, se dispone una unidad calcárea que solo ha podido ser individualizada en la cartografía en los sectores donde presenta mayor desarrollo.

La unidad ha sido reconocida en los cortes del Barranco del Agua, carretera de Huéscar a Santiago de la Espada cerca de la Hoya de Zabar, así como en otras localidades tales como la Sierra del Muerto y Río Guardal donde por su escasa potencia no han sido diferenciadas en cartografía. Su espesor es próximo a los 10 m en el Barranco de la Cueva del Agua y no supera los 6 m en el corte de Puente Duda.

Está compuesta por calizas tableadas, bien estratificadas en capas de 7 a 20 cm, que pueden contener intercalaciones de calizas margosas, margas y, a veces, calcarenitas. La estratificación puede ser ondulada y tener aspecto noduloso. En algunas localidades la unidad se encuentra separada de la inferior por un "hard-ground" con una costra ferruginosa poco desarrollada.

Predominan las calizas "mudstone" con escasos bioclastos de equinodermos y algunos atribuibles a radiolarios, así como "pellets", a veces concentrados en láminas, granos de cuarzo de tamaño limo y opacos. Entre las calizas "mudstone" se intercalan de manera ocasional calizas "wackstone" con bioclastos de microfilamentos, equinodermos, bivalvos, ostrácodos, espículas de esponjas y foraminíferos, así como escasos pellets, y calizas "wackstone-packstone" y calizas "grainstone" con bioclastos mal clasificados de microfilamentos, equinodermos, bivalvos, foraminíferos, ammonites y posibles radiolarios en su mayor parte recristalizados, así como abundantes "pellets". Algunos niveles pueden contener restos carbonosos.

En cuanto a las estructuras sedimentarias es relativamente frecuente encontrar laminación paralela en los términos de calizas "mudstone" a "wackstone", mientras que los tramos de "packstone" y "grainstone", presentan geometría de base irregular, ligeramente erosiva y a veces estructura interna de laminación cruzada de pequeña escala debida a "ripples" de oleaje y estructuras "flaser".

La unidad se organiza en secuencias estratocrecientes constituidas por calizas, a veces con un término inferior margoso y secuencias con un término superior de "rills" con base erosiva constituidos por carbonatos con abundantes aloquímicos. El espesor de estas secuencias suele oscilar entre los 0,7 a menos de 2 m.

Su ambiente de sedimentación corresponde al de una plataforma externa submareal predominantemente carbonatada. Las biofacies reflejan un enriquecimiento relativo en cuanto a la variedad de grupos de organismos presentes, tanto bentónicos como neotónicos y planctónicos, indicando una mayor oxigenación de los fondos, lo cual dio lugar a ambientes menos restringidos.

Los tramos de "packstone" y "grainstone" se interpretan como tempestitas generadas durante etapas episódicas de alta energía hidrodinámica.

No se ha encontrado fauna determinable en esta unidad, pero por su posición estratigráfica se asigna al Toarciense.

2.1.5. Margas amarillentas y calizas (5) (Toarciense-Aalenense *p.p.*)

Al igual que ocurre con otros tramos francamente margosos, presenta unas muy malas condiciones de observación ya que sus afloramientos están ocupados por actividades agrarias. Las mejores secciones se localizan en los encajados barrancos de las faldas de las Sierras del Muerto y Duda.

El espesor de la unidad es bastante uniforme dentro de la zona. En el corte de Puente Duda se ha medido un espesor algo superior a los 35 m, mientras que en el corte de la Sierra del Muerto, la unidad tiene un espesor de poco más de 30 m. En las proximidades del Cortijo Alto de la Monja, en el borde E. de la hoja, se estima que llega a alcanzar una potencia próxima a los 100 m.

La mayor parte de la unidad está constituida por una alternancia irregular de margas grises a amarillentas y calizas grises, estratificadas en capas cuyo espesor puede oscilar entre los 5 a los 40 cm, aunque lo más común es que varíe entre los 10 a 20 cm. Con frecuencia los planos de estratificación son ondulados, llegando a tomar aspecto noduloso y ocasionalmente algunos de los techos pueden estar limitados por costras ferruginosas poco desarrolladas. Pueden intercalarse tramos de calizas micríticas de espesor no superior a los 4-5 m. Localmente (Sierra del Muerto), también se intercalan margas rojas con niveles centimétricos de calizas y margocalizas nodulosas con fragmentos de ammonites (*Ammonitico rosso*).

Entre los carbonatos predominan las microfacies de "wackstone" con bioclastos y frecuentemente con "pellets", y las de "mudstone". Los bioclastos más abundantes son los de microfilamentos, equinodermos, bivalvos, radiolarios, ostrácodos, ammonites y foraminíferos. La bioturbación es escasa a moderada y son frecuentes los *Zoophycos* en toda la unidad.

Las estructuras sedimentarias son escasas, observándose tan solo laminación paralela en algunos de los tramos calizos. En uno de los afloramientos de esta unidad (E. Cortijo de Girón), se han encontrado intercalados niveles de calizas "grainstone" de "pellets", con "ripples" y estructuras de tipo "hummocky".

Estos materiales se organizan en secuencias de tipo marga-caliza, generalmente estratocrecientes y caracterizados por el aumento de espesor de los bancos calizos y disminución en el espesor de los tramos margosos. El espesor de las secuencias rara vez suele superar los 2 m. Los tramos nodulosos presentes en algunos cortes aparentemente se localizan a la base de las secuencias, representando un nivel de removilización.

La sedimentación de esta unidad se llevó a cabo en una plataforma externa bien oxigenada y con salinidad normal, como viene indicado por la amplia variedad de organismos representados. Significa una vuelta a las condiciones de sedimentación mixta detrítico-carbonatada, en la que el relleno de la plataforma se realiza predominantemente mediante el apilamiento de materiales organizados en secuencias de somerización estratocrecientes. Es destacable la presencia de margas rojas con nódulos calcáreos, que pudieran representar importantes niveles de removilización situados en la parte inferior de la secuencia. Los fondos de la plataforma se encontrarían situados en su mayor parte por debajo del nivel normal de oleaje, pero podrían estar afectados por los eventos de energía elevada, inducidos por la acción de las tempestades, que serían capaces de depositar cuerpos de alta energía con estructuras de tipo "hummocky".

La edad de esta unidad ha podido determinarse como Toarciense (*p.p.*), aunque es probable que abarque también parte del Aalenense. En el corte de Puente Duda se han determinado *Peronoceras Collina* y *Dactylioceras*, y en el corte del noroeste de la Sierra del Muerto, dentro de las facies *ammonitico rosso* se han encontrado *Pseudogrammoceras* y *Phylloceratidos*.

2.1.6. Calizas nodulosas y margas rojas (6) (Aalenense-Bajociense)

Sobre la unidad margoso-calcárea anterior se dispone un conjunto predominantemente carbonatado, a veces con intercalaciones margosas, en el que suelen ser abundantes los

nódulos de sílex y que presenta una coloración rojiza característica. Su presencia es constante en toda la hoja, si bien en las zonas con afloramientos de reducida potencia se han cartografiado conjuntamente con las calizas de techo, en una unidad indiferenciada (8).

El corte más significativo de esta unidad se encuentra en Puente Duda (Río Guardal), donde alcanza un espesor de casi 50 m. Al noroeste de la Sierra del Muerto afloran poco más de 20 m.

Esta unidad está constituida por calizas grises a gris-azuladas y calizas margosas blanquecinas y rojizas, generalmente con nódulos de sílex, estratificadas en capas finas a medias y ocasionalmente gruesas, que suelen presentar los planos de estratificación ondulados hasta tomar aspecto noduloso. Entre las calizas se intercalan tramos de margas grises a blanquecinas, ocasionalmente rojas y a veces de aspecto lajoso.

Se presentan con facies "mudstone" a "wackstone" con bioclastos de microfilamentos, equinodermos, bivalvos, radiolarios, ostrácodos y foraminíferos. Los "pellets" suelen ser un componente escaso a inexistente, pero ocasionalmente puede llegar a ser un componente importante del sedimento (28 %), constituyendo junto con los bioclastos, calizas "wackstone" a "packstone". La bioturbación, con carácter moderado, está presente en todo el tramo.

La unidad se organiza en secuencias estratocrecientes, cuyo espesor varía entre 1-2 m, con un término inferior margoso o margo-calizo, y un término superior de calizas con nódulos de sílex que frecuentemente culmina con un "hard-ground". También se encuentran secuencias estratocrecientes constituidas en su totalidad por calizas, o por calizas y margocalizas nodulosas con finas intercalaciones calizas y un término superior de calizas frecuentemente con nódulos de sílex. En todos estos casos los carbonatos son generalmente micríticos de tipo "mudstone" a "wackstone".

En el corte de Puente Duda la parte superior del tramo presenta secuencias estratocrecientes constituidas por un término inferior margoso y un término superior de calizas "grainstone" de bioclastos y "pellets" con laminación paralela, que representan en esta localidad los primeros términos de carbonatos de alta energía, en lo que se interpreta como una transición a la unidad suprayacente.

Las condiciones de sedimentación de esta unidad pueden considerarse como continuación de los ambientes de plataforma externa, submareal, por debajo del nivel de acción normal del oleaje, ya registrados durante la sedimentación de unidades precedentes. Esta plataforma está dominada por las facies de "mudstone" a "wackstone" con microfilamentos, como restos dominantes, y con frecuentes radiolarios y una comunidad de organismos bentónicos indicadores de ambientes oxigenados y salinidad normal. La plataforma se veía sometida al influjo de materiales terrígenos finos, y su relleno se ha realizado mediante secuencias de somerización, estatocrecientes, aunque la proporción de superficies de discontinuidad relativamente bien marcadas y el grado de bioturbación indican la presencia de frecuentes interrupciones sedimentarias, aunque de pequeño intervalo temporal.

FOUCAULT, (1.971), cita en estos materiales (pág. 148) *Erycites fallifax* y *Geyeria fascinata* del Aleniense y *Sonninia crassispinata* y *Stephanoceras* del Bajociense.

2.1.7. Calizas con sílex y con intercalaciones de margas en su parte superior (7) (Bajociense-Bathonienne)

Esta unidad cartográfica aflora en el cuadrante SE de la hoja y forma relieves de menor entidad que los asociados a las calizas y dolomías del Lías inferior. Sería correlacionable con la Fm. Camarena definida por MOLINA, (1.987).

Los cortes con mejores condiciones de observación se ubican en la traza del Canal de Carlos III y curso del Río Guardal; a pesar de la relativa proximidad de estos puntos se observan notables cambios litológicos entre ambos.

La potencia del corte de Puente Duda es de casi 80 m, en tanto que en el Canal de Carlos III afloran más de 55 m.

La unidad puede ser subdividida en dos tramos: uno inferior, fundamentalmente calizo y un tramo superior con intercalaciones frecuentes de términos margosos.

- El tramo inferior presenta notables variaciones de un área a otra. En el Canal de Carlos III está constituido por poco más de 15 m de calizas "mudstone" y calizas "wackstone", a veces "wackstone-packstone" bioclásticas con nódulos de sílex abundantes, entre las que se intercalan margocalizas lamosas a veces de aspecto noduloso y finos niveles margosos. La bioturbación está presente en todo el tramo, siendo especialmente frecuente la presencia de *Thalassinoides*. Los materiales se organizan en secuencias estratocrecientes, con un término inferior de margocalizas y un término superior de calizas con nódulos de sílex con su techo marcado por un "hard-ground" con perforaciones biogénicas. El espesor de estas secuencias suele variar entre 1,5 a 3 m.

En Puente Duda, la base de este tramo inferior está compuesta por calizas "grainstone" de intraclastos y oolitos, que se disponen con morfología de barras y canales en capas gruesas a muy gruesas, presentando laminaciones cruzadas de gran escala. Por encima se encuentra un "grainstone" de "pellets" con bioclastos, con laminaciones paralelas y cruzada planar y en ocasiones morfología de barra.

En estas localidades, las calizas se organizan en secuencias estratocrecientes, cuyo espesor suele oscilar entre 1 y 3 m, aunque ocasionalmente puede llegar a los 5 m. Las secuencias están compuestas por un término inferior que puede ser un nivel margoso o de calizas estratificadas en capas finas y un término superior estratificado en capas más gruesas. El conjunto de los carbonatos, o al menos el término inferior, tiene con frecuencia los planos de estratificación ondulada y ocasionalmente aspecto noduloso.

Las calizas de este tramo basal tienen nódulos de sílex y los bioclastos corresponden a restos de microfilamentos, radiolarios, equinodermos, bivalvos, espículas de esponjas, ostrácodos y foraminíferos.

- Sobre el paquete calizo basal, se dispone un tramo superior compuesto por alternancia de margas grisáceas o violáceas y calizas con nódulos de sílex, que en los últimos 1-2 m pasan a tomar tonos violáceos y rojizos y aspecto noduloso. A techo de estas calizas se desarrolla un espectacular "hard-ground" con costra ferruginosa y perforaciones biogénicas, perfectamente observable en el canal de Carlos III.

Los carbonatos de esta alternancia son fundamentalmente micríticos, predominando las calizas "mudstone" a "wackstone", y ocasionalmente las calizas "wackstone" a "packstone". Entre los aloquímicos predominan los bioclastos de microfilamentos, muy abundantes, así como los de equinodermos, bivalvos, ostrácodos, foraminíferos, espículas de esponjas y radiolarios. Junto a los bioclastos, aunque en mucha menor proporción, es frecuente reconocer la presencia de "pellets". La bioturbación, aunque escasa a moderada, está presente en todo el tramo.

Su organización se realiza en secuencias estratocrecientes con un término inferior margoso y otro superior calizo, con un espesor total de 0,5 a 3 m, aunque se han medido secuencias de hasta 7 m.

El ambiente en el que se ha llevado a cabo la sedimentación de esta unidad varía, tanto en el tiempo como en el espacio, desde ambientes propios de una plataforma externa a ambientes de cinturón de alta energía correspondientes a una plataforma somera.

En el área del Canal de Carlos III, la sedimentación de los tramos inferior y superior de la unidad reflejan ambientes de plataforma externa, submareal, de energía hidrodinámica, generalmente baja, bien comunicada y de salinidad normal, con aportes de materiales terrígenos finos cuya proporción se hace creciente hacia la parte superior.

En el área de Puente Duda, sin embargo, sobre los sedimentos de plataforma externa de baja energía de la unidad cartográfica inferior, se dispone un sistema de barras de calizas "grainstone" de intraclastos y oolitos, que marca el paso brusco a ambientes de alta energía, dominados por el oleaje, propios del borde de la plataforma o de la zona somera de una rampa de carbonatos. La progradación brusca de las facies someras sobre las submareales de baja energía puede ser interpretada como debida a la colmatación de la plataforma externa, o bien debida a una bajada relativa del nivel del mar generada por un cambio eustático, o por una elevación relativa de un bloque tectónico. Hacia techo persisten los ambientes de alta energía propios de una plataforma carbonatada somera, con el depósito de calizas "grainstone" en las que el fango, tanto calcáreo como detrítico, es muy escaso debido a su lavado por la fuerte energía hidrodinámica presente.

La unidad termina con un "hard-ground" bien desarrollado que corresponde a una de las discontinuidades de mayor desarrollo y extensión en las Cordilleras Béticas y que separa la megasecuencia del Jurásico medio de la del Jurásico superior (VERA, 1.983; GARCÍA-HERNÁNDEZ, *et al.*, 1.989).

Los ammonites son relativamente frecuentes en esta unidad, especialmente en su tramo superior. En el corte del Canal de Carlos III, SANDOVAL, (1.983), señala la presencia de *Skirroceras baylei* del Bajociense inferior y abundante fauna del Bajociense superior. En los últimos metros de la unidad, se han encontrado ejemplares de *Procerites s.p.*, *Wagnericeras suspensum*, *Wagnericeras arbustigerum*, *Subgrossouvria rakotondramazavai*, *Rugiferites mustela* y *Bullatimorphites costatus*, que caracterizan al Bathoniense inferior y medio. 11

2.1.8. Calizas con sílex y calizas nodulosas (8) (Tramo indiferenciado Aalenense-Bathoniense)

Se incluyen en esta unidad los afloramientos en los que no ha sido posible la diferenciación cartográfica de las calizas nodulosas y margas rojas del Aalenense-Bajociense (6), que por su poca potencia han sido considerados conjuntamente con las calizas con sílex y margas del Bajociense-Bathoniense (7) suprayacentes.

Las mayores extensiones de este tramo comprensivo se encuentran en el borde E. de la hoja. La potencia de sus afloramientos varía de los 70 m al NE del Cjo. Girón, a algo más de 40 m al NO de la Sierra del El Muerto y proximidades de la Ermita de la Virgen de la Cabeza.

Las características litológicas y texturales de las calizas nodulosas son similares a las descritas para sus respectivas unidades. Por su parte, en el tramo de calizas con sílex suprayacentes también se distinguen dos tramos litológicos.

En el corte de la Ermita de la Virgen de la Cabeza la unidad presenta un tramo basal de 20 m. de espesor, de margas rojizas con nódulos calcáreos e intercalaciones, de hasta 0,6 m. de potencia, de calizas micríticas con microfilamentos muy abundantes y restos de crinoides; las calizas presentan abundante bioturbación y aspecto noduloso. Sobre este tramo se encuentra un segundo de calizas de textura "grainstone" de "pellets" y microfilamentos, que se organizan en secuencias estratocrecientes de 1 a 3 m. de espesor, los cuales comienzan con estratos delgados con nódulos de asiles y de planos de estratificación ondulados y culminan en un nivel superior más grueso y sin asiles. En los metros finales de la unidad se encuentra un tercer tramo de 3 m. de espesor, de margas de color violáceo y rojo, que contiene nódulos calcáreos y que en conjunto podría asimilarse a las facies *ammonítico rosso*; este tramo parece organizarse en secuencias con una base margosa y un delgado nivel calcáreo superior, que culminan en un "hard-ground" bien desarrollado, marcado por la presencia de una costra ferruginosa y perforaciones biogénicas.

En la falda de la Sierra del Muerto la unidad comienza con 8 m. de margas rojas con nódulos de carbonatos y fragmentos de ammonites, sobre las que se disponen un mínimo de 20 m. de calizas "mudstone" con abundantes microfilamentos y de superficies de estratificación ondulada y puntualmente aspecto noduloso. Las calizas se organizan en secuencias estratocrecientes de 0,7 a 3 m. de espesor, que pueden comenzar en una delgada capa margosa.

El ambiente sedimentario donde se depositaron estos materiales es el mismo que el de la unidad 7, a cuyo capítulo remitimos al lector para su descripción.

En los cortes comentados se han recogido ejemplares de *Stephanoceras s.p.*, *Bradfordia s.p.* y *Oppelidae*, que confirma la edad Bajociense para el segundo tramo de la unidad. Por su posición estratigráfica se atribuyen al Aalenense la base de las margas rojas y calizas nodulosas del primer tramo y al Bathoniense el tramo noduloso superior.

2.1.9. Margas y margocalizas grises (9) (Kimmeridgiense?)

Esta unidad aflora sobre el “hard-ground” del Bathoniense como un nivel muy poco potente que solamente ha podido ser diferenciado en cartografía en el encajado valle del Río Guardal donde alcanza una potencia próxima a 70 m.

Litológicamente corresponde a unas margas de tonos grises o amarillentas cuando se encuentran alteradas, que se disponen en alternancia con niveles más carbonatados (margocalizas) en ciclos de 0,3 a 0,6 m de espesor. La base de la unidad es fácilmente reconocible en campo por presentar un color rojo-violeta característico.

Los restos fósiles son escasos, correspondiendo a escasos fragmentos de conchas y algún resto carbonoso; son frecuentes los tubos piritosos.

Estos materiales debieron depositarse en una plataforma con sedimentación mixta carbonatada-detritico fina, y en ambientes con ciertas restricciones.

Su edad es incierta debido a la ausencia de fauna característica. Se ha podido determinar *Cyclagelosphaera deflandrei* y *Diazomatolithus Lehmanii*, nannofósiles que indican una edad Calloviense superior a Kimmeridgiense, si bien se asignan a este último piso por datos regionales.

2.1.10. Calizas con sílex y margas (10) (Kimmeridgiense-Berriasiense inferior)

Esta unidad se deposita sobre la anterior o sobre el “hard-ground” del Bathoniense, con el que culmina el ciclo sedimentario de Jurásico medio.

Su litología hace resaltar topográficamente a estos materiales, por lo que son fácilmente identificables en campo. Sus principales afloramientos se encuentran en el valle del Río Guardal y en los Cortijos de La Monja, en el borde E. de la hoja, si bien las mejores condiciones de observación se dan en la traza del Canal de Carlos III, cerca del Cortijo de Mazagrán.

Las potencias habituales se sitúan en torno a los 40 m, dándose en los afloramientos de los Cortijos de La Monja los mayores, con 90 m.

En el corte del Canal de Carlos III esta unidad comienza con un tramo de 8 m de espesor, bastante cubierto, de margas arcillosas rojas con nódulos calcáreos que contienen ammonites

fragmentados, reelaborados tafonómicamente, que pasan hacia techo a calizas "mudstone" a "packstone" de aspecto noduloso. Este tramo sería equivalente al nivel rojo-violáceo de margas de la unidad anterior (9).

Un análisis mediante difracción de rayos X ha puesto de manifiesto la presencia de filosilicatos e illita junto a calcita y cuarzo como principales componentes de las margas rojas.

Por encima se encuentra un nivel guía visible en toda la hoja y en la vecina de Huéscar, bastante singular, constituido por 0,5 a 2 m de brechas de cantos angulosos de calizas ("grainstone" de intraclastos con fósiles) con cantos de hasta 6 cm de diámetro, y que hacia la parte superior pasa a unas calizas "grainstone" de pellets con escasos bioclastos. Los cantos de la brecha calcárea contienen bioclastos de microfilamentos, bivalvos, equinodermos, foraminíferos y ostrácodos, mientras que los escasos bioclastos que contienen las calizas "grainstone" son de equinodermos, bivalvos, foraminíferos y ostrácodos.

El resto de la serie del mencionado corte corresponde a unas calizas predominantemente "grainstone" de pellets, a veces nódulos de sílex, con intercalaciones de margas grises, más o menos frecuentes, en estratos de 0,1 a 0,5 m de potencia. Los escasos bioclastos del "grainstone" son restos de equinodermos, bivalvos, foraminíferos y ostrácodos. El color de este tramo superior es gris claro a amarillento.

En algunas localidades se han incluido en el techo de esta unidad un tramo poco potente de calizas nodulosas (unidad 11), que no han podido separarse en cartografía por su escaso desarrollo.

Esta unidad se organiza en secuencias de 1 a 3,5 m. de espesor. En el tramo inferior predominan las secuencias estratocrecientes, con estratificación ondulada a aspecto noduloso. En el tramo intermedio de brechas calcáreas y "grainstone" de pellets, se encuentran secuencias estrato y granodecrecientes, con bases canalizadas y techos, en ocasiones, con perforaciones biogénicas. En el tramo superior predominan los cuerpos de "grainstone" de pellets, organizados en secuencias granodecrecientes, con base canalizada y laminación paralela a cruzada de muy bajo ángulo; estos cuerpos pueden intercalarse entre los materiales margosos, dando secuencias estratocrecientes en las que el espesor de los términos carbonatados aumenta hacia la parte superior de la unidad.

En esta unidad se encuentran litologías indicadoras de ambientes de sedimentación diferentes. Los primeros depósitos que se encuentran sobre el "hard-ground" del Bathoniense son niveles de removilización, con fósiles reelaborados, en facies *ammonitico rosso*, con filosilicatos e illita entre los componentes arcillosos, que pueden ser interpretadas como el término basal transgresivo de secuencias de somerización. Por encima coexisten facies indicadoras de energía hidrodinámica baja a moderada, representadas por la presencia de margas y calizas micríticas ("mudstone-wackstone") y facies constituidas por tipos litológicos depositados en condiciones de alta energía, tales como brechas de cantos angulosos, calizas "grainstone" de intraclastos con fósiles y "grainstone" de pellets y bioclastos, con bases suavemente canalizadas y laminación cruzada de muy bajo ángulo a laminación paralela.

Esta asociación de facies sugiere que la sedimentación de la unidad se llevó a cabo en un ambiente de plataforma somera de baja a moderada energía, sometida a la acción de eventos de alta energía. Estos eventos han sido capaces de producir la erosión de parte de los sedimentos de la plataforma, a veces parcialmente consolidados, y producir su transporte hasta depositarlos organizados en secuencias que reflejan condiciones de energía hidrodinámica decreciente. Este tipo de ambiente puede ser claramente relacionado con el de una plataforma abierta, sometida a la acción del oleaje en periodos de energía inusualmente elevada debido a la acción esporádica de las tempestades.

En el nivel de removilización basal del corte Canal de Carlos III, se han encontrado ejemplares de *Pseudolisoceras* del Oxfordiense y en las calizas nodulosas que hay inmediatamente por encima, en el corte de la Ermita de la Virgen se han extraído *Benetticeras* y *Physodoceras* del Kimmeridgiense inferior. Por su parte, FOUCAULT, (1.971), cita en los niveles de brechas *Taramelliceras s.p.*, *Sowerbyceras s.p.* y *Laevaptychus* del Kimmeridgiense, en las calizas y margas suprayacentes caracteriza las zonas de *Acanticum* y *Beckeri* también del Kimmeridgiense y cita *Saccocomidos*, ya del Tithónico inferior, en los niveles más altos.

Se constata la existencia de una importante laguna estratigráfica a muro de esta unidad que comprendería del Bathoniense superior al Oxfordiense, ambos incluidos. En la leyenda esta unidad se ha prolongado hasta el Berriasiense inferior para incluir los afloramientos de calizas nodulosas de techo (11) que no son representables en cartografía.

2.1.11. Calizas nodulosas rojas y blancas (11) (Kimmeridgiense a Berriasiense inferior)

Se ha cartografiado esta unidad cuando adquiere potencia suficiente como para representarse a escala 1:50.000, a techo de las calizas con sílex (10), o cuando estas últimas toman aspecto noduloso y no han podido ser separadas, en cuyo caso se disponen directamente sobre el "hard-ground" que marca el límite superior del ciclo sedimentario del Jurásico medio. Esta unidad sería correlacionable con la Fm. *Ammonitico Rosso Superior* (MOLINA, 1.987).

Sus principales afloramientos se encuentran en las faldas de la Sierra del Marmolance, donde alcanzan de 20 a 30 m de potencia.

En un barranco próximo a la Ermita de la Virgen de la Cabeza, se distingue un tramo inferior de calizas "mudstone" a "wackstone" con bioclastos de bivalvos, equinodermos, microfilamentos, protoglobigerinas y ostrácodos, en estratos de 0,1 a 0,3 m de estructura nodulosa; entre ellos se intercalan dos niveles de 0,3 a 0,4 m de espesor de calizas de intraclastos muy similares a las brechas observadas en otros puntos en la unidad 10, que lateralmente llegan a perderse.

Los niveles superiores están constituidos por calizas y margocalizas nodulosas de color rosado y blanquecino en estratos de 0,1 a 0,3 m de espesor con finas intercalas margosas. Las texturas son "mudstone" a "wackstone" bioclásticas con fragmentos de equinodermos, bivalvos, gasterópodos, aptychus, ammonites y foraminíferos.

La unidad se organiza en secuencias estratocrecientes con un término inferior que puede ser margoso o margocalizo y un término superior calizo. El espesor de estas secuencias suele variar entre 1,5 a 3,5 m. A lo largo de toda la secuencia se observan planos de estratificación ondulados que comunican un carácter marcadamente noduloso a la unidad.

La sedimentación de esta unidad en el área donde ha podido reconocerse se ha llevado a cabo en una plataforma submareal de baja energía, bien oxigenada y con salinidad normal, que se rellena mediante secuencias de somerización estratocrecientes. El pequeño espesor registrado en la sección de la Ermita de la Virgen de la Cabeza sugiere una zona de umbral que da lugar a procesos de condensación estratigráfica. En estas zonas de umbral también se registran los periodos de inusual energía mediante la formación de las calizas con intraclastos, correlacionables con las brechas de la base de la unidad 10.

En el corte de la Ermita de la Virgen de la Cabeza se han encontrado ejemplares de *Holcophylloceras*, de escaso valor estratigráfico, y *Benetticeras* y *Physodoceras* del Kimmeridgiense inferior, hacia la parte basal. TAVERA, (1.985), cita la presencia de ammonites representativos de las zonas de Simplisphinctes y Transitorius del Tithónico superior y la de Jacobi del Berriasiense, contenidos en los 3-5 metros superiores.

2.1.12. Calizas; calizas y margas (13) (Portlandiense-Berriasiense inferior)

Esta unidad solo ha podido ser identificada en el Río Borosa, ubicado en la esquina NO de la hoja y en el cauce del Bco. de Las Canalejas (vertiente O. de Sierra Seca). Desde el punto de vista paleogeográfico pertenece, junto con la unidad 14 suprayacente, a la zona Prebética.

Afloran en el núcleo de sendos anticlinales, siendo solamente reconocibles los 70 m superiores, si bien en las hojas de Cazorla y Pozo Alcón alcanza los 300-400 m de potencia.

En el valle del Río Borosa se presentan buenas condiciones de observación, pero en intenso replegamiento, dolomitizaciones parciales y fracturaciones impiden reconstruir una secuencia continua. En este lugar la unidad está representada por unas calizas de tonos grises en estratos de 0,7 a 1,5 m de espesor, de textura "mudstone" a "wackstone" con miliólidos y gasterópodos y eventualmente fenestras; a techo de algunos estratos se observan estratificaciones cruzadas bidireccionales y finalmente un delgado nivel margoarcilloso.

En el barranco de Las Canalejas, las calizas se disponen en estratos de 0,5 a 0,7 m de espesor, e intercalan niveles de 10 cm de margas; corresponden con "packstone" de bioclastos y pellets con restos de equinodermos, bivalvos, algas y ostrácodos.

Estos sedimentos se interpretan originados en una plataforma carbonatada interna de ambientes submareales muy someros, que ocasionalmente llegan a mareales. Serían correlacionables con las denominadas "facies Purbeck".

En estos materiales se han reconocido *Clypeina jurasica*, *Nauticoloculina oolithica*, y *Spinoplectammina s.p.*, que permite datarlos como Portlandiense-Berriasiense.

2.1.13. Calcarenitas y calizas bioclásticas dolomitizadas y dolomías (14) (Berriasiense-Valanginiense inferior)

Se encuentran ampliamente representadas en el borde occidental de la hoja y en el sector meridional de Sierra Seca, y puede que puntualmente incluya tramos dolomitizados de la unidad infrayacente. Su espesor se aproxima a 200 m. y en su techo se desarrolla un "hard-ground" que marca el final del ciclo sedimentario del Jurásico superior en el Prebético.

En los lugares donde la dolomitización ha preservado el material original, se observa una calcarenita a caliza bioclástica, de texturas "grainstone" a "packstone" y en menor medida "wackstone". Son abundantes restos de corales, bivalvos, equinodermos, briozoos, foraminíferos bentónicos y, en ocasiones, oncolitos algales. Su estratificación es irregular y ondulada en estratos de 0,5 a 1 m de espesor. El último metro de la unidad contiene abundantes restos de corales y sobre ellos se desarrolla un "hard-ground" con bioturbación y perforaciones.

La mayor parte de la unidad se encuentra dolomitizada, pero puede ser reconocida por su color amarillento, aspecto sacaroideo y facilidad de disgregación. Es frecuente que se preserven los oncolitos algales.

Estos materiales se formaron en ambientes marinos de alta energía y próximos a bioconstrucciones arrecifales, no reconocidas en campo. También debieron existir áreas algo protegidas, donde se depositaron las facies de menor tamaño de grano y cemento micrítico.

En un nivel margoso ubicado en el afloramiento del Bco. del Cjo. de Las Canalejas se han recogido *Tirnovella gr. romani* del Berriasiense superior-base del Valanginiense, mientras que en los niveles superiores se ha determinado *Tintinnopsella romanica* y *Tintinnopsella carpatica* del Valanginiense. Por su parte RUIZ ORTIZ, (1.980), cita en la vecina hoja de Huéscar en las margas y margocalizas que se sitúan a techo, *Calpionellopsis oblonga* del Berriasiense. Por consiguiente el techo de esta unidad se puede considerar como diacrónico.

2.2. CRETÁCICO INFERIOR

El Cretácico inferior se inicia con una importante transgresión marina y la generalización de la sedimentación detrítico-carbonatada (margas) en toda la cuenca. Esta transgresión comienza en el Berriasiense inferior en el Subbético, que corresponde con la zona más alejada del continente, y alcanza a las más próximas, Prebético, en el Valanginiense superior. En esta última se deposita la unidad 15 sobre el "hardground" Finijurásico.

En la hoja se registra continuidad en la sedimentación hasta el Albiense superior, a cuyo techo se localiza otra importante ruptura sedimentaria.

Entre el Barremiense y el Albiense se instala una extensa plataforma carbonatada somera en la zona más proximal de la cuenca (Prebético) a la que de forma episódica y localizada llegaban sedimentos detríticos (Fm. Utrillas) desde el continente. Mientras, en las áreas más distales

(Subbético), prosigue la sedimentación pelágica y los aportes detríticos a la cuenca la alcanzan tanto en forma de fracción arcillosa como arenosa. Al sector de cuenca donde se registra el depósito de margas arcillosas con intercalaciones de areniscas con restos de elementos someros se conoce como Unidades Intermedias (FOUCAULT, 1.971; RUIZ ORTIZ, 1.980).

2.2.1. Margas y margocalizas (12) (Berriasiense-Barremiense)

Sus afloramientos se localizan al pie de Sierra Marmolance, Cerro Trompeta y valle del Guardal. Habitualmente se encuentran ocupados por cultivos o parcialmente cubierto por depósitos recientes y en la hoja no hay cortes continuos con buena exposición. Sería correlacionable con la Fm. Carretero (VERA *et al* 1.982).

La potencia de la unidad se calcula en más de 150 m, si bien no llega a aflorar su techo.

La litología dominante corresponde a margas amarillentas, grises en corte fresco, que según localidades presentan intercalaciones más o menos frecuentes de margocalizas y/o calizas "mudstone", también grises; son característicos de esta unidad las ritmitas margo-calcáreas, en estratos de 0,1 a 0,3 m de espesor.

Los niveles calizos se encuentran con frecuencia bioturbados, con tubos piríticos, y contienen fauna de ammonoideos. Por su parte, los niveles margosos presentan una variada y bien conservada nannoflora.

Estos materiales se formaron en ambientes pelágicos, probablemente en una plataforma externa, fundamentalmente por la deposición de los esqueletos de la nannoflora y finos aportes detríticos.

FOUCAULT, (1.971) y COMPANY, (1.986), citan diversos yacimientos de ammonoideos del Berriasiense superior al Barremiense, así como otros del Aptiense-Albiense, si bien estos se estiman que pertenecen a la unidad suprayacente. Estos autores indican la ausencia o el reducido espesor del Berriasiense y del Valanginiense inferior en los afloramientos del Río Guardal, que han sido interpretados como umbrales locales.

2.2.2. Margas arenosas (15) (Valanginiense-Hauteriviense)

Esta unidad aflora extensamente en el tercio occidental de la hoja y sur de Sierra Seca, donde puede ser fácilmente identificada al formar una depresión entre los tramos más consistentes que tiene a muro y techo. En las series más orientales, la unidad no aflora y en su lugar se reconoce un nivel de arcillas verdosas con pisolitos ferruginosos. Este nivel también se ha localizado en el corte de Los Arenales y representa un episodio edáfico sobre el "hard-ground" Finijurásico.

Su potencia habitual oscila de 20 a 30 m, si bien en el extremo meridional de Sierra Seca se incrementa hasta los 70 m.

Corresponde a una sucesión de margas grises y ocre y margocalizas con un contenido variable de arena y limo. En Sierra Seca llegan a formar una alternancia de margas y areniscas de grano medio. Son relativamente frecuentes los ammonites y las exogyras.

El nivel de arcillas verdosas con pisolitos ferruginosos se atribuye a procesos de colonización edáfica en momentos de emersión, por lo que genéticamente se asociará al "hard-ground" infrayacente. Las margas arenosas con ammonites se generan por procesos de decantación en un ambiente de plataforma submareal abierta. Representa un momento de inundación donde se depositan los materiales arenosos y arcillosos lavados o drenados de la plataforma más somera o proximal.

En Los Arenales se ha encontrado *Neolissoceras s.p.* y *Karakaschiceras s.p.* del Valanginiense inferior. GARCÍA HERNÁNDEZ, (1.978), también describe *Distoloceras s.p.*, *Lyticoceras s.p.*, *Neocomites neocomiensis*, *Neolissoceras grase*, que permiten datarlo como Valanginiense superior-Hauteriviense inferior.

2.2.3. Arenas (16) (Hauteriviense)

Se ha diferenciado en cartografía solamente en la zona de Los Arenales y flanco oeste del anticlinal de Sierra Seca; en el resto de localidades queda reducido a un nivel poco potente o no se ha depositado.

El mayor desarrollo se ha observado en el corte de Los Arenales, con 75 m de espesor.

La unidad se corresponde con una sucesión de arenas síliceas de grano fino a medio, con delgadas intercalaciones lutíticas; hacia la parte alta pasan a estar cementadas por carbonato (calizas arenosas) e incluso a dolomitizarse (dolomías ligeramente arenosas) y culmina con un nivel de conglomerados.

Las arenas se organizan en secuencias estrato y grano crecientes de 5 a 8 m de espesor; la base corresponde a lutitas arenosas; en ocasiones laminadas, de hasta 0,2 m de espesor; le sigue un tramo intermedio de arenas finas con laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo y finalizan con arenas gruesas de bases canalizadas con estratificación cruzada planar de bajo ángulo y en surco.

Estas secuencias se interpretan asociadas a la evolución progradante de un sistema arenoso canalizado en el que se dan tanto episodios de clara influencia fluvial (barras unidireccionales) como retoques de carácter mareal (laminación de "foreshore"). Posiblemente se trate de una progradación deltaica.

No presenta restos fósiles, pero por su posición se da como Hauteriviense.

2.2.4. Calizas con rudistas; calizas, areniscas y margas (17) (Barremiense? - Albiense)

Afloran ampliamente en Sierra Seca, en el centro de la hoja, y hacia el oeste, en las cabeceras de los Ríos Borosa y Guadalestín y en Sierra de la Cabrilla.

De unos puntos a otros la unidad presenta ligeras variaciones litológicas, y así, mientras que en el primer afloramiento la secuencia corresponde íntegramente a calizas con intercalaciones de areniscas, diferenciables en cartografía, en el Río Borosa las intercalaciones más frecuentes son margosas y en Sierra de la Cabrilla la secuencia comprende una alternancia de calizas, arenas y margas.

Las potencias también tienen cierta variabilidad, observándose un notable incremento hacia el este, pasando de 110 m en el corte de Los Arenales a cerca de 400 m en Sierra Seca, de los que 100 a 150 m basales se encuentran dolomitizados.

Se trata de una unidad muy compleja y de gran variedad de facies que se agrupan en distintas asociaciones, ciclos o secuencias. Las facies que presentan los carbonatos son "mudstone" con pellets y cantos negros; "wackestone" con miliólidos, orbitolinas y otros foraminíferos bentónicos; "packstone" de rudistas y otros bioclastos y "grainstone" con oolitos y bioclastos. A estas facies se le unen arcillas, margas y arenas silíceas de grano fino.

En Los Arenales (cabecera del Río Guadalentín) la unidad presenta un tramo basal de calizas bioclásticas con abundantes restos de rudistas y otros bivalvos, con texturas "floatstone-packstone", que alternan con calizas nodulosas y bioturbadas, y delgados niveles margosos; le sigue una sucesión de calcarenitas bioclásticas, "packstone"- "grainstone" bioturbadas con restos de rudistas y foraminíferos, y niveles de margas intercalados.

En este sector occidental, la asociación más característica viene representada por secuencias cuyo espesor oscila entre 1 y 4 m, con facies de "grainstone" en la base, por encima un "packstone" ("floatstone") de rudistas y bioclastos y facies de margas en el techo. Hacia el techo de las series, las secuencias incluyen, sobre los biotramos de rudistas, "wackstones" bioturbados y finalmente las margas, o en su defecto un nivel ferruginoso con indicios de colonización bentónica.

En la Sierra de la Cabrilla, la unidad comienza con una sucesión de ciclos métricos constituidos por calizas bioclásticas con rudistas, orbitolinas y miliólidos, de texturas "wackestone", "packstone", que alternan con niveles de margas. Le sigue una sucesión de "wackestone-packstone" de rudistas y "wackstones" con bioturbación, incluyendo niveles de margas, y culmina con alternancia de "packstones" bioclásticos con rudistas y niveles de arenas silíceas.

A medida que nos desplazamos hacia el SO, las secuencias de los tramos superiores se modifican en Sierra de la Cabrilla; desaparece el término basal de "grainstones", y en su parte superior las facies de margas se intercala con delgados niveles de acumulación de "mudstone", así como arenas que marcan la entrada de flujos terrígenos y llegan a modificar la secuencia a una alternancia de facies de "packstone" y arenas. Se observan, como en Los Arenales, algunos niveles de encostramiento ferruginoso.

Por último en la Sierra Seca, en donde esta unidad aflora con mayor desarrollo, está constituida por una sucesión de calizas, que en su parte inferior contienen frecuentes oolitos y miliólidos y algas *dasycladaceas*; tras unas delgadas intercalaciones arenosas dan paso a una sucesión de

calizas de rudistas, que aparecen en bancos con geometrías planoconvexas laxas que le dan un aspecto lenticular, constituidas por alternancia de calizas con rudistas "packstone" y calizas de miliólidos "grainstones". Sobre ellas se encuentra un conjunto de 10 m de aspecto masivo, a veces intraclástico o brechoide, con abundantes fragmentos de corales, algas, briozoos, equinodermos, bivalvos, etc., sobre el que se desarrolla una superficie ferruginosa de encostramiento. Por encima de unos niveles arenosos identificados en cartografía, la unidad culmina con alternancias de "packstone" de rudistas y "wackstones" de miliólidos con abundante bioturbación.

En este sector más oriental se pueden reconocer varias secuencias elementales que se suceden en la vertical; en la parte baja de la serie se identifica una secuencia tipo en cuya base se sitúan las facies de "wackstones" de miliólidos con bioturbación, y un término superior que corresponde a facies de "grainstone" de ooides, foraminíferos, algas y bioclastos. Por encima, los materiales se ordenan en secuencias con base de "packstone" de rudistas, sobre las que se suelen situar las facies de "grainstone", que incluyen algunos "lags" debidos a tormentas, y al techo las facies de "wackstones" de miliólidos. Los últimos tramos de la serie vienen ordenados en secuencias de 1 a 3 m de potencia que se inician con facies de "packstone" de rudistas, continúan "wackstone" bioturbados y culminan con un "mudstone"; el techo puede estar representado por una superficie de encostramiento, brecha de desecación, o superficie karstificada.

Todas estas agrupaciones de facies corresponde a secuencias de somerización que comienzan en medios submareales, más o menos energéticos, generalmente colonizados por rudistas, sobre los que progradan medios más tranquilos y restringidos y posteriormente ambientes propios de llanura intermareal en la que se ponen de manifiesto procesos subaéreos. Hacia el SO los ambientes submareales tranquilos se ven influenciados por la progradación de ambientes más energéticos con la entrada de flujos arenosos procedentes del continente.

La presencia de *Palorbitolina lenticularis*, *Orbitolinopsis quilliani*, *Salpingoporella melitae*, *Salpingoporella muehlbergii*, *Paracoskinolina sunmilandensis*, *Choffatella decipiens*, *Pseudoactinoporella fragilis*, permiten atribuir la base de esta unidad al Aptiense inferior. Por su parte en los tramos superiores se ha identificado *Nautiloculina cretacea*, *Orbitolinopsis flandrini*, *Cuneolina scorsellai*, *Salpingoporella muehlbergii*, *Lithocodium aggregatum*, *Trocholina lenticularis*, *Neorbitolinopsis conulus*, *Orbitolina aperta*, *Cuneolina pavonia*, etc., que sitúan a esta unidad en una edad Aptiense superior-Albiense inferior.

Cuando los niveles arenosos del tramo suprayacente (19) no han podido ser representados cartográficamente, se han incluido en esta unidad, por lo que su edad, puntualmente, también incluye el Albiense superior.

2.2.5. Dolomías (18) (Barremiense? - Albiense)

Esta unidad se sitúa hacia la base del potente tramo de calizas del Barremiense-Albiense localizándose sus principales afloramientos en la vertiente occidental de Sierra Seca y a lo largo del eje del anticlinal de Sierra de la Cabrilla.

En Sierra Seca su techo viene marcado en amplias zonas por un nivel arenoso (19), si bien en otras está por debajo y se observa claramente su paso gradual a las calizas suprayacentes. En Sierra de Cabrilla las dolomías se encuentran como un nivel continuo a techo del tramo carbonatado.

Su potencia es variable aproximándose a 200 m en algunos puntos de Sierra Seca.

Las dolomías presentan aspecto masivo y típico ruinoso y son esporádicos los planos de estratificación identificables. Su color es pardo-ocre lo que las diferencian de los niveles cenomanienses de tonalidades grisáceas claras.

A lupa se aprecia un tamaño de grano mediano a grueso y frecuentemente granos de cuarzo disperso. En muestras de mano se distinguen algunos fantasmas de rudistas y otros bioclastos de menor tamaño, no identificables en lámina delgada.

Se interpreta que estas dolomías se han formado por procesos epigenéticos a partir de las calizas que se describen en el capítulo anterior.

Su edad, por consiguiente, es Barremiense-Albiense.

2.2.6. Arenas, margas arcillosa y calcarenitas (19) (Albiense superior)

Se incluyen en esta unidad los tramos arenosos cartográficamente distinguibles, que se sitúan a techo y hacia la mitad del tramo calcáreo precedente. Serían correlacionables con la Formación Utrillas.

Sus principales afloramientos se encuentran en Sierra Seca y Sierra de la Cabrilla donde alcanzan hasta 40 m de potencia. En la Sierra de Castril, ya en la hoja de Huéscar, alcanzan cerca de 90 m.

Se trata de una sucesión de arenas silíceas, calcarenitas, calizas arenosas y margas con restos de bioclastos (rudistas en ocasiones).

Los niveles arenosos intercalados en la unidad calcárea son de grano fino a medio, bien seleccionadas y poca matriz arenosa y se presentan masivos o con laminación paralela. Tienen tramos cementados de estratos tabulares con laminación paralela, cruzada de bajo ángulo y superficies de "ripples", así como niveles lumequéticos.

Los niveles situados a techo también contienen niveles carbonatados que pueden encontrarse dolomitizados; las arenas son de grano fino a medio, sin estructura interna, y las calcarenitas presentan frecuentemente estratificación cruzada planar o en surco, bases erosivas y/o canalizadas.

Esta unidad se interpreta asociada a ambientes próximos a la línea de costa en los que se evidencia la entrada de material terrígeno procedente del continente, así como la acción del oleaje.

GARCÍA HERNÁNDEZ, (1.978), atribuye el nivel arenoso inferior al Aptiense. En el nivel superior se ha identificado, en la hoja de Huéscar, la asociación de *Orbitolina subconca*?, *Salpingoporella dinarica*, *Trocholina lenticularis*, que permite asignar una edad Albiense su base, mientras que en los niveles de techo aparece *Orbitolina subconca*, *Favusella washitensis* y *Ticnella roberti*, del Albiense superior (antiguo Vraconiense).

2.2.7. Margas arcillosas con areniscas (20) (Aptiense-Albiense)

Los afloramientos de esta unidad se encuentran en la alineación Río Guardal-Sierra La Sagra, si bien llegan a aflorar con muy poca extensión bajo Sierra de Marmolance y Cerro de la Trompeta. Sus condiciones de observación son normalmente malas, ya que se encuentran cultivados.

Bajo Sierra de la Sagra, Moncayo y proximidades de la antigua población de San Clemente se encuentran estos materiales intensamente tectonizados y con enclaves de rocas de otras edades y se ha preferido incluirlos en una unidad neógena de carácter tectónico.

Esta unidad es correlacionable con la Fm. Cerrajón (RUIZ ORTIZ, 1.989) y en ella se baso FOUCAULT (1960 a 1971) para definir las Unidades Intermedias como un dominio paleogeográfico entre el Prebético y el Subbético.

El único afloramiento diferenciado en cartografía se encuentra próximo al antiguo emplazamiento de San Clemente, donde alcanza cerca de 170 m. de potencia. Estos materiales también se han reconocido a lo largo del contacto entre el Prebético y el Subbético, si bien en este caso se han interpretado como elementos englobados en una unidad tectónica y han sido incluidos en ella.

En estos lugares se ha observado una alternancia de margas arcillosas y areniscas, cuya proporción es muy variable de un punto a otro. En corte fresco las margas son de color característico verde oliva y en superficie, alteradas, toman tonalidades ocre; son de carácter masivo y en ellas solo se han diferenciado bioturbaciones, presentes como tubos de óxidos de hierro.

Intercalan niveles de 3 a 10 cm de espesor de arenas silíceas de grano fino, con pajuelas de mica y restos carbonosos, y en los de mayor granulometría con orbitolinas rodadas. Los niveles areniscosos tienen gran continuidad lateral y ocasionalmente presentan huellas de corriente a muro; internamente su estructura es masiva y/o con laminación paralela, y son frecuentes las gradaciones positivas.

Esta unidad muestra características típicas de una secuencia turbidítica, que siguiendo la clasificación de MUTTI & RICCI LUCHI (1972 Y 1975) serían de facies D₂ y D₃ y por tanto facies distales.

Esta unidad sería el equivalente lateral, depositada en cuenca abierta, de las calizas con rudistas (17) y las arenas de la Formación Utrillas (19), pudiéndose considerar como las facies distales de

esta última. El mecanismo de transporte de los cuerpos arenosos de la Fm. Utrillas a esta zona de la cuenca ha podido ser de desplomes de talud (turbiditas), o por la puesta en suspensión de material no consolidado por la acción de tormentas (tempestitas). En los afloramientos existentes en la hoja no se han observado estructuras propias de taludes o fondos de fuerte pendiente, por lo que posiblemente se traten de tempestitas.

En todas las estaciones muestreadas se ha detectado la presencia de: *Tranolithus phacelosus*, *Eiffelithus monechiae*, *Rhagodiscus achlyostaurion*, nanoflora que caracteriza el tránsito Albiense medio al Albiense superior. En otros puntos de la Cordillera estos materiales comienzan en el Aptiense, incluso en el Barremiense.

2.3. CRETÁCICO SUPERIOR

Comienza con una transgresión marina que inunda la plataforma carbonatada somera del Albiense superior, y con posterioridad, en el tránsito al Cenomaniense, vuelven a diferenciarse dos medios de depósito distintos, de plataforma somera en el Prebético y de plataforma externa, o rampa carbonatada, en el Subbético. A partir de esta última edad el límite de la cuenca sedimentaria se ubica dentro de la hoja, de manera que en la cabecera del Borosa y en un amplio sector de Sierra Seca no se registra depósito.

2.3.1. Calizas margosas (21) (Albiense superior-Cenomaniense)

Corresponde con un nivel guía identificable en toda la hoja, excepto en el corte de Los Arenales, donde puede estar enmascarado por dolomitizaciones.

Su espesor suele estar entre 10 a 20 m, observándose un progresivo incremento hacia la ladera SO de Sierra Seca; en este sector la unidad se interdigita con las calizas de la unidad 22, en lo que se ha interpretado como un cambio de facies, y llegan a superar los 150 m de potencia.

En la mayor parte de los afloramientos la unidad comienza con una capa métrica de arcillas verdosas, posiblemente de origen edáfico, y sobre ellas una alternancia de calizas con margas o con margocalizas, en distinta proporción según los cortes, en secuencias de calizas-margas de 2 a 5 m de espesor.

Las calizas son esencialmente de facies "wackstone" y con frecuencia presentan estratificación ondulada a nodulosa, con abundante bioturbación y pistas horizontales, con restos de equínidos, ammonites y foraminíferos planctónicos.

Corresponderían a depósitos acumulados en ambientes marinos abiertos de plataforma o rampa distal, situados por debajo de la profundidad de acción del oleaje.

La presencia de *Favusella washitensis*, *Rotalipora apperninica* y *Trocholina lenticularis* permite asignar la unidad al Albiense superior, sin descartar la base del Cenomaniense.

Tanto FOUCAULT, (1.971), como GARCÍA HERNÁNDEZ, (1.978), citan abundantes ammonites del Vraconiense (Albiense superior).

2.3.2. Calizas de tonos claros (22) (Cenomaniense)

Esta unidad cartográfica se ubica exclusivamente en la ladera oriental de Sierra Seca, encontrándose en el resto de la hoja parcial o totalmente dolomitizada. Hacia el SO cambia de facies con las calizas margosas y margas descritas en el epígrafe anterior.

En el Bco. del Tornajuelo, donde se encuentra una sección completa de la unidad sin apenas dolomitizaciones, se han medido 150 m.

En este corte se distingue una sucesión de calizas con intercalaciones de margas y margocalizas que no suelen superar el metro de espesor, más frecuentes hacia la base.

En la base de la unidad predominan secuencias de calizas y margas en ciclos de 2 a 5 m; las facies de las calizas son biomicritas, generalmente "wackstone", con restos de rudistas, equinodermos y foraminíferos bentónicos que presentan estratificación tableada a nodulosa. Subiendo en la columna, y tras varios paquetes fundamentalmente margosos, se encuentran secuencias de calcarenitas-margas o calcarenitas-"mudstone"; la facies corresponden a "packstone"- "grainstone" de oolitos y bioclastos de la misma naturaleza de los anteriormente comentados, que se presentan en bancos con estratificación plana y ocasionalmente cruzada y bioturbación generalizada. Por encima se encuentra un tramo que resalta en topografía, que comienza con niveles dolomíticos que alternan con margas y culmina con tres niveles de 7 a 10 m de potencia de calizas bioclásticas en facies "grainstone", con alto contenido en restos de rudistas, gasterópodos y miliólidos; presentan estratificación cruzada planar y adoptan geometría de barras planoconvexas y superficies de acreción lateral. La unidad culmina con un nuevo tramo de calcarenitas, sobre las que se desarrollan, en los últimos tres metros, hasta cinco niveles de encostramiento y "hard-ground", con perforaciones y silicificaciones.

Se interpreta que esta unidad cartográfica se formó a partir de los sedimentos depositados en medio submareales, inicialmente distales y abiertos que evolucionan a medios de plataforma interna afectada por la acción del oleaje, pasando posteriormente a grandes barras que representan la progradación de ambientes energéticos directamente afectados por el oleaje, para finalizar en una importante interrupción sedimentaria.

La presencia de *Ovoalveolina s.p.*, *Orbitolina concava*, *O. conica*, *Trocholina cf alpina*, *Rotalipora s.p.*, *Textularia s.p.*, *Lenticulina s.p.*, etc. permiten asignarlos al Cenomaniense. Tradicionalmente los niveles superiores de este tramo se asignan al Coniaciense, piso que no alcanza en la hoja.

2.3.3. Dolomías blanquecinas (23) (Albiense superior-Cenomaniense)

Corresponde al tramo anterior afectado por procesos de dolomitización epigenéticos. Alcanza sus mayores desarrollos en Sierra de la Cabrilla, donde esta unidad ocupa casi toda la superficie de afloramientos.

Las potencias medias oscilan de 140 a 200 m.

La unidad corresponde a una dolomía muy cristalina y color gris claro, dispuesta en bancos gruesos a masiva. Solo en Cuerda Lastonera se pueden distinguir estructuras de ordenamiento interno correspondientes a geometrías lenticulares planoconvexas que podrían corresponder a biotopos de rudistas o a geometría de barras calcareníticas y bioclásticas. En el resto de afloramientos destaca su aspecto masivo en los que solo pueden distinguirse restos de rudistas.

Hacia el techo del afloramiento de Cuerda Lastonera se ha identificado *Cunneolina pavonia* y *Gavelinella cenomanica* que permiten datarlo como Cenomaniense.

2.3.4. Calizas y calizas margosas (24) (Senoniense)

Se identifica exclusivamente en el sector central y occidental de la hoja ocupada por la Zona Prebética. En la cabecera del Río Borosa no se depositó; en la Sierra de Segura y Río Castril se presenta como calizas, y más al E., en la vertiente oriental de Sierra Seca, corresponde a calizas margosas y nodulosas.

Su potencia es reducida, no superando los 50 m en ningún punto.

En Sierra de la Cabrilla se distinguen dos secuencias de 7 a 10 m cada una, de calizas micríticas blancas y recrystalizadas, con tamaño de grano muy fino. Se puede distinguir una base con rudistas, un tramo intermedio masivo con algunos bioclastos, y un techo con laminaciones algales, estructuras “teepee” y karstificaciones con espeleotemas y colapsos de pequeña escala. Estos signos de exposición aérea también han sido observados en el afloramiento de Sierra de Segura.

En la vertiente oriental de Sierra Seca, la unidad se presenta como una sucesión de calizas micríticas, de estratificación paralela a ondulada, con tramos intensamente bioturbados y aspecto noduloso y otros con mayor proporción de margocalizas, en las que se han localizado restos de equínidos.

Se interpreta que estos materiales se formaron en dos ambientes distintos, uno de plataforma interna de carácter somero y con eventuales emersiones que hacia el Este evoluciona a ambientes submareales propios de plataforma externa.

La presencia de *Nummofallotia s.p.*, *Textularia s.p.*, y *Quinqueloculina s.p.*, permite datarlo como Coniaciense-Maastrichtiense. En los niveles más margosos se ha visto la asociación de nannoflora: *Rucinolithus magnus*, *Micula decussata*, *Eiffelithus eximius*, del Santoniense superior-Campaniense medio.

2.3.5. Calizas y margocalizas rosadas y blancas (25) (Senoniense)

Esta unidad aflora solamente sobre las calizas margosas y margas del Cenomaniense (21) en las

zonas más externas de la plataforma (Subbético).

Sus afloramientos son escasos y se circunscriben al este del antiguo pueblo de San Clemente. Los enclaves localizados al S. de Collado Moril, laderas de Sierra de Moncayo, etc., se han interpretado englobados en la unidad tectónica.

Comprende una sucesión de calizas micríticas y margocalizas, de tonalidades blancas y rosadas muy características, con tramos de intensa bioturbación y otro de aspecto noduloso, que se organizan en secuencias de 0,5 a 3 m de espesor; hacia techo se hacen más frecuentes los niveles margosos rosados que llegan a predominar sobre los calcáreos.

El contenido de material fósil planctónico es muy elevado, principalmente de nannoflora, lo que la asocia a un medio de depósito de plataforma externa donde la sedimentación se produce fundamentalmente por la acumulación de los esqueletos calcáreos de organismos flotantes.

La presencia de: *Uniplanarius gothicus*, *Ceratolithoides aculeus*, *Broinsonia parca*, permite datar el Senoniense (Campaniense), si bien en otros enclaves de la Cordillera esta formación alcanza el Eoceno inferior.

2.4. PALEÓGENO-MIOCENO INFERIOR

Al igual que ocurría con los materiales del capítulo anterior, en la hoja de San Clemente se encuentra el límite de la cuenca marina, para la citada edad. Concretamente en sus sectores más occidentales no llegaron a depositarse y, por contra, se observan series más completas y potentes hacia el noreste. En el sector suroccidental, ocupado por el Subbético, tampoco se encuentran estos materiales, pero en este caso debido, muy posiblemente, a erosiones posteriores.

2.4.1. Margas arenosas ocreas (26) (Senoniense-Eoceno)

Se encuentran en el sector central y oriental de la hoja, tanto sobre las calizas de la unidad 24 como las calizas y margas del 25 y, en algunos, directamente sobre las dolomías cenomanienses (22 y 23).

La potencia de la unidad se va incrementando de forma progresiva en sentido NE, pasando de unos 40 m al SO de Sierra Seca, a 80 cerca del poblado de San Clemente y alcanzando 160 m al norte de Sierra de la Sagra.

Corresponde con la Fm. Nablanka definida por DABRIO, (1.972).

En la carretera de Puebla de Don Fadrique a La Losa, se distingue una sucesión de margas arenosas de tonos amarillentos a ocreas, que hacia la base presenta intercalaciones delgadas y esporádicas de calizas arenosas y margocalizas; en su tramo intermedio se hacen especialmente frecuentes los niveles de calizas arenosas (bioesparitas) con restos de foraminíferos,

equinodermos y bivalvos, y la serie culmina con margas y margocalizas bioturbadas.

Los tramos de calizas arenosas presentan gradaciones y laminaciones paralelas y solo excepcionalmente huellas de corriente a muro de los estratos. La bioturbación está generalizada.

Según ALVAREZ *et al.*, (1.974), estos materiales podrían haberse depositado en ambiente prodeltaicos, situando la zona de aporte en el sector meridional de la hoja, actualmente ocupado por una unidad alóctona.

Una muestra recogida a la base ha suministrado el siguiente nannoplancton : *Lithraphidites quadratus*, *Micula decussata*, *Placozygus fibuliformis* del Maastrichtiense superior, mientras que la edad más alta suministrada por la asociación *Calcidiscus protoannulus*, *Reticulofenestra prebisecta* y *R. dictyoda* ha sido Eoceno medio.

2.4.2. Calizas arenosas (27) (Eoceno)

Se encuentran en el extremo septentrional de Sierra Seca y valle del Río Castril, siempre en el sector asignable al Prebético y a techo de las margas anteriormente descritas (26); en el resto de la hoja no se han depositado y/o han sido erosionadas.

Su potencia presenta un notable incremento en sentido NE, pasando de 50 m en el Río Castril a 130 m en la Cuerda de las Charcas, en el límite con la hoja de Santiago de la Espada.

Las calizas presentan texturas bioclásticas ("packstones" a "grainstone"), siendo frecuentes los restos de foraminíferos bentónicos (*nummulites*), algunos de hasta 3 cm de diámetro; en los tramos basales tienen un elevado contenido en fracción arenosa, e incluso se distinguen estratos de areniscas silíceas de poco espesor, así como cantos sueltos de cuarcitas redondeadas de hasta 2 cm de diámetro, soportadas por matriz bioclástica. En los afloramientos del Río Castril a techo presenta un "hard-ground" bien desarrollado con perforaciones biogénicas.

Las calizas se disponen en estratos de 0,5 a 3 m de espesor con estratificación planar marcada a masiva, y solo en las proximidades del Cjo. de los Mirabeles (NE de la hoja), se ha observado estratificación cruzada de gran escala y morfologías de barras.

Estas características son congruentes con materiales depositados en una plataforma carbonatada somera, con eventuales llegadas de material terrígeno que es redistribuido por acción del oleaje y/o tormentas.

La presencia de *Nummulites s.p.*, *Operculina s.p.*, *Diyscociolina s.p.*, *Actinocyclus s.p.*, etc., permiten datarlas como Eoceno.

2.4.3. Margas y calizas, brechas (28) (Aquitaniense-Burdigaliense)

Los sedimentos asignables a esta edad se ubican en ambos flancos del sinclinal de San Clemente, donde se encuentra ligeramente discordante sobre las margas del Paleógeno.

La unidad presenta cierta heterogeneidad litológica; así, en el flanco NO del sinclinal se encuentra con un nivel basal de calizas bioclásticas, de carácter masivo, al que sigue un potente tramo margoso con esporádicas intercalaciones de calizas de 0,15 a 0,30 m de espesor; en el flanco SE, los niveles calcáreos son más frecuentes y llegan a formar una ritmita margoso-calcárea, que en la carretera de acceso al Cjo. de las Hoyas presenta fenómenos de "slumping" y en las cercanías del pueblo de San Clemente evolucionan a brechas intraformacionales.

Estos materiales deben de formarse en un ambiente marino de sedimentación mixta detrítico fino-carbonatada, por debajo del nivel de acción del oleaje (plataforma externa?) en el que existían zonas de inestabilidad propias de talud.

La asociación de nannoflora *Ciclococcolithus abisechis*, *C. floridasus* y *Sphenolithus dissimilia* permite asignarlos al Mioceno inferior (Aquitaniense-Burdigaliense).

2.5. MIOCENO MEDIO Y SUPERIOR

Los materiales de esta edad se formaron de forma sincrónica con la principal etapa de deformación de la Cordillera, que se produjo entre el Langhiense y el Tortoniense superior, por lo que su estudio presenta un gran interés.

2.5.1. Margas y areniscas tectonizadas con inclusiones de margas de edad Triásico- Mioceno (Unidad tectónica) (29) (Langhiense-Tortoniense inferior)

Esta unidad comprende un conjunto de afloramientos esencialmente margosos de diversa naturaleza y edad, que se disponen a muro del conjunto alóctono del Subbético, y cuya principal característica es su grado de tectonización e imbricación de elementos.

De forma mayoritaria, la unidad se compone de bloques y cuñas tectónicas de margas ocreas con areniscas del Aptiense-Albiense (unidad 20), entre los que se disponen otros de arcillas rojizas, yesos y carniolas del Trías (únicos materiales de esta edad existentes en la hoja), y de calizas y margas del Senoniense. En algunas zonas, como al este de La Sagra o en la carretera de Huéscar a La Losa, la exclusiva presencia de margas con areniscas hacen sobre dudar la inclusión de este afloramiento a la unidad considerada, pero su tectonización generalizada y la existencia de fracturas con inyecciones de material triásico han determinado su asignación a la Unidad Tectónica.

En las cercanías de Collado Moril, la parte superior de la unidad se compone de cantos de margocalizas, yesos, dolomías, etc. soportados por una matriz margosa roja, que se interpreta como un "debris-flow". Estos materiales afloran extensamente en las hojas de Huéscar y Pozo Alcón y han sido incluidas en la denominada Unidad Olistostrómica.

Este conjunto tectónico y sedimentario se formaría a partir de las imbricaciones de materiales blandos que se producen a muro de grandes masas alóctonas y de su vertido a cuencas sedimentarias adyacentes a las estructuras de cabalgamiento ("piggy-back").

Su edad, deducida por su posición estratigráfica, sería Langhiense-Serravalliense inferior, si bien podría alcanzar el Tortoniense inferior por la existencia de margas blancas y calizas serravallienses englobadas en dicha unidad por movimientos tectónicos más recientes. Muestras tomadas de afloramientos de margas y yesos de aspecto triásico (Collado Moril), han mostrado la presencia de *Subbotina linaperta*, *Acarinina broedermanni* y *Acarinina bullbrooki* que caracterizan el Eoceno, con lo que se demuestra la reelaboración e imbricación de materiales de distinta edad.

2.5.2. Calizas de algas y calcarenitas (30) (Serravalliense-Tortoniense inferior)

Se encuentran ampliamente representada en toda la hoja, excepto en el bloque alóctono subbético.

Tanto sus características petrológicas como su potencia presentan una gradación de sentido O.-E.

En el borde occidental de la hoja, Sierra de la Cabrilla y Río Castril, la unidad se presenta con unos 25-30 m de potencia, dispuesta en paraconformidad sobre las dolomías del Cenomaniense (23) o calizas del Eoceno (27), y en facies de calizas bioclásticas ("packstone" a "grainstone") con fragmentos de nummulítidos y otros foraminíferos bentónicos, briozoos, equinodermos, etc., y con niveles formado por rodolitos de algas *Archaeolithothamnium*.

Al SE de Sierra Seca y afloramientos próximos al Subbético se presentan con una potencia de 30 a 150 m y en facies de calcarenitas y calizas arenosas, que se interdigitan con las margas blancas suprayacentes; las calcarenitas tienen estratificación tabular, bases planas y se organizan en secuencias de 0,5 a 1 m de espesor con un nivel basal con granoselección positiva, que hacia techo presenta estratificación cruzada unidireccional y culmina con un nivel margoso, que se hace más potente hacia techo de la unidad. El primer afloramiento hacia el NE se adelgaza y llega a acunarse a la altura de La Losa.

Las calizas se depositaron en un ambiente de plataforma somera, posiblemente en altos fondos o márgenes de islas, mientras que las calcarenitas pudieron depositarse en su borde exterior, en ambientes dominados por la acción de tormentas y su transición hacia los ambientes hemipelágicos.

La nannoflora presente en las margas que intercala las calcarenitas: *Discoaster exilis*, *Discoaster kugleri*, caracteriza el Serravalliense, si bien regionalmente se conoce que alcanza el Tortoniense inferior.

2.5.3. Margas blancas (31) (Serravalliense-Tortoniense inferior)

Se encuentran ocupando las principales zonas deprimidas de la hoja, en concreto los valles del Río Castril y Raigadas, y ladera septentrional de La Sagra, que se corresponden con núcleos de estructuras sinclinales.

Se disponen sobre las calizas y calcarenitas anteriormente descritas, con las que se interdigita, y también llegan a disponerse directamente sobre las margas eocenas (26). Su potencia llega a alcanzar los 300 m.

Las margas suelen adoptar aspecto masivo, con un típico color blanquecino, y solo puntualmente presentan niveles laminados que corresponden con estratos ricos en diatomeas.

En la ladera septentrional de La Sagra presenta diversas intercalaciones tabulares de areniscas bioclásticas, con granoselección positiva, laminación paralela y bioturbación.

Desde el punto de vista sedimentológico estos materiales se habrían depositado en la parte externa de una plataforma detrítico-carbonatada que, ocasionalmente, fue alcanzada por materiales removilizados desde áreas de elevada energía.

La datación de esta unidad puede ofrecer ciertos problemas puesto que la resedimentación es grande y se encuentran habitualmente organismos del Mioceno inferior. No obstante la presencia de: *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra pseudumbilica*, *Discoaster exilis* en los niveles más bajos permita datar su base como Serravaliense, y *Reticulofenestra pseudumbilica*, *Discoaster variabilis*, *Discoaster bollii* alcanzaría el Tortoniense inferior.

2.5.4. Brechas de cantos calcáreos. Calizas (32) (Tortoniense inferior)

Se asignan a esta unidad los afloramientos de Sierra de Marmolance, Collado Moril y Sierra Duda, todos ellos relacionados con la unidad tectónica Subbética.

Llega a alcanzar 230 m de potencia.

Tanto en Collado Moril como en sierra de Marmolance, la unidad comienza con unos niveles de calizas bioclásticas de grandes *nummulites* y con cantos de hasta 1 cm de margas rojas y verdosas, posiblemente triásicas. Por encima se desarrollan unas secuencias de 2 a 4 m de potencia que comienzan con calizas "wackstone" con miliólidos, briozoos, *Textulariidae* y algas, pasan a calizas "packstone" con restos foraminíferos bentónicos y planctónicos, briozoos, *Textulariidae* y algas, y finalizan con un nivel de cantos calcáreos de hasta 5 cm de diámetro de base canalizada. Hacia techo los niveles brechoides pierden espesor y se incrementan las calizas "wackstone" que llegan a incorporar niveles de rodolitos de algas similares a los de la unidad 30.

Estas secuencias corresponden a elementos menores de cuerpos sedimentarios de carácter, en general, granodecrecientes, que en la ladera oriental de Sierra de Marmolance se ven progradantes hacia el Sur, existiendo entre el techo de uno y el muro del siguiente una ligera discordancia angular.

Estos sedimentos se asociarían a avalanchas de materiales erosionados en relieves calcáreos muy próximos, que irrumpen en una plataforma carbonatada interna.

Sobre la edad de estas brechas y calizas hay incertidumbres, ya que la práctica totalidad del material que lo forma es resedimentado; esto explica que en láminas delgadas se determine una edad Eoceno superior para el afloramiento de Collado Moril, Oligoceno terminal-Mioceno basal para Marmolance, y que en la hoja de Huéscar, también para Marmolance, se date un Oligoceno inferior-bajo.

Por la posición que ocupa en la columna estratigráfica, discordante sobre la unidad tectónica (29) y datos obtenidos en la hoja de Huéscar, se asigna al Tortoniense inferior.

2.5.5. Calcarenitas (33) (Tortoniense superior)

Su presencia se reduce a tres pequeños afloramientos en Cjo. Morales y borde N. de la hoja, donde alcanza hasta 40 m de potencia. En los tres casos se encuentran sobre margas y calizas del Serravalliense-Tortoniense inferior mediante una discordancia angular y erosiva.

Se trata de un material formado por restos de conchas de bivalvos, briozoos, algas, etc., y fracción arenosa gruesa de composición cuarcítica; su aspecto es masivo o se presenta en estratos gruesos de hasta 5 m de potencia. Estos presentan una cierta granoselección y estratificación cruzada planar de bajo ángulo.

Las calcarenitas debieron formarse en una plataforma siliciclástica, bajo la acción del oleaje el cual se encargaría de redistribuir los aportes arenosos de origen continental y esqueletos de organismos costeros marinos.

Por su posición estratigráfica y similitud de facies se asigna al Tortoniense superior.

2.6. PLIO-CUATERNARIO

Se incluyen los conjuntos litológicos más modernos de la hoja, caracterizados por su carácter detrítico, origen continental y disponerse en discordancia angular y erosiva sobre depósitos anteriores.

2.6.1. Conglomerados y arcillas rojizas. Fm. Guadix (34) (Plioceno-Pleistoceno)

Se encuentran reducidos a un pequeño afloramiento localizado en la esquina SE de la hoja, donde se observan unos conglomerados de cantos carbonatados de hasta 10 cm de diámetro, empastados por una matriz arenolimososa de tonalidad ocre-rojiza muy típica.

Correspondería con las facies detríticas de borde de la Depresión de Guadix-Baza.

Al norte de Puerto Duda y bajo el glacis se han observado, en afloramiento muy reducido, unas arenas y margas blanquecinas con gasterópodos que deben corresponder con facies lacustres con las que culminan los depósitos de dicha Depresión.

2.6.2. Conglomerados y brechas encostradas (35) (Plioceno-Pleistoceno)

Adosados a los relieves de La Sagra y Sierra Seca se localizan unas formaciones tabulares de conglomerados de cantos redondeados de hasta 15 cm de diámetro, soportados por matriz arenosa y en superficie fuertemente encostrados, que evolucionan a brechas conforme se aproxima a los relieves próximos.

La morfología de los afloramientos es la de glacis, pero se encuentran colgados y a cotas superiores con respecto al sistema de glacis con que se colmata la Depresión de Guadix-Baza, por lo que debe asociarse a los abanicos aluviales que formaban las facies de borde de dicha Depresión; por consiguiente serían correlacionables con la Formación Guadix.

Su edad sería Plioceno-Pleistoceno.

2.6.3. Cantos, bloques y arcillas. Canchales y derrubios *s.l.* (36) (Holoceno)

Comprende un conjunto de afloramientos adosados a los principales relieves de la hoja, formados por la acumulación gravitacional de los elementos resultantes de su denudación

Las principales extensiones se localizan en las faldas de La Sagra y de los principales escarpes de Sierra Seca y Buitre.

Dentro de la unidad hay dos conjuntos litológicos bien diferenciados; por un lado brechas angulosas, sin apenas matriz y con un fuerte buzamiento original y situadas siempre por encima de la cota 1.200 m.s.n.m., que se interpreta como brechas crioclásticas (de origen periglacial); de otro lado se distinguen unas masas de litología predominantemente arcillosa desorganizadas con cantos englobados y con morfología lobular, que corresponden al material asociado a deslizamiento de ladera.

En Sierra La Sagra las brechas crioclásticas solapan a los conglomerados de la unidad 35, y en Marmolance a los glacis de la Depresión, por lo que se dan como Holoceno. Los deslizamientos de ladera también son de Holoceno.

2.6.4. Gravas, arcillas y costras calcáreas. Glacis (37) y Glacis-coluial (43) (Holoceno)

Corresponden a dos unidades cartográficas asociadas al mismo proceso sedimentario, pero que morfológica y litológicamente son diferenciables. Los glacis corresponderían a los afloramientos que se encuentran con pendientes suaves menores del 5%, mientras que el glacis-coluial enlaza estas superficies con los relieves y presenta pendientes mayores.

Ambas unidades se encuentran preferentemente en la depresión semicerrada atravesada por el Bco. de la Virgen y en la esquina SE de la hoja, como continuación de los glacis que colmatan la Depresión de Guadix-Baza.

En ambos lugares los espesores máximos vistos no superan los 15 m.

Litológicamente se componen de gravas, arcillas y costras calcáreas, cuya proporción varía en función de la distancia al área fuente de sedimentos; así, en las proximidades de los relieves predominan niveles de gravas encostradas, mientras que en zonas distales, como es el caso de la Hoya de Zabar, el sedimento es francamente arcilloso.

Estos materiales se interpretan asociados a abanicos aluviales que transportan hacia áreas deprimidas los materiales erosionados en los principales relieves.

Su edad es incierta, si bien puede indicarse que se encuentran por encima de sedimentos datados en la hoja de Cuevas del Campo como Pleistoceno superior, por lo que se trataría muy posiblemente de la base del Holoceno.

2.6.5. Gravas y arenas (38) (Aluvial)

Esta unidad está muy poco desarrollada en la hoja, localizándose sus principales afloramientos en el cauce del Río Raigadas y Bco. de la Virgen.

La litología corresponde a gravas y arenas con poca proporción de limos; los cantos son redondeados y de orden centimétrico a decimétrico, correspondiendo su naturaleza a calizas y dolomías.

Prácticamente la totalidad de la superficie cartografiada corresponde con el lecho de inundación actual, quedando las terrazas reducidas a un solo nivel de pequeñas dimensiones situado a 1-2 m de altura, o ausentes.

2.6.6. Travertinos (39) (Holoceno)

Se han localizado diversas masas travertínicas asociadas a manantiales, pero solo alcanzan entidad suficiente para cartografiarse las ubicadas en Puerto Duda e inmediaciones del Cjo. de la Natividad.

En ambos casos se trata de acumulaciones del carbonato cálcico contenido en las aguas subterráneas que ha precipitado en torno a la vegetación existente en las inmediaciones de manantiales; eventualmente también presentan algún horizonte detrítico. La forma de estos depósitos es la típica de "pulpito", con una parte superior plana que indica la cota de surgencia del agua.

Actualmente se encuentran incididos por los cauces actuales, por lo que se pueden considerar como depósitos fósiles.

2.6.7. Arcillas con cantos. Fondo de valle y de dolina (40) (Holoceno)

Se han incluidos en este apartado una serie de afloramientos arcillosos que ocupan las partes más deprimidas de dolinas y zonas endorreicas, las cuales se localizan preferentemente en Sierra del Segura.

Estos afloramientos contienen arcillas rojizas típicas de procesos de descalcificación, que engloban cantos calcáreos redondeados y niveles arenosos.

Se interpretan que son depósitos mixtos de tipo fluvio-kárstico.

2.6.8. Gravas y arenas, arcillas. Abanicos aluviales (41) (Holoceno)

Se incluyen en este epígrafe los depósitos de ladera de origen fluvial que adoptan morfología de abanico.

Litológicamente corresponden a gravas y arenas canalizadas con arcillas, cuya granulometría y proporción varía en función de la distancia al área fuente. Se distinguen de los abanicos aluviales ligado a los glaciares en que aquellos normalmente se encuentran encostrados.

Estos depósitos se localizan en zonas donde los cauces que provienen de las sierras presentan una suavización en su pendiente, o a la salida de valles estrechos.

En la mayoría de los casos los abanicos son activos en la actualidad y no se encuentran incidados por los cauces.

2.6.9. Cantos y arcillas, Coluviones (42) (Holoceno)

Se localizan adosados a los relieves de menor cota, más frecuentes en la esquina SE de la hoja; en ocasiones corresponde con una formación de transición entre estos y los glaciares.

Litológicamente corresponden con un acúmulo de cantos angulosos, de tamaño de grano más frecuente entre 3 y 7 cm, normalmente soportados por una matriz arcillosa.

En su formación intervendrían tanto procesos gravitacionales (rodamiento de fragmentos de roca), como de arroyada difusa, que los redistribuiría a su posición actual.

3. TECTÓNICA

3.1. TECTÓNICA REGIONAL

Desde el punto de vista tectónico, la hoja de San Clemente se ubica a caballo de las dos zonas tectosedimentarias en que se dividen las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, Prebético y Subbético, las cuales comprenden secuencias litológicas desde el Triás al Mioceno superior, ambos inclusive.

Las Zonas Externas se definen como la cobertera sedimentaria marina que se desarrolla en el margen continental subibérico entre el Lías y el Mioceno superior. Este margen sufrió un proceso de "rifting" durante el Jurásico inferior, con el resultado de la creación de una paleogeografía variada, la cual ha servido de base para su zonación.

La deformación existente en este sector de la Cordillera está producida por la migración hacia el oeste de la Zonas Internas y su colisión con las Zonas Externas. Según CLOETINGH *et al*, (1.992), la placa litosférica de Iberia fue cabalgada por las Zonas Internas y respondió a tales esfuerzos, compresivos y de carga por apilamiento de unidades, con una flexura que favoreció los procesos gravitacionales. Esta evolución dinámica generó la Cuenca de Antepais del Guadalquivir y otras cuencas menores asociadas, así como corredores y pasillos tectónicos de la misma dirección de desplazamiento de los mantos de cabalgamiento.

3.2. DESCRIPCIÓN DE UNIDADES O ZONAS ESTRUCTURALES

La hoja de San Clemente se sitúa sobre una parte de las sierras de Cazorla y Segura. Estos sectores corresponden a dominios paleogeográficos distintos, que se han comportado como zonas estructurales diferentes. Estas zonas estructurales, que muestran en la actualidad las huellas de la Tectónica Alpina, han tenido a lo largo de su historia una evolución tectónica y sedimentaria diferente. Para la separación de estas zonas ha sido necesario definir sus límites; los criterios que se han seguido para la división de los límites estructurales, han estado en relación: con bordes de cuenca o bordes de dominio paleogeográficos, con frentes de cabalgamiento y con bandas de tectonización importantes. Todo ello ha permitido elaborar un esquema de síntesis tectónica, en el cual se señala el desplazamiento tectónico, obtenido a partir de las estructuras de plegamiento, de las vergencias de los cabalgamientos y de los datos que ha suministrado la sismica de reflexión (figura 1).

De acuerdo con lo especificado anteriormente se han separado los siguientes tipos de límites:

- Los de cuenca de antepais
- Entre el Prebético y el Subbético
- Entre el Subbético y las Zonas Internas
- Entre el Subbético y la Unidad Tectónico-Gravitacional
- Banda tectónica o Corredor del Guadiana Menor



LEYENDA











-  Antepaís
-  Cuenca de antepaís (foreland basin)
-  Prebético (ZONAS EXTERNAS)
-  Subbético (ZONAS EXTERNAS)
-  Zonas internas
-  Unidades Tectono-gravitacionales y subcuencas móviles (piggy-back)
-  Cuencas de Guadix-Baza y del río Almanzora
-  Cabalgamientos
-  Estructuras de deformación. Anticlinales y sinclinales
-  Dirección y sentido del transporte tectónico

Figura 1. Límites estructurales y desplazamiento tectónico

En la hoja de San Clemente se han diferenciado tres zonas estructurales que son: Prebético, Subbético y unidades tecto-gravitacionales.

A continuación se indicarán las características tectónicas más importantes que se han observado en la hoja para cada zona estructural.

3.2.1. Prebético

Siguiendo los trabajos de FRIZON *et al* (1.991), y GUEZOU *et al*, (1.991), en el Prebético de las Sierras de Cazorla y Segura se distinguen cuatro unidades tectonoestratigráficas (figura 2):

- Unidad Beas de Segura
- Unidad de Cazorla
- Unidad de Sierra de Segura
- Duplex del embalse del Guadalquivir

En la hoja de San Clemente solo está presente la unidad Sierra de Segura, la cual comprende dos láminas cabalgante formadas por toda la secuencia prebética descrita en el capítulo anterior (Jurásico superior-Mioceno superior), por lo que la base de los cabalgamientos presumiblemente se sitúa en el contacto con los materiales triásicos.

La lámina inferior aflora con poca extensión en la esquina NE de la hoja, en la cabecera del Río Borosa y se presenta con un núcleo anticlinal de dirección N30E vergente hacia el O en el que afloran materiales jurásicos.

La lámina inferior se encuentra cabalgada por la gran antiforma de Sierra Segura-Castril, caracterizada por pliegues más suaves de amplio radio y de ejes también de dirección N30E. La superficie de cabalgamiento se encuentra sobre las margas del Mioceno superior y con respecto a ella las capas de la lámina cabalgante son oblicuas, lo que indica una posición de rampa cabalgante.

Dentro de esta lámina superior se encuentra otra estructura de cabalgamiento, a la altura del sinclinal del Río Castril, por el que la antiforma de Sierra Seca se superpone a las margas del Mioceno alojadas en su núcleo. La superficie de este cabalgamiento presenta una geometría de rampa cabalgada en el valle del Río Castril y hacia el NE se amortigua mediante un sistema de fallas inversas imbricadas y finalmente un sinclinal apretado.

Las estructuras internas de la antiforma de Sierra Seca, son paralelas al accidente mencionado y presentan un cambio de dirección, de N30E en la zona S a N45E en la N. Aparentemente esta rotación está ligada al efecto de amortiguación del cabalgamiento, de manera que al avanzar más la estructura en su zona meridional provoca el giro dextrorso de la septentrional

En la esquina NE el anticlinal de Sierra Seca es interrumpido por una falla de desgarre, que también se puede seguir en la hoja de Santiago de la Espada, de dirección N115E y claro componente dextrorso.

Estas estructuras de cabalgamiento y pliegues que presenta el Prebético están claramente ligadas a esfuerzos compresivos de sentido N300E (ESE a ONO).

La geometría profunda del Prebético en esta zona puede ser estudiada a partir de varios perfiles sísmicos, realizados en varias campañas de investigación petrolífera, los cuales se localizan en la estructura anticlinal de Sierra Seca y prosiguen por el Subbético. Sus emplazamientos se han reflejado en el esquema tectónico.

Para ilustrar tal geometría profunda del Prebético se han seleccionado tres perfiles sísmicos, dos perpendiculares a las estructuras y uno paralelo.

Perfil RS-31 (figura 3).- Se encuentra en la esquina NE de la hoja y prosigue por la de Puebla de Don Fadrique y Santiago de la Espada, con una dirección N140E. De su interpretación se diferencian hasta cuatro sectores:

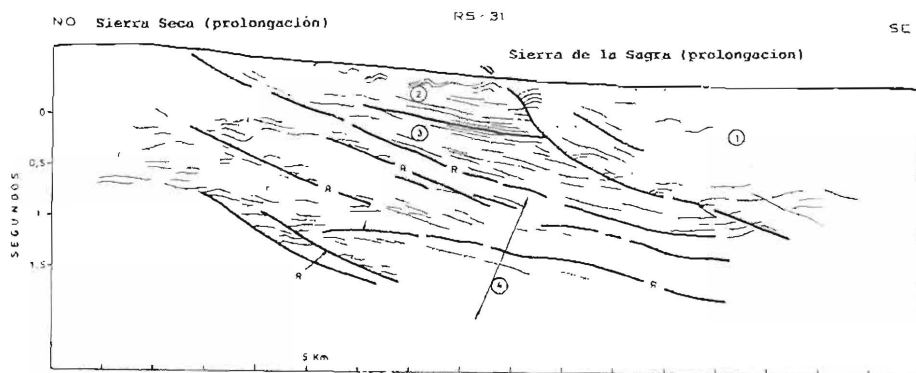
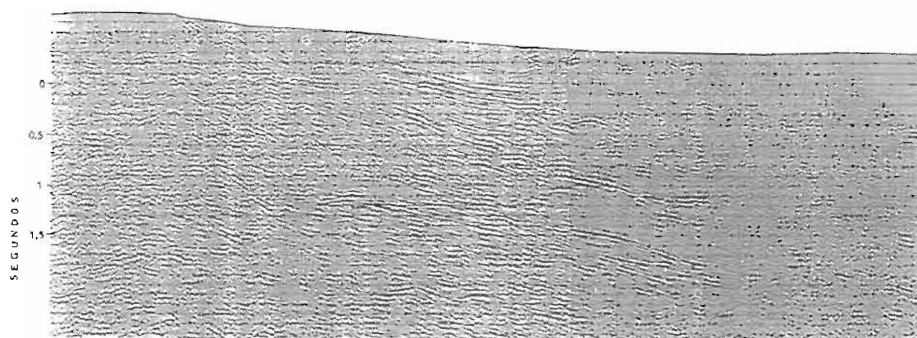
Sector 1, asociado al manto subbético, en el cual las reflexiones son de tipo caótico y sólo se diferencian algunos reflectores de vergencia NO que se interpretan como rampas frontales. Estas estructuras se sitúan a la base del manto, donde espacialmente se encuentra la Unidad Tectónica, la cual se forma a base de elementos desenraizados y constituye otra unidad alóctona.

El sector 2 lo forma una secuencia deposicional prebética de edad Paleógeno, la cual presenta como principal característica una geometría replegada en sus metros más superficiales, sin que estas estructuras penetren más de 200-300 m. de profundidad.

El sector 3 está separado del anterior mediante una superficie de discontinuidad deducida de la truncación de algunos reflectores. Está formado por una sucesión estratigráfica que comprende, según los datos cartográficos, el Cretácico superior y el Paleógeno.

Los sectores 2 y 3 presentan hacia el NO un claro límite de tipo "onlap", que se interpreta como una truncación estructural debido a una rampa frontal. El límite meridional de ambas secuencias también es una superficie estructural, definida por el cabalgamiento del manto Subbético.

El sector 4 se interpreta como una secuencia de cabalgamientos ("thrust sequences") con rampas y rellanos asociados, sin embargo la ausencia de datos de sondeos producen incertidumbre en su interpretación.



PERFIL SÍSMICO RS-31 Y SU INTERPRETACIÓN (1) Manto Subbético (2) Secuencia Prebética con repliegues superficiales (Paleógeno indiferenciado). (3) Secuencia Prebética (Cretácico Superior-Paleoceno). (4) Zona de secuencia de cabalgamientos (thrust sequences) con rampas (R) y rollanos (r).

Figura 3. Perfil sísmico RS-31 y su interpretación

Perfil RS-87-02 (figura 4).- Se sitúa unos 15 Km al SE del anterior y llega a cortar en su extremo NO el cabalgamiento de Sierra Seca sobre la antiforma de Sierra de la Cabrilla-Empanadas. Se diferencian 5 sectores:

Sector A presenta dos partes claramente diferentes. La parte meridional ofrece un conjunto de reflexiones plano-paralelas de tendencia ondulada y otras de morfología cruzada, que se interpretan asociadas a una o varias secuencias deposicionales prebéticas. Las diferentes morfologías pueden estar en relación con diversas estructuras sedimentarias en un ámbito de

plataforma somera, o incluso al cambio de facies entre los carbonatos que en ella se depositaron y las facies margosas de la parte externa de la cuenca. La parte septentrional del sector muestra un comportamiento totalmente diferente, donde, entre abundantes reflexiones caóticas se manifiestan otras monticuladas que se interpretan asociadas a rampas de cabalgamiento.

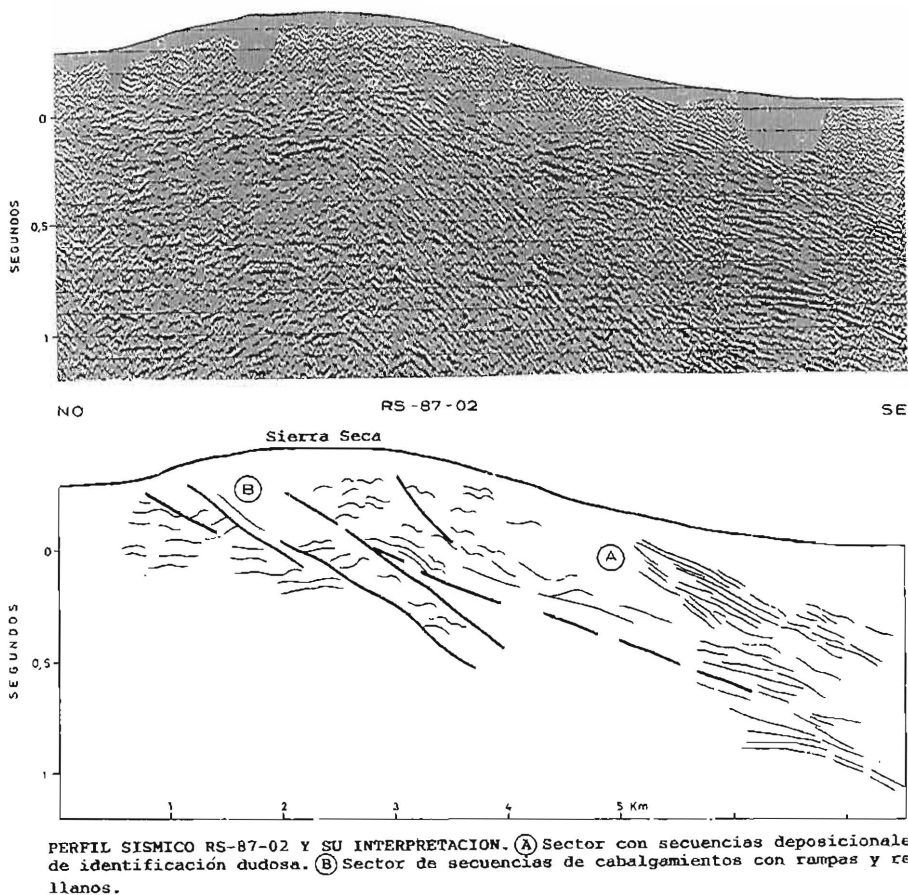


Figura 4. Perfil sísmico RS-87-02 y su interpretación

El sector B coincide, en superficie, con el frente de cabalgamiento de Sierra Seca sobre Sierra de la Cabrilla. Entre ambas sierras quedan cobijados sedimentos de edad Neógeno. La morfología, aunque a grandes rasgos caótica, permite sugerir bandas de rampas y rellanos, que corresponderían al sistema de fallas inversas imbricadas en las que se amortiguan, parcialmente,

los desplazamientos del cabalgamiento principal.

Perfil RS-87-01 (figura 5).- Corresponde al perfil paralelo a las estructuras y corta en varios lugares la estructura de cabalgamiento que dispone Sierra Seca sobre Sierra de la Cabrilla-Empanadas. Se diferencian dos sectores estructurales distintos.

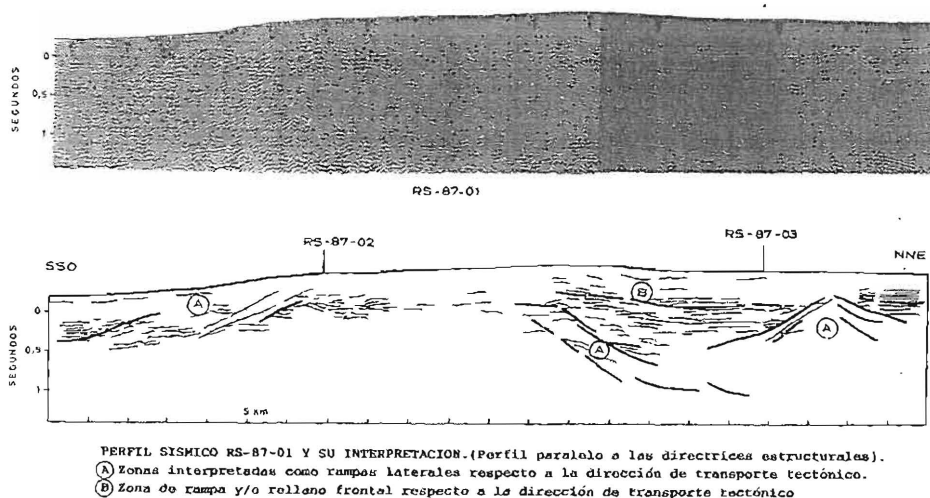


Figura 5. Perfil sísmico RS-87-01 y su interpretación

Los sectores A muestran unas superficies donde los reflectores se disponen en "onlap". Este límite se interpreta como una truncación estructural de los reflectores. Por lo tanto las superficies señaladas serían compatibles con rampas laterales, que además son congruentes con las rampas frontales deducidas en el perfil RS-87-02 y otros.

El sector B está limitado por un reflector patente que trunca reflectores de menor magnitud y se interpreta como una rampa y/o rellano frontal; este se encuentra muy tendido por ser su traza perpendicular a la dirección del transporte tectónico. Por encima y por debajo de esta rampa hay reflectores de tendencia plano-paralela que deben corresponder a secuencias deposicionales de probable edad Cretácico.

3.2.2. Subbético

Corresponde a una unidad tectónica formada por sedimentos de edad Jurásico y Cretácico inferior que se dispone sobre la lámina tectónica prebética de Sierra Seca. No se descarta que también incluya en la base niveles de edad triásico.

El contacto entre ambos Dominios es complejo y se realiza a través de un conjunto de afloramientos fuertemente tectonizados y desenraizados, englobados en la denominada Unidad

Tectónica. Tanto a muro como a techo de tal unidad se han diferenciado superficies de cabalgamiento, fallas inversas y retrocabalgamientos, correspondiendo la principal alineación de fracturas a una serie de fallas inversas, con funcionamiento puntual como falla de salto en dirección de carácter dextrorso, de clara vergencia SE, y que pasan por el Río Guardal y sur de La Sagra. Al oeste de esta alineación se presentan varios elementos en forma de íleos tectónicos con la superficie de cabalgamiento ya sobre margas miocenas (ver cortes), cuyo principal exponente es el macizo de Sierra de La Sagra.

La particular geometría de este contacto se interpreta asociada a la existencia de una rampa cabalgada afectada por fallas inversas de vergencia contraria a la de la estructura principal (retrocabalgamiento). Esta rampa enlazaría la superficie de “flats” visible en superficie, desarrollada sobre margas del Mioceno, con otra más profunda, que se estima corresponde al techo de las dolomías del Berriasiense-Valanginiense. La rampa se produciría por la dificultad de progresión del cabalgamiento por el nivel cretácico, cuando se alcanza el cambio de facies entre las margas subbéticas y los carbonatos prebéticos de esa edad (ver cortes).

Internamente el Subbético se dispone, dentro de la hoja, en un amplio sindinal de eje de dirección N45E y flanco oriental verticalizado, que enlaza con dos amplios anticlinales de la misma dirección.

En contraposición con esta estructura reconocible en superficie, de carácter simple, en los perfiles sísmicos el Subbético se muestra como un conjunto de reflectores caóticos y sin ningún tipo de organización interna, que sugieren que las alineaciones estructurales de superficie están aisladas, desenraizadas, y presumiblemente se encuentran rodeadas de materiales margosos desorganizados.

Para ilustrar esta hipótesis en la Figura 6 se muestra el perfil sísmico RS-11, donde pueden distinguirse dos sectores diferentes. El sector A se interpreta como un conjunto alóctono en cuya base se diferencian varias escamas superpuestas que deben de representar una secuencia de cabalgamientos; la ausencia de reflectores continuos no permiten definir estructuras ni secuencias deposicionales. Este sector corresponde en superficie con el Subbético y las escamas corresponderían a la Unidad Tectónica.

En el sector B se reconocen cuatro reflectores que separan otras tantas secuencias deposicionales, representadas por reflexiones más tenues con morfologías plano-paralelas.

El reflector situado a la altura de 2 segundos en del eje de tiempos, podría corresponder al basamento acústico correspondiente a la Meseta Ibérica; la no continuidad del mismo hacia el SE, está condicionada por la perturbación de las ondas debido a la disposición imbricada de las escamas y la litología variada de las mismas.

3.2.3. Unidad Tectónica

En todos los perfiles sísmicos que cortan el cabalgamiento del Subbético sobre el Prebético (ver perfiles RS-31 y RS-11), se define, a la base del primero, una zona afectada por varios planos de rampas y rellanos, en lo que se ha interpretado como una franja de imbricaciones tectónicas, a

la cual se le ha denominado Unidad Tectónica. Esta corresponde a un conjunto de bloques y masas imbricadas tectónicamente y cuyas litologías corresponden, fundamentalmente, a margas y areniscas del Aptiense-Albiense y margas y yesos triásicos.

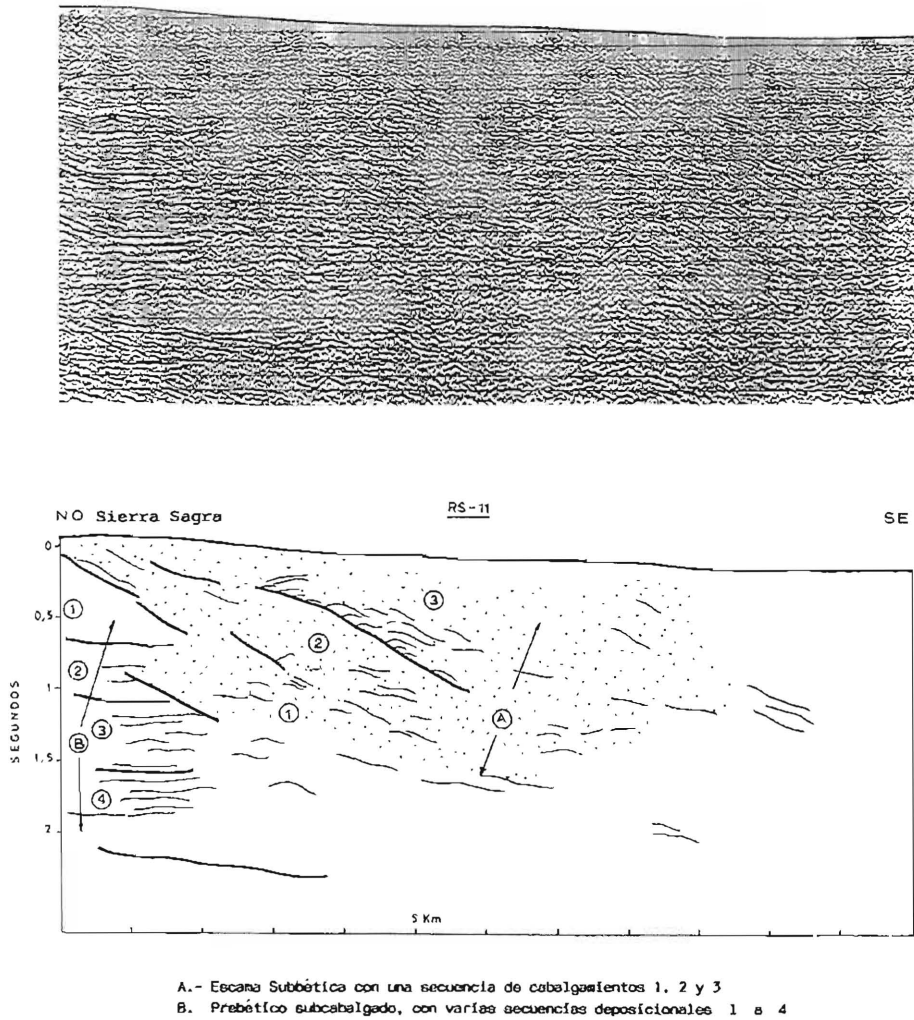


Figura 6. Perfil sísmico RS-11 y su interpretación

Su mayor desarrollo se produce en las rampas, y no en la zona de "flats", lo que induce a pensar que se asocia a las zonas de mayor fricción entre el conjunto cabalgado y cabalgante.

En campo, los cuerpos de menor volumen se encuentra afectados por una densa fracturación de planos de dirección paralela a la directriz principal y trazado sinuoso o anastomosado. En los de mayor volumen se observa un diaclasado, que en el caso de margas no es muy penetrativo y se ve sustituido por pequeñas fracturas de superficie convexa y con estrías de yeso o calcita. En los contactos entre masas suelen aparecer imbricaciones, en forma de hiladas o delgados cuerpos, de margas rojizas y/o yesos triásicos.

3.2.4. Sistemas de fracturas

Las fracturas en la hoja de San Clemente pueden agruparse en cuatro familias, caracterizadas por las direcciones N20 a N45E, N110 a 130E, N150 a 170E y N80 a 90E.

Fracturas N20 - 45E.- corresponde en la mayoría de los casos a las fracturas asociadas al desplazamiento hacia el O. de las diversas láminas alóctonas; son frentes de cabalgamiento, fallas inversas, retrocabalgamientos y fracturas normales de acomodación.

En algunos puntos, como es la antigua carretera de acceso a San Clemente, los planos de falla muestran varios sistemas de estrías, uno de las cuales es sensiblemente horizontal. Ello indica que estas fracturas han sido reactivadas en cada impulso tectónico y su funcionamiento se ha adaptado a las nuevas directrices de esfuerzos, en situaciones tanto compresivas como distensivas.

Fracturas N110 - 130E.- Son menos continuas y numerosas que las anteriores, con las que forman un ángulo aproximado de 90E. Son fallas de desgarre de carácter dextrorso, que en superficie muestran un plano verticalizado. Para el caso de la fractura localizada en la esquina NE y según datos aportados por perfiles sísmicos, en profundidad el plano se tiende progresivamente al sentido sur hasta disponerse paralelo a las capas; se trata, por consiguiente, de una rampa lateral de las láminas alóctonas situadas en el bloque meridional de la falla (Sierra Seca y Sierra de Segura).

Fracturas N150 - 170E y N70 - 90E.- Corresponden a juegos de fracturas normales de pequeño salto que afectan a todas las estructuras anteriormente descritas.

3.3. CRONOLOGÍA DE LA DEFORMACIÓN

En la evolución geodinámica de las Zonas Externas de la Cordillera Bética se pueden separar claramente dos etapas. La primera está en relación con la fase principal de sedimentación, la cual se produce en el margen continental sudibérico, en la etapa de carácter distensivo que se asocia a la apertura del Atlántico. La segunda etapa coincide con el período de convergencia entre las placas Africana y Euroasiática, y a su vez tiene dos periodos, uno Cretácico a Mioceno inferior y otro Mioceno medio-superior a la actualidad.

En la primera etapa la sedimentación es continua y solo se interrumpe o modifica por cambios eustáticos y/o aportes desde el continente. En la segunda etapa hay un período inicial donde la convergencia entre las placas se refleja en una cierta inestabilidad en la cuenca, lo que se traduce en una disminución en la potencia de materiales sedimentados y numerosas lagunas estratigráficas; en el segundo período de esta etapa se produce la estructuración visible y aún en nuestros días continúa.

En función de la relación de los materiales de edad Mioceno con las distintas estructuras, se puede deducir la cronología de los principales eventos tectónicos acaecidos en la hoja. Esta cronología ha sido establecida con datos complementarios obtenidos en las vecinas hojas de Huéscar y Pozo Alcón.

Las estructuras más antiguas corresponden a las asociadas al cabalgamiento del Subbético sobre el Prebético, el cual comenzó en el Langhiense y debió ser coetáneo con la formación de la Unidad Tectónica. En esa edad y a la vez que los desplazamientos, debió de producirse una estructuración inicial del Subético.

En una segunda fase compresiva, de edad Tortoniense inferior, se produce la estructuración del Prebético y la formación de las unidades y láminas cabalgantes en que se divide. Por su parte en esa edad el cabalgamiento del Subbético progresó hacia el oeste y se formó la rampa que traslada la superficie de deslizamiento original a otro nivel margoso superior, en este caso las margas del Mioceno medio-superior. La creación de esta nueva rampa cabalgante indujo la formación de retrocabalgamientos y la incorporación de elementos más modernos a la Unidad Tectónica.

De igual modo se formaron cuencas marinas donde se depositaron los elementos erosionados de los nuevos relieves (brechas del Mioceno), que fueron finalmente alcanzadas por la unidad cabalgante.

La escasa presencia de materiales recientes en la hoja no permite caracterizar los procesos neotectónicos acaecidos desde tal edad.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. RASGOS FISIGRÁFICOS

La hoja de San Clemente se ubica, desde el punto de vista geográfico, en las denominadas Estribaciones Orientales de las Sierras de Cazorla y Segura.

A grandes rasgos, se trata de un territorio muy accidentado, con acusado relieve, que está conformado por un conjunto de sierras abruptas de directriz N45E y valles encajados. El relieve aparece muy marcado por la tectónica activa de este sector de las Cordilleras Béticas, si bien suele ser característico que dicho relieve se suavice hacia las partes más altas, originando un modelado en amplias lomas sobre las que es frecuente el desarrollo de amplios sistemas exocársticos.

La amplitud altimétrica es importante y está comprendida entre los 940 m, en Puente Duda, a la salida del río Guardal por el límite meridional de la hoja, y los 2.383 m correspondientes al vértice de la Sierra de La Sagra.

Con carácter general la altitud aumenta progresivamente desde el sur hacia el norte y desde el este hacia el oeste de la hoja. Así, en la mitad oriental dominan las altitudes comprendidas entre los 1.000 y los 1.600 m y las pendientes comprendidas entre el 5 y 30%, mientras que en el sector occidental son predominantes las comprendidas entre los 1.600 y los 2.000 m, con pendientes superiores al 30%. En ambos sectores se suavizan hacia el sur, donde los relieves de sierra comienzan a dar paso a los depósitos de borde de la Depresión de Guadix-Baza.

Los relieves más importantes de la hoja son, de oeste a este, la Sierra de las Cabrillas (2.012 m), Sierra de las Empanadas (2.107 m), Sierra Seca (2.133 m), alineación de la Sierra de Duda (1.658 m), Sierra de Moncayo (1.682 m) y Sierra de La Sagra (2.383 m), Sierra de Marmolance (1.519 m) y la alineación de las Sierras del Muerto, Bermeja y Montilla (1.621 m).

Su particular posición geográfica la convierte en divisoria de dos importantes cuencas hidrográficas: Guadalquivir y Segura. La mayor parte del territorio pertenece a la primera, y dentro de ella, a las subcuencas del Guadiana Menor y Alto Guadalquivir s.s. Así pues, los relieves septentrionales de la hoja, constituyen el límite de las Cuencas del Guadalquivir y del Segura, conformándose, en ambos casos, los cursos de cabecera que dan origen al nacimiento de ambos ríos. La alineación de la Sierra de Castil delimita la subcuenca del Guadiana Menor, de la del Segura y de la del Alto Guadalquivir s.s. Ya en la subcuenca del Guadiana Menor, la red fluvial se articula según una serie de cauces paralelos de dirección N-S, con cuencas estrechas y alargadas en esa dirección que drenan las aguas hacia el sur. Estas subcuencas de segundo orden son, de oeste a este, la del río Guadalentín, río Castil, río Guardal y río Bravatas o Huéscar. Todas ellas confluyen, aguas abajo, fuera de la hoja en el embalse del Negatín. Son, en todos los casos, cauces con escorrentía permanente, tan sólo interrumpida en época estival en años excepcionalmente secos. A ello contribuye, no sólo las características orográficas y climáticas de este territorio, sino la presencia de importantes manantiales de cabecera que drenan los acuíferos de las sierras carbonatadas.

Desde el punto de vista edafológico son los tipos de suelo dominantes: litosoles, regosoles calcáreos y cambisoles cálcicos.

Los litosoles, suelos poco evolucionados, están presentes en las calizas y dolomías jurásicas y cretácicas de las sierras más abruptas, Sierra de Castril, Seca, La Sagra, Duda, Marmolance, Moncayo, del Muerto, Bermeja y Montilla.

Los regosoles calcáreos, en asociación con litosoles y cambisoles cálcicos, dominan en estas mismas zonas, allá donde los relieves se suavizan, y donde los materiales calizos pasan a margocalizas y margas.

Los cambisoles cálcicos, en asociación con regosoles calcáreos y litosoles, dominan sobre los materiales recientes, que orlan a modo de "piedemontes" las sierras y sobre los rellenos detríticos de valle, glacis y coluviones.

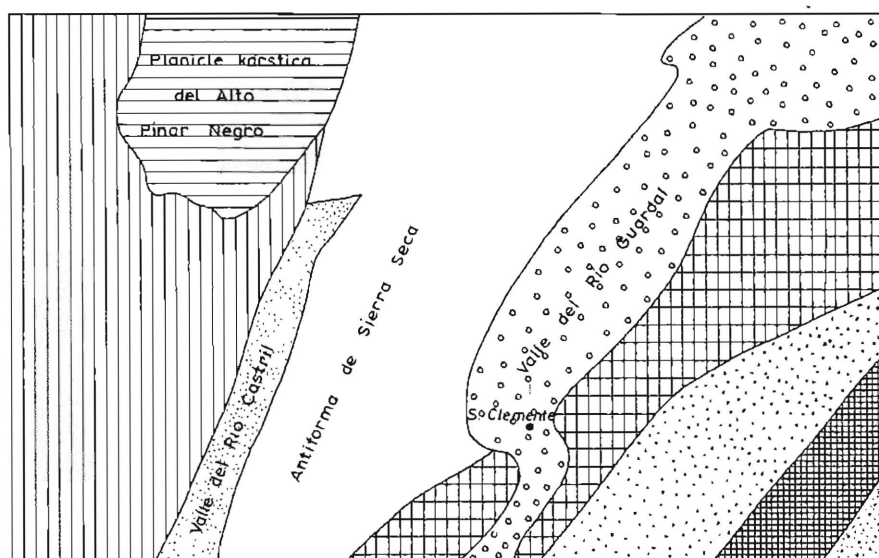
Por lo que a la cubierta vegetal se refiere, constituye este territorio una zona de excepcional valor ecológico. Encinares, alcornocales y quejigales, en alternancia con pinares, y sus etapas seriales, constituyen la base de su paisaje vegetal, especialmente protegido y encuadrado en los parques naturales de las Sierras de Cazorla y Segura (Jaén) y de la Sierra de Castril (Granada). La agricultura está escasamente desarrollada debido a las limitaciones orográficas y climáticas de la zona.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.1. Estudio Morfoestructural

La tectónica ha producido una serie de escamas de directriz bética (N45E) y vergencia norte, que conforma un conjunto de antiformas y sinformas "apiladas" que son el principal elemento estructural del relieve. El factor litológico es determinante para que los procesos exógenos, que actúan sobre el antiguo relieve, originen varias subunidades morfoestructurales, dentro de la gran unidad morfoestructural en la que se inscribe la Sierra del Segura. Así, de oeste a este es posible diferenciar las siguientes subunidades (figura 7).

- Sierras de Segura y Castril.
- Planicie kárstica del Puerto del Pinar Negro.
- Valle del Río Castril.
- Antiforma de Sierra Seca.
- Valle del Río Guardal.
- Alineación de las Sierras de Duda-La Sagra.
- Valle del Arroyo de la Virgen.
- Alineación de las Sierras del Muerto, Bermeja y Montilla.
- Cuenca del Río Bravatas.



LEYENDA

-  Sierras de Segura y Castril.
-  Antiforma de Sierra Seca.
-  Alineación de las Sierras de Duda-La Sagra.
-  Alineación del Muerto-Bermeja y Montilla.
-  Planicie karstica del Alto del Pinar Negro.
-  Valle del río Castril.
-  Valle del arroyo de La Virgen.
-  Cuenca del río Brabatas
-  Valle del río Guardal.

Figura 7. Esquema de unidades morfoestructurales

Sierras de Segura y Castril

Se incluyen los relieves situados en la parte más occidental de la hoja, formados por una sucesión de escamas tectónicas. Dichos relieves constituyen agudas y prolongadas sierras de directriz N30-45E, que tienen valles encajados con pendientes mayores del 45% por lo general. Se trata de un relieve prácticamente inaccesible por su acusada orografía, con predominio de materiales carbonatados. Tan sólo se suavizan las formas en la planicie del Alto de las Cabrillas (1.920 m), que junto con la Sierra de

Empanadas, forman un gran sistema exocárstico, con profusión de formas asociadas. En el resto de la subunidad dominan las formas de carácter tectónico, esencialmente capas y líneas de fractura con expresión geomorfológica y grandes aristas.

Planicie kárstica del Alto del Pinar Negro

La prolongación hacia el noreste de la Sierra de las Cabrillas y Sierra de Empanadas, en la subunidad anterior, aparece conformada sobre los materiales carbonatados cretácicos y consiste en una espectacular planicie cárstica a una altura comprendida entre los 1.650 y los 1.700 m. Se trata de una superficie plana de unos 7 Km de anchura por unos 8 Km de longitud, cubierta de dolinas en embudo, con ejes cuyas longitudes oscilan entre los 10 y los 50 m. Este área constituye, sin duda, un punto de interés geológico (P.I.G.), debido a la cantidad y a la calidad de las formas exocársticas presentes. En algunos puntos el carst aparece tapizado por una delgada capa de depósitos fluviales, formando amplias áreas de carst cubierto.

Esta superficie de aplanamiento es visible en otras áreas del entorno regional a cotas similares.

Valle del río Castril

El río Castril discurre sobre un profundo valle constituido sobre un sinclinal, de margas blancas, cuyo eje coincide con el trazado del río. Se trata de una estructura con unos 11 Km de longitud por 1 a 2 Km de anchura. El contraste litológico de las margas con los materiales carbonatados, que constituyen los flancos del sinclinal, hace que la erosión diferencial haya permitido un profundo encajamiento del río, las laderas aparecen formadas por capas subverticales de calizas, con desniveles de hasta 400 m. Estas capas aparecen disectadas por la red fluvial que confluye al río Castril por estrechísimas gargantas que terminan en saltos de agua de gran belleza. Desde el punto de vista geomorfológico el valle constituye, sin duda, otro P.I.G.

Hacia el norte, en la parte alta de la cuenca, en el núcleo aflorante del sinclinal, se pasa a materiales calcareníticos del Serravallense en el núcleo aflorante del sinclinal.

Antiforma de Sierra Seca

En el tercio central de la hoja aflora una gran estructura formada básicamente sobre la serie cretácica, y, en mucho menor grado, sobre los materiales paleógenos y miocenos. Consiste en un conjunto de anticlinales y sinclinales apretados de directriz N45E, que describen una gran

estructura antiforme con flancos isoclinales, cabalgante hacia el oeste sobre las subunidades del Alto del Pinar Negro y del río Castril.

El contraste geomorfológico entre las capas duras de carbonatos y otras más blandas, de carácter margoso o margocalizo, conforman líneas de gran resalte en los flancos de la estructura, siendo ésta su característica más peculiar.

La interrupción de estas capas con resalte geomorfológico, que constituyen en ocasiones verdaderos diques al drenaje de la vertiente (al ser la red perpendicular al eje de la estructura), produce que inmediatamente aguas abajo de la disección, en las propias laderas (ya con pendientes suavizadas), se conformen pequeños conos de deyección, debido al arrastre rápido de los materiales acumulados aguas arriba del "dique".

La zona de cumbres que es la divisoria de las subcuencas y de las vertientes de los ríos Castril y Guardal no es abrupta, sino que aparece suavizada, debido a la antigüedad del relieve, que se dispone en lomas y collados alineados a cotas ligeramente superiores a los 2.000 m. Las laderas salvan así desniveles del orden de 1.000 m, con pendientes medias del orden del 15% en el flanco oriental, y superiores al 45% en el occidental.

Valle del río Guardal

La vertiente oriental de la subunidad de la Sierra de La Sagra, suaviza considerablemente sus pendientes por debajo de la cota de los 1.100-1.200 m hasta el cauce del río Guardal. Se conforma así la vertiente occidental de un valle amplio de directriz N-S a N45E, en la cual se definen claramente superficies con carácter erosivo y depósitos recientes ligados a la dinámica de vertientes. El valle coincide aproximadamente con una sinforma originada sobre los materiales margosos y margocalizos del Paleógeno y presenta una clara simetría en sus vertientes. La vertiente oriental está delimitada por un gran accidente tectónico, que pone en contacto los relieves jurásicos del subbético con la serie prebética. A partir de este accidente se origina una inflexión en las pendientes hacia los relieves de la alineación de las Sierras del Moncayo-La Sagra.

Tan sólo en el sector más meridional de la hoja, el río Guardal disecta esta alineación y se encaja entre las Sierras de Duda y Moncayo, distorsionando así la estructura descrita anteriormente. Su inflexión se produce precisamente en la localidad de San Clemente, debido, probablemente, a causas de origen tectónico.

Alineación de las Sierras de Duda-La Sagra

Como ya se ha indicado, las Sierras de Duda, Moncayo y La Sagra constituyen un relieve que se conforma sobre los materiales calizos y dolomíticos del jurásico. Este relieve correspondiente al Subbético, cabalga sobre el prebético mediante un gran accidente que discurre por la vertiente oriental del Valle del río Guardal, constituyendo una línea con fuerte expresión geomorfológica.

De esta alineación, que delimita así la cuenca del río Guardal, hacia el oeste, y la del Barranco de la Virgen, tributario del anterior hacia el este, el relieve de mayor interés es, sin duda, la

Sierra de La Sagra. Dicha sierra, con 2.383 m de altitud, constituye la altura máxima de la hoja y la mayor de la Zona Subbética.

El relieve de La Sagra es, además, particularmente interesante, ya que sus acusadas vertientes permiten observar buenos ejemplos de depósitos ligados a la dinámica de vertientes y asociados, no sólo a un sistema morfogenético periglaciario antiguo, sino también actual, con importantes huellas de fenómenos de gelifracción y gelifluxión.

Valle del Barranco de la Virgen

El flanco oriental de la subunidad anterior da paso, hacia el este, a una extensa llanura, de unos 4 Km de anchura, en cuyo sector central se encaja suavemente el barranco de la Virgen, también con directriz N-S a N45E.

Se trata de una extensa planicie, cuyas pendientes medias oscilan entre el 1 y el 5%, formadas por un glacis de cobertera (superficie G1) que es alimentado por los depósitos arrastrados procedentes de la alineación de Duda-La Sagra, por el oeste, y de las Sierras del Muerto, Bermeja y Montilla, por el este, perfilando un extenso sistema de abanicos aluviales coalescentes. Sobre esta superficie queda ya encajada ligeramente la red de drenaje actual.

Destacan en esta extensa llanura afloramientos de sustrato de forma cónica que constituyen verdaderos "inselberg", siendo el más espectacular el del Cerro de la Trompeta.

Alineación de las sierras del Muerto-Bermeja-Montilla

Ya en la esquina suroriental de la hoja, y delimitando las cuencas del barranco de la Virgen y la del río Bravatas, existe una estrecha alineación, de unos 2 Km de anchura, de calizas y dolomías jurásicas, que conforma una estructura anticlinal de dirección N40E. La principal característica que presenta es el intenso grado de karstificación, no visible en otros afloramientos de calizas y dolomías jurásicas de la hoja.

En sus vertientes quedan representados extensos depósitos de ladera, en los que no se descarta la intervención de fenómenos de gelifracción, que dan paso a los glacis desarrollados hacia el valle del barranco de la Virgen y hacia el valle del río Bravatas.

Valle del río Bravatas

Apenas representado en la hoja, queda constituido por una llanura, que se extiende considerablemente hacia la vecina hoja de Huéscar. Este valle está formado por un glacis de cobertera que enlaza lateralmente con el descrito regionalmente para la Depresión de Guadix-Baza como el Glacis Superior de Cobertera. Se desarrolla, en este punto, a una cota del orden de los 1.000 m, que es coincidente también con la cota regional del glacis en su parte más proximal.

4.2.2. Estudio del Modelado

Las formas del modelado que se desarrollan en la hoja pertenecen a los siguientes sistemas morfogénéticos: kárstico, de laderas (con gran influencia de fenómenos asociados al dominio periglacial), fluvial (escasamente desarrollado) y poligénico.

Kárstico

La presencia de importantes masas carbonatadas en sierras de elevada altitud, lo que sin duda ha favorecido la larga permanencia, aún hoy, de etapas de clima periglacial, ha propiciado el desarrollo de un karst muy evolucionado en los relieves de las cabeceras de los ríos Castril, Guardal y Bravatas. Se conocen genéricamente como los karst de la Sierra de Empanadas - Alto del Pinar Negro - Sierra de Guillimona.

En el ámbito de la hoja el karst está magníficamente representado en el Alto de Cabrillas, Sierra de Empanadas y Alto del Pinar Negro, sobre materiales carbonatados cretácicos y, con bastante menor desarrollo, sobre las calizas y dolomías jurásicas de la alineación de las Sierras del Muerto-Bermeja-Montilla. Formas exocársticas dispersas se observan también en Sierra Seca y en otros puntos muy localizados.

El karst más extenso y evolucionado es el del Alto de Cabrillas-Sierra de Empanadas y Alto del Pinar Negro. Se configura al aprovechar la charnela de gran amplitud de un pliegue en las calizas cretácicas. Se extiende sobre una prolongada planicie comprendida entre 1.650-1.700 m de altitud, en el Alto del Pinar Negro y a unos 1.900 m en el Alto de las Cabrillas.

El grado de tectonización y las condiciones climáticas extremas (frías y húmedas) del Cuaternario, condiciona el desarrollo de un cortejo de formas exocársticas y endocársticas de gran interés geológico.

Desde el punto de vista morfológico son visibles lapiaces de crestas agudas, con formas acanaladas, en rejeros, alveolares, desnudos o cubiertos. Son, sin embargo, las dolinas y uvalas las formas más representativas. El Alto del Pinar Negro constituye un campo de dolinas realmente excepcional por la variedad, calidad y cantidad de las formas presentes, siendo, de hecho, el más denso de los estudiados en las Cordilleras Béticas. La mayor parte de ellas son dolinas en embudo, aunque también dominan por sectores las dolinas en artesa, con un claro control estructural, puesto de manifiesto por la general disposición lineal.

LÓPEZ LIMIA, B. (1.987) y ROMERO DÍAZ (1.989), estudian estos sistemas cársticos. De acuerdo con BIROT (1.966), estos autores consideran las dolinas en embudo como las áreas de mayor cota donde la innivación es importante. Son dolinas de pequeñas dimensiones y forma circular, la base supera la decena de metros y el diámetro externo es ocho veces superior, con rebordes abruptos, escarpados y disimétricos, y con profundidades comprendidas entre los 20 y 50 m generadas por hundimiento. Las dolinas en artesa, por contra, suelen asociarse a cotas más bajas y caracterizan el karst pluvial. Predominan las formas elipsoidales sobre las circulares, con dimensiones medias de 70 x 30 x 5 m.

Son frecuentes las asociaciones de dolinas en forma de "rosarios" sobre valles o líneas tectónicas. Evolucionan con frecuencia hacia uvalas, que indican la madurez del proceso kárstico, siendo capturadas, con frecuencia, por la red mediante erosión remontante.

En relación con fenómenos fluvio-cársticos son también frecuentes la aparición de sumideros, valles ciegos, simas, etc.

Las formas endocársticas también son abundantes, y están representadas básicamente por cavidades y simas, lo que le confiere a este karst un notable interés espeleológico, tanto deportivo como científico. Caben destacar la Sima del Campo del Espino, Sima del Cerro, Sima del Cortijo, Sima de Hundimiento, Sima del Pinar Negro y Complejo de las Cuevas del Agua.

Ninguna de ellas presenta circulación hídrica, son cavidades fósiles sin ninguna relación con la red subterránea actual. Así mismo, los espeleotemas no son funcionales. LÓPEZ LIMIA, B (*op.cit.*) sólo reconoce una cierta actividad hídrica en la Sima del Pinar Negro y en la de Hundimiento.

En síntesis, se trata de un karst superficial, básicamente de dolinas y de marcado control estructural. La alternancia de materiales con distinto grado de karstificación, favorece más el proceso de dolinización, que el desarrollo del sistema endocárstico existente.

Laderas

El modelado de vertientes está asociado a varios procesos, que se describen a continuación.

Modelado asociado a procesos fríos

ROMERO DÍAZ (1.983 y 1.989), analiza el modelado de vertientes por medio de procesos periglaciares en la Sierra de La Sagra y cuencas altas de los ríos Castril y Guardal. Indica que, aunque en la mayor parte de los casos las formas, (básicamente canchales y derrubios ordenados), son heredadas de las fases frías finiwurmienas, en la actualidad, y por encima de los 1.800-1.900 m, continúa el modelado por gelifracción y geliflujión, asociado al dominio morfogenético periglacial.

Esta misma conclusión es aplicable a los depósitos situados a cota superior a los 1.800 m en las Sierras de Castril, Sierra Seca, etc.

En la hoja, las formas se han agrupado por lo general bajo la denominación de canchales. Sin embargo, en ocasiones presentan unas características típicamente periglaciares, con una cornisa que por gelifracción alimenta un talud por donde saltan y/o ruedan los materiales para depositarse en las áreas de menos pendiente. En otros casos es difícil determinar la componente que, por su evolución temporal, puedan presentar tales depósitos en relación con otros fenómenos de tipo periglacial, termoclástico, e incluso pluvio-fluvial.

Son también observables bancos de gelifluxión en las vertientes de La Sagra. Se trata de material de microgelivación arrastrado por una matriz plástica deshelada. Sin embargo, nuevamente es difícil diferenciar el modelado asociado a estos fenómenos de dominio periglacial, de aquellos otros originados por solifluxión en condiciones templadas, por lo que también ambas formas han sido agrupadas. En la actualidad y de acuerdo con HEMPEL (1.960), los fenómenos de gelifluxión, en esta región, descienden como máximo a tan sólo 2.100 m, por lo que las formas observadas deben considerarse heredadas, al localizarse en todos los casos a cotas inferiores.

Modelado asociado a procesos de clima templado

También en el dominio morfogenético de vertientes, pero en relación con procesos claramente térmicos, se observan depósitos de ladera englobados en coluviones. Se desarrollan en las vertientes de las alineaciones de las Sierras de Duda-La Sagra y de las Sierras del Muerto-Bermeja-Montilla. Enlazan lateralmente con glacis-coluviales o glacis, y acumulan material muy poco evolucionado de la vertiente de la que proceden, y se sitúan en pendientes que llegan a superar el 25%.

Por último, también en el dominio de vertientes se han diferenciado lóbulos de solifluxión y pequeños deslizamientos. Los primeros afectan tanto a materiales margosos, básicamente de edad Cretácico, como a depósitos cuaternarios. Un ejemplo de este último caso es visible con cierta extensión, en los materiales que conforman el glacis-coluvial, instalado sobre la ladera oriental de la Sierra de Marmolance.

Fluvial

El modelado fluvial, por lo que a formas denudativas se refiere, es rico y variado. La red fluvial ha producido sobre los materiales carbonatados formas de gran valor paisajístico y geomorfológico, como son: agudas aristas, fuertes encajamientos, rápidos y saltos de agua, cascadas, etc. Estos rasgos son particularmente visibles en las subunidades definidas como sierras de Segura y Castril y Valle del río Castril.

Las formas acumulativas quedan representadas, sin embargo, muy escasamente, y se restringen a los estrechos fondos de valle de los ríos Castril, Guardal y Barranco de la Virgen y a pequeños conos de deyección que vierten sedimentos sobre la ladera oriental de Sierra Seca, ya suavizada, allí donde la red disecta capas con fuerte resalte geomorfológico que han obstaculizado a modo de dique la salida de sedimentos.

Un reducido afloramiento de travertinos es visible en la confluencia de los barrancos del Buitre y de las Fuentes, situados unos 3 Km aguas arriba de San Clemente.

El sistema morfodinámico fluvial está, pues, muy poco desarrollado como corresponde a la posición orográfica de la zona, y ocupa una posición de media-alta montaña, en las partes más altas de las cuencas, sobre los mismos puntos de nacimiento de los cursos de agua.

Poligénicas

El modelado correspondiente al sistema morfogenético mixto fluvial-laderas sí tiene, sin embargo, un desarrollo mayor en la cuenca del barranco de la Virgen, en donde se instala un sistema de extensos glacis de acumulación. Estos sistemas se producen por la aportación de sedimentos a través de los cauces, que disectan y drenan las alineaciones subbéticas de las sierras de Duda-La Sagra y del Muerto-Bermeja-Montilla, originando un sistema de abanicos aluviales coalescentes.

Estos glacis pasan, hacia la proximidad de los relieves, a un glacis-coluvial. En ambos casos los sedimentos asociados a las vertientes, no están estrictamente relacionados con la escorrentía canalizada.

Debe destacarse que en el valle del río Guardal se observan restos de una antigua superficie colgada, que por su pendiente, mayor de 5%, ha sido atribuida a un glacis-coluvial. Esta superficie se asocia a una fase más antigua de modelado del sistema mixto fluvial-vertientes, sólo se reconoce en esta cuenca interior y está en relación con la evolución de los relieves de La Sagra y Sierra Seca, en un momento en el que el río Guardal mantenía un nivel de base superior al actual.

En el modelado fluvial-vertientes se han individualizado depósitos de tipo aluvial-coluvial, en la vertiente oriental de La Sagra, al no reconocerse la importancia de la componente longitudinal, procedente de las suavizadas laderas donde están instalados.

Debe señalarse, por último, la diferenciación de una extensa superficie de erosión en la vertiente occidental del valle del río Guardal, conformada sobre las margocalizas rosadas y blancas del Cretácico superior-Paleógeno y sobre las calizas y margas neógenas, toda ella degradada ya en extensas áreas. Esta superficie va asociada genéticamente al sistema mixto fluvial-vertientes.

Por lo que se refiere al sistema morfogenético mixto fluvial-cárstico, se han diferenciado depósitos con cierta extensión superficial en el borde de la planicie cárstica del Alto del Pinar Negro. Se trata de sedimentos acumulados por pequeños conos de deyección, a través de los cauces que desaguan sobre la planicie y que tapizan la misma, constituyendo un carst cubierto. Dichos depósitos llegan a confundirse con las propias arcillas de descalcificación, en áreas originalmente endorreicas que han sido posteriormente capturadas por erosión remontante de la red fluvial.

Otras formas de denudación asociadas a éste sistema mixto son los "horns" y los pináculos rocosos en superficies karstificadas.

4.2.3. Formaciones Superficiales

A la vista de todo lo expuesto anteriormente cabe concluir que las formaciones superficiales existentes en la hoja, son escasas y se concentran esencialmente en el valle del barranco de la Virgen, correspondiendo a un sistema de glacis de depósito que evoluciona lateralmente hacia glacis-coluviales y coluviales propiamente dichos.

Glacis

Se trata de un extenso depósito (superficie G1) de unos 30 Km² de superficie. Aparece encostrado por procesos diagenéticos en extensas superficies. La cuenca del barranco de la Virgen no conecta con la depresión de Huéscar, al quedar semicerrada por la Sierra de Marmolance, pero en la vecina cuenca del río Bravatas, este depósito de glacis enlaza lateralmente con la superficie G1 (glacis de colmatación de la cuenca), extendiéndose ampliamente hacia el sur por las vecinas hojas de Huéscar y Cúllar-Baza.

El hecho de que en la cuenca del río Bravatas (zona cerrada por las sierras de Duda y el Perro), aparezcan restos colgados de una superficie de depósito similar, hace pensar en una fase de denudación-depósito anterior a la que conforma el glacis G1. Podría pensarse, no obstante, que fuera una superficie equivalente a la G1, pero los depósitos aparecen colgados (G0 ?) con respecto a la G1 y además están movilizados junto con el sustrato margoso, por procesos de soliflucción y geliflucción, que en este sector originan formas que se consideran heredadas de etapas climáticas periglaciares antiguas. De hecho, la superficie G1 no se ha reconocido sometida a este tipo de procesos en ningún otro punto de la Depresión de Guadix-Baza.

Depósitos de ladera

Las formaciones superficiales asociadas a las laderas, se han agrupado en dos tipologías: canchales y derrubios de ladera (s.l.) y coluviones. Los canchales y derrubios se asocian a las laderas medias y altas de las sierras; están implicados en fenómenos de gelifracción actuales (cotas por encima de los 1.700-1.800 m de altitud), y consisten básicamente en una acumulación de material detrítico suelto de naturaleza calizo-dolomítica muy heterométrica, desde bloques hasta arcilla, dominando los materiales gruesos en general. Los coluviones constituyen los depósitos de ladera situados a menor altitud que los anteriores, están más evolucionados y ligeramente organizados. Hacia la parte baja de la ladera pasan lateralmente hacia glacis-coluviales.

Depósitos fluviales

Estos depósitos superficiales están mínimamente representados. Se trata de los depósitos de fondo de valle que, con carácter discontinuo, tapizan el cauce actual de los ríos Castril, Guardal y barranco de la Virgen. También existen pequeños conos de deyección asociados a los cauces que, en el punto de inflexión de la pendiente de las laderas de Sierra Seca, depositan materiales detríticos como consecuencia de la brusca pérdida del potencial de transporte de los arroyos al entrar en zona semillana.

Depósitos fluvio-kársticos y kársticos

Por último, debe resaltarse un conjunto de depósitos fluvio-kársticos consistentes en arcillas de tonos rojizos y cantos, situados allí donde los cauces alcanzan la planicie kárstica, derramando los sedimentos mediante pequeños conos de deyección. Estos depósitos constituyen áreas endorreicas que posteriormente han sido capturadas por la erosión remontante de la red. Por lo tanto, tales sedimentos se relacionan con las otras arcillas que proceden de la descalcificación de los materiales carbonatados.

4.3. EVOLUCION DINÁMICA

El registro en la hoja, tanto en lo que a formas como a depósitos se refiere, no permite establecer una diferenciación cronológica precisa de los principales eventos acaecidos en este sector de las cordilleras. Aún así, y en base a correlaciones con otros sectores es posible establecer la siguiente cronología relativa de acontecimientos.

En el Tortoniense superior la estructuración de este sector conformó la arquitectura definitiva del relieve de la hoja. A partir de ese momento comenzó la denudación del mismo que originó el modelado, a lo largo de todo el Terciario terminal, de un nivel generalizado de arrasamiento que peneplanizó las cumbres de las principales sierras. Es lo que para algunos autores (LÓPEZ BERMUDEZ, 1.986), constituye la "superficie de erosión finiterciaria". Esta superficie se observa en la hoja a cotas comprendidas entre los 1.700 m (Alto del Pinar Negro, Alto del Valdefuente, etc.) y los 1.900 m (Alto de las Cabrillas).

Estas planicies, desarrolladas en buena parte sobre unidades carbonatadas, constituyeron unas excelentes plataformas sobre las que se instaló, desde el Terciario terminal, un sistema kárstico pluvio-nival. En el Cuaternario, con un período de clima cálido y en fase de erosión activa, los procesos de disolución química se vieron favorecidos, comenzando a generarse y/o desarrollarse el sistema kárstico, probablemente de carácter pluvial. El cambio de clima hacia los períodos fríos del Pleistoceno, hizo que la nieve y el hielo fueran entonces los agentes predominantes; durante este período los procesos de disolución química por aguas frías (formación de dolinas en embudo) y de gelifración fueron dominantes. La finalización del período periglacial conllevó de nuevo a unas condiciones de karst pluvial, readaptándose nuevamente la morfología del karst, que fue más acentuado en su desarrollo. Esta alternancia en las condiciones climáticas, en las que se pasa de un pluviokarst a un karst de carácter eminentemente nival, se prolongaron hasta la actualidad, desarrollándose excepcionalmente el sistema kárstico.

En una edad indefinida entre el Plioceno y el Pleistoceno, continuó la denudación de los relieves menos resistentes al proceso erosivo, cuyos materiales fueron evacuados hacia la Cuenca de Guadix-Baza por la incipiente red de drenaje, pero de los cuales quedan registros aislados en la hoja. De hecho, los depósitos atribuidos a glaciares-columbiales, verdaderos "piedemontes" colgados de la Sierra de La Sagra, son atribuibles a este período, ya que constituyen una generación anterior (G0) a la G1, que se correlaciona lateralmente con el glacis de colmatación de la Depresión de Guadix-Baza, de edad Holoceno basal.

Ya en el Holoceno basal se desarrolló, este nivel de glaciares (G1), después de un ligero descenso del nivel de base de la red, coincidente, probablemente con una reactivación tectónica. La superficie erosiva, aunque degradada en parte, (ladera oriental de Sierra Seca, ya en el Valle del río Guardal), debe corresponder a la acción erosiva sobre el sustrato de la cuenca en el momento de depósito del glacis G1.

Con posterioridad a ello, y ya en el Holoceno más reciente, se ha producido un ligero encajamiento de la red fluvial sobre este nivel de depósito, que configura la red actual.

Por lo que a la actividad neotectónica se refiere, no es posible, en el ámbito de la hoja, reconocer indicios que permitan suponer que tal actividad haya afectado a las formaciones cuaternarias, debido, entre otras cosas, a la reducida extensión de las mismas. Criterios de carácter regional evidencian, no obstante, que la superficie del glacis G1, de edad Holoceno, está afectada por fracturas que generaron basculamientos de bloques en su superficie.

4.4. TENDENCIAS FUTURAS

Bajo las condiciones morfoclimáticas actuales, cabe suponer una continuidad manifiesta de los agentes morfodinámicos, que propiciará el desarrollo y evolución del sistema kárstico, máxime si se tienen en cuenta las características climáticas de los relieves, con un claro desarrollo de períodos de carácter nival, y el tipo de cuenca semicerradas de carácter endorreico o semiendorreico. En superficies más abiertas se producirá un proceso generalizado de destrucción de las formas exokársticas, sobre todo en lapiares que dan origen a canchales, y que son espaciados en las pendientes.

La dinámica de laderas se configura, así, como el segundo proceso morfogenético dominante, con clara incidencia de los agentes característicos del sistema morfodinámico periglacial, básicamente gelifración, en las partes altas de los relieves, por encima de los 1.700-1.800 m de altitud.

Un escaso desarrollo del modelado fluvial y de las formas acumulativas asociadas, centra, por último, las perspectivas futuras de la evolución morfodinámica en el ámbito de la hoja.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

A partir de las características de las rocas aflorantes en la hoja y de los procesos geológicos que las afectan, se puede reconstruir la paleogeografía y la evolución histórica de este sector de las Cordilleras Béticas en los últimos 200 millones de años.

Si bien no han sido representados en cartografía por tratarse de enclaves de poco tamaño, los materiales más antiguos localizados corresponden a margas, carbonatos y yesos del Trías, en típicas facies Keuper, los cuales se formaron en ambientes de tipo sebkha, en el que se inundaba de forma ocasional una llanura continental aneja a la línea de costas.

Al inicio del Lías se produce una transgresión generalizada y se instaura una extensa plataforma carbonatada somera, que inicialmente presenta condiciones intramareales, pasa a submareales con cierto grado de restricciones (plataforma interna) y finalmente pasa a estar dominada por ambientes energéticos; en el Carixiense superior y a techo de esta secuencia carbonatada, se encuentra la primera gran ruptura sedimentaria, a partir de la cual se individualiza una serie de zonas con características paleogeográficas propias. GARCÍA HERNÁNDEZ *et al*, (1.987) asocian esta ruptura a los primeros estadios del proceso de "rift" intercontinental que afectó al margen sudibérico durante el Jurásico.

A partir de dicha ruptura, la plataforma carbonatada sufre una transgresión marina y los ambientes pasan a ser submareales, por debajo del nivel de acción del oleaje y abiertos, (plataforma externa) lo que permite el tránsito de organismos neotónicos; en el Toarciense se dan ciertas áreas restringidas donde se depositan calizas y en el Aaliense el fondo de la cuenca es esporádicamente alcanzado por los oleajes asociados a tormentas. Durante el Bajociense-Bathonense es claro un proceso de somerización y coexisten facies de alta energía, con la formación de barras oolíticas, y otras donde prosiguen los ambientes de plataforma externa de baja energía, y culminan con series condensadas a cuyo techo se instaura otro "hard-ground", que representa la segunda gran ruptura sedimentaria de la cuenca.

A este "hard-ground" se asocia un hiato sedimentario que abarca el Calloviense y Oxfordiense.

El tercer gran ciclo sedimentario comienza en el Kimmeridgiense con un nivel de removilización y culmina en el Cretácico inferior con otra transgresión que se inicia en las zonas más alejadas de costas en el Berriasiense y alcanza a las más próximas ya en el Valanginiense. En este ciclo se generalizan los ambientes submareales propios de plataforma externa, en los que inicialmente se dejarán sentir los efectos de tempestades inusuales que llegaron a erosionar sedimentos ya consolidados. En la zona oriental de la hoja, la más alejada de costas, los ambientes evolucionan a altos fondos, o umbrales, donde se depositaron series condensadas; en la zona próxima a costas se registran sedimentos carbonatados propios de plataforma interna que evolucionan a ambientes energéticos con biohermos coralinos.

En el Cretácico inferior se registra otro ciclo transgresión-somerización cuya base no es sincrónica como se ha referido anteriormente. Comienza con una generalizada transgresión en la que se alcanzan condiciones de plataforma externa en toda la hoja. En las zonas próximas a

costas, estos medios pasan a presentar avalanchas de terrígenos posiblemente asociados a un delta, y posteriormente evolucionan a plataforma carbonatada somera con diversidad de subambientes en los que son característicos los biohermos de rudistas, así como aportes arenosos desde el continente, que afectan a determinadas zonas. En los ambientes alejados del continente continúa la sedimentación pelágica si bien a partir del Aptiense se deja sentir la influencia de aportes detríticos, tanto por el incremento de la fracción arcillosa del sedimento, como por la irrupción de avalanchas arenosas. Estas no alcanzan no alcanzan todo el fondo de la cuenca y tienen carácter esporádicos hacia el este.

En el Albiense superior se produce otra transgresión, que generaliza un ambiente de plataforma externa con sedimentación mixta detríticofina-carbonatada. Al inicio del Cenomaniense vuelven a diferenciarse otros dos ambientes en función de su posición; los próximos la costa evolucionan a plataforma carbonatada en la que destaca la formación de barras oolíticas que progradan facies someras de ambientes poco energéticos; mientras, en zonas alejadas de la costa, situadas al este de las anteriores, prosiguen las condiciones de plataforma externa.

Este mismo modelo paleogeográfico continúa durante el Paleógeno, encontrándose los límites de la cuenca de sedimentación de los materiales del Paleoceno y Eoceno en el sector occidental de la hoja, de manera que hacia el oeste ya no se encuentran estos sedimentos.

El Oligoceno ha podido ser caracterizado, desconociéndose si no se depositó o si ha sido erosionado previamente al Mioceno inferior. Este último se encuentra en ligera discordancia angular sobre el Eoceno, por lo que se puede indicar que entre ambos se produjeron los primeros movimientos tectónicos en la cuenca.

El registro sedimentario en el Mioceno inferior y medio es precario y en su lugar se encuentra la unidad tectónica, la cual se asocia a la formación del cabalgamiento del Bloque Subbético sobre el Prebético. La edad de esta formación puede darse como Langhiense, sin que se descarte su formación en el Burdigaliense superior y/o en el Serravallense inferior.

En las proximidades de los frentes de cabalgamiento debieron formarse pequeñas cuencas que fueron rellenadas por flujos gravitacionales procedentes de los materiales involucrados en la unidad tectónica y que posteriormente han sido de nuevo imbricados en ella.

Durante el Serravallense superior y Tortoniense inferior se registra una sedimentación netamente discordante sobre los materiales precedentes y que ya no guarda relación con la paleogeografía previa. Los principales relieves del Bloque Prebético debieron de constituir altos fondos y en ellos se instauró una plataforma carbonatada somera, que hacia el SE pasó a ser de tipo siliciclástico; posteriormente se generalizó el ambiente pelágico con el depósito de las típicas margas blancas.

En el Tortoniense inferior se produce un nuevo episodio compresivo, al que se asocia la estructuración principal del Bloque Prebético. En la zona del cabalgamiento Subbético se agudiza la formación de pequeñas cuencas, que esta vez se rellenan de bloques y cantos calcáreos de los relieves que se están formando, concretamente procedentes de los niveles del Eoceno y Lías de la lámina cabalgante; finalmente estas cuencas son colmatadas y las situadas al oeste del cabalgamiento son solapadas por el Bloque Subbético.

En el Tortoniense superior tiene lugar una transgresión de la que solo queda pequeños afloramientos de materiales formados en medios costeros.

La evolución moderna de la zona no se puede deducir a partir de la hoja de San Clemente, ya que los materiales neotectónicos están escasamente representados. Durante el Plioceno y Pleistoceno la zona sufrió una importante erosión y los *detritus* han sido en gran parte depositados en la Depresión de Guadix-Baza situada al sur. Durante el Holoceno han proseguido los procesos erosivos, destacando la existencia de fenómenos periglaciales entre tales procesos.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. HIDROGEOLOGÍA

6.1.1. Climatología

Desde el punto de vista climático, la hoja se caracteriza por la existencia de fuertes contrastes, sobre todo en lo que a precipitaciones se refiere, que aumentan considerablemente, con la orografía, de sur a norte y de este a oeste. La precipitación media anual oscila así entre los 350 mm, hacia las partes más bajas, y los 1.000 mm, en las zonas más altas de Sierra de Segura. Estacionalmente esta precipitación se reparte, según los dos valores extremos citados, del siguiente modo: invierno, 125 a 312 mm; primavera, 106 a 268 mm; verano 29 a 67 mm; y otoño, 96 a 192 mm. Las precipitaciones nivosas son frecuentes en los meses de Diciembre a Marzo, aunque no es un fenómeno exclusivo de la estación invernal.

Por lo que se refiere a las temperaturas, la amplitud es menor si se consideran las medias, que oscilan entre los 14,6 y los 15,6E C, correspondiendo siempre la mínima al mes de Enero, 5,5 a 7E C, y la máxima al mes de Agosto, 23,7 a 24,8E C. Las medias estacionales son de 7,5E C para el invierno, 12,9E C en primavera, 22,6E C en verano y 14,6E C en otoño.

La evapotranspiración potencial anual oscila entre los 760 y los 780 mm.

Se trata, en suma, de clima de marcada continentalidad, húmedo en los relieves mayores y subhúmedo en la mayor parte de la hoja, aunque, en cualquier caso, cuenta con una estación seca de carácter árido.

6.1.2. Hidrología superficial

En la hoja se localiza la divisoria hidrológica entre las cuencas de los Ríos Guadalquivir y Segura. La primera está representada por las subcuencas de los Ríos Borosa, Guadalentín, Castril, Guardal y Bravatas, mientras que a la segunda solo pertenece al Arroyo de Juan Fría.

Los ríos Borosa, Castril y Guardal nacen dentro del espacio cartografiado, presentando escorrentía permanente durante todo el año. La única estación de aforos se sitúa sobre el Río Guardal (estación nº 12 de la cuenca del Guadalquivir), y recibe unas aportaciones medias, según los datos básicos del Plan Hidrológico de Cuenca, de 31 Hm³/año, con un máximo de 61 Hm³ en el año 1.946-47 y mínimo de 11 Hm³ en el año 1.956-57.

Aguas abajo de esta estación de aforos se ha construido el embalse de San Clemente, de 120 Hm³ de capacidad, al que también le llega la escorrentía del Bco. de la Virgen a través de un trasvase, cuyo canal que parte de las proximidades del Cjo. Mazagrán. Los recursos regulados por el embalse están destinados a la redotación y creación de nuevos regadíos en Huéscar, Orce y Cullar.

En las cabeceras de los ríos Borosa y Castril hay sendos azudes que derivan agua para la alimentación de dos pequeñas centrales eléctricas.

6.1.3. Características hidrogeológicas

Las rocas aflorantes en la hoja de San Clemente que presentan interés hidrogeológico, corresponden a las calizas y dolomías Mesozoicas y terciarias y a los depósitos detríticos pliocuaternarios.

Los primeros deben su permeabilidad a los procesos de fracturación y posteriores de disolución química (karst), mientras que los segundos lo es a su porosidad intergranular.

A partir de la zonificación y divisoria de Unidades Hidrogeológicas realizadas por el ITGE/CHG (1.994), la hoja queda encuadrada en tres grandes conjuntos:

Unidad Hidrogeológica Quesada-Castril

(nº código: 05.02)

Unidad Hidrogeológica Duda-La Sagra

(nº código: 05.03)

Unidad Hidrogeológica Huéscar-Puebla

(nº código: 05.04)

En función de la existencia de afloramientos permeables más o menos desconectados por fracturas o presencia de materiales de baja permeabilidad, estas unidades han sido divididas en subunidades o acuíferos, a saber:

- La Canal-Torre del Vinagre
- Pinar Negro
- Sierra de Castril
- Sierra Seca
- Sierra Guillimona
- La Sagra
- Sierra Duda
- Sierra Montilla

A los que se les sumaría el afloramiento detrítico de Campofique, que corresponde con un acuífero de pequeña entidad y escaso desarrollo.

Los recursos hídricos de estos acuíferos son drenados por un importante número de manantiales, correspondiendo las principales características de los más caudalosos, a las expresadas en cuadro 1 adjunto.

| Nº INVENTARIO | NOMBRE | CAUDAL (l/s) | COTA (m.s.n.m.) | ACUÍFERO |
|---------------|------------------------|--------------|-----------------|----------------------------|
| 2237-1-1 | Aguas Negras | 300 | 1.250 | Pinar Negro |
| 2237-1-4 | Ayo. del Tejo | 15 | 1.050 | La Canal-Torre del Vinagre |
| 2237-4-1 | Cueva del Agua | 30-50 | 1.580 | La Sagra |
| 2237-4-2 | Montilla | 150 | 1.470 | Guillimona |
| 2237-4-9 | Los Agujeros | 100 | 1.440 | Guillimona |
| 2237-5-1 | Buitre | 250 | 1.020 | Sierra de Castril |
| 2237-6-10 | Nacimiento río Castril | 1.000 | 1.240 | Nacimiento río Castril |
| 2237-6-8 | Juan Ruiz | 30 | 1.180 | Sierra Seca |
| 2237-7-2 | Natividad | B | 1.100 | Sierra Seca |
| 2237-7-3 | Enmedio | X 450 | 1.080 | Sierra Seca |
| 2237-7-19 | Alta | Δ | 1.160 | Sierra Seca |

Cuadro 1.- Inventario de los puntos de agua más importantes de la hoja 929 (San Clemente)

A continuación se resumen las principales características de los acuíferos presentes:

La Canal-Torre del Vinagre.- Se localiza en la esquina NE de la hoja, asociada a los afloramientos de calizas y dolomías del Jurásico superior-Cretácico inferior aflorantes en el anticlinal de la Cuerda de los Alacranes. Esta subunidad corresponde al acuífero más oriental de la Subunidad Hidrogeológica de la Sierra de El Pozo. Se dispone en una estrecha banda de 2 a 3 Km de anchura y 35 Km de longitud que se extiende desde el borde meridional de la Sierra de El Pozo hasta el Río Borosa y en ella se han definido dos sectores más o menos independientes: La Canal, situado en su extremo meridional y El Túnel en la zona central. La cota del acuífero en el cauce del Río Borosa, entre 760 y 900 m.s.n.m. sitúa el nivel piezométrico por debajo de sus principales puntos de drenaje (manantiales de La Canal y El Túnel a la cota 860 y 1.050 m.s.n.m. respectivamente), por lo que muy posiblemente el extremo septentrional del acuífero corresponde a otro sector hasta la fecha no establecido.

Se han inventariado nuevos puntos de agua en las proximidades del Río Borosa, correspondiendo el de mayor caudal al nº 2237-1-005, denominado arroyo del Tejo, de hasta 15 l/s.

Los recursos totales de la subunidad se establecen entre 7 y 8 Hm³/año.

Pinar Negro.- Corresponde a una extensa subunidad desarrollada en la llanura kárstica de Sierra de Segura, la cual es en su mayor parte endorreica y en ella se ubica la divisoria hidrológica Guadalquivir-Segura.

La formación acuífera corresponde a las dolomías Cenomanienses, calizas del Paleoceno y calizas detríticas del Mioceno, las cuales presentan una extensión de 130 Km². A muro presentan margas del Albiense superior que deben de corresponder a su base impermeable y hacia techo contiene un nivel margoso de edad Eoceno que puede individualizar las calizas del Mioceno de tramos infrayacentes.

El límite occidental viene dado por el cabalgamiento sobre la unidad La Canal-Torre del Vinagre, mientras que el oriental está marcado por el cabalgamiento de Sierra Seca; el meridional corresponde a una divisoria hidrogeológica con la subunidad Sierra de Castril y a una fractura que, hacia el este, se inflexiona y podría individualizar un sector de calizas del Mioceno que hemos denominado Nacimiento Río Castril; el límite septentrional se encuentra ya en la hoja de Santiago de la Espada y viene dado por el límite de afloramientos.

Los principales y casi únicos puntos de drenaje corresponden a tres importantes manantiales: Nacimiento del río Castril (nº 2237-6-10) de 1.000 l/s de caudal, situado a la cota 1.240; Aguas Mulas (nº 2237-6-1) de 500 l/s, ubicado a la cota 1.120 y Aguas Negras (nº 2237-1-1) de 300 l/s a la cota 1.250 m.s.n.m.

El drenaje de estos manantiales supone unos recursos de la subunidad entre 55 y 60 Hm³/año.

La ubicación del Nacimiento del Río Castril, principal punto de drenaje de la subunidad a una cota superior a la de otros manantiales avala la posibilidad de existencia de un sector oriental desconectado del resto de la subunidad.

Sierra de Castril.- Comprende los afloramientos calizo dolomíticos del Cenomaniense y Terciario existentes en el núcleo anticlinal de Sierra de Castril, más su prolongación SO por la falda de la Sierra de El Pozo. Su extensión alcanza los 80 Km².

La geometría del acuífero condiciona la existencia de umbrales del sustrato impermeable, lo que a su vez produce una subdivisión en sectores de funcionamiento hidráulico independiente; en concreto los dos flancos del anticlinal de Castril se pueden considerar como independientes entre sí.

El flanco occidental queda delimitado por una divisoria hidrogeológica de la Subunidad de Pinar Negro al norte, el umbral del núcleo de Sierra de Castril por el este y por el límite de afloramientos permeables por sur y oeste. Su principal punto de drenaje corresponde a Fuente Valentín o Guadalentín (nº 2138-4-3) ubicada en la vecina hoja de Pozo Alcón, que se sitúa a la cota 950 m.s.n.m. y arroja un caudal de 450 l/s.

El flanco oriental queda limitado al norte por una fractura, oeste por el umbral del núcleo y por el este y sur por el límite de afloramientos. Los puntos de drenaje más importantes se ubican en lugares de menor cota de los cauces que la atraviesan, y son: Fte. Buitre (nº 2237-5-1) de 250 l/s, ubicada a la cota 1.020 m.s.n.m., La Magdalena (nº 2237-6-9) de 180 l/s, a cota 1.100 m.s.n.m. y Huerto del Morcillo (nº 2237-6-7) de 80 l/s, localizado a la cota 1.140 m.s.n.m.

Los recursos totales de la subunidad se aproximan a 30 Hm³/año.

Sierra Seca. - Corresponde a una subunidad hidrogeológica ubicada en el sector central de la hoja, a la que se asocian los afloramientos carbonatados que se ubican en una gran estructura anticlinal de dirección N30E, y cuya extensión es de 63 Km².

Su límite occidental viene determinado por el cabalgamiento del flanco O. de la Sierra, y el resto por el límite de afloramientos permeables.

Internamente se compone de varios niveles de calizas y dolomías de 100 a 400 m de potencia separados por otros tantos de margas, de edad Jurásico superior a Mioceno. Aparentemente solo el tramo de margas del Valanginiense produce una individualización en dos horizontes permeables, correspondiendo al inferior (dolomías del Jurásico-Cretácico inferior) una superficie de afloramientos muy reducida.

La estructura en anticlinal produce un umbral de las margas Valanginienses, que individualiza sus dos flancos. El occidental, de menores dimensiones, estaría drenado por el manantial de Juan Ruiz (nº 2237-6-8) a la cota 1.180 m.s.n.m., con 30 l/s de caudal; el oriental lo haría por el conjunto de manantiales del nacimiento del Río Guardal (La Natividad nº 2237-7-2, Enmedio nº 2237-7-3 y Fuente Alta nº 2237-7-19), ubicados entre las cotas 1.080 y 1.160 m.s.n.m. y con un caudal conjunto próximo a 450 l/s.

Los afloramientos del nivel permeable inferior recibirían alimentación diferida desde el superior, y drena hacia el Sur, hacia el manantial de Los Tubos (nº 2238-2-3), ubicado en la hoja de Huéscar, que situado a la cota 1.080 m.s.n.m. vierte cerca de 80 l/s.

Los recursos totales de la subunidad se aproximan a 20 Hm³/año.

Sierra Guillimona. - Corresponde a un acuífero desarrollado sobre las calizas del Eoceno y Mioceno aflorantes en el sinclinal de Sierra Guillimona, el cual alcanza una superficie de 44 Km².

Este conjunto permeable se sitúa en la divisoria de aguas entre las cuencas del Guadalquivir y Segura, y en la hoja de San Clemente solo se localiza su extremo meridional, con un escasa superficie de afloramiento. El sinclinal se encuentra en la cima de un sistema montañoso, por lo que el acuífero se puede catalogar de colgado.

Los principales puntos de drenaje se ubican en su borde meridional, dentro de la zona cartografiada, donde se encuentra Fte. Montilla (nº 2237-4-2) a la cota 1.470 m.s.n.m. y 150 l/s de caudal y Los Agujeros (nº 2237-4-9) a la cota 1.440 m.s.n.m. y 100 l/s de caudal.

Los recursos totales se han calculado en 12 Hm³/año

La Sagra.- Corresponde a la subunidad más septentrional de la Unidad Hidrogeológica Duda-La Sagra, la cual está formada por los afloramientos calizo-dolomíticos del Subbético.

La Sagra es un ísleo tectónico sobre margas del Mioceno de unos 7,5 Km² de extensión, el cual se puede considerar como un acuífero colgado. En su extremo meridional se encuentra el principal punto de drenaje, La Cueva del Agua (nº 2237-4-1) situada a la cota 1.580 m.s.n.m., cuyo caudal medio está comprendido entre 30 y 50 l/s.

Sus recursos hídricos están evaluados en 1,25 Hm³/año.

Las aguas son de facies bicarbonatada cálcica y con contenidos salinos inferiores a 300 mg/l.

Sierra Duda.- Se incluye en esta subunidad los afloramientos calizo-dolomíticos del flanco occidental del sinclinal subbético, que se extienden por Sierra Duda, Loma de Perro y Sierra de Moncayo.

Con excepción de Sierra de Moncayo, que constituye un pequeño ísleo tectónico, el resto de la subunidad se encuentra confinada al NO por el cabalgamiento subbético y al NE y SE se prolonga bajo margas y margocalizas jurásicas; el límite SO se encuentra en la hoja de Huéscar y corresponde también al borde de afloramientos, que se prolongan bajo el impermeable de techo. Su superficie se aproxima a 40 Km².

En los bordes de las sierras de Moncayo y Duda se encuentran varios manantiales de pequeña entidad, como el de Puente Duda (nº 2237-7-5) que situado a la cota 950 m.s.n.m. vierte 5 l/s; sin embargo las principales surgencias se ubican en el propio cauce del Río Guardal (nº 2238-3-14 y 15) en el extremo meridional de los afloramientos calcáreos en la hoja de Huéscar y a la cota 870-890 m.s.n.m.

Como consecuencia de iniciarse el almacenamiento de agua en el embalse de San Clemente, se ha producido un espectacular incremento en los caudales de las mencionadas surgencias, lo que parece indicar que desde el embalse superficial se está forzando la recarga del embalse subterráneo.

Sus recursos hídricos, sin contar con los aportes desde el embalse, se cifran en 5,75 Hm³/año.

La calidad química del agua es buena, con salinidades inferiores a 300 mg/l, aunque excepcionalmente se alcanzan los 1.000 mg/l y facies bicarbonatada cálcica.

Sierra Montilla.- Se desarrolla sobre las calizas y dolomías liásicas aflorantes en el flanco oriental del sinclinal subbético y forma parte de la subunidad Huéscar-Puebla *sensu estricto*.

Esta subunidad se extiende por las alineaciones montañosas existentes entre Huéscar y La Puebla de Don Fadrique, que en conjunto presenta una extensión próxima a 100 Km².

Por el O. los materiales permeables prosiguen bajo margas jurásicas, mientras que al E. y S. son solapados por los sedimentos detríticos de borde de la Depresión de Guadix-Baza; por el N., cerca de La Puebla de Don Fadrique, la subunidad descansa sobre margas terciarias mediante un cabalgamiento.

El conjunto permeable no presenta ninguna surgencia de entidad en sus bordes; estas se encuentran a cierta distancia y en los materiales detríticos que la bordean por el sur, en las proximidades de Huéscar, correspondiendo las principales a Fuencaliente (nº 2238-4-7) de 350-500 l/s de caudal y Parpacen (nº 2238-4-9) de 100 a 200 l/s.

Hay numerosos sondeos que captan la subunidad en los llanos de La Puebla y cercanías de Huéscar, mostrando un nivel piezométrico comprendido entre las cotas 970 a 917 m.s.n.m. con un claro gradiente del 0,25 al 0,3% al SE, hacia Fuencaliente.

De estas captaciones se desprenden unos parámetros hidráulicos, que para las calizas presentan unos valores de transmisividad entre 8.600 y 43.000 m³/día y coeficiente de almacenamiento de 10⁻² a 5A10⁻³, mientras que para las dolomías las transmisividades varían de 4.300 a 8.600 m³/día y los coeficientes de almacenamiento son de 2A10⁻³.

Los recursos de la subunidad, conjuntamente con los afloramientos detríticos que la bordean, ascienden a 21 Hm³/año.

El agua de los manantiales es de facies mixta sulfatada-bicarbonatada cálcico-magnésica, con salinidades de 800 a 1.000 mg/l. Fuencaliente, como su propio nombre indica, tiene un comportamiento ligeramente termal, con agua a 19E C.

Detrítico de Campofigue.- Corresponde al conjunto de afloramientos detríticos recientes que se encuentran entre la Sierra de Moncayo y Montilla, y tienen como base a las margas y margocalizas jurásicas y cretácicas subbéticas.

Parte del acuífero se puede considerar como colgado, ya que su base impermeable aflora a los largo del Bco. de la Virgen, y en sus inmediaciones se ubica la Fuente del Cjo. Mazagrán (nº 2237-8-1) que anteriormente correspondería con su principal punto de drenaje y actualmente se encuentra seco.

Al N. de esta surgencia se han realizado varios sondeos que atraviesas hasta 15-20 m de acuífero y presentan caudales del orden de 10 a 15 l/s.

6.2. RECURSOS MINERALES

6.2.1. Minerales metálicos y energéticos

Dentro del ámbito de la hoja no existen explotaciones ni indicios de minería metálica y energética. Tan solo se puede indicar la existencia de varias campañas de sísmica orientada a la prospección de hidrocarburos.

6.2.2. Rocas industriales

Se han inventariado un total de seis canteras de rocas industriales, de las que una es de yeso, otra de áridos de machaqueo y las cuatro restantes de áridos extraídos con simple arranque y cribado. Ninguna de ellas se mantiene activa.

La cantera de yeso (1) explotó una serie de bloques evaporíticos triásicos alojados en la unidad tectónica, al pie de Sierra de Marmolance.

La de áridos de machaqueo (2) se ubica en Loma de Perro sobre las calizas del Lías y es la única que se abrió con racionalidad minera; el material que se extrajo se ha utilizado en la construcción de la presa de San Clemente, que es de tipo materiales sueltos.

De las cuatro restante, tres explotan dolomías del Jurásico superior-Berriasiense del Prebético y la restante los niveles de gravas de un glacis-coluvial; todas ellas son de reducidas dimensiones.

7. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES

De acuerdo con las características litológicas de las rocas que se encuentran en la hoja de San Clemente, se han agrupado varias áreas geotécnicas.

Sobre estas áreas, se han incorporado criterios geomorfológicos, estructurales e hidrogeológicos y se ha obtenido una subdivisión en zonas geotécnicas, las cuales se han caracterizado según su resistencia, condiciones de cimentación, facilidad de excavación, estabilidad de taludes, drenaje y riesgos naturales.

En la hoja de San Clemente se han distinguido tres áreas, representadas en la figura 8, y dentro de éstas, seis zonas. En el cuadro 2 se exponen las características geotécnicas, hidrogeológicas, geomorfológicas, estructurales y litológicas de las unidades cartografiadas y que corresponden a las mencionadas áreas y zonas.

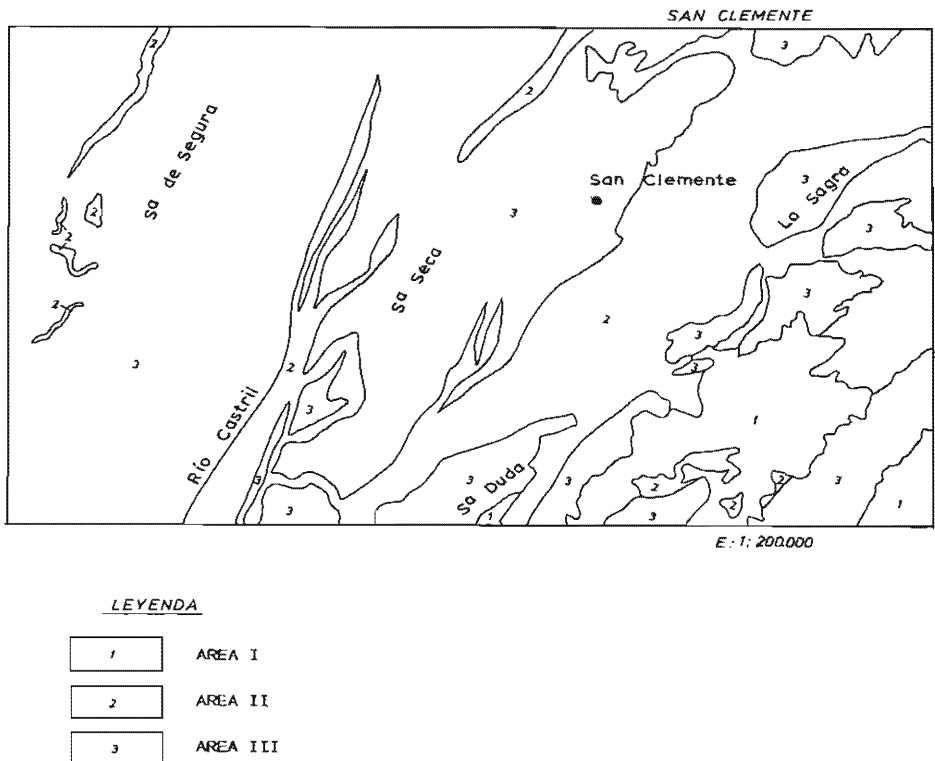


Figura 8. Distribución de áreas geotécnicas

| Área | Zona | Unidades Cartográficas | Litología | Relieve | Características Geotécnicas | | | | | | |
|------|-----------------|---|---|-----------------------------------|-----------------------------|-----------------|--------------------------|--------------------------------------|---------------------------------|---------|---|
| | | | | | Permeabil. | Resistenc. | Cimentación | Excavabil. | Taludes | Drenaje | Riesgos Naturales |
| I | I | 37 y 43 | gravas y arcillas | suave o pendiente junto a sierras | alta | baja | cargas bajas o moderadas | con pala o con pico | estables para # 6 m | bajo | erosión e inundación |
| II | II ₁ | 3, 9, 12, 15, 20, 21, 26, 28, 29 y 31 | margas | suave a moderado | baja | baja | cargas bajas | con pala | inestables | alto | erosión e inundación |
| | II ₂ | | margas, margocalizas y areniscas | fuerte | baja | baja | cargas bajas | con pala | inestables | alto | erosión y deslizamiento |
| | II ₃ | | margas, calizas y areniscas | fuerte a moderado | baja | baja a moderada | cargas moderadas | con pico o localmente con maquinaria | estables para # 6 m y 1,5 H: 1V | alto | erosión y deslizamiento |
| III | III | 1, 2, 4, 6, 7, 8, 10, 11, 13, 14, 16, 17, 18, 21, 22, 23, 24, 25, 27, 30, 32 y 33 | calizas, dolomías, areniscas o calcarenitas | fuerte | alta | alta | cargas altas | maquinana y voladura | estables | bajo | colapsos por karstificación y desprendimientos asociados a escarpes |

Cuadro 2.- Características geotécnicas generales de la hoja 929 (San Clemente)

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En el ámbito de la hoja de San Clemente se han seleccionado 10 puntos de interés geológico (PIG), de los que cuatro son de índole geomorfológico, otros cuatro tectónico y dos estratigráfico. A continuación se describen sus principales características, situación y accesos.

- Hundimiento en Sierra Montilla.

Este PIG corresponde a una depresión de forma ovoidal de 150 x 200 m. de tamaño aproximado y hasta 30 m. de profundidad, producido por el desplome de la bóveda de una cavidad cárstica.

El colapso se localiza sobre una fractura que separa los afloramientos carbonatados de Sierra Montilla y del Cerro de Perico Ruiz, a la que se le asocian varias dolinas.

Su accesibilidad es mala. Al PIG se llega a pié desde la carretera de Huéscar a Las Santas, de la que dista 1,5 Km., con un desnivel de 140 m.

- Depósitos y formas periglaciales.

Exceptuando al macizo de Sierra Nevada, en las vertientes de Sierra de La Sagra se encuentran los afloramientos más extensos de Andalucía de canchales y otros depósitos de ladera, asociados a procesos crioclásticos. Estos depósitos se encuentran acompañados de un importante número de formas típicas de áreas periglaciales, como coladas de bloques y bancos de solifluxión, que son más frecuentes y de mayores dimensiones en la ladera septentrional.

Al PIG se accede por varios caminos que parten de la carretera de Huéscar a Santiago de la Espada, por La Losa, (vertiente O y NO de la Sierra), y otros que parten desde la Cueva del Agua y el paraje de Las Santas (vertiente E de la Sierra).

- Karst de Pinar Negro

El PIG se define en un altiplano ubicado a caballo de las cuencas del Guadalquivir y Segura, donde se ha desarrollado un modelado cárstico de espectaculares proporciones.

Las mayores densidades de formas exocársticas se encuentran sobre un afloramiento de calizas del Senoniense, cuya superficie llega a estar totalmente ocupada por un profundo lapiaz y dolinas en embudo, hasta el punto de ser muy difícil caminar sobre ellas.

El acceso al PIG se realiza sin dificultad desde el camino de Cazorla a Santiago de la Espada, si bien la zona con mayor profusión de formas es inaccesible con vehículo y aún andando su visita ofrece serias dificultades por lo escabroso del terreno.

- Valle del Río Castril

El Río Castril discurre en su cabecera sobre afloramientos margosos, lo que ha propiciado su profundo encajonamiento entre las Sierras de Castril y Seca. Los materiales carbonatados de ambos relieves llegan a disponerse verticalmente y ha favorecido la creación de escarpes de espectaculares dimensiones, así como profundas gargantas en los arroyos que los atraviesan.

El PIG está incluido en el Parque Natural de Sierra de Castril.

El acceso al valle es bueno y se realiza a través de un camino que parte de Castril de la Peña y se dirige a una central eléctrica localizada en su parte alta.

- Cabalgamiento de Sierra de la Sagra

El PIG corresponde a uno de los puntos donde es más evidente la superposición por cabalgamiento del Subbético sobre el Prebético.

La Sierra de La Sagra constituye un isleó tectónico de calizas y dolomías del Lías inferior sobre margas del Serravaliense-Tortonense inferior. El plano de cabalgamiento se sitúa a una cota considerable, por encima de los relieves que lo circundan, lo que facilita su visión; de igual modo, el fuerte contraste morfológico que ofrece la masa carbonatada sobre las erosionables margas, hace más reconocible la estructura.

El cabalgamiento se observa desde todo el sector oriental de la hoja, presentando las mejores panorámicas desde la carretera de Huéscar a Santiago de la Espada por La Losa. El camino que une el Cjo. de la Capellania con el Cjo. del Collado llega a tocar el mencionado plano de cabalgamiento.

- Falla de San Clemente

La rampa cabalgante que superpone el Subbético sobre el Prebético está afectada por otras fracturas verticalizadas y retrocabalgamientos vergentes al SE. Una de estas fracturas es cortada por la carretera de acceso al destruido pueblo de San Clemente, mostrando un espectacular plano de falla, mineralizado en óxidos de hierro, en el que se distinguen, al menos, tres juegos de estrias.

En este PIG son patentes las reactivaciones de las fracturas asociadas a este frente de cabalgamiento, que incluso han llegado a funcionar como fallas de desgarre (estrias subhorizontales).

El acceso es bueno a través de la mencionada carretera.

- Cabalgamiento de Sierra de Segura

En la cabecera del Río Borosa se localiza el cabalgamiento entre las dos láminas tectónicas que conforman la unidad Sierra de Segura (FRIZON *et al* ,1.991). En este lugar la estructura

se encuentra con geometría de rampa cabalgante, superponiendo los carbonatos del Cenomaniense sobre margas del Mioceno.

Al PIG se accede desde la laguna de Aguas Negras (nacimiento del Río Borosa), a través de una senda que discurre junto al canal de alimentación de la central eléctrica situada aguas abajo. Este punto se encuentra dentro del Parque Natural de las Sierras de Cazorla, Segura y Las Villas.

- Corte de San Clemente

En los últimos 700 m. de la carretera al antiguo emplazamiento de San Clemente se encuentra uno de los cortes donde mejor se puede observar la naturaleza de la Unidad Tectónica.

Esta unidad se encuentra entre el Prebético y Subbético y está formada por diversos bloques y masas de sedimentos de edad Triásico a Mioceno, que se encuentran imbricadas y con un grado de tectonización interno importante. Hay masas de margas con areniscas del Aptiense- Albiense, que por sus grandes dimensiones pudieran ser considerados como afloramientos subbéticos, pero la existencia de láminas triásicas inyectadas permiten despejar las dudas y su asignación a la mencionada unidad.

- Crinoidita con ammomoideos del Bco. de la Cueva del Agua

El techo de los carbonatos del Lías inferior subbético está representado por unos niveles de orden métrico de calizas con abundantes restos de crinoides (crinoidita). En el barranco de la Cueva del Agua estos niveles presentan numerosos ejemplares de ammonoideos, que han permitido datarlos como Carixiense medio y superior.

Este yacimiento fosilífero es uno de los pocos existentes en la Cordillera en los carbonatos de tal edad.

Al PIG se accede sin dificultad y se encuentra a unos 100 m. del camino de acceso al Cjo. del Girón.

- Brecha del Kimmedidgiense del Canal de Carlos III

La traza del canal de Carlos III ofrece, en las cercanías del Cjo. de Mazagrán, una sección con buenas condiciones de observación del Dogger y Malm subbético. En la base de los materiales de esa última edad se encuentran unos niveles, de 1 m. de espesor, formados por brechas de cantos angulosos de hasta 6 cm de diámetro, cuya naturaleza corresponde a calizas "grainstone" de pellets y escasos bioclastos.

Este horizonte de litología tan peculiar puede ser utilizado como nivel guía en esta hoja y en la de Huéscar. Se interpreta como una tempestita, es decir, generado por el depósito de los sedimentos movilizados por eventos atmosféricos de inusual energía, desde una plataforma somera de baja a moderada energía.

9. BIBLIOGRAFÍA

- ÁLVAREZ SUÁREZ, R. y DABRIO, C.J. (1.974). "Análisis e interpretación sedimentaria de la Formación Nablunca (Eoceno, Zona Prebética)". *Est. Geol.* XXX, pp. 619-629.
- ANDRIEUX, J.; FONBOTE, J.M.; MATTAUER, M. (1.971). "Sur un modele explicatif de l'Arc de Gibraltar". *Earth Plan. Sci. Letters*. 12, pp. 191-198.
- ARIAS, C.; MASSE, J.P.; VILAS, L. (1.987). "Modaletés d'installation et developement des plates-formes carbonatées urgoniennes a la charniere des domaines iberiques et bétiques (Espagne meridionale) durant L'Aptien inferieur". *Mem. Geol. Univ. Dijon*. Vol. 11, pp. 213-223.
- BIROT, P. (1.966). "Le relief calcaire". *C.O.U. Paris*.
- BLANKENSHIP, C. (1.992). "Structure and paleogeography of the External Betic Cordillera, southern Spain". *Marine and Petroleum Geology*. Vol. 9, June. pp. 256-264.
- BOCCALETTI, M.; GELATI, R.; LÓPEZ GARRIDO, A.C.; PAPANI, G.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J.; SANZ DE GALDEANO, C. (1.987). "Neogene Quaternary sedimentary-tectonic evolution of the Betic Cordillera". *Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense*. 23, pp. 179-200.
- BRAGA, J.C. (1.983). "Ammonites del Domeriense de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, Sur de España)". *Tesis Doctoral. Universidad de Granada*. p. 410.
- CLOETINGH, P.A.; VAN DER BEECK, D.; VAN REES, ROEP, B.; BIERMANN, C.; STEPHENSON, R.A. (1.992). "Flexural interaction and the dynamics of Neogene extensional basin formation in the Alboran-Betic Region". *Geo-Marine Letters*. 12, pp. 66-75.
- COMPANY, M. (1.987). "Los ammonites del Valanginiense del sector oriental de las Cordilleras Béticas (SE de España)". *Tesis Doctoral. Universidad de Granada*. 294 p.
- DABRIO, C.J. (1.972). "Geología del Sector del Alto Segura". *Tesis Doctoral. Universidad de Granada*. 2 Vol. 388 p.
- DUBAR, G. FOUCAULT, A. y MOUTERDE, R. (1.967). "Le Lias moyen des environs de Huescar (Province de Grenade, Espagne)". *Bull. Soc. Geol. France*. (7) 9, pp. 830-834.
- FALLOT, P. (1.930). "Etat de nos connaissances sur la structure des Chaines bétiques et subbétiques". *Livre Jubilaire Soc. Geol. France*, pp. 279-305.
- FALLOT, P. (1.931-34) "Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles". *Geol. Medit. Occid. Barcelona*, IV pp. 1-18.

- FALLOT, P. (1.943). "El Sistema Cretácico en las Cordilleras Béticas". *Mem. Inst. Inv. Lucas Mallada C.S.I.C.*, 110 pp.
- FALLOT, P. (1.945). "Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el Río Guadiana menor". *Madrid C.S.I.C.*
- FALLOT, P. (1.948). "Las Cordilleras Béticas". *Est. Geol.* 8 pp. 83-172.
- FOUCAULT, A. (1.960-62): "Problèmes paleogéographiques et tectoniques dans le Prébétique et le Subbétique sur la transversale de la Sierra Sagra (Province de Grenade, Espagne)". *Livr. Mém. Prof. P. Fallot*, pp. 175-181.
- FOUCAULT, A. (1.964): "sur les rapports entre les zones Prébétiques et Subbétiques entre Cazorla (Province de Jaén) et Huéscar (Prov. de Grenade, Espagne)". *Geol. Mijnb.*, t 43, Jaargang. pp. 268-272.
- FOUCAULT, A. (1.965): "Mouvements tectoniques d'âge paléocrétacé dans la région des Haut Guadalquivir (Prov. de Jaén, Espagne)". *Bull. Soc. Geol. France.* (7), VII, pp. 567-570.
- FOUCAULT, A. (1.966): "Le diapirisme des terrains triassiques du Secondaire et au Tertiaire dans le Subbétique du NE de la province de Grenade (Espagne méridionale)". *Bull. Soc. Geol. France.* (7), VII, pp. 527-536.
- FOUCAULT, A. (1.971): "Etude géologique des environs des Sources du Guadalquivir (Provinces de Jaén et Grenade, Espagne méridionale)". *Tesis Universidad de Paris.*
- GARCÍA CORTÉS, A. y TRIO MASEDA, M. (1994). "Mapa Geológico de España 1:50.000". *Hoja nº 928, Cazorla. I.T.G.E.*
- GARCÍA HERNÁNDEZ, M. (1.978). "El Jurásico terminal y el Cretácico inferior en las Sierras de Cazorla y Segura (Zona Prebética)". *Tesis Doctoral. Universidad de Granada.* pp. 344.
- GARCÍA HERNÁNDEZ, M. (1.979). "Les facies urgoniens pendant la sedimentation barremo-albienne dans les Sierras de Segura et Cazorla, (zona prebetique, Espagne)". *geobios mem. spec. nº 3*, pp. 57-70.
- GARCÍA HERNÁNDEZ, M; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1.979). "El Lías infracarixienxe de la Zona Subbética". *Cuad. Geol. Univ. Granada.* 10, pp 375-382.
- GARCÍA HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1.979). "Itinerario geológico en las zonas externas de las cordilleras béticas. Sierras de Cazorla y Segura". *Universidad de Granada.* 75 pp.

- GARCIA-HERNÁNDEZ, M.; LUPIANI, E. y VERA, J.A. (1.987). "La sedimentación liásica en el sector central del Subbético medio: registro de la evolución de un rift intracontinental". *Acta Geol. Hisp.* T 21-22. pp. 329-337.
- GARCIA-HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ GARRIDO, A.C.; MARTÍNEZ-ALGARRA, A.; MOLINA, J.M.; RUIZ ORTIZ, P.A. y VERA, A. (1.989). "Las discontinuidades mayores del Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: análisis e interpretación de los ciclos sedimentarios". *Cuad. Geol. Ibérica.* 13 pp. 35-52.
- GARCÍA DUEÑAS, V. (1.967). "Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética". *Not. Com. Inst. Geol. Min. España.* 101: 102: pp. 73-100.
- GARCÍA DUEÑAS, V.; MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M. (1.988). "Sobre el adelgazamiento mioceno del Dominio Cortical de Alborán, el Despegue Extensional de Filabres (Béticas Orientales)". *Geogaceta* nº5. pp. 53-56.
- GERARD, CH. (1.932). "Sur une faune liasique de la Sierra Sagra dans la zona subbétique (Espagne meridionale)". *R.C. Ac. Sc. T.* 194. pp. 632-634.
- GONZALO y TARÍN, J. (1.882).- "Reconocimiento geológico de las provincias de Granada y Almería". *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*
- GUEZOU, J.C.; FRIZON, D.; COULOW, M.; MOREL, J.L. (1.991). "Structure and Kinematics of the Prebetic nappe complex (southern Spain): definition of a "Betic Floor Thrust" and implications in the Betic-Rif orocline". *Annales tectonicae.* Vol. V. pp. 32-48.
- HEMPEL, L. (1.960). "Límites geomorfológicos altitudinales en Sierra Nevada". *Estudios geográficos.* 78. pp. 81-93.
- ITGE/CHG (1.994). "Propuesta de normas de explotación de acuíferos 05.01 Sierra de Cazorla; 05.02. Quesada-Castri; 05.03. Duda-Sagra y 05.04. Huéscar-Puebla". (*Inédito*).
- ITGE-EXCMA. DIPUT. GRANADA (1.990). "Atlas hidrogeológico de Granada".
- JEREZ MIR, L. (1.973). "Geología de la Zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes". *Tesis Doctoral. Univ. de Granada.* 749 p.
- LÓPEZ LIMIA, B. (1.985). "Geomorfología del Karst de Pinar Negro (Sierra de Segura-Jaén). Memoria de licenciatura". *Univ. Murcia.* (*Inédito*).
- LÓPEZ BERMÚDEZ, F. (1.986). "Medio físico de la Región de Murcia". *Ed. Ketres.* pp. 1-126.
- MALDONADO, A.; NELSON, H. (1.988). "Dos ejemplos de márgenes continentales de la Península Ibérica; el margen del Ebro y el Golfo de Cádiz". *Rev. Soc. Geol. España.* 1 pp. 3-4.

- MALLADA, L. (1.884). "Reconocimiento geológico de la provincia de Jaén". *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.* XI pp. 1-55.
- MARTÍN, J.M. (1.979). "La dolomitización basal del Lías inferior Subbético en El Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *II Col. Estr. y Paleog. Jurásico de España*. Granada. pp. 257-263.
- MATTAUER (1.990). "Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre". *Omega*. Barcelona. 524 p.
- MOLINA CÁMARA, J.M. (1.987). "Análisis de facies del Mesozóico en el Subbético externo (prov. Córdoba y Jaén)". *Tesis Doctoral*. Universidad de Granada. 512 p.
- MORAL MARTOS, F.; MARTÍNEZ GARRIDO, J.C.; CRUZ SAN JULIAN, J.J.; BENAVENTE HERRERA, J; LÓPEZ GETA, J.A. y RUBIO CAMPOS, J.C. (1.991). "Características hidrogeológicas de Sierra Seca (Granada-Jaén)". *III Simp. Agua Andal. Córdoba*. pp. 541-549.
- NICKLES, R. (1.904). "Sur l'existence de phenomenes de charriage en Espagne, dans la Zone Subbétique". *Bull. Soc. Geol. France.*, 4 pp. 223-227.
- REY ARRANS, F.J. (1.994). "Análisis de la Cuenca Subbética durante el Jurásico y Cretácico en la transversal Caravaca-Velez Rubio". *Tesis Doctoral*. Universidad de Granada. 460 p.
- RIVAS, P. (1.979). "El Carixiense: zonación. II Col. Estr. y Pde. del Jurásico de España (Granada 1.979)". *Publ. Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10, 383-388 (1.981).
- ROMERO DIAZ, M.A. (1.989). "Las cuencas de los ríos Castril y Guardal (Cabecera del Guadalquivir). Estudio hidrogeomorfológico". *Ed. Excmo. Ayto. de Huéscar-Univ. Murcia*.
- RUBIO CAMPOS, J.C.; DELGADO PASTOR, J. (1.989). "Estudio sobre el estado de la explotación del acuífero de Montilla-Huescar-Puebla y del sector noroccidental del acuífero de la Siera de Orce". *Tomo Homenaje a Jorge Porras Martín ITGE*. pp 153-166.
- RUIZ ORTIZ, P.A. (1.980). "Análisis de facies del Mesozóico de las Unidades Intermedias. (Entre Castril-Prov. de Granada y Jaén)". *Tesis Doctoral*. Universidad de Granada. 272 p.
- SANDOVAL, J. (1.983). "Bioestratigrafía y paleontología (Stephano-Cerataceae y Perisphinctaceae) del Bajociense y Bathoniense en las Cordilleras Béticas". *Tesis Doctoral*. Universidad de Granada. 2 Tomos.
- SEYFRIED, H. (1.979). "Ensayo sobre el significado paleogeográfico de los sedimentos del Jurásico de las Cordilleras Béticas Orientales". *Cuad. geol. Univ. de Granada*. 10, pp. 317-348.

- SORIA, J.M. (1.993). "La sedimentación neógena entre Sierra Arana y el Río Guadiana Menor (Cordillera Bética Central)". *Tesis Doctoral*. Univ. Granada (inédita). 292, p.
- TAVERA, J.M. (1.985). "Los ammonites del Tithónico superior-Berriasiense de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas)". *Tesis Doctoral*. Universidad de Granada. 381 p.
- VAN VEEN, G.W. (1.969). "Geological investigations in the region west of Caravaca (South-Eastern Spain)". *Tesis. Utrech*.
- VERA, J.A. (1.983). "Aspectos sedimentológicos de la evolución de los dominios alpinos mediterráneos durante el Mesozoico". In: A. Obrador (Ed.), *Libro homenaje a L. Sánchez de la Torre*. Publ. Geología, 20, Univ. Aut. Barcelona, 25-54.
- VERA, J.A.; GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ GARRIDO, A.; COMAS, M.C.; RUIZ-ORTIZ, P.A. y MARTÍN-ALGARRA, A. (1.982). "El Cretácico en la Cordillera Bética". In: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense Madrid. pp. 515-632.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN
Y CIENCIA

ISBN 847840718-9



9 788478 407187