



Instituto Geológico
y Minero de España

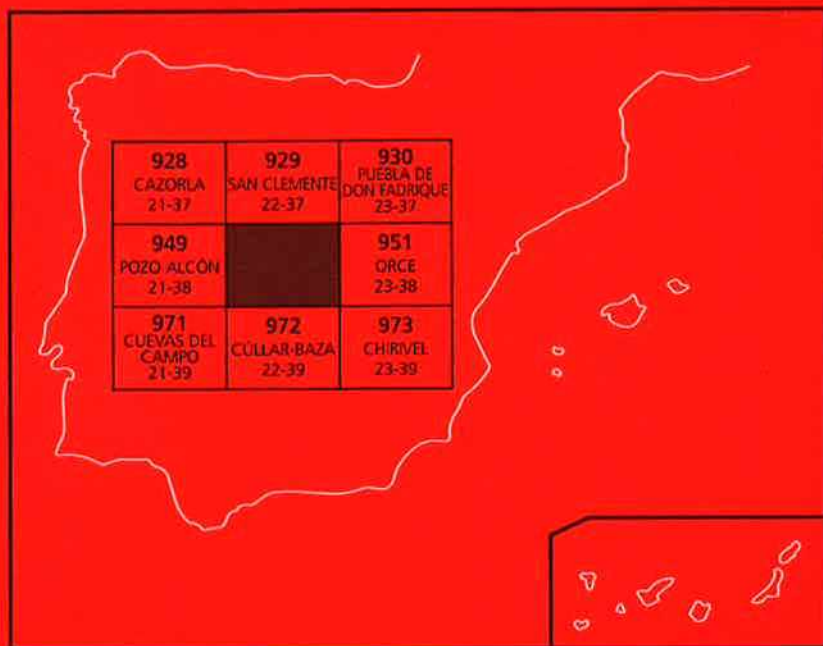
950

22-38

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie-Primera edición



HUÉSCAR

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

HUÉSCAR

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

NIPO: 657-06-008-0

ISBN: 84-7840-658-1

Depósito legal: M-51362-2006

La presente hoja ha sido realizada por INVESTIGACIONES GEOLÓGICAS Y MINERAS, S.A. (INGEMISA) con Normas, Dirección y Supervisión del INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (IGME), habiendo intervenido:

Cartografía y Memoria:

LUPIANI MORENO, E., Lic. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)
ROLDÁN GARCÍA, F.J., Dr. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)
VILLALOBOS MEGIA, M., Lic. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)

Sedimentología:

MELÉNDEZ HEVIA, A., Dr. en Ciencias Geológicas (Univ. Zaragoza)
CALVO SORANDO, J.P., Dr. en Ciencias Geológicas (Univ. Madrid)
RODRÍGUEZ ARANDA, J.P., Lic. en Ciencias Geológicas (Univ. Madrid)

Micropaleontología:

Nannoplancton

AGUADO MERLO, R., Dr. en Ciencias Geológicas (E.U.I.T. Linares)
BOUCHRA EL MAMOUNE, Lic. en Ciencias Geológicas (Univ. Granada)

Foraminíferos

MOLINA MARTÍNEZ, E., Dr. en Ciencias Geológicas (Univ. Málaga)

Datación por racemización de aminoácidos:

TORRES PÉREZ-HIDALGO, T., Dr. Ingeniero de Minas (Univ. Polit. de Madrid)

Geomorfología:

VILLALOBOS MEGIA, M., Lic. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)
LUPIANI MORENO, E., Lic. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)
ROLDÁN GARCÍA, F.J., Dr. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)

Geotecnia:

HIDALGO RUIZ, J., Lic. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)

Hidrogeología:

LUPIANI MORENO, E., Lic. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)

Dirección y Supervisión del IGME:

FERNÁNDEZ-GIANOTTI, J., Dr. en Ciencias Geológicas

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta, una documentación complementaria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Album fotográfico.
- Mapa de situación de muestras.
- Columnas estratigráficas.
- Informe y mapa neotectónico.
- Informe estructural.
- Informe de amino-estratigrafía.
- Fichas bibliográficas.

INDICE

	Pág.
INTRODUCCIÓN	7
SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS	7
ANTECEDENTES	7
MARCO GEOLÓGICO	8
 1.- ESTRATIGRAFÍA	 10
1.1.- TRIÁSICO	11
1.1.1.- Arcillas y margas rojas con yeso (1) (<i>Triásico</i>)	11
1.2.- JURÁSICO	11
1.2.1.- Dolomías grises (2) (<i>Hettangiense-Carixiense</i>)	12
1.2.2.- Calizas de tonos claros (3) (<i>Hettangiense-Carixiense</i>)	12
1.2.3.- Ritmita de margas grises y calizas (4) (<i>Domeriense inferior-Bajociense</i>)	13
1.2.4.- Calizas oolíticas; calizas con sílex y margas (5) (<i>Bajociense-Bathonienne</i>)	15
1.2.5.- Margas margocalizas grises (6) (<i>Kimmeridgiense ?</i>)	15
1.2.6.- Calizas y margas (7) (<i>Kimmeridgiense-Berriasiense inferior</i>)	16
1.2.7.- Calizas nodulosas (8) (<i>Kimmeridgiense-Berriasiense inferior</i>)	17
1.2.8.- Dolomías; localmente calizas bien estratificadas (9) (<i>Portlandiense-Berriasiense</i>)	18
1.3.- CRETÁCICO INFERIOR	19
1.3.1.- Margas arenosas (10) (<i>Berriasiense-Albiense superior</i>)	19
1.3.2.- Areniscas (11) (<i>Hauteriviense</i>)	20
1.3.3.- Calizas con rudistas, dolomías y arenas (12) (<i>Barremiense-Albiense superior</i>)	21
1.3.4.- Arenas finas, calcarenitas y margas (13) (<i>Albiense superior</i>)	22
1.3.5.- Margas y margocalizas (14) (<i>Berriasiense-Aptiense</i>)	23
1.3.6.- Margas arcillosas y areniscas (15) (<i>Aptiense-Albiense</i>)	24
1.4.- CRETÁCICO SUPERIOR	25
1.4.1.- Calizas y margas, localmente con sílex (16) (<i>Cenomaniense-Senoniense</i>)	26
1.4.2.- Dolomías masivas (17) (<i>Albiense superior-Cenomaniense</i>)	26

1.4.3.- Calizas blanquecinas (18) (<i>Senoniense</i>)	27
1.5.- PALEÓGENO	27
1.5.1.- Calizas y margas blancas y rosadas (19) (<i>Senoniense-Paleoceno</i>)	27
1.5.2.- Margas arenosas ocre (20) (<i>Senoniense-Eoceno</i>)	28
1.5.3.- Calizas arenosas (21) (<i>Eoceno</i>)	29
1.6.- MIOCENO	30
1.6.1.- Unidad olistostromica (olistostromas y debritas) (22) (Grandes olistolitos de materiales triásicos (1), del Cretácico inferior (23) y Cretácico superior (24) (<i>Langhiense-Serravalliense</i>)	30
1.6.2.- Calizas bioclásticas y de algas y calcarenitas (25) (<i>Serravalliense-Tortonense inferior</i>)	31
1.6.3.- Margas blancas (26) (<i>Serravalliense-Tortonense inferior</i>)	32
1.6.4.- Brechas calcáreas y calizas bioclásticas (27) (<i>Serravalliense-superior - Tortonense inferior</i>)	32
1.7.- PLIO-PLEISTOCENO	34
1.7.1.- Conglomerados y arcillas (28) (<i>Plioceno-Pleistoceno</i>)	34
1.7.2.- Calizas con margas, arenas y lignito (29) (<i>Plioceno-Pleistoceno</i>)	35
1.7.3.- Arenas; localmente con calizas y restos carbonosos (30) (<i>Pleistoceno inferior y medio</i>)	36
1.7.4.- Arenas finas y margas con yesos (31) (<i>Pleistoceno</i>)	37
1.7.5.- Calizas y margas; niveles lignitosos (32) (<i>Pleistoceno medio-superior ?</i>)	39
1.8.- HOLOCENO	40
1.8.1.- Conglomerados, arcillas y costras calcáreas (Glacis) (33) (<i>Holoceno</i>)	40
1.8.2.- Conglomerados y costras calcáreas (Glacis-coluval) (34) (<i>Holoceno</i>)	40
1.8.3.- Gravas y arenas (Terraza ?) (35) (<i>Holoceno</i>)	40
1.8.4.- Cantos y bloques (Canchales) (36) (<i>Holoceno</i>)	41
1.8.5.- Arcillas, arenas y gravas (Fondos de valle) (37) (<i>Holoceno</i>)	41
1.8.6.- Arcillas y cantos (Coluviones y derrubios s.l.) (38) (<i>Holoceno</i>)	41
1.8.7.- Gravas y arenas (Terrazas alta, intermedia, baja y llanura de inundación) (39, 40, 41 y 43) (<i>Holoceno</i>)	42
1.8.8.- Gravas, arenas y arcillas (Glacis-terrazza) (42) (<i>Holoceno</i>)	42
1.8.9.- Gravas, arenas y arcillas (Abanicos aluviales) (44) (<i>Holoceno</i>)	43
1.8.10.- Travertinos (45) (<i>Holoceno</i>)	43
1.8.11.- Aterrazamientos antrópicos (46) (<i>Actual</i>)	43

2.- TECTÓNICA	43
2.1.- ENCUADRE REGIONAL	43
2.2.- DESCRIPCIÓN DE UNIDADES O LÍMITES ESTRUCTURALES	44
2.2.1.- Prebético	46

	Pág.
2.2.2.- Subbético	48
2.2.3.- Unidad Olistostrómica	50
2.2.4.- Cuenca de Guadix-Baza	52
2.2.5.- Sistemas de fractura	52
2.3.- CRONOLOGÍA DE LA DEFORMACIÓN	53
3.- GEOMORFOLOGÍA	54
3.1.- RASGOS FISIográficos	54
3.2.- ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	55
3.2.1.- Estudio Morfoestructural	55
3.2.1.1.- Sierra de Castril	56
3.2.1.2.- Relieves aislados de Sierra	56
3.2.1.3.- Planicie superior	56
3.2.1.4.- Vertientes	58
3.2.1.5.- Valles	58
3.2.2.- Estudio del Modelado	59
3.2.2.1.- Fluvial	59
3.2.2.2.- Laderas	59
3.2.2.3.- Poligénico	59
3.2.2.4.- Kárstico	61
3.2.3.- Formaciones Superficiales	61
3.2.4.- Evolución Dinámica	62
3.2.5.- Tendencias	63
4.- HISTORIA GEOLÓGICA	64
5.- GEOLOGÍA ECONÓMICA	67
5.1.- HIDROGEOLOGÍA	67
5.1.1.- Climatología	67
5.1.2.- Hidrología Superficial	67
5.1.3.- Características Hidrogeológicas	68
5.2.- RECURSOS MINERALES	74
5.2.1.- Minerales metálicos y energéticos	74
5.2.2.- Minerales no metálicos	74
5.2.3.- Rocas Industriales	74
6.- CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES	76
7.- PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	78
8.- BIBLIOGRAFÍA	79

INTRODUCCIÓN

SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS

Esta hoja se extiende entre las siguientes coordenadas geográficas:

37°40' 04,7"	-	37°50' 04,7"	Latitud norte
2°31' 10,8"	-	2°51' 10,8"	Longitud oeste

Se encuentra en el noreste de la provincia de Granada y desde el punto de vista comarcal, en el borde septentrional de la de la Hoya de Guadix-Baza.

En esta zona coexisten tres áreas geográficas perfectamente diferenciables; zonas de montaña, ubicadas en el borde norte, que corresponden con los últimos relieves de la alineación montañosa de Sierras de Segura-Cazorla; altiplanos, desarrollados sobre el glacis de colmatación de la Depresión de Guadix-Baza; y valles con profusión de relieves de *bad-land*, excavados en esta última.

La mayor cota se ubica en la esquina NO, donde la Sierra de Castril alcanza los 1.885 m.s.n.m., y la más baja en el cauce del río Castril, donde se alcanzan los 680 m.s.n.m.

Con sentido N-S la hoja es atravesada por los ríos Castril y Guardal, que son los dos principales afluentes del Guadiana Menor, al segundo de los cuales se le unen los ríos Galera y Huéscar.

Los principales núcleos de población existentes son Huéscar, Castril de la Peña, Galera y Castellér. Las comunicaciones entre ellos se realiza por carreteras asfaltadas, normalmente en estado de conservación deficiente, existiendo, además, una densa red de caminos y pistas agrícolas.

La economía de estos núcleos de población es eminentemente agrícola, predominando los cultivos cerealistas de secano. Los regadíos quedan restringidos a los márgenes de los cauces fluviales o proximidades de manantiales, donde el régimen de propiedad dominante es el minifundio.

Los principales relieves que ocupan la esquina NE de la hoja están incluidos dentro del Parque Natural Sierra de Castril.

ANTECEDENTES

Las referencias bibliográficas sobre la geología de la Hoja de Huéscar pueden clasificarse en dos grupos, en función de que traten de los sedimentos Jurásico-

Miocenos, ubicados en el sector septentrional, o de los depósitos recientes de la Depresión de Guadix-Baza.

Merece destacar a FOUCAULT (1.960 a 1.971) por la realización de la cartografía de la hoja, apoyada mediante estudios bioestratigráficos, si bien dedicó más atención a los afloramientos de edad Mesozoico y Terciario.

GARCÍA MONDÉJAR (1.970) realizó la cartografía y estudió diversas secuencias en las inmediaciones de Castril de la Peña dentro de su tesis de licenciatura. La cartografía que aportó fue utilizada por RUIZ ORTIZ (1.980), quien centró sus estudios sedimentológicos en las secuencias cretácicas de las Unidades Intermedias y especialmente en los afloramientos de Castril de la Peña.

Posteriormente BRAGA (1.983) y COMPANY (1.987), estudiaron los ammonioides de diversos yacimientos fosilíferos del Domeriense y Valanginiense adscritos a la hoja.

En la Depresión de Guadix-Baza, merece la pena destacar los trabajos iniciales de VERA (1.970 a y b), en los que hizo la primera división en formaciones de los sedimentos, estableció las relaciones laterales de los mismos, interpretó el medio de depósito y asignó las edades en función de los yacimientos fosilíferos conocidos hasta la fecha.

PEÑA (1.979 y 1.985) estudió la sedimentología de estos materiales, completando la definición de formaciones y miembros realizada hasta la fecha.

AGUSTÍ (1.984 y 1.986) realizó una puesta al día de los datos bioestratigráficos de la Depresión.

Finalmente SORIA *et al* (1.987) han publicado un análisis estratigráfico y sedimentológico de los sedimentos Plio-Pleistocenos, que incluye una estrecha banda cartográfica del borde oriental de la hoja.

MARCO GEOLÓGICO

Desde el punto de vista geológico, la hoja de Huéscar se localiza en el borde septentrional de la Depresión de Guadix-Baza, la cual corresponde a una cuenca intramontañosa reciente, desarrollada sobre el accidente de contacto de los dos grandes dominios de las Cordilleras Béticas: Zonas Externas y Zonas Internas.

Las Cordilleras Béticas, junto con las cadenas montañosas del norte de Marruecos, forman el orógeno Bético-Rifeño, el cual responde al modelo pro-

puesto 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 Lías 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 originó 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).

Es precisamente en el Neógeno cuando se producen los estados de mayor deformación de las Zonas Externas y cuando se inicia el desarrollo de depresiones o cuencas asociadas, cuyos mayores exponentes son las cuencas del Guadalquivir, que representa una posición externa adyacente a la Meseta, las de Granada, Guadix-Baza y Ronda, situadas entre las Zonas Internas y Externas; y las de Almería, Sorbas-Vera, ubicadas sobre las Zonas Internas.

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 Intermedio 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, la Zona Prebética se divide en dos dominios: externo e interno. El Prebético Externo se sitúa 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 subdivi-

sión más aceptada proviene de GARCÍA DUEÑAS (1.967), quién diferenció tres dominios que de norte a sur son: externo, medio e interno. El Subbético externo corresponde a un sector con escasa subsidencia, donde predominan series condensadas; el Subbético medio corresponde a un surco de gran subsidencia sobre el que se vierten coladas volcánicas submarinas; el Subbético 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 10 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 son: Nevado Filábride, 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 Huéscar 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 la Depresión de Guadix-Baza.

1.- ESTRATIGRAFÍA

En la hoja de Huéscar se encuentran sedimentos de edades comprendidas entre el Triásico y el Holoceno, si bien existen importantes lagunas estratigráficas en los períodos Jurásico, Paleógeno y Neógeno.

El sector septentrional está ocupado por afloramientos asignables a las Zonas Prebética, Subbética y Unidades Intermedias. En varios afloramientos hay series de transición entre unos y otros, lo que hace engorrosa su descripción por dominios paleogeográficos. Por ello se ha optado agrupar las unidades cartográficas en ciclos sedimentarios y hacer la notación posterior del dominio paleogeográfico en el que se encuentran.

Para establecer tales ciclos se han seguido los criterios de VERA (1.982) y REY (1.994), para los materiales del Mesozoico, a los que se le han añadido otros ciclos del Paleógeno, Neógeno y sedimentos de la Depresión de Guadix-Baza más recientes.

1.1.- TRIÁSICO

1.1.1.- Arcillas y margas rojas con yeso (1) (Triásico)

Son varios los afloramientos de materiales de esta edad que se localizan en las laderas del río Castrol, si bien solo el existente en arroyo Trillo tiene dimensiones cartografiables.

En todos los casos corresponden a grandes bloques constituidos por materiales de edad Triásica, incorporados a una unidad de carácter tectogracitacional de edad Mioceno medio.

Litológicamente corresponden a unas lutitas y margas de colores rojizos y verdosos que intercalan delgados niveles de dolomías porosas (carniolas) y de yeso.

En el afloramiento cartografiado los materiales están desorganizados y apenas si pueden distinguirse secciones de continuidad de orden decamétrico, por lo que se interpreta que el afloramiento es el resultado de la acumulación de varios bloques de la misma naturaleza. A pesar de su claro origen tectosedimentario y similitud genética con la unidad cartográfica nº 22, se ha optado por diferenciarlo para testimoniar la existencia de materiales de edad triásico en el ámbito de la hoja.

Tal edad se asigna por la similitud litológica que presentan con otros materiales datados como Triásico.

1.2.- JURÁSICO

El Jurásico comienza con un ciclo que 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 calizas suprayacentes. Estos tramos solo afloran en la base de las secuencias asignables a la Zona Subbética.

Desde el Carixiense superior al Bathoniense se produce la ruptura y transgresión de la extensa plataforma carbonatada existente hasta entonces y una posterior somerización. En este segundo ciclo son comunes los episodios de aportes de terrígenos finos, que se manifiestan en la generalización de facies margosas, (tramo 4). En el Dogger, la sedimentación es carbonatada con episodios de alta energía (tramo 5), que culmina con depósitos condensados sobre los que se desarrolla un *hard-ground* que marca el fin del ciclo.

En el ciclo superior se incluyen los sedimentos depositados entre la discontinuidad estratigráfica del Bathoniense y la base del Cretácico inferior. En el Berriasiense

inferior hay una generalizada transgresión en las zonas más alejadas del margen continental (Subbético), que alcanza a las zonas más próximas (Prebético) durante el Berriasiense superior e incluso en el Valanginiense inferior. Este ciclo alberga las unidades cartográficas nº 6, 7, 8 y 9.

1.2.1.- Dolomías grises (2) (Hettangiense-Carixiense)

Afloran en los extremos meridionales de Sierra Duda al NE de Fátima y Sierra del Muerto, al NO de Huéscar.

Cuando es visible la base de las dolomías, ésta corresponde a un plano de cabalgamiento, mientras que el techo de las mismas es de trazado irregular y corresponde con un horizonte de dolomitización epigenética. Se desconoce si está representada toda la secuencia original o si parte ha sido laminada por el accidente basal.

La potencia estimada oscila entre 200 m al NO de Huéscar y 500 m en Sierra Duda.

La litología corresponde a unas dolomías muy recrystalizadas de tamaño medio a grueso, de tonalidades grisáceas, que se disponen en bancos gruesos o masivamente.

Prácticamente todos los autores que han estudiado esta unidad en diversas localidades, están de acuerdo en que su carácter dolomítico se asocia a procesos epigenéticos y por tanto no necesariamente relacionados con los ambientes 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.

La ausencia de texturas y estructuras primarias de la roca no permiten deducir el ambiente sedimentario de los carbonatos originales. Probablemente se trató 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 niveles 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 atribuírseles una edad probable Hettangiense-Carixiense.

1.2.2.- Calizas de tonos claros (3) (Hettangiense-Carixiense)

Se encuentran a techo de las dolomías anteriores, localizándose sus afloramientos en cerro del Cubo, Loma del Perro y Alto del Cerrón.

La base de la unidad es irregular y corresponde a un horizonte 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 máximas observadas alcanzan algo más de 300 m en cerro del Cubo.

Las distintas secciones reconocidas muestran una sucesión monótona de estratos de calizas micríticas de 0'3 a 0'6 m de potencia, de tonalidades grises, que hacia techo contienen nódulos de sílex de color negro.

Las facies casi exclusivas son *mudstone a wackstone*. Presentan abundantes bivalvos de concha fina y restos de esponjas; en menor proporción, crinoides, foraminíferos y ostrácodos. La bioturbación es escasa, si bien en los tramos con sílex son relativamente frecuentes los tubos piritizados.

El techo de la unidad sólo es visible al NE del Cerro del Diablo, donde no se encuentra el tramo con crinoides, con el que culmina la secuencia de numerosas secciones subbéticas. Sobre el último nivel calcáreo se encuentra una delgada pátina limonítica con perforaciones biogénicas que sería equivalente al espectacular *hard-ground* visible en varios puntos de la hoja de San Clemente.

Prácticamente todos los autores coinciden en que esta unidad se formó en una extensa plataforma en la que se registró una intensa producción de carbonatos (GARCÍA HERNÁNDEZ *et al*, 1.979; VERA, 1.983; GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al*, 1.989). Se trata de una plataforma de aguas claras, sin aportes siliciclásticos, y en la que dominaban los ambientes submareales, poco profundos y de escasa energía, posiblemente derivada del efecto amortiguador que ejercía su gran amplitud.

En la hoja de Huéscar no se ha encontrado fauna que date la unidad, pero en la vecina de San Clemente los últimos niveles se han datado como Carixiense medio y superior. Por consiguiente se considera que su edad es Hettangiense-Carixiense.

1.2.3.- Ritmita de margas grises y calizas (4) (*Domeriense inferior-Bajociense*)

Sus afloramientos se encuentran en las laderas del río Guardal y en el Cerro del Diablo, encontrándose en el primer lugar solo secciones parciales confinadas entre fracturas, mientras que en el segundo los materiales están roturados por actividades agrícolas, lo que impide su reconocimiento completo. La unidad tiene como base el *hard-ground* del Carixiense y como techo unas calizas nodulosas poco

potentes, que no han podido ser diferenciadas en cartografía y se han incluidos en este tramo.

La potencia es difícil de establecer por las condiciones de afloramiento, estimándose que alcanza los 200 m en el Cerro del Diablo.

En este último lugar se observa que los primeros niveles corresponden a una alternancia de niveles de caliza-marga en estratos de potencia constante, comprendida entre 0'1-0'3 m. Las calizas son de facies *mudstone* y ocasionalmente *wackstone*; tienen escaso contenido bioclástico que corresponde a restos de bivalvos, ammonites, belemnites, braquiópodos; también se encuentran pequeños restos carbonosos que normalmente se concentran hacia el muro de los estratos, así como nódulos piritizados. Su color es gris.

Hacia techo se diferencia otro tramo, de tonos amarillentos, en el cual los niveles margosos son más potentes y llegan a ser predominantes, mientras que los calizos guardan el mismo espesor. Las calizas son similares a las infrayacentes, pero también se encuentran estratos de textura *grainstone*, con estratificaciones cruzadas asociadas a *ripples* y posiblemente también a estructuras *hummocky*; en estas facies los clastos corresponden fundamentalmente a *pellets* y en menor medida a restos de microfilamentos, crinoides, foraminíferos, etc.

La unidad culmina con 3 a 7 m de calizas nodulosas de tonos rojizos y blancos, con nódulos de sílex en sus niveles superiores cuyos estratos son de 0'05 a 0'2 m de espesor; presentan la base ondulada que le confieren un aspecto noduloso; entre las calizas se intercalan niveles margosos grisáceos y rojos hasta de 0'1 m de espesor. Las texturas son *mudstone* a *wackstone* con abundantes microfilamentos y restos de crinoides, bivalvos y ammonites; la bioturbación es moderada a intensa en todo el tramo.

La sedimentación de esta unidad cartográfica debió realizarse en un ambiente de plataforma externa, con un régimen de sedimentación mixto de detríticos finos y carbonatos, cuyo fondo habitualmente se localizó por debajo del nivel de acción del oleaje, si bien puntualmente fue alcanzado por la acción de tempestades. Hacia techo de la secuencia disminuyen los aportes detríticos y se produce una cierta condensación estratigráfica, dando lugar al tramo de calizas nodulosas.

A 3 m de la base de la unidad se han recogido ejemplares de *Arieticer* del Domeriense medio; el tramo de margas con calizas de textura *grainstone* ha suministrado ejemplares de *Dactylioceras* del Toarciense superior; en las calizas nodulosas de techo se han clasificado *Stephanoceras*, *Cadomites*, *Nannolytoceras* y *Lamellaptichus* que datan el Bajociense.

1.2.4.- Calizas oolíticas; calizas con sílex y margas (5) (Bajociense-Bathonienne)

Sus afloramientos se encuentran en el Cerro del Diablo, Cerro Las Almontaras, barranco de las Azadillas y río Guardal. La unidad es correlacionable con la formación Camarena definida por MOLINA (1.987).

El único corte con buenas condiciones de observación corresponde al barranco de las Azadillas, donde puede reconocerse la secuencia en 130 m de espesor.

En este lugar se encuentra una sucesión de calizas, normalmente con nódulos de sílex negro, dispuestas en estratos de 0'2 a 1 m de espesor, que se organizan en secuencias estratocrecientes de 3 a 5 m de potencia como término medio. En los niveles basales (sobre 30 m), el sílex es escaso y predominan las texturas *wackstone* con abundantes microfilamentos y los estratos son de espesor bastante homogéneo y de morfología tabular. A continuación se encuentra otro tramo, que ocupa la mayor parte de la sección, donde predominan las texturas *packstone* a *grainstone* de crinoides y microfilamentos; los nódulos de sílex son habituales y los estratos adoptan frecuentemente morfología de barras. En los últimos metros se intercalan pequeñas capas margosas que dan paso a un tramo de calizas nodulosas en las que destacan sus planos de estratificación ondulada y una bioturbación moderada a frecuente, culminando con un *hard-ground*.

En el resto de los afloramientos mencionados la unidad se presentan como una alternancia de margas y calizas de tipo *wackstone*, con microfilamentos y nódulos de sílex negro, si bien excepcionalmente se intercalan algunos niveles de textura *packstone* a *grainstone* con oolitos y bioclastos.

Se interpreta que la unidad se formó en un ambiente submareal, abierto y de baja energía hidrodinámica (plataforma externa), sobre la que progradó, solo en determinadas áreas, un conjunto de barras arenosas, asociadas a ambientes de elevada energía propios del borde de plataforma o zona somera de rampa carbonatada.

FOUCAULT (1.971) describió en las calizas nodulosas de techo, *Tulites* c.f. *subcontractus* del Bathoniense medio, por lo que esta unidad se depositó entre el Bajociense y Bathoniense medio.

1.2.5.- Margas margocalizas grises (6) (Kimmeridgiense ?)

Se reducen a un pequeño afloramiento localizado en el encajado valle del río Guardal, en el límite con la hoja de San Clemente.

La potencia que presenta se aproxima a 50 m.

Litológicamente corresponden a unas margas de tonos grises, o amarillentas cuando se encuentran alteradas, que se disponen en alternancia con estratos más carbonatados (margocalizas) en niveles de 0'3 a 0'6 m de espesor.

Los restos fósiles son escasos, estando reducidos a fragmentos de conchas y restos carbonosos; son frecuentes los tubos piritizados.

Estos materiales debieron depositarse en una plataforma con sedimentación mixta carbonatada-detritico fina, por debajo del nivel de acción del oleaje y en ambientes con ciertas restricciones de comunicación con el mar abierto, que impediría un normal desarrollo de fauna bentónica y neotónica.

En la hoja de San Clemente se ha constatado la presencia de nannoflora de edad Calloviense superior-Kimmeridgiense, si bien se asigna a este último piso por datos regionales.

1.2.6.- Calizas y margas (7) (Kimmeridgiense-Berriasiense inferior)

Los afloramientos se localizan al S del Cerro del Diablo, en el río Guardal y en el barranco de las Azadillas. En este último lugar se encuentra el corte con mejor exposición, si bien la existencia de numerosas fracturas hace difícil recomponer la sucesión original.

La potencia de la unidad en este afloramiento es de alrededor de 70-80 m, que es la máxima observada en la hoja.

De unos afloramientos a otros se observan ciertas diferencias litológicas, sobre todo en cuanto al contenido de margas. De este modo, en el río Guardal y en el cerro del Diablo, la unidad se corresponde con una alternancia de calizas con sílex y margas, en estratos de 0'2 a 0'3 m de espesor, mientras que en el barranco de las Azadillas la serie es de calizas en su totalidad.

En este corte, sobre el *hard-ground* del Dogger, se encuentran unos 15 m de calizas ordenadas en estratos delgados de hasta 0'4 m de espesor máximo, que presentan intercapas margosas poco potentes; las texturas de las calizas son *mudstone* a *wackstone* con algún bioclasto, entre los que se intercalan calizas (*grainstone*) de bioclastos (crinoides fundamentalmente) y oolitos finos, con estratificaciones cruzadas unidireccionales. Por encima se encuentra un nivel de brechas calcáreas de 3 m de potencia, cuyos cantos son angulosos y alcanzan hasta 10 cm de diámetro; la naturaleza de dichos cantos corresponde a calizas con las mismas texturas que las infrayacentes, a las que se les unen *grainstone* de intraclastos y microfilamentos; este nivel de brechas puede ser utilizado como **nivel guía** en la hoja y en la vecina de San Clemente, donde se encuentra con características simi-

lares a las descritas. El resto de la secuencia, por encima del nivel de brechas, corresponde a una alternancia de calizas y margas, en estratos de 0'1 a 0'3 m de espesor, con bases frecuentemente onduladas; la textura es de tipo *mudstone-wackstone* con bioclastos (microfilamentos y tintínidos); la bioturbación es patente en algunos niveles y no son visibles por lo general las estructuras de ordenamiento interno.

A techo se localiza un nivel de calizas nodulosas de 1 a 3 m de espesor, excepto en los afloramientos próximos al río Guardal, donde la unidad culmina con un *hard-ground*, situándose por encima las margas del Cretácico inferior.

Esta asociación de facies sería compatible con una sedimentación mixta carbonatada-detrítica fina, en condiciones de baja energía y en un ambiente de buena conexión con el mar abierto (plataforma externa); periódicamente estuvo afectada por tempestades que movilizaron los bioclastos y los oolitos, que los transportaron a zonas menos energéticas. Uno de estos eventos debió tener una intensidad excepcional y llegó a erosionar el sedimento semiconsolidado para resedimentarlo posteriormente en forma de brechas angulares, distribuidas en una zona amplia que en la actualidad ocupan las hojas de Huéscar y San Clemente.

FOUCAULT (1.971) citó en los niveles superiores de esta unidad *Globochaete*, *Cadosia parvula* y *Stomiosphaera moluccana* del Kimmeridgiense terminal?-Tithónico p.p.; de otro lado, en la hoja de San Clemente se ha podido datar su parte basal, incluyendo el nivel brechoide, como Kimmeridgiense. Por consiguiente se asigna una edad Kimmeridgiense-Tithónico, si bien para poder representar la casi inexistencia, de las calizas nodulosas de techo en leyenda, se ha trasladado su límite superior hasta el Berriasiense inferior.

1.2.7.- Calizas nodulosas (8) (Kimmeridgiense-Berriasiense inferior)

Esta unidad se localiza en pequeños afloramientos situados en el barranco de las Azadillas y en las vertientes del río Guardal; se correlaciona con la Formación *Ammonítico Rosso* superior definida por MOLINA (1.987).

La potencia máxima observada es de 15 m, si bien lateralmente puede reducirse su espesor, mediante cambio lateral de facies con la unidad 7, hasta llegar a no ser cartografiable, e incluso no ser reconocible como ocurre al N del cortijo de la Escopeta (río Guardal).

La litología de la unidad se corresponde a unas calizas con texturas de tipo *mudstone* a *wackstone* con bioclastos y fragmentos de *ammonites*, *belemnites* y *aptichus*, que se disponen en estratos regulares de 0'1 a 0'3 m de espesor, con eventuales y finas intercapas margosas.

Las superficies de estratificación son onduladas y la bioturbación llega a ser intensa, lo que infiere al sedimento un aspecto marcadamente noduloso.

La sedimentación de la unidad debió llevarse a cabo en una plataforma carbonatada, por debajo del nivel de acción del oleaje (baja energía), bien comunicada con mar abierto y en zonas donde las tasas de sedimentación eran bajas, lo que sugiere una zona de umbral.

Estos materiales han suministrado hacia los niveles de muro *Virgatorimoceras sp.*, *Subplanitoides sp.* y *Haploceras cassiferum*, del Tithónico inferior. Por su parte FOUCAULT cita *Aspidoceras acanthicum* y *Nebroditites sp.* del Kimmeridgiense, y *Berriasella sp.*, *Dalmasiceras progenitor* y *Himalayites sp.* del Tithónico superior. Por consiguiente se establece que la edad de la unidad comprende desde el Kimmeridgiense hasta el Tithónico superior, si bien se prolonga hasta el Berriasiense inferior por datos regionales.

1.2.8.- Dolomías; localmente calizas bien estratificadas (9) (Portlandisense Berriasiense)

Esta unidad se encuentra en varios afloramientos a lo largo del núcleo anticlinal de Sierra Seca, cuyo eje pasa por las inmediaciones de Castril de la Peña y más al sur por el Cerro del Peñón, junto al borde occidental de la hoja.

La potencia máxima observada es de 200 m si bien el muro no aflora.

La unidad comprende dos litologías diferenciadas: dolomías grisáceas de grano grueso y brechificadas, que afloran en el borde N de la hoja, y calizas bien estratificadas, que ocupan el resto de los afloramientos.

Las dolomías son homogéneas y no se distinguen ni planos de estratificación, ni estructuras de ordenamiento interno, ni texturas originales. Por su parte, las calizas se presentan en estratos de 0'3 a 0'5 m de espesor y se ordenan en secuencias estrato y granocrecientes de tendencia somerizante; las texturas dominantes corresponden a *mudstone* con calpionelas y *packstone* a *grainstone* de bioclastos (crinoides fundamentalmente) y oolitos, ocasionalmente se han observado bioclastos de corales y briozoos. En el Cerro del Peñón las secuencias tipo son algo diferentes y tienen base margosa, por encima calizas *mudstone* con miliólidos y culminan con un estrato de aspecto noduloso.

Estos sedimentos se formaron en una plataforma carbonatada poco profunda y protegida, posiblemente, por un sistema de barras oolíticas y arrecifes.

RUIZ ORTIZ (1.980) citó en los afloramientos próximos a Castril *Cladocoropsis*

mirabilis y *Trocholina alpina* del Tithónico-Berriasiense y en los primeros niveles de la unidad suprayacente *Pseudosubplanites porticus*, *Retowskiceras* sp. y *Berriasella* sp. del Berriasiense inferior. Por su parte, FOUCAULT (1.971) determinó en la base del Cerro del Peñón *Stromosphaera molucana*, *Codosia parvula*, *Globochaete alpina* y *sacococonidos* del Kimmeridgiense-Tithónico, y a techo *Calpionella elliptica*, *Tiptinopsella carpathica* y *Calpionellopsis simplex* ya del Berriasiense.

En la vecina hoja de San Clemente y en la continuación hacia los afloramientos de Sierra Seca, el techo de la unidad, en el que se desarrolla un *hard-ground* que marca el final del ciclo sedimentario del Jurásico superior, se ha datado como Valanginiense, por lo que dicha superficie se puede considerar como diacrónica, siendo más joven en los afloramientos más septentrionales.

1.3.- CRETÁCICO INFERIOR

Durante el Cretácico inferior se desarrolló un nuevo ciclo sedimentario que se inicia con una transgresión marina y la generalización de una sedimentación mixta detrítico-carbonatada (margas), con aportes arenosos en las áreas más próximas al continente. Hacia techo de la secuencia la sedimentación se produjo en una plataforma carbonatada somera, que periódicamente fue afectada por eventuales entradas de terrígenos que han quedado registrados por niveles arenosos intercalados entre margas arcillosas. El ciclo culminó en el Albiense superior, momento en el cual se vuelve a producir otra transgresión en toda la cuenca.

Incluye las unidades cartográficas nº 10, 11, 12, 13, 14 y 15.

1.3.1.- Margas arenosas (10) (Berriasiense-Albiense superior)

Esta unidad margo-arenosa se localiza en el flanco O del anticlinal de Sierra Seca, entre los carbonatos del Jurásico superior y las calizas con rudistas del Barremiense-Albiense (12). Dado que hacia el S estas últimas cambian de facies hacia margas arenosas muy similares a las infrayacentes resulta imposible diferenciarlas entre sí, por lo que en esa dirección esta unidad cartográfica (10) abarcará del Berriasiense al Albiense superior.

En el ámbito de la Sierra del Segura, esta unidad fue denominada en trabajos previos (FOUCAULT 1.971, GARCÍA HERNÁNDEZ (1.978) como "margas con exogyras".

Todos los afloramientos de esta unidad se localizan en una banda de dirección NE-SO que atraviesa la esquina NE de la hoja. Su potencia sufre importantes variaciones de unos puntos a otros. En el flanco O del anticlinal de Sierra Seca, junto al borde N de la hoja, se aproxima a 70 m y en las inmediaciones de Castril, es supe-

rior a 300 m sin que se observe el muro; en el flanco E del anticlinal la potencia es de 350 m y no se observa el techo. Por su parte, hacia el SO, la unidad supera los 300 m en los afloramientos del Cerro del Peñón.

La litología de la unidad también sufre ciertas modificaciones, en cuanto al contenido y naturaleza de elementos detríticos en sentido O-E y N-S

Así, en la vertiente occidental de Sierra Seca, al N de Castril, la secuencia corresponde a una serie que comienza con margas arenosas con intercalaciones de calizas *grainstone* de elementos bioclásticos, que hacia techo pasa a alternancia de margas-areniscas en estratos de 0'1 a 0'4 m de espesor; en la vertiente oriental los niveles corresponden a una alternancia de margas limosas con calizas de facies *mudstone* a *wackstone* y no presentan las intercalaciones de areniscas en el tramo superior. Hacia el SO de Castril y coincidiendo con la desaparición de las calizas con rudistas (12), por su cambio de facies hacia margas arenosas, sobre los tramos iniciales se desarrollan unas margas arcillosas con intercalaciones de areniscas con estructuras de ordenamiento interno (gradaciones, laminaciones y estratificaciones cruzadas), claramente correlacionables con la unidad cartográfica nº 15, pero que no han podido ser separadas cartográficamente por la mala calidad de afloramientos.

Se interpreta que estos sedimentos se han formado en un ambiente de plataforma mixta detrítico-carbonatada, abierta y por debajo de la acción del oleaje (plataforma externa), en la que el aporte detrítico provenía desde el oeste.

En los afloramientos próximos a Castril pertenecientes al flanco oeste de Sierra Seca, RUIZ ORTIZ (1.980) citó en los primeros niveles de la unidad: *Pseudosubplanites ponticus*, *Retowskiceras sp.* y *Berriasella sp.* del Berriasiense inferior, mientras que en los de techo se ha determinado *Nannoconus bucheri*, *N. Steinmannii* y *Calcicalinatha oblongata*, nannoflora del Hauteriviense-Barremiense inferior.

En el flanco este de Sierra Seca y afloramientos ubicados al sur de Castril se han recogido ejemplares de *Desinoceras sp.* del Aptiense superior-Cenomaniense y determinado *Eiffellithus turriseiffelii*, *Rhagodiscus achlyostaurion* y *Tranolithos phacelosus*, nannoflora de la misma edad.

1.3.2.- Areniscas (11) (Hauteriviense)

Se encuentra en un solo afloramiento al N de Castril y se ubica en el flanco occidental del anticlinal de Sierra Seca en el borde norte de la hoja, donde se presenta con 30 m de potencia y 1.300 m de corrida, que se acuña y cambia de facies con margas arenosas hasta desaparecer.

La unidad corresponde a una sucesión de areniscas silíceas, de grano medio a fino, que se ordenan en secuencias estratocrecientes, llegando a presentar niveles masivos de hasta 3 m de espesor hacia techo.

Las estructuras de ordenamiento interno observadas son escasas y corresponden a granoselección positiva, laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo y cantos blandos. En los niveles superiores se observan formas canalizadas.

Estos sedimentos se habrían depositado en un medio acuoso con cuerpos arenosos progradantes, los cuales se ven afectados por procesos mareales. En la hoja de San Clemente estos cuerpos se han interpretado como sistemas de tipo deltaico.

No se han observado fósiles característicos, pero por la posición que ocupan se atribuyen al Hauteriviense.

1.3.3.- Calizas con rudistas, dolomías y arenas (12) (Barremiense-Albiense superior)

Los principales afloramientos de estos materiales se encuentran en el ángulo NO de la hoja, en el núcleo del anticlinal de la Sierra de Castril y como una estrecha barra ubicada en el flanco occidental de Sierra Seca; hacia el SO aflora en las inmediaciones del Cerro del Peñón, cerca del borde occidental de la hoja.

En el afloramiento de la Sierra de Castril, esta unidad se presenta con más de 180 m de espesor, sin que se reconozca el muro; en el flanco occidental de la Sierra Seca tiene 150 m de espesor en su borde norte para acuñarse totalmente hacia el S, desapareciendo a la altura de la carretera de Castril a Pozo Alcón, donde se sitúa el afloramiento más meridional de este sector. En el Cerro del Peñón el espesor no supera la decena de metros.

En la Sierra de Castril las calizas se disponen en estratos bien definidos de 0'4 a 1'5 m de espesor, y se ordenan en secuencias elementales estratocrecientes de 2 a 5 m de potencia. La base de la secuencia general corresponde a calizas (*wackstone*) con miliólidos, que pasan hacia arriba a facies de *packstone* con bioclastos y rudistas; la parte alta de la secuencia comienza con calizas bioclásticas (*packstone*), con colonias de rudistas en posición de vida y pasan a techo a niveles de *wackstone* o *mudstone* bioturbados y culminan frecuentemente en una costra ferruginosa.

Esporádicamente se han observado niveles con intercalaciones de arenas finas y arcillas ocreas, de hasta unos 10 m de espesor. De igual forma, también se han observado diversas áreas dolomitizadas que suelen ser más frecuentes hacia los niveles más bajos.

La barra próxima a Castril corresponde a unas dolomías de aspecto masivo, con esporádicas intercalaciones arenosas hacia base y techo y en las que solo son reconocibles restos de crinoides y otros bioclastos de difícil clasificación. En las proximidades a su extremo meridional, cerca de la carretera Castril-Pozo Alcón, se acentúan las intercalaciones arenosas y la litología dominante corresponde a calizas con textura de *grainstone* formada por bioclastos y oolitos.

El afloramiento del Cerro del Peñón tiene un espesor de 5 m con poca continuidad lateral, correspondiendo a un nivel masivo de calizas de bioclastos (*grainstone*), con restos de orbitolinas, briozoos y corales.

Estos materiales se formaron en una plataforma carbonatada somera de poca energía (plataforma interna), con influjos esporádicos de terrígenos aportados desde el continente. Esta plataforma no termina en un talud, sino que de forma progresiva pasa a un medio abierto con sedimentación mixta detrítico-carbonatada (plataforma externa) y en la que pueden depositarse cuerpos aislados de calizas bioclásticas a expensas del arrastre y resedimentación de los restos fósiles desde medios más someros.

Por la posición estratigráfica que ocupa y las dataciones de los niveles de muro y techo esta unidad se asigna al Barremiense-Albiense superior.

1.3.4.- Arenas finas, calcarenitas y margas (13) (*Albiense superior*)

Solamente se encuentran en dos pequeños afloramientos ubicados en el núcleo anticlinal de la Sierra de Castril, donde en corto espacio se observan notables variaciones litológicas. Es correlacionable con la Formación Utrillas.

La potencia de la secuencia presenta diferencias de unos sitios a otros, pasando de 30-40 m en el flanco occidental a 110 m en algunos sectores del oriental.

En el flanco occidental no se ha encontrado una sección que muestre buenas condiciones de observación, pero pueden distinguirse unos niveles basales de arenas silíceas finas a medias, bien seleccionadas, que hacia techo pasan a calcarenitas bioclásticas con esporádicas intercalaciones margosas. En el flanco oriental se localiza un buen corte en el camino que va desde el cortijo Los Quemados al cortijo de Lande; está formado por una sucesión que comienza con 12 m de areniscas de cemento dolomítico, con granoselección, bioclastos en la base y estratificaciones cruzada y en surco bimodales; le siguen 26'5 m de calcarenitas bioclásticas con base nodulizada y bioturbación intensa y niveles de acumulación bioclástica, y techo con estratificación cruzada. A continuación la serie se hace esencialmente margosa y solo la presencia de intercalaciones calcareníticas y arenosas han permitido asociarlas a esta unidad y no

a la suprayacente; el tramo presenta hacia su parte inferior 37 m de margas de tonalidades verdes, rojas y ocreas, así como niveles esporádicos de areniscas y calizas arenosas con laminaciones paralelas y cruzadas, y fragmentos vegetales, que se hacen mas frecuentes a techo; por encima se encuentran otros 32 m de margas grises y verdes con intercalaciones de calizas (*wackstone* y *packstone-grainstone*), con restos de equinodermos, bivalvos, corales, briozoos, algas, foraminíferos bentónicos, etc.; finalmente a techo hay 13 m de estas mismas calcarenitas con predominio de texturas de tipo *packstone-grainstone*, que muestran intensa bioturbación.

El medio sedimentario se interpreta como una plataforma somera en la cual los sedimentos terrígenos muestran una morfología progradante; inicialmente la profundidad debió ser escasa de modo que sobre los cuerpos arenosos se originaron flujos bidireccionales por la acción del oleaje, pero rápidamente se pasó a un régimen de sedimentación más profundo, marcado por esporádicos aportes terrígenos y decantación arcillo-margosa en régimen tranquilo. Hacia techo los aportes terrígenos fueron menores, de manera que se formaron calcarenitas con bioclastos de organismos de aguas poco profundas, reelaborados y transportados por la acción del oleaje; estos aspectos sugieren, de nuevo, un proceso de somerización.

La asociación de *Orbitolina subconca*, *Salpingoporella dinarica*, *Trocholina lenticularis*, permite asignar una edad Albiense para la mitad inferior de la secuencia, mientras que en el tramo margoso la presencia de *Orbitolina subconca*, *Favusella washitensis*, *Ticinella roberti*, lo sitúan en el Albiense superior (zona *buxtorfi*) (antiguo Vraconiense).

En las calcarenitas de techo se han identificado ejemplares de *Mortoniceras* sp. y equínidos (*Cassiduloide*), que permiten datar el Albiense superior.

1.3.5.- Margas y margocalizas (14) (Berriasiense-Aptiense)

Se localizan en afloramientos poco extensos ubicados en las vertientes del río Guardal, barranco de las Azadillas y como bloques de origen olistostrómico en el valle del río Castrol donde se ha cartografiado en la unidad 22. Estos materiales son correlacionables con la formación Carretero (VERA et al, 1.982).

En las dos primeras zonas antes comentadas, se disponen sobre las calizas nodulosas de edad finijurásica (unidad 8), o en la ausencia de éstas sobre calizas y margas (unidad 7). En el Río Castrol no se observa el muro.

Su potencia está comprendida entre 150 y 200 m.

La litología dominante en todos los afloramientos, 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 características 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.

Los niveles basales han suministrado ejemplares de *Leptoceras sp.* del Neocomiense, mientras que en los de techo se han recogido *Valdedornella sp.* y *Phyllopachiceras infundibulus* del Berriasiense-Aptiense inferior.

Estos materiales se formaron en ambientes pelágicos, probablemente en una plataforma externa, alimentada por la acumulación de esqueletos de organismos planctónicos, nannoflora y finos aportes detríticos.

1.3.6.- Margas arcillosas y areniscas (15) (Aptiense-Albiense)

Afloran ampliamente en el valle del río Castril, barranco de las Azadillas, y en menor extensión en el valle del río Guardal y al E de Sierra de Marmolance.

En la zona occidental de la hoja estos materiales se encuentran en el Dominio Prebético, mientras que en el oriental están en el Subbético.

FOUCAULT (1.960 a 1.971) consideró estos materiales como pertenecientes a un Dominio Intermedio (Unidades Intermedias), diferenciado entre el Prebético y el Subbético. RUIZ ORTIZ (1.980), los incluyó en la formación Cerrajón.

Afloramientos continuos de estos materiales con más de 5 km de extensión pueden ser observados en el valle del río Castril, sin embargo se han incluido como grandes bloques deslizados (23) en el seno de la Unidad Olistostrómica (22) que más adelante será tratada.

La potencia que presentan estos materiales tiene grandes variaciones, pasando de 300 o más metros en barranco de las Azadillas y río Castril, a acuñarse lateralmente entre los carbonatos del Aptiense-Albiense (unidad 12) y calizas y margas del Cenomaniense (unidad 16).

Estos sedimentos se caracterizan por presentar una sucesión de arcillas margosas, de tonalidades gris-verdosas a ocre cuando se encuentran alteradas, en las que se intercalan niveles de areniscas silíceas, con pajuelas de mica, restos vegetales

carbonizados y esporádicos restos de orbitolinas.

Las areniscas se suelen presentar en estratos delgados y de bastante continuidad lateral, con huellas de corriente a muro y habitualmente masivas o con laminación paralela y otras estructuras de ordenamiento interno; son frecuentes las bioturbaciones que pueden estar limonitizadas, huellas de "*zoophycus*" y techos de estratos con costra de óxido de hierro.

La frecuencia de niveles arenosos varía de unos perfiles a otros y no guarda relación con su proximidad a los relieves de Sierra Seca o Sierra de Castril que corresponden con su posible área de origen. En el barranco de las Azadillas y Los Arboleanos (afloramiento más meridional), las areniscas son más frecuentes hacia la base, donde alcanzan una proporción 1/3 ó 1/4 respecto de las margas arcillosas, mientras que al E de Castril, más próximos a los relieves prebéticos, es el tramo medio-superior de la serie donde se dan las mayores frecuencias de niveles detríticos con una relación próxima a 1/5.

Esta alternancia muestra características típicas de una secuencia turbidítica, que siguiendo la clasificación de MUTTI & RICCI LUCHI (1.972 y 1.975) serían de facies D2 y D3, congruentes con facies distales.

Las determinaciones de nannoflora efectuadas indican la presencia de *Prediscosphaera columnata*, y *Tranolithus phacelosus* del Albiense medio-superior, mientras que al pie de la Sierra de Marmolance se han recogido ejemplares de *Desmoceras sp.*, *Puzosia sp.* y *Kossmatella sp.*, que confirman la edad Albiense para este tramo. En otros puntos de la cordillera esta Formación comienza en el Aptiense e incluso en el Barremiense.

Esta unidad sería el equivalente lateral, depositada en cuenca abierta, de las calizas con rudistas (12) y las arenas de la Formación Utrillas (13), 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 no incluidos en olistostromas donde pueden sucederse deformaciones posteriores, no se han observado estructuras propias de taludes o fondos de fuertes pendientes, por lo que probablemente se traten de tempestitas.

1.4.- CRETÁCICO SUPERIOR

Comenzó con una transgresión marina que inundó la plataforma somera acaecida en el Albiense superior, así como con el cese de aportes detríticos procedentes del continente. Incluye las unidades 16, 17 y 18.

1.4.1.- Calizas y margas, localmente con sílex (16) (Cenomaniense-Senoniense)

Afloran en el núcleo del anticlinal de la Sierra de Castril, curso alto del río Castril y margen derecha del río Guardal. Se encuentran sobre los carbonatos de la unidad 12, areniscas y calcarenitas de la 13 y margas y areniscas de la 15, asignables tanto a la Zona Prebética como a la Subbética. Constituyen un nivel guía que se extiende hacia el N por todo el Prebético en la Sierra del Segura.

En la Sierra de Castril estos materiales presentan una potencia de 40 m, en el valle del río Castril alcanzan los 250 m, y en el río Guardal su potencia se aproxima a los 200 m.

La litología de la unidad se corresponde con una sucesión de calizas y margas, en estratos de 0'2 a 0'4 m de espesor, que se organizan en ciclos de 2 a 5 m, en los que predominan los niveles de calizas. Estas son de textura *mudstone* y *wackstone*, con restos de equínidos, foraminíferos planctónicos y ammonites. En la Sierra de Castril (corte de los Quemados), en los niveles inferiores los planos de estratificación son ondulados y la bioturbación es intensa, lo que le otorga un aspecto noduloso; en el río Guardal en los tramos de techo son relativamente frecuentes las laminaciones paralelas y nódulos de sílex negro.

En los afloramientos de la Sierra de Castril se presenta la asociación de *Rotalipora appenninica*, *Favusella washitensis*, *Ticinella roberti*, *Praeglobotruncana stephani*, que caracterizan el Albiense superior terminal, mientras que en los afloramientos del río Guardal se ha determinado la presencia de *Micula decussata*, *Eiffelithus eximius* y *Reinhardtites antrophorus*, que caracteriza el Cenomaniense superior-Santoniense inferior (Senoniense). FOUCAULT (1.978), en este último lugar, citó la presencia de *Mortoníceras* del Cenomaniense.

Estos materiales corresponden a depósitos acumulados en medios abiertos de plataforma externa (rampa distal), situada por debajo del nivel de acción del oleaje.

1.4.2.- Dolomías masivas (17) (Albiense superior-Cenomaniense)

Ocupan la mayor parte de la extensión del anticlinal de la Sierra de Castril, donde afloran con una potencia comprendida ente los 80 m en su flanco oriental y cerca de 300 m en el occidental.

Corresponden a unas dolomías recristalizadas de grano grueso y colores gris claro, marrón y ámbar, con tramos brechoides irregularmente repartidos. Destacan por su aspecto masivo y por la ausencia de discontinuidades o estructuras internas, si bien en la vista panorámica del afloramiento del cortijo de los Quemados, puede

distinguirse una estratificación cruzada de gran escala, que aparentemente sugiere variaciones de espesor del tramo; en zonas menos recrystalizadas llegan a observarse laminaciones paralelas.

En estos afloramientos no se ha reconocido fauna alguna, pero en la hoja de San Clemente se ha podido datar como Cenomaniense por la presencia, en los niveles de techo, de *Cunneolina pavonia* y *Gavelinella cenomanica*.

La intensa dolomitización de la unidad no permite determinar con precisión su medio de depósito; no obstante la existencia de estratificación cruzada de gran escala podría estar en relación con dispositivos progradantes, propios de barras u otras formas de acumulación producidas por el oleaje.

1.4.3.- Calizas blanquecinas (18) (*Senoniense*)

Se localizan en pequeños afloramientos en ambos flancos del anticlinal de la Sierra de Castril, donde no superan los 30 m de espesor.

En el camino de acceso al cortijo de Los Quemados, el contacto de éstas calizas con las dolomías basales se halla tectonizado; los primeros niveles son de calizas brechoides con cantos angulosos, centimétricos, de textura packstone, a los que le sigue una secuencia bien estratificada de calizas con bioclastos (wackstone), en estratos de hasta 0'4 m de espesor. Lateralmente este tramo está recrystalizado, se presenta como calizas masivas blancas de grano muy fino, en las que no se reconoce ningún tipo de estructura ni textura.

Unos niveles margosos ubicados a techo del tramo brechoide han suministrado *Globotruncana suegoni*, *G. imbricata*, *G. sigoli*, *G. renzi* y *G. agusticarinata* que caracterizan el Coniaciense.

1.5.- PALEÓGENO

Durante el Paleógeno se desarrolló un ciclo sedimentario que comenzó con un cambio importante en el régimen de sedimentación a finales del Senoniense y finalizó en el Eoceno. Incluye las unidades 19, 20 y 21.

1.5.1.- Calizas y margas blancas y rosadas (19) (*Senoniense-Paleoceno*)

Sus afloramientos se localizan en el valle del río Guardal sobre la unidad 16 y como grandes masas olistostrómicas incluidas en la unidad 22 al SE de Castril, en cuyo caso se han cartografiado como unidad 24.

La potencia media se estima en 250 m, si bien en algunos cortes puede

alcanzar los 350 m.

La unidad comienza con un tramo de alternancia de calizas y margas en estratos de 0'2 a 0'3 m, de tonos blanquecinos hacia la base y rosados a techo; las calizas presentan texturas *wackstone* con restos de foraminíferos planctónicos, braquiópodos y equinodermos; los estratos son masivos con finas laminaciones paralelas; existen niveles de estratificación ondulada y marcado aspecto noduloso. Este tramo presenta numerosos *slumping*, en el barranco de la Mala Mujer se observa que su base corresponde a una superficie que corta estratos, pudiendo corresponder a la base de un paleodeslizamiento. Hacia techo la unidad se hace más margosa y pasa a una alternancia de orden centimétrico de margas y margocalizas, en las que predominan los tonos grises y eventualmente se intercala algún nivel rosado; las margocalizas se presentan con aspecto masivo y sin estructuras internas definidas, mientras que las margas presentan finas laminaciones paralelas.

En los niveles basales se han recogido ejemplares de *Tihonia sp.* y *Galerites sp.* del Senoniense; esta edad ha sido precisada por la asociación de nannoflora, *Placozygus fibuliformis*, *Reinhardtites anthophorus* y *Micula decussata*, como Santoniense superior-Campaniense inferior. Hacia techo, se ha datado el Maastrichtiense y en los niveles más altos se ha determinado *Cruciplacolithus tenuis* y *Ericsonia supertusa* del Paleoceno medio-superior.

Esta unidad se formó en medios de plataforma externa o rampa distal, donde se produjeron fenómenos de deslizamiento gravitacional; a este medio también llegaron flujos de sedimentos carbonatados muy finos en relación con turbiditas o tempestitas, distales.

1.5.2.- Margas arenosas ocreas (20) (Senoniense-Eoceno)

Sus afloramientos solamente se encuentran en el flanco oriental de la Sierra de Castil y el valle del río Guardal. En el primer lugar lo hace sobre la unidad 18 ó 17, mientras que en el segundo lo hace sobre la 19.

En la Sierra de Castil alcanzan cerca de 200 m de potencia, mientras que en el valle del río Guardal solo son visibles los 80 m basales.

Corresponden a un tramo de margas más o menos arenosas, de tonalidades ocreas, que intercalan delgados niveles de calizas bioclásticas, en ocasiones con abundantes *nummulitidos*, algunos de los cuales llega a alcanzar hasta 3 cm. En la Sierra de Castil se presentan varios niveles métricos de calizas blancas bioclásticas que deben de corresponder a las calizas del tramo nº 21 con las que cambian de facies, mientras que en el río Guardal la unidad tiene un carácter

más detrítico y presenta intercalaciones de calizas arenosas de aspecto masivo; en este último lugar hacia el techo la secuencia corresponde a una alternancia de calizas y margas con frecuentes fenómenos de *slumping* y niveles de brechas intraformacionales.

En la Sierra de Castril la base se ha datado como Maastrichtiense superior por la asociación de nannoflora *Lithraphidites quadratus* y *Cribracorona gallica* y el techo como Eoceno inferior-medio por *Sphenolithus furcatolithoides* y *Helicosphaera heezenii*. En el río Guardal el tramo comienza en el Paleoceno medio a superior, datado por la presencia de *Crucioplacolithus tenuis* y *Ericsonia supertusa*.

La naturaleza de estos depósitos y las estructuras de ordenamiento interno observadas, sugieren un ambiente de plataforma en el cual los cuerpos arenosos ocuparían las zonas más someras. En la hoja de San Clemente materiales de características similares a los descritos, han sido interpretados por ÁLVAREZ *et al* (1.974) como pertenecientes a ambientes prodeltaicos.

1.5.3.- Calizas arenosas (21) (Eoceno)

Solo se encuentran en la vertiente oriental de la Sierra de Castril, donde cambia de facies con las margas arenosas de la unidad 20, anteriormente reseñadas, y en un pequeño afloramiento en el barranco de Morcillo, a poca distancia de aquéllos.

La potencia máxima vista se aproxima a 75 m.

Se presentan como una sucesión de estratos gruesos de 0'5 a 2 m de potencia de calizas con textura de tipo *packstone*, en las que son muy abundantes los bioclastos de nummulites y granos de cuarzo de hasta 3-5 mm de diámetro. Se observa granoclasificación positiva, pero lo normal es que los clastos estén soportados por la matriz micrítica; a techo de los niveles calcáreos hay capas margosas de espesor centimétrico con estructuras de tipo laminación paralela.

En una de estas capas se ha identificado la asociación *Sphenolithus furcatolithoides*, *S. moriformis* y *Helicosphaera heezenii*, nannoflora que caracteriza el Eoceno medio.

Estos materiales se interpretan que se depositaron en una plataforma somera en la que la entrada terrígenos era muy frecuente; las secuencias de calizas gradadas y margas laminadas, corresponderían a sedimentos depositados en el borde de esta plataforma.

1.6.- MIOCENO

1.6.1.- Unidad Olistostrómica (olistostromas y debritas) (22) (Grandes olistolitos de materiales triásicos (1), del Cretácico inferior (23) y Cretácico superior (24)) (Langhiense-Serravalliense)

Esta unidad se localiza en los valles de los ríos Castril, Guardal y barranco de las Azadillas.

Se interpreta que dicha unidad puede ser cronológicamente correlacionable con la Unidad Tectónica, descrita en la vecina hoja de San Clemente. Esta última unidad debe estar asociada a bandas de cizalla localizadas entre láminas tectónicas alóctonas, mientras que la Unidad Olistostrómica se ha generado por deslizamiento gravitacional de masas que han sido desenraizadas de sus series originales durante el mismo proceso tectónico.

La Unidad Olistostrómica presenta en la hoja de Huéscar dos áreas de afloramientos diferentes. Un área se caracteriza por la existencia de grandes masas deslizadas de envergadura kilométrica (megaolistolitos), en las que pueden observarse series continuas de centenares de metros de espesor. Otra, en la cual dicha unidad está formada por el acúmulo de olistolitos de tamaño métrico y naturaleza y edad muy variadas (fundamentalmente elementos pertenecientes al Triás, Cretácico y Paleógeno).

Estos afloramientos han sido atribuidos en trabajos previos a las Unidades Intermedias (GARCÍA MONDÉJAR, 1.970; FOUCAULT, 1.971 Y RUIZ-ORTIZ, 1.980). Estos autores describen en el interior de las secuencias margosas, intercalaciones de sedimentos formados por cantos diversos pertenecientes a series triásicas inmersos en una matriz poligénica, que los interpretan como aportes procedentes de diapiros submarinos. Muestras tomadas para estudios micropaleontológicos en la matriz de estos sedimentos, han dado edades variables entre Campaniense inferior y Paleoceno superior, lo que demuestra, al menos en el sector descrito, la no equivalencia con las edades consideradas por estos autores para las Unidades Intermedias y los problemas derivados de la interpretación considerada de la procedencia de los aportes.

La estructura interna de los grandes olistolitos del río Castril conserva la disposición original de los estratos y es posible observar su continuidad en cortes que superan el centenar de metros. Sin embargo, en el resto de la unidad lo normal es que solo se pueda distinguir una masa caótica, formada por cantos de orden métrico de margas de distinta naturaleza y tonalidad, en ocasiones con estructuras de *slumping* y, esporádicamente con niveles de debritas.

Esta unidad se formó por el acúmulo de masas deslizadas por procesos gravitacio-

nales en fosas o depresiones. Las grandes masas localizadas en el valle del río Castril supondrían los depósitos más proximales en estas fosas, mientras que los situados más al S como masas más pequeñas y de distinta naturaleza, representarían los elementos más distales.

Según se describe en el capítulo de tectónica y se ilustra en la **figura 5**, estos depósitos olistostrómicos se interpretan que se produjeron en la rampa lateral de la lámina tectónica de Sierra Seca con una dirección de vertido N-S. No se descarta que también existan vertidos olistostrómicos desde la rampa frontal del Subbético, que en ese caso tendrían una dirección de vertido E-O.

En la hoja de Pozo Alcón, la unidad incorpora material del Serravaliense inferior (aparición de *Globorotalia praemenardii*), lo que es congruente con su posición estratigráfica bajo calizas, margas y brechas del Serravaliense-Tortonense inferior.

1.6.2.- Calizas bioclásticas, de algas y calcarenitas (25) (Serravaliense-Tortonense inferior)

Estos materiales se localizan preferentemente en el cuadrante NO de la hoja, sobre el Eoceno de la Sierra de Castril (unidades 20 y 21), olistostromas del valle del río Castril (unidad 22) e intercalados en las margas blancas suprayacentes.

Los espesores son por lo general reducidos, de 10 a 20 m, alcanzando excepcionalmente 50 m.

En la Sierra de Castril estos sedimentos se disponen en paraconformidad sobre la serie prebética, mientras que sobre los olistostromas lo hacen en discordancia angular y erosiva.

Las calizas se presentan en estratos de hasta 1 m de espesor, y su textura corresponde a un *wackstone-packstone* con bioclastos y ocasionales granos de cuarzo; es típica la presencia de niveles de acumulación de rodolitos de algas (*Archaeolithothamnium*) de gran tamaño, que llegan a ser mayoritarias en el conjunto de la roca.

Las calcarenitas pueden encontrarse como intercalaciones entre las calizas, o formando afloramientos propios; normalmente su contenido en litoclastos es elevado, y están constituidos fundamentalmente por granos de cuarzo y cantos de elementos triásicos, correspondiendo el resto de la roca a fragmentos de fósiles, entre los que se encuentran buenos ejemplares de nummulites. Normalmente las calcarenitas se presentan en estratos gruesos de aspecto masivo o con laminaciones paralelas y solo de forma anecdótica, pueden reconocerse secuencias de Bouma incompletas, con bases gradadas y laminación paralela a techo.

Estos materiales podrían adscribirse a una plataforma somera. Las calizas se depositaron en áreas de aguas tranquilas y más protegidas, y las calcarenitas en áreas de mayor energía expuestas a la acción del oleaje. Los sedimentos en los que se ha identificado la secuencia de Bouma deben estar en relación con el borde de la plataforma próximo a la cuenca abierta.

De acuerdo con la posición estratigráfica que ocupan y las dataciones efectuadas en las margas con las que se interdigitan su edad sería Serravalliense-Tortonense inferior.

En una de las intercalaciones de calcarenitas del arroyo del Zanjero se ha determinado *Helicosphaera colari*, *Discoaster ballii*, etc. del Tortonense inferior.

1.6.3.- Margas blancas (26) (Serravalliense-Tortonense inferior)

Solamente se encuentran en el cuadrante NO de la hoja, donde se disponen indistintamente: sobre o con intercalaciones de calizas y calcarenitas de la unidad 25. También aparecen sobre los materiales paleógenos prebéticos (unidad 21) o interdigitando con las brechas de la unidad 27.

La potencia puede superar los 300 m.

Se caracterizan por su típico color blanquecino, elevada porosidad y presencia de foraminíferos planctónicos, visibles a lupa; forman una monótona sucesión en la que apenas si son diferenciables planos de estratificación u otras estructuras de ordenamiento interno. En algún corte, como es el caso de la carretera de Castril a Pozo Alcón, se intercalan tramos de margas compactas silicificadas en las que se observan laminaciones paralelas. En otros puntos presentan intercalaciones métricas de areniscas bioclásticas con granoselección positiva, laminación paralela y bioturbación.

Desde el punto de vista sedimentológico, estos materiales se formaron en una plataforma externa, que ocasionalmente recibió material bioclástico desde zonas más someras, posiblemente debido a la acción de las tormentas.

En la base de la secuencia se ha determinado la presencia de *Calcidiscus macintyrei* y *Sphenolithus heterdimorphus* del Serravalliense inferior, mientras que en los niveles más altos se ha identificado la asociación *Discoaster ballii*, *D. pansis*, *D. calcaris*, etc. del Tortonense inferior.

1.6.4.- Brechas calcáreas y calizas bioclásticas (27) (Serravalliense superior-Tortonense inferior)

Sus afloramientos se ubican en las cercanías de Castril de la Peña y Sierra de

Marmolance, donde llegan a alcanzar los 250 m de espesor.

En todos los casos se disponen en discordancia angular y erosiva sobre materiales más antiguos. También se encuentran debajo de las margas blancas descritas en el epígrafe anterior (inmediaciones de Castril), o bien discordantes sobre ellas (3,5 km al NE de Castril).

En las inmediaciones de Castril, la unidad comienza con un nivel de *debris flow* de cantos calcáreos de 0'1 a 1 m de diámetro y matriz margosa, que da paso a secuencias brechoides organizadas en ciclos de 2 a 5 m, que se pueden agrupar en dos tipos; el más frecuente comienza con un tramo inferior de calizas bioclásticas, con abundantes restos de foraminíferos bentónicos y algas, al que le sigue otro tramo superior de conglomerados y brechas con bloques de hasta 2 m de diámetro, que se ordenan en secuencias granocrecientes; el otro tipo de secuencias consisten en conglomerados de cantos redondeados, bases suavemente canalizadas y secuencias positivas, con tamaño de grano máximo de 0'3 m. En ambos casos los cantos son de calizas blancas con *nummulites*.

En los afloramientos próximos a Fátima y Sierra Duda, los niveles basales de la secuencia corresponden a unos travertinos y sobre ellos se desarrollan unas brechas fuertemente cementadas, de bloques esencialmente dolomíticos, siendo a veces difícil su diferenciación de las dolomías liásicas, que se les superponen por un cabalgamiento.

En la Sierra de Marmolance los niveles inferiores incorporan cantos centimétricos de elementos triásicos y a continuación se desarrollan secuencias estratocrecientes con bases de calizas bioclásticas; el tramo de techo presenta abundantes cantos calcáreos redondeados.

Las superficies de estratificación suelen ser planas o suavemente canalizadas. En el afloramiento donde se ubica el Castillo de Castril se observa una discordancia angular progresiva, con apertura de láminas hacia el oeste, mientras que en la ladera oriental de la Sierra de Marmolance se distingue una estratificación cruzada de gran escala, que sugiere una progradación de los cuerpos brechoides hacia S-SE.

Esta secuencia se interpreta que está asociada al depósito de los materiales erosionados en relieves muy próximos, que irrumpen en una plataforma carbonatada somera. El inicio de este depósito pudo tener lugar en condiciones subaéreas o en áreas lacustres, que posteriormente fueron inundadas por el mar.

Por la datación de los materiales que presentan a muro y techo (margas blancas) esta unidad se puede datar como Serravalliense superior-Tortonense inferior.

Muestras tomadas directamente de los cantos, o de la matriz margosa, han dado edades más antiguas.

1.7.- PLIO-PLEISTOCENO

Todos los sedimentos plio-pleistocenos se depositaron en una cuenca continental (Guadix-Baza) que se desarrolló a partir del Mioceno terminal, sobre el límite que separa las Zonas Internas y Externas de la Cordillera. La colmatación definitiva se produjo en el Pleistoceno y a partir de entonces la cuenca ha sido sometida a una intensa erosión, que ha producido el encajamiento de los cursos fluviales en cerca de 250 m.

Esta cuenca fue de carácter endorreico, con una orla fluvial generalizada y un lago central, en el cual se depositaron sedimentos de facies fluviales, costeras, carbonatadas y evaporíticas.

Incluye las unidades cartográficas 28, 29, 30, 31 y 32.

1.7.1.- Conglomerados y arcillas (28) (Plioceno-Pleistoceno)

Afloran a lo largo de una banda que recorre casi todo el borde septentrional de la Depresión, disponiéndose en discordancia angular y erosiva sobre materiales más antiguos. Este conjunto de materiales es correlacionable con la Formación Guadix (VERA, 1.970).

La potencia máxima, observada en el valle del río Castril, se aproxima a 250 m.

Estos materiales comprenden dos tipos de facies diferentes; por un lado conglomerados, arenas y arcillas de tonos rosados, que se presentan en secuencias elementales de orden métrico, con bases planas o ligeramente canalizadas y parte superior con predominio arcilloso; de otra parte, facies de arcillas grisáceas, con eventuales canales conglomeráticos y arenosos.

Los conglomerados en algunos casos remarcados como trazas de capas (ángulo suroccidental de la hoja), son predominantes en una estrecha franja del borde de la depresión y en corto espacio cambian de facies a las arcillas grisáceas con canales conglomeráticos.

Los cantos de los conglomerados son de naturaleza calcárea y tamaño medio de 5 a 10 cm, están autosoportados o a veces inmersos en una matriz arenosa. La estructura interna es masiva, observándose solamente cicatrices de canales y lechos arenosos con estratificación cruzada.

En la parte superior de cada secuencia elemental, las arcillas presentan un nivel de

paleosuelos, de típico color rojizo y que desarrolla carbonatos edáficos, que se pueden seguir en todo el valle del río Castril.

Estos sedimentos se interpretan que están asociados a un sistema de abanicos aluviales coalescentes, adosados al borde norte de la Depresión, de modo que los intervalos arcillosos corresponderían a periodos de pérdida de eficacia del sistema, sobre el cual eventualmente se desarrollarían paleosuelos.

La edad deducida, de acuerdo con las dataciones efectuadas en otros sectores de la Depresión, comprendería desde el Plioceno al Pleistoceno medio.

1.7.2.- Calizas con margas, arenas y lignito (29) (*Plioceno-Pleistoceno*)

Corresponde con un pequeño afloramiento que solamente se reconoce en el borde oriental de la hoja, en el valle del río Galera y en el barranco del Agua, a 1'5 Km al oeste de dicha localidad.

Por la posición que ocupa y su edad, cambia de facies con la Formación Guadix y con las arenas de la unidad 30, si bien en campo no se ha observado.

La potencia no supera los 30 m en ningún punto de la hoja.

En los taludes de la variante de Galera se localiza una buena sección, aunque incompleta, ya que no aflora su muro. En ella se pueden distinguir dos tramos carbonatados separados por un nivel detrítico de bastante continuidad. En los primeros diez metros se distinguen unas secuencias de margas-calizas micríticas, con intercalaciones de calizas tobáceas y margas lignitíferas; hay abundante fauna de carácter dulceacuícola y son frecuentes las bioturbaciones por raíces, niveles de paleosuelos y grietas de retracción; las tobas presentan restos vegetales en posición de vida. A su techo se localiza un nivel bréchico de cantos carbonatados y matriz arcillosa de hasta 2 m de espesor.

Por encima de los niveles detríticos tabulares con *ripples* y con formas de barras arenosas a los que les sigue una sucesión arcillosa rojiza, aparece el segundo tramo carbonatado constituido por margocalizas y una alternancia de margas y calizas. Estos depósitos suelen presentar paleosuelos con restos de raíces y esporádicos niveles de tobas; el último nivel carbonatado presenta nódulos de sílex blanquecino. Los niveles detríticos presentan clastos de cuarzo, de esquistos y de rocas básicas, todos ellos de clara procedencia bética (situación S-SE con respecto a este sector), la granulometría más gruesa que presentan estos clastos, se dan en secuencias negativas formadas por margas-limos-arenas.

Estos materiales se formaron en ambientes lacustres muy someros, con frecuen-

tes exposiciones aéreas y períodos de vegetación muy abundantes, como lo demuestran los suelos de vegetación y algunos niveles lignitíferos. Esta cuenca debió sufrir sacudidas sísmicas según se deduce de la presencia de algún nivel de brechas intraformacionales. También fueron frecuentes los aportes detríticos procedentes de un sistema fluvial que erosionaba relieves béticos situados al S-SE, que llegó a penetrar en el lago y cuyos sedimentos fueron remodelados por el oleaje. La secuencia culmina con una expansión lacustre y la generalización en la zona de sedimentación carbonatada somera.

Se ha realizado un estudio de racemización de aminoácidos sobre gasterópodos incluidos en niveles carbonosos de tres localidades de los alrededores de Galera, obteniéndose una edad Pleistoceno inferior (Gunz) (878 ± 94 ka y 740.0 ± 77.0 ka) para las muestras más bajas y Pleistoceno medio (Mindel) (531.23 ± 47.8 ka) para la más alta. Las primeras corresponden a dos localidades en las que se han estudiado micromamíferos: Galera 1 (Rusciniense medio-MN 15, AGUSTÍ, 1.984) y Nuca 1 (Rusciniense superior-MN 15, RUIZ BUSTOS, 1.991). La última muestra se ha tomado en el yacimiento de micromamíferos de Cañada del Castaño, data-do como Rusciniense medio-MN 15 (AGUSTÍ, 1.984).

1.7.3.- Arenas; localmente con calizas y restos carbonosos (30) **(Pleistoceno inferior y medio)**

Sus afloramientos forman una orla arenosa adosada a la Unidad más externa, de conglomerados y arcillas (28).

En ambas márgenes del río Guardal se observa cómo esta unidad se interdigita con el tramo conglomerático superior de dicha unidad 28 (Formación Guadix), disponiéndose sobre un paleosuelo de color rojizo utilizable como nivel guía; más al sur las arenas están solapadas por la unidad 31 formada por arenas finas con yeso. En Galera puede precisarse que este último contacto corresponde realmente a un cambio de facies entre ambas unidades.

En el corte de la circunvalación de Galera, sector oriental de la hoja, se reconocen 20 m de espesor, formados por una sucesión de arenas gruesas, localmente gravas, con bases canalizadas, granoselección positiva y ripples de oscilación hacia el techo de los bancos más potentes o en estratos más delgados; en ellas se intercalan niveles centi-decimétricos de arcillas arenosas de tonos marrón-rojizo, algunos de los cuales están enriquecidos en materia orgánica.

En el sector occidental de la hoja entre las Lomas de Macimuza y Las Esperillas, el espesor alcanza 150 m, con estratos de 2 a 5 m de potencia. La secuencia comienza con un tramo arenoso de 0'3 a 2 m de espesor, de bases canalizadas, granoselección positiva y hacia techo ripples de corriente, y por encima una alternancia

de estratos delgados de arenas finas y limos, o secuencias varvadas de esta última naturaleza; puntualmente se ha observado a techo de los limos, calizas micríticas oquerosas, con restos de raíces y niveles de arenas groseras con *Cerastoderma* y arcillas grisáceas con restos vegetales carbonizados. Son frecuentes las estructuras de escape de fluidos en los niveles arenosos más potentes.

En las inmediaciones de Huéscar solo son visibles los 40 m superiores y la secuencia es esencialmente limo-arcillosa, e incorpora canales de arenas y gravas con cantos procedentes de los relieves subbéticos. A 2'5 Km al S-SE de dicha localidad se incrementa la fracción arenosa que comienza a incorporar niveles con granos de cuarzo y esquistos de clara procedencia bética. Los niveles arenosos se disponen con bases canalizadas, granoselección positiva y techos con predominio de estratificación cruzada de bajo ángulo, truncada a techo y con abundantes conchas de *Cerastoderma*.

Desde el punto de vista sedimentario estos materiales se interpretan como el tránsito entre los ambientes fluviales del borde de la Depresión y los lacustres del centro, que debió realizarse a través de un área con canales arenosos y charcas efímeras, que quedó sumergida por expansión del lago. En esos últimos episodios, el oleaje de la costa retrabajaría los sedimentos detríticos en una estrecha franja, mientras que en otras zonas se depositarían carbonatos.

En esta hoja se ha tomado una muestra de lamelibranquios para su datación mediante racemización de aminoácidos, que está situada en el borde oriental de la hoja y se ha datado como Pleistoceno medio (Riss) (101.17 ± 29.0 ka). En la vecina hoja de Cúllar Baza se ha obtenido una edad Pleistoceno medio (Mindel) (408.5 ± 82.2 ka) para un nivel carbonoso con gasterópodos de la base de esta unidad, ubicado cerca del límite de ambas hojas junto al río Castril.

1.7.4.- Arenas finas y margas con yesos (31) (Pleistoceno)

Ocupa la parte central de la Depresión, aflorando en las vertientes y afluentes del río Guardal. Es correlacionable con la Formación Baza definida por VERA, 1.970.

La máxima potencia observada se aproxima a 200 m.

La unidad se relaciona con la anterior mediante un cambio lateral de facies.

La mayor parte de esta unidad corresponde a una alternancia de niveles centimétricos de arenas finas y margas, o limos calcáreos, que esporádicamente intercala niveles de calizas. Tanto en los niveles arenosos como en los margosos es frecuente la presencia de yeso intrasedimentario en forma de cristales en punta de flecha.

Esta alternancia tiene un aspecto tabular, con estratos planos muy continuos y característicos. En los cortes más completos se observa un incremento de la fracción arenosa hacia techo de la unidad.

Los niveles arenosos muestran granoselección positiva, *ripples* de corriente, o más raramente laminación planar, y en los bancos más gruesos bases canalizadas y estratificación cruzada en surco. También se observan capas deformadas por escape de fluidos y por carga. Las calizas tienen normalmente aspecto tobáceo, aunque también se han observado calizas oquerosas con cristales de yeso intercrecido, raíces e indicios de exposición aérea. Las margas tienen estructuras masivas o una fina laminación paralela.

Hacia el centro de la depresión, en áreas donde es abundante el relieve de tipo *bad lands* (margen izquierda del los ríos Galera y Guardal), la fracción arenosa es menor e incorpora niveles de arcilla de color gris oscura y otros de arenas yesíferas muy finas, con láminas de yeso alabastrino blanco. Estos niveles se organizan en secuencias de hasta 3-7 m de espesor con una base de arcillas oscuras de espesor centimétrico, que pasa a margas dolomíticas con macrocristales de yeso intra-sedimentario, en niveles de hasta 1 m de potencia y finaliza en un tramo heterolítico en el que alternan margas arcillosas, generalmente con ostrácodos y cristales de yeso, con niveles arenosos y/o yesoarenosos y con otros niveles centimétricos de yeso microcristalino blanco. Excepcionalmente estos últimos alcanzan hasta 2 m de potencia y han sido explotados, como ocurre al O de Galera.

Los niveles arcillosos están formados por el 70 % de arcillas, esencialmente esmectitas, 20 % de cuarzo y 10 % de dolomita y yeso. Las margas son masivas o pueden tener laminación fina, también presentan una gradación en el tamaño de los cristales de yeso intrasedimentario, situándose los más pequeños a techo. Los niveles arenosos tienen frecuentemente estructuras canalizadas y/o *scours* suaves de pequeño espesor, así como *ripples* de corrientes hacia techo.

Estos sedimentos se han depositado en un lago evaporítico, correspondiendo la mayor parte de la unidad aflorante en esta hoja (alternancia de arenas y margas con cristales de yeso) a depósitos originados en ambientes de transición entre la llanura arenosa distal y la fangosa; en estos ambientes se formarían surgencias de aguas subálveas o charcas, donde se depositaron los carbonatos. La mayor frecuencia de niveles arenosos hacia techo, (cortes de Galera y Ctra. Huéscar-Castillejar), se interpreta como la ampliación de la llanura arenosa hacia partes más internas de la cuenca. En estas últimas áreas se desarrollaría un lago evaporítico de aguas no muy concentradas ya que no llega a generalizarse la sedimentación de yeso. Según se observa en las secuencias deposicionales, cada una de ellas muestra una expansión del sistema lacustre, que alcanza un equilibrio en el tramo superior; este máximo desarrollo espacial no implica una profundi-

zación del lago, sino al contrario, hay evidencias de desecación, como son el depósito de arenas yesíferas, grietas de retracción y formación de cristales de yeso intrasedimentario.

En función de la relación lateral que muestra con la unidad 30, se asigna al Pleistoceno inferior y medio. AGUSTÍ (1.984) citó fauna del Rusciniense (Plioceno) en localidades que indican una edad Villafranquiense superior (MN 17) para los yacimientos Nuca 2 y Nuca 3 situados al sur de Galera (RUIZ BUSTOS, 1991).

1.7.5.- Calizas y margas; niveles lignitosos (32) (Pleistoceno medio-superior?)

Sus afloramientos se localizan en el cuadrante NE de la hoja, donde forma típicos relieves de páramo.

La potencia no supera los 40 m.

Estos materiales se disponen en estratos tabulares sobre cualquiera de los sedimentos anteriores, formando una paraconformidad con la unidad 31 en el área central de la hoja y discordancia angular con los afloramientos de borde. En el límite oriental de la hoja, aparentemente cambia de facies con arenas de la unidad 30.

Comprende tres litologías básicas: calizas, margas, más o menos organógenas, y escasos niveles arenosos. La sucesión se dispone en secuencias de hasta 3 m de espesor, que comienza a veces con un tramo basal de arenas, con morfologías canalizadas y gradaciones positivas, o bien con margas masivas de hasta 2 m de espesor que presentan niveles con enriquecimiento en materia orgánica, a los que se asocian abundantes restos de gasterópodos. A techo se encuentra un nivel de calizas oquerosas de hasta 1 m de espesor con fauna dulceacuícola, con restos de raíces y esporádicamente paleosuelos en el techo.

La proporción marga-caliza varía espacialmente con una gradación O-E, encontrándose los afloramientos de predominio margoso hacia el oeste en Cañada de Ferrer y los más carbonatados al sur de Huéscar.

Se interpreta que estas secuencias son propias del relleno de lagos de aguas dulces con cierta influencia terrígena.

Sobre una muestra de gasterópodos tomada hacia la base de la unidad, al norte de Fuenteamarga se ha efectuado un estudio de racemización de aminoácidos, datándose el Pleistoceno medio (Mindel-Riss) (304.05 ± 23.4 ka). Dado que en el borde E de la hoja la unidad 30 se ha datado como Riss (techo del Pleistoceno medio) y por encima se encuentran las calizas y margas de esta unidad (31),

podría ser que ésta ya perteneciese al Pleistoceno superior si se considerase como correcta la edad asignada a dicha unidad 30.

1.8.- HOLOCENO

1.8.1.- Conglomerados, arcillas y costras calcáreas (Glacis) (33) (Holoceno)

Se encuentran bien representados al pie de los relieves septentrionales y cuadrante suroccidental de la hoja, disponiéndose en discordancia angular y erosiva sobre los primeros y en paraconformidad sobre algunos materiales de la Depresión.

La potencia no suele exceder de 6-8 m.

Corresponden a niveles de conglomerados y arcillas normalmente encostrados, cuya proporción varía en función de su distancia al área origen, de manera que hacia los bordes predominan los conglomerados y hacia el centro de la Depresión las arcillas. Sobre estos sedimentos se desarrollan suelos encostrados de color rojo típico.

Se interpretan como depósitos asociados a los abanicos aluviales que colmatan la Depresión de Guadix-Baza.

La edad no se ha determinado con precisión, pero por la situación estratigráfica que ocupan se atribuyen al Holoceno antiguo.

1.8.2.- Conglomerados y costras calcáreas (Glacis-coluval) (34) (Holoceno)

Sus afloramientos se localizan al pie de los principales relieves de la hoja y corresponden con las facies proximales de la unidad anterior, donde la pendiente de los afloramientos supera el 5 %.

Litológicamente se componen de una secuencia de conglomerados y en menor proporción arenas y arcillas rojizas, estando el conjunto fuertemente encostrado.

Corresponden a depósitos asociados a abanicos aluviales que denudan los relieves adyacentes.

La edad es coetánea con la del glacis (Holoceno antiguo), pero su formación continúa activa en la actualidad.

1.8.3.- Gravas y arenas (Terraza?) (35) (Holoceno)

Esta unidad cartográfica está representada por un único afloramiento ubicado 2 Km al oeste de Castillér, con la base a 90-100 m sobre el cauce del río Guardal.

En este lugar afloran unas gravas redondeadas de 3 a 5 cm de diámetro y naturaleza carbonatada, con eventuales niveles arenosos. Los cantos están autosoportados y no se han observado estructuras de ordenamiento interno por la mala calidad del afloramiento.

Se interpreta este afloramiento como un vestigio de la red fluvial original que se instauró a continuación de los glaciares de colmatación de la cuenca.

La edad sería Holoceno.

1.8.4.- Cantos y bloques (Canchales) (36) (Holoceno)

La unidad comprende afloramientos ubicados junto a los principales relieves de la hoja, formados por la acumulación gravitacional de los elementos resultantes de su denudación. Sus principales extensiones se localizan en las sierras de Castril, Marmolance y Muerto.

La litología corresponde a cantos angulosos de diversa naturaleza, el tamaño es normalmente de 5 a 10 cm de diámetro y excepcionalmente hay bloques del orden del metro cúbico. Los cantos en general están autosoportados o presentan escasa matriz arcillosa rojiza.

Se interpretan como acúmulos de clastos producidos por fenómenos crioclásticos (procesos periglaciales).

La edad es Holoceno.

1.8.5.- Arcillas, arenas y gravas (Fondos de valle) (37) (Holoceno)

Se ubican en las cabeceras de los principales arroyos, ramblas y barrancos, los cuales se presentan preferentemente en la mitad oriental de la hoja.

Están formados por el acúmulo de arcillas, arenas y gravas aportadas tanto por el cauce fluvial como por arroyada difusa desde los laterales.

La morfología de los fondos de valle es en artesa, la cual presenta una incisión por el cauce fluvial en su parte central.

La edad es Holoceno.

1.8.6.- Arcillas y cantos (Coluviones y derrubios s.l.) (38) (Holoceno)

Se encuentran al pie de relieves menores, como cerro del Diablo y vertientes

del río Castril.

Engloba dos naturalezas distintas. Por un lado, cantos angulosos envueltos en matriz arcillosa rojiza y, por otro, masas arcillosas desorganizadas con cantos y bloques inmersos en ellas.

Las primeras se encuentran junto a relieves carbonatados y corresponden a depósitos originados por procesos gravitacionales (caída de cantos por pendiente) y/o depositados por fenómenos de arroyada difusa, mientras que los segundos corresponden a las masas afectadas por deslizamientos de ladera.

La edad es Holoceno, aunque en la actualidad también se están formando.

1.8.7.- Gravas y arenas (Terrazas alta, intermedia, baja y llanura de inundación) (39, 40, 41 y 43) (Holoceno)

En este epígrafe se engloba el sistema de terrazas originadas por los cauces fluviales de la hoja, que solo se encuentran representados en su totalidad en el río Guardal, aguas abajo de Castilléjar.

En éste área se encuentran tres terrazas, más otra superior referida en la unidad 35, que se sitúan a +2 m, +8-10 m y +40 m, sobre el lecho de inundación actual. Las dos inferiores están ocupadas por cultivos intensivos abancalados y en afloramientos poco extensos de difícil reconocimiento.

La potencia de las terrazas está comprendida entre 10 y 20 m.

La litología es similar en todos los casos, correspondiendo a gravas y arenas canalizadas y autoportadas con un nivel superficial de arenas finas-limos.

Todo el sistema de terrazas se ha desarrollado en el Holoceno.

1.8.8.- Gravas, arenas y arcillas (Glacis-terrazza) (42) (Holoceno)

Se han diferenciado en la margen derecha del río Castril, donde la terraza intermedia enlaza con la ladera mediante una superficie de glacis.

Corresponde a un depósito mixto donde coexisten gravas y arenas suministradas por el río con niveles de arcillas y gravas aportados desde los laterales por abanicos aluviales.

Si bien estos afloramientos están colgados con respecto al cauce del río, en su cabecera presentan arroyos que aportan sedimentos, por lo que se pueden considerar como un sistema de depósito que se está formando en la actualidad.

1.8.9.- Gravas, arenas y arcillas (Abanicos aluviales) (44) (Holoceno)

Solo se localizan en pequeños afloramientos ubicados en la desembocadura de los arroyos a los principales cursos fluviales de la hoja.

Litológicamente se componen de gravas, arenas, limos y arcillas, que corresponden con los sedimentos arrastrados por los cauces fluviales.

Su origen se asocia a la pérdida de capacidad de transporte que sufren los arroyos, al ampliarse la sección del cauce y/o variación de su pendiente, cuando alcanzan el río principal.

Esta unidad es de edad Holoceno y está en período de formación.

1.8.10.- Travertinos (45) (Holoceno)

Solo se han localizado dos afloramientos cartografiables, 2 Km al N de Castril y junto al río Guardal, en el borde N de la hoja. En ambos casos corresponden a masas travertínicas asociadas a surgencias de agua.

Este material carbonatado se forma por la precipitación del carbonato cálcico contenido en aguas subterráneas, alrededor de los tallos y troncos de la vegetación existente junto al manantial. La forma de estos depósitos es la típica en púlpite, con el techo plano y borde externo escarpado.

Actualmente se encuentran en fase de formación, si bien aparecen parcialmente erosionados por cauces laterales.

1.8.11.- Aterrazamientos antrópicos (46) (Actual)

Se ha definido esta unidad sobre un espacio ubicado en las inmediaciones de Castril, que se encuentra totalmente aterrazado y cultivado, no siendo posible reconocer la litología del sustrato. Este debe ser de carácter margoso y se encuentra intensamente alterado a arcillas grisáceas.

La potencia es escasa y no supera 1 ó 2 m.

2.- TECTÓNICA

2.1.- ENCUADRE REGIONAL

La hoja de Huéscar se sitúa entre las estribaciones meridionales de las sierras de Segura y Sagra y el borde norte de la Depresión de Guadix-Baza.

En las citadas sierras se encuentran materiales plegados pertenecientes a las Zonas Externas de la Cordillera, mientras que en la Depresión se sitúan los materiales del relleno de la misma.

Las Zonas Externas se interpretan como la cobertera sedimentaria del Margen Sudibérico, deformada y despegada por el desplazamiento hacia el O de las Zonas Internas. Se diferencian dos grandes conjuntos tectonopaleogeográficos: Prebético y Subbético; el primero es básicamente un dominio de plataforma junto al continente y el segundo la continuación hacia el interior del Orógeno. Entre ámbos podría haber existido un surco que los separó, donde se debieron formar las Unidades Intermedias.

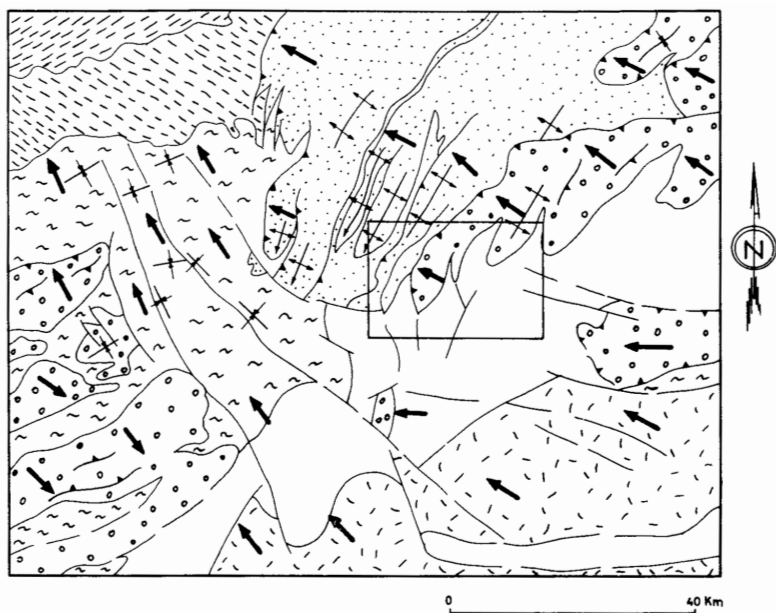
2.2.- DESCRIPCIÓN DE UNIDADES O ZONAS ESTRUCTURALES

La hoja de Huéscar ocupa la parte septentrional de la Cuenca de Guadix-Baza, una porción de las estribaciones meridionales del Prebético, afloramientos dispersos de Subbético, así como corredores tectónicos entre estos dominios, constituidos por materiales de carácter olistostrómico.

Los sectores antes mencionados 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 dominios 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 antepaís
- 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 Huéscar se han diferenciado cuatro zonas estructurales que son: Prebético, Subbético, unidades tecto-gravitacionales y la Cuenca de Guadix-Baza.

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

2.2.1.- Prebético

Siguiendo los trabajos de FRIZÓN et al (1.991), y GUEZOU et al (1.991), en el Prebético de las sierras de Cazorla y Segura se distinguen cuatro unidades tecto-noestratigráficas:

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

La distribución de estas unidades, de acuerdo con los autores antes citados, se presenta en la **figura 2**.

En la hoja de Huéscar solo está representada la unidad de Sierra de Segura. Según los referidos autores, esta unidad está formada por dos dúplex superpuestos. El dúplex inferior comprende materiales de edad Jurásico-Albiense, mientras que el superior está formado por numerosas láminas cabalgantes que comprenden una secuencia Cenomaniense a Mioceno medio. El nivel de despegue del cabalgamiento corresponde a la Formación Utrillas.

Las observaciones realizadas en las hojas de Huéscar y San Clemente indican que realmente la unidad Sierra de Segura comprende dos láminas cabalgantes, de gran continuidad lateral y en ambos casos formadas por, al menos, la secuencia Jurásico superior - Mioceno medio completa. La lámina superior presenta algunas estructuras de cabalgamiento de poco desplazamiento y/o fallas inversas imbricadas.

La terminación del sistema de cabalgamientos del Prebético ha sido discutida por FALLOT (1.930 a 1.945), FOUCAULT (1.960 a 1.971) y FRIZÓN et al (1.991). Estos últimos interpretan la falla de Tíscar, cuya traza pasaría por la esquina SO de la hoja, como una rampa lateral, que contiene los puntos de unión de las unidades de Cazorla y S^a de Segura y que llegaría a conectar los frentes Prebético y Subbético. Esta geometría principal determina, según estos autores, el Cabalgamiento Bético Profundo (C.B.P.), y se considera como el cabalgamiento basal de las unidades subbéticas y prebéticas; estos autores también calculan el acortamiento tectónico, referido a las partes aflorantes del Prebético, en 110 Km, sin tener en cuenta los dúplex del embalse del Guadalquivir.

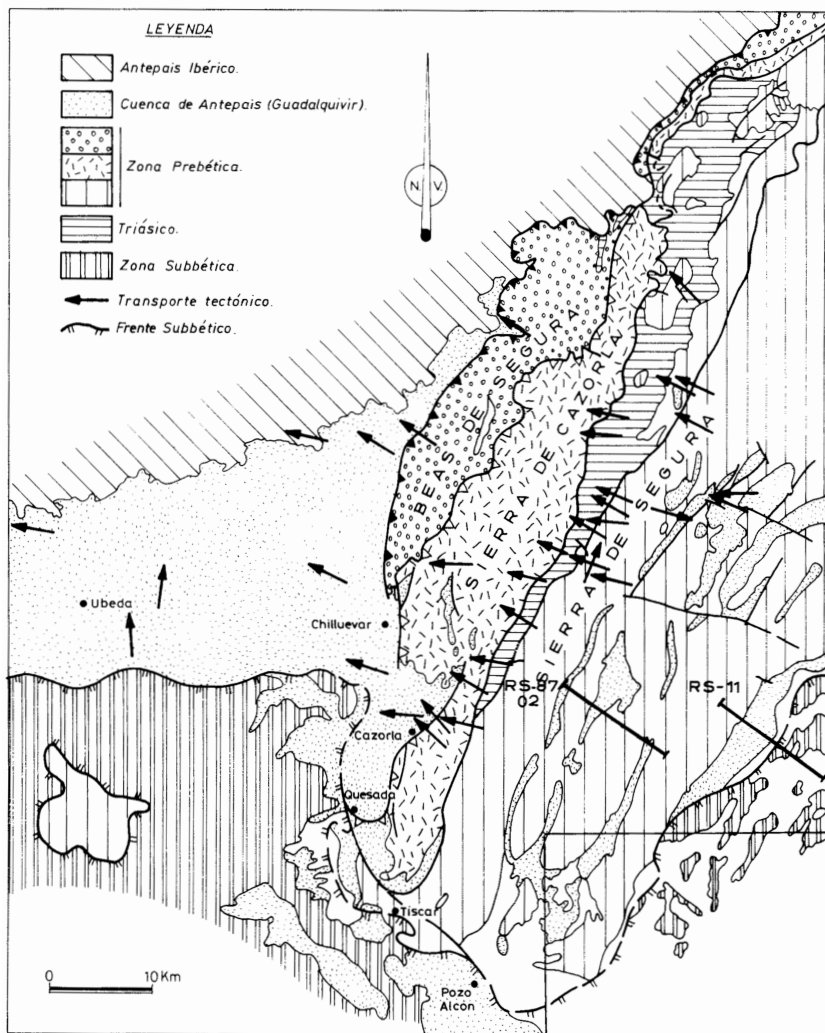


figura 2.- Mapa estructural sintético de la región de Cazorla.
(Modificado de FRIZÓN, et. al, 1991).
Situación de perfiles sísmicos.

En la hoja de Huéscar se encuentra la lámina tectónica superior, la cual forma dos anticlinales, Sierra de Castil y Sierra Seca, de ejes de dirección N30E y vergentes al O. Los flancos occidentales de ámbos se encuentran verticalizados o invertidos

y en el de Sierra Seca, está seccionado por una superficie de cabalgamiento, que superpone materiales del Mesozoico sobre margas del Serravalliense-Tortonense inferior.

Este cabalgamiento atraviesa la hoja y prosigue por la de San Clemente, donde se amortigua en un sistema de escamas en abanico y un sinclinal.

La morfología profunda de este accidente ha podido ser reconocida en esta última hoja mediante varios perfiles sísmicos, de los que se ha representado el RS-87-02 en la **figura 3**.

En este perfil pueden diferenciarse claramente tres sectores, denominados A, B y C. El sector A representa, a su vez, otras dos partes claramente diferentes. La parte derecha ofrece un conjunto de reflexiones plano-paralelas de tendencia ondulada y otras de morfología cruzada, que se interpretan están asociadas a una o varias secuencias deposicionales prebélicas, o bien con el cambio de facies entre las calizas de rudistas y las margas con areniscas del Aptiense-Albiense (borde de plataforma somera). La parte izquierda de este sector A, muestra un comportamiento totalmente diferente, donde, entre abundantes reflexiones caóticas, se manifiestan reflexiones monticuladas que se interpretan que pueden estar asociadas a rampas de cabalgamiento.

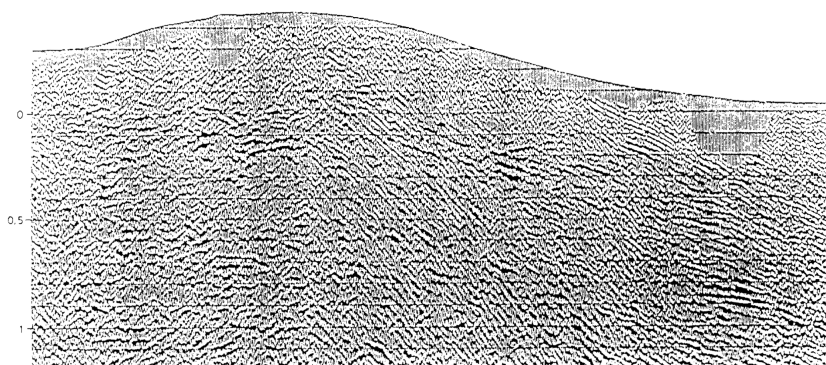
El sector B coincide en superficie con el frente de cabalgamiento de Sierra Seca. La morfología, aunque a grandes rasgos caótica, permite sugerir bandas de rampas y rellanos que definirían en su conjunto, una rampa cabalgante formada por varias escamas. Esta rampa no llega a alcanzar la horizontalidad en la zona reconocida por el perfil. En superficie sólo se han diferenciado dos de los planos que definen estas escamas, si bien se observa una generalizada laminación tectónica con disminución de potencia de los tramos litológicos próximos al cabalgamiento.

El sector C, con las capas subhorizontales y que se interpretan como seccionadas por los planos del sector B; corresponde a la lámina cabalgada.

2.2.2.- Subbético

Comprende un conjunto formado fundamentalmente por sedimentos mesozoicos que se dispone tectónicamente sobre el Prebético por lo general, aunque en la hoja de Huéscar se sitúa sobre la Unidad Olistostrómica ubicada entre ambos.

Los afloramientos cartografiados corresponden a la terminación suroriental de la alineación de las sierras de Huéscar-San Clemente-Puebla de Don Fadrique. En éstos afloramientos se sucede un conjunto de relieves calcáreos que forman un arco, el flanco meridional tiene una dirección N 30°E y el septentrional N 60°E. Los



RS-87-02

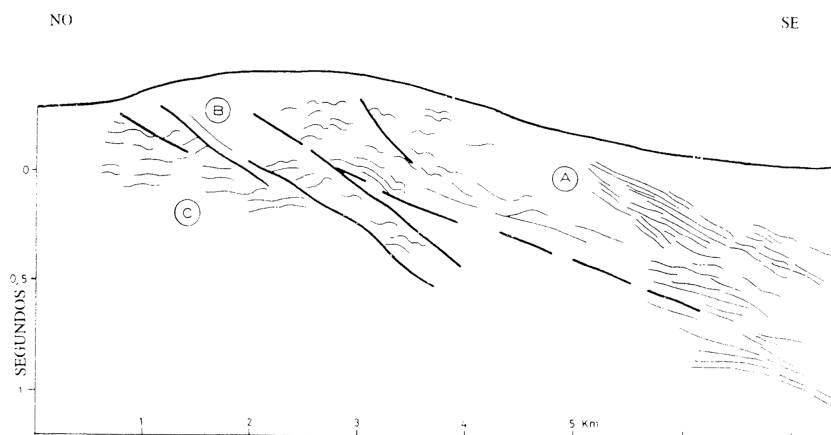


figura 3. PERFIL SISMICO RS-87-02 Y SU INTERPRETACION

- A Sector con secuencias deposicionales de identificación dudosa.
- B Sector de secuencias de cabalgamientos con rampas y rellanos.
- C Lámina cabalgada.

bordes noroccidentales de estos relieves constituyen frentes de cabalgamiento. Entre los relieves, formados por carbonatos liásicos, se encuentran amplios sinclinales donde se alojan materiales cretácicos y terciarios; su dirección es congruen-

te con la del mencionado arco. Esta geometría indica una dirección de desplazamiento general de SE al NO.

Las estructuras no son tan continuas como en el Prebético y los afloramientos están normalmente distorsionados entre sí por fracturas que implican importantes saltos.

Los perfiles sísmicos que cortan estas estructuras (RS-34 y RS-35 en la hoja de Huéscar y RS-32, RS-33 y RS-11 en la de San Clemente), muestran el Subbético como un conjunto de reflectores sin continuidad y distribución caótica; por contra en el Prebético se definen varios reflectores paralelos que se pueden asignar al techo de tramos litológicos reconocidos en superficie (**figura 4**) y en su conjunto puede reconocerse su estructura. Ello sugiere que el Subbético corresponde realmente a un conjunto de afloramientos desenraizados y aislados entre sí y, presumiblemente, rodeados por materiales margosos en profundidad.

Por los datos superficiales, en la hoja de Huéscar el Subbético forma una amplia estructura sinclinal, vergente al NO, cuyo flanco occidental correspondería a la Sierra Duda, cerros del Cubo y del Diablo, y el flanco oriental estaría representado por la Sierra del Muerto. El eje de la estructura es de dirección N 40°E y su traza pasa por la Sierra de Marmolance, cuyos materiales son los sedimentos más modernos alojados en la estructura (Tortoniense inferior).

2.2.3.- Unidad Olistostrómica

Formada por un conjunto de materiales de diversa edad y naturaleza esencialmente margosa; se dispone sobre el Prebético, que a su vez es cabalgado por el Subbético.

El origen de esta unidad se produjo durante el Mioceno medio y se interpreta que aconteció a partir de masas deslizadas, procedentes de relieves próximos como consecuencia de las deformaciones acaecidas en esa edad.

La magnitud y el tamaño de los elementos involucrados es de orden kilométrico, lo que unido a su escaso grado de deformación interna, para el tipo de materiales considerados, sugieren un deslizamiento de tipo "*slide*" (bloques sin deformación), lo que implica una relativa proximidad al talud original.

La superficie basal de la unidad olistostrómica, presenta al NE de Castril una clara vergencia al S y SO, que cubija progresivamente a materiales más antiguos, en lo que se podría interpretar como el plano de deslizamiento original. Más al S, este plano está claramente reactivado porque llega a cobijar a margas del Mioceno que son más modernas que la propia U.O.

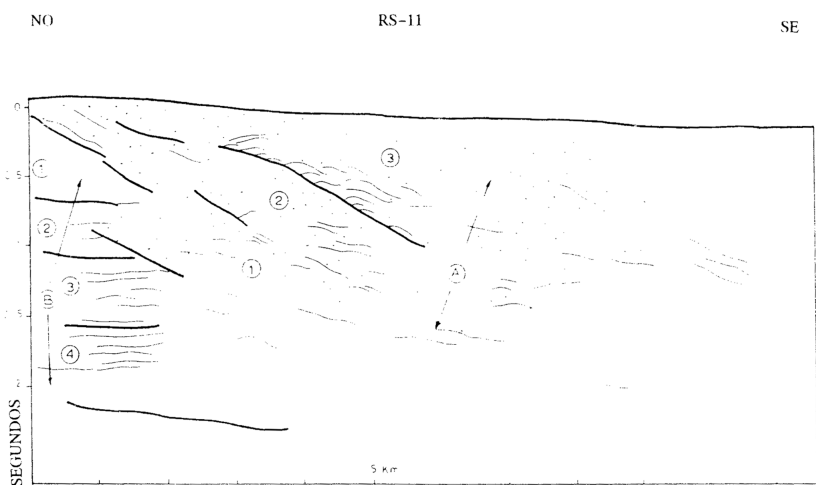
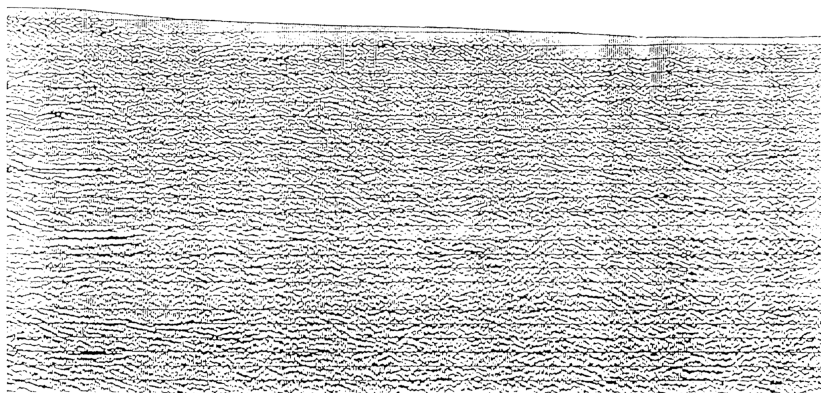


figura 4. PERFIL SISMICO RS-11 Y SU INTERPRETACION

- A Escama Subbética con una secuencia de cabalgamientos 1, 2 y 3
- B Prebético subcabalgado, con varias secuencias deposicionales 1 a 4.

Por su posición y geometría puede sugerirse que la U.O. se ha generado por el vertido de masas procedentes de Sierra Seca, lo que implica una dirección de deslizamiento N-S. Esta dirección es congruente con la formación de fosas asociadas

a rampas laterales de la lámina cabalgante de Sierra Seca, que estarían limitadas al S por la falla de Tíscar y el corredor del Guadiana Menor (ver hoja de Pozo Alcón). Estos accidentes de salto en dirección, presumiblemente originaron cuencas distensivas de tipo *pull-apart*, que debieron ser rellenadas por los elementos resultantes de la fricción y desmantelamiento de las estructuras cabalgantes situadas en el bloque Prebético. Un esquema interpretativo del origen y depósito de la Unidad Olistostrómica se muestra en la **figura 5**.

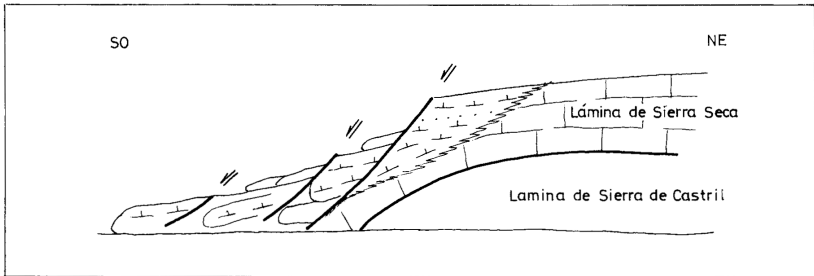
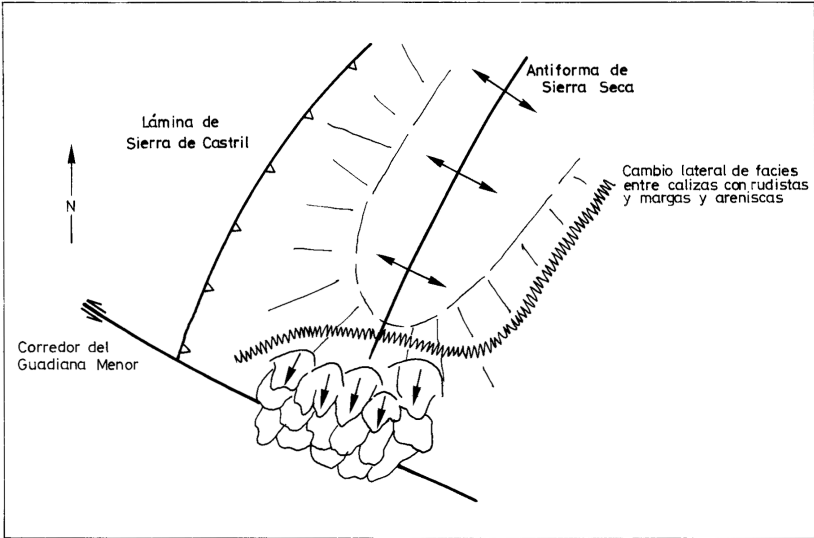


figura 5.- Esquema interpretativo del origen y depósito de la Unidad Olistostrómica

2.2.4.- Cuenca de Guadix-Baza

Está constituida por depósitos de edad Plio-Pleistoceno que se sitúan sobre el límite que separa las Zonas Internas de las Externas.

Al contrario de lo que cabría esperar en unos sedimentos tan recientes, éstos muestran deformaciones con buzamientos de hasta 18° y un diaclasado amplio, e incluso están afectados por fracturas con salto de orden métrico.

En líneas generales, la cuenca forma un sinclinal de dirección N60E cuyo eje se situaría próximo a la traza del río Guardal, aguas abajo de Castelléjar. Hacia el N, donde los materiales son más recientes, la deformación es escasa, mientras que en la zona de Galera las capas giran a dirección E-O y llegan a buzarse 15° al N.

Tanto las fracturas como las diaclasas más frecuentes tienen dirección N40-60°E.

2.2.5.- Sistemas de fractura

En la hoja de Huéscar los sistemas de fracturación pueden agruparse en tres familias: N20-40E, N130-150E y N60E.

Fracturas N20-40E. - De esta directriz son los frentes de cabalgamiento del Prebético, Subbético y contactos principales entre masas olistostrómicas. También agrupa a una serie de fracturas ubicadas en el río Guardal correspondientes a retrocabalgamientos.

Fracturas N130-150E. - De directriz congruente con el corredor del Guadiana Menor y con la Falla de Tíscar y que se interpretan como fallas de desgarre. No son frecuentes en la hoja.

Fracturas N60E. - Directriz a la que se asocian fallas normales que llegan a afectar a materiales cuaternarios.

2.3.- CRONOLOGÍA DE LA DEFORMACIÓN

En la evolución geodinámica de la Cordillera Bética, se pueden distinguir claramente dos etapas. La primera está en relación con la apertura del Atlántico, y por lo tanto con la etapa de *rifting* que acaeció durante el Mesozoico. La segunda se produjo cuando comenzó el acercamiento (etapa convergente) entre las placas de Europa y África, con dos períodos diferentes, uno durante el Cretácico y Mioceno inferior y el otro, entre el Mioceno medio superior y la actualidad.

En el ámbito de la hoja, tanto la etapa de *rifting* como la primera fase de la etapa convergente (Cretácico a Mioceno inferior), solo ha influido en cambios en el régi-

men sedimentario, sin que se llegara a deformaciones generalizadas. Estas deformaciones se han producido a partir del Mioceno medio, pudiéndose deducir la cronología de los principales eventos tectónicos acaecidos, a partir de la relación existente entre las estructuras tectónicas y los sedimentos.

Para los afloramientos subbéticos y los de Sierra Seca la sedimentación fue más o menos continua hasta el Mioceno inferior (bien descrita en la hoja de San Clemente).

A partir del Mioceno medio se produce un conjunto de estructuras de cabalgamiento del Subbético sobre el Prebético y el inicio del desplazamiento de Sierra Seca sobre la Sierra de Castril. Durante este proceso y de modo concomitante con él, se origina el depósito de la Unidad Olistostrómica en el Langhiense superior-Serravalliense inferior.

En el Serravalliense superior-Tortonense inferior, para este sector de la cordillera, tiene lugar la individualización de cuencas de tipo *piggy-back*, de modo que en las áreas alejadas de los frentes cabalgantes se produjo la sedimentación de calizas de algas y margas blancas. Mientras que en áreas próximas a los citados frentes se generaron importantes relieves, el desmantelamiento de los mismos dio lugar a un conjunto de elementos que se proyectaron en forma de olistostromas (debritas) a las citadas cuencas. Este proceso fue continuo, de manera que el cabalgamiento subbético prosiguió y llegó a cobijar a estos últimos olistostromas, caso de la lámina tectónica de Sierra Seca que avanzó sobre la de la Sierra de Castril.

En el Turoliense-Vientiense se registró un levantamiento general de este área, que originó la definitiva continentalización de la Cuenca de Guadix-Baza y la creación de los relieves situados al N de la hoja. Sobre dichos relieves se originaron importantes sistemas aluviales que iniciaron la erosión de los mismos y el relleno de la Depresión. Las estructuras de deformación y las fracturas asociadas a los sedimentos del relleno de la Depresión, podrían estar en relación con fenómenos de acomodación de la cuenca, siguiendo directrices heredadas.

3.- GEOMORFOLOGÍA

3.1.- RASGOS FISIográficos

La hoja de Huéscar se ubica en la parte más septentrional de la Depresión de Guadix-Baza, junto a las estribaciones meridionales de la Sierra del Segura que constituye el borde y el basamento de la misma.

En la parte norte de la hoja aparece un conjunto de sierras separadas unas de

otras por medio de sedimentos más recientes, que constituyen las terminaciones meridionales de la Sierra del Segura. Son de oeste a este: la Sierra de Castril, la Loma del Perro (terminación de la Sierra de Duda), Sierra de Marmolance y Sierra Bermeja. Todas ellas, con directriz bética N 30-60°E, se prolongan bajo los sedimentos del relleno de la Depresión de Guadix-Baza, constituyendo el borde y el basamento de la misma. También en el vértice suroccidental de la hoja aparecen, casi imperceptiblemente, los materiales que conforman la terminación occidental de la Sierra de Orce, borde y sustrato en este sector de la Depresión.

Si se exceptúa el sector más meridional de la hoja, la Sierra de Castril, donde se ubica el punto de mayor altitud (Tornajuelo, 1.915 m), el relieve se caracteriza por su suavidad, con extensas planicies que empiezan desde el norte con pendientes muy suaves, del orden del 1 al 10%, y se extienden hacia el sur. Estas superficies suelen estar parcialmente disectadas por un sistema fluvial que presenta en ocasiones fuerte encajamiento, modela vertientes abruptas en las que se producen acentuados procesos de acarreamiento sobre los materiales blandos. El 80% de la superficie está comprendida entre los 800 y los 1.100 m, mientras que la menor cota se sitúa a 680 m de altitud, a la salida del río Castril por el límite sur de la hoja.

Los suelos dominantes en la hoja son en su conjunto Cambisoles cálcicos, en asociación con Regosoles calcáreos y litosoles, sobre los glaciares y piedemontes de las sierras calizas; en las vertientes dominan los Regosoles calcáreos y los Xerosoles cálcicos y gipsicos, según tengan mayor abundancia de calcio o yeso, sobre las margas; en los relieves calizos de Castril se desarrollan Litosoles y Fluvisoles en los sedimentos asociados a la dinámica fluvial activa. Son suelos, en general, con muy poco desarrollo utilizados para cultivos de secano.

Los cultivos arbóreos de secano, olivos almendros y viñas, junto con los frutales y cultivos de tipo anual dominan en el paisaje vegetal. Tan sólo en la Sierra de Castril pueden encontrarse restos de una vegetación climática de sumo interés botánico y ecológico que le ha hecho merecedora de su catalogación como Parque Natural. Encinares, alcornoques y quejigales, por encima de los 1.500 m de altitud, así como sus comunidades compuestas por matorrales de carácter frío, chaparrales, y fases más avanzadas de la degradación de los primitivos encinares, tomillares, jarales y garrigas constituyen el paisaje vegetal de la Sierra.

3.2.- ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

3.2.1.- Estudio Morfoestructural

Como ya ha sido señalado, la hoja se inscribe en el borde norte de la Cuenca de Guadix-Baza, sobre el contacto de ésta con las estribaciones meridionales de la

Sierra del Segura, que constituye en este sector el borde y el basamento de la depresión. Esta particular situación geológica configura una disposición morfoestructural clara (**figura 6**) pudiendo diferenciarse las siguientes unidades:

- Sierra de Castril
- Relieves aislados
- Planicie superior
- Vertientes
- Valles

3.2.1.1.- Sierra de Castril

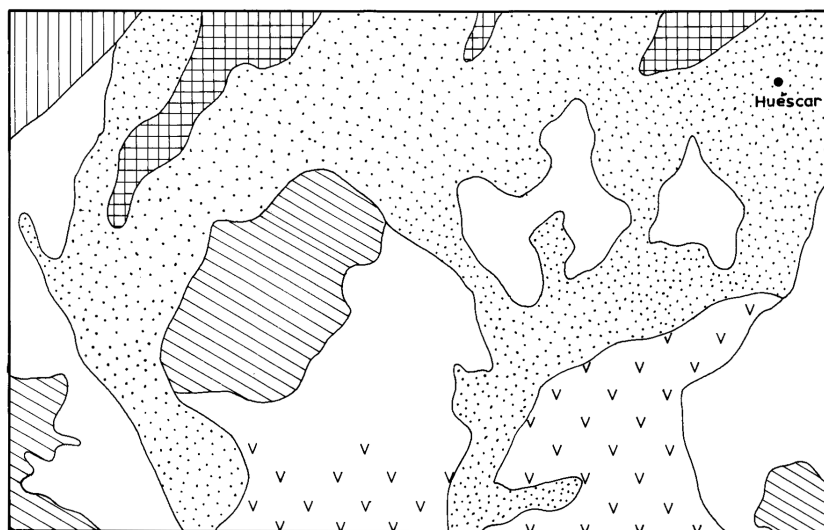
En el ángulo noroccidental de la hoja afloran los materiales carbonatados del Cretácico superior de la Sierra de Castril. Constituyen un relieve de sierra que se estructura con directriz bética, N45E, conformando una estructura anticlinal replegada. Esta estructura, que constituye la terminación suroccidental de la Sierra de Castril, se prolonga por la vecina hoja de Pozo Alcón, hundiéndose bajo los materiales de relleno de la Depresión. Se trata de un relieve agreste que casi alcanza los 2.000 m de altitud (vértice Tornajuelo, 1.915 m), con fuertes y homogéneas pendientes modeladas por procesos de laderas que están asociadas fundamentalmente al dominio morfogenético periglaciario como al térmico.

3.2.1.2.- Relieves aislados de Sierra

Así como en el sector noroccidental de la hoja la Sierra de Castril adquiere un cierto desarrollo, en el límite septentrional de la misma asoman tímidamente las terminaciones de un conjunto de relieves con morfología de cuerda que quedan aislados por los materiales de relleno de la Depresión ya que sólo adquieren continuidad hacia el norte, en la hoja de San Clemente. Pueden citarse, de oeste a este, la Sierra Duda y la Loma del Perro, que se prolongan discontinuamente a través del Cubo y el cerro del Diablo; la Sierra de Marmolance y la Sierra del Muerto-Bermeja. Entre ellas se perfilan valles suavemente encajados sobre la superficie que constituye la planicie superior, enraizada al sur de la hoja de San Clemente y alimentada lateralmente a través de las laderas de dichos relieves. Todas estas estribaciones presentan una directriz bética N 45°E.

3.2.1.3.- Planicie superior

Una gran parte de la superficie de la hoja se corresponde con una planicie constituida por un antiguo glacis de colmatación con entidad regional a nivel de toda la Depresión de Guadix-Baza (Glacis Superior de Cobertera, G1). Se trata de una extensa superficie que se desarrolla a cotas que oscilan entre los 950 y los 1.100 m, con una altitud media de unos 1.000 m.s.n.m., pendientes meno-



Escala.- 1:200.000

LEYENDA







-  *Sierra de Castril.*
-  *Relieves aislados.*
-  *Planicie superior.*
-  *Vertientes*
-  *Vertientes intensamente acarcavadas "Bad-land"*
-  *Valles.*

figura 6.- Esquema de unidades morfoestructurales

res al 5% y convergentes hacia el sector central y meridional de la hoja, hacia donde se abre la Depresión. Esta superficie suele aparecer encostrada por procesos de carácter diagenético. La planicie enraiza en los relieves descritos anteriormente y conecta con las laderas de los mismos mediante depósitos de vertiente, clasificados como glacia-coluviales ya que si bien genéticamente son equivalentes a los del propio glacis de colmatación (extensas redes de abanicos aluviales yuxtapuestos) presentan pendientes superiores en todo caso al 5% y, en ocasiones de hasta el 10-12%.

3.2.1.4.- Vertientes

En esta unidad se incluyen las vertientes modeladas sobre los materiales del relleno de la Depresión, que enlazan la planicie superior con la red fluvial actual y sus formas asociadas, así como aquellas otras que aunque modeladas sobre sedimentos antiguos se han comportado, desde el punto de vista morfogenético, solidariamente con las anteriores (este último caso es el del valle del río Castril, modelado sobre las margas de la Unidad Olistostómica).

En líneas generales caben diferenciar dos tipos de vertientes, que podrían corresponder, a grandes rasgos, con dos subunidades morfoestructurales: las vertientes modeladas por procesos de acarreamiento y las subplanicies modeladas por erosión laminar (superficies erosivas-glacis de erosión). Ambos procesos no tienen una relación cronológica clara, ya que no resulta evidente que el proceso de acarreamiento constituya en sí mismo un rejuvenecimiento del relieve por retroceso de la red de drenaje, controlado litológicamente, sobre las superficies erosivas. La diferenciación morfoestructural es, sin embargo, evidente. Así, la superficie erosiva es manifiestamente visible, con pendiente inferior al 1%, en las vertientes que enlaza el glacis superior del Campo del Rey con el valle del Guardal, al sur de la hoja. En la vertiente opuesta, sin embargo, en el paraje del Genovés, la vertiente queda modelada por un intensísimo proceso de acarreamiento que origina una característica morfología de bad-land, similar a la que se genera sobre las margas de la Unidad Olistrómica.

Esta superficie erosiva (glacis de erosión) se correspondería con el glacis de 2ª generación descrito en otras hojas próximas (Cuevas del Campo), y constituye un nivel de arrasamiento que tendería a peneplanizar la cuenca, tras un primer encajamiento de la red de drenaje sobre el glacis superior.

3.2.1.5.- Valles

La dinámica fluvial actual y subactual ha conformado unos valles amplios, a pesar de tratarse de los tramos altos de las cuencas fluviales. Así, el río Castril y, en mayor grado, el Guardal, presentan amplios valles y un sistema fluvial desarrollado, con un conjunto de terrazas fluviales y formas asociadas, pequeños conos de deyección y glacis-terrazas, que, en ocasiones, tienen cierta extensión y que deben correlacionarse con la tercera generación de glacis (glacis subactuales), definida en otros sectores de la Depresión (hoja de Cuevas del Campo).

La principal característica de la red fluvial es su carácter remontante, conformando un conjunto de fondos de valle escalonados. Este carácter es el reflejo de sucesivos descensos del nivel de base de la cuenca, de manera que cada uno de ellos se produce antes de que la red alcance el nuevo equilibrio en sus tramos más

altos. Así, aunque todos ellos son funcionales en la actualidad, al menos en épocas de avenida, los más altos son los más antiguos y un escarpe morfológico de orden métrico, salto de agua, da paso a otro más reciente, y éste, a su vez, a un tercero, que se comporta ya como llanura de inundación actual. Asociado a cada uno de estos episodios se asocia la correspondiente terraza fluvial. La diferenciación entre fondo de valle y terraza es, desde el punto de vista morfológico, difícil en muchos casos.

3.2.2.- Estudio del Modelado

Con independencia de los elementos de carácter antrópico, las formas de modelado presentes en la hoja, pertenecen a tres claros dominios morfogenéticos, el fluvial, el de laderas y el mixto o poligénico, aunque también están mínimamente representadas las asociadas al dominio kárstico.

3.2.2.1.- Fluvial

Este dominio morfogenético está bien representado, tanto por lo que se refiere a formas de denudación como a formas de acumulación. En cuanto a las primeras merece la pena destacar el intenso proceso de acarcavamiento, con profusión de formas asociadas (incisiones lineales, cárcavas, aristas, frentes de acarcavamiento, etc.), tanto en los materiales pliocenos de relleno de la Depresión (cuenca del río Guardal), como en las margas de la Unidad Olistostrómica sobre las que encaja el río Castril. Este proceso se ve, no obstante, muy localizado y espacialmente condicionado por el factor litológico. Aunque en diversos puntos de la hoja la red incide con cierta intensidad, es de destacar el desfiladero del río Guardal, visible en su cruce con la carretera de Huéscar a Castril; este punto constituye un punto de interés geológico de importancia.

Las formas de acumulación están profusamente representadas, aunque debido a su propia naturaleza no lo hagan con extensión. En la cuenca del río Guardal se diferencia con claridad un sistema de tres terrazas. En la zona de Castillejar es donde aparece mejor representado: la terraza superior se sitúa a +40 m, una segunda a +8-10 m y una tercera, mínimamente representada, a +2 m, bastante degradada y, en ocasiones, difícilmente diferenciable de la llanura actual de inundación debido a las prácticas de abancalamientos agrícolas. Debe señalarse, no obstante, que al oeste de Castillejar, se observan restos de lo que podría ser una terraza más antigua, prácticamente degradada en su totalidad, que se situaría a unos +90-100 m, aunque podría tener también relación genética con el glacis superior (glacis-terrazza ?) . Se observan también tres generaciones de fondos de valle colgados, activos todos ellos, al menos en épocas de avenida, que se relacionan cronológicamente con las terrazas, asociando al último de ellos no solamente la terraza más moderna, sino las formas actuales (llanura de inundación, conos

de deyección, etc.). Debido a la morfología planar de los depósitos que constituyen los fondos de valle es, en ocasiones, difícil de diferenciarlos morfológicamente de los depósitos de terraza, como ocurre al sur de la localidad de Huéscar, debiendo recurrir para ello a criterios de tipo litológico.

3.2.2.2.- Laderas

Como formas de acumulación cabe referirse tan sólo a los canchales y a los coluviones o derrubios de ladera en general. Los primeros asociados a las vertientes de las sierras y en ocasiones, como los situados en la Sierra de Castril por encima de los 1.600 m. de altitud, relacionados genéticamente con el dominio morfogenético periglaciario. Los segundos ligados tanto a las partes medias y bajas de las vertientes de sierra, como a los relieves que generan los propios materiales de la Depresión; están asociados a procesos gravitatorios y son funcionales en la actualidad.

Cabe destacar la profusión de deslizamientos en las escarpadas laderas del valle del río Castril, sobre margas de la Unidad Olistostromica, fenómenos que no son visibles en otros sectores de la hoja. Por último, se han diferenciado como lóbulos de solifluxión los deslizamientos mínimamente representados en la parte alta de la vertiente oriental de la cuerda de la Sierra de Marmolance, que se desarrollan con más extensión en la limitrofe hoja de San Clemente y que afectan sobre todo a una antigua superficie de glaciario-coluvial colgada.

3.2.2.3.- Poligénico

Como formas mixtas asociadas a la acción común del sistema morfodinámico fluvial y el de vertientes se observa en la hoja, básicamente, un sistema de glaciario.

El más antiguo de ellos (G1) se corresponde con un glaciario de colmatación, generalmente encostrado, de entidad regional a nivel de toda la Depresión. Se trata de un glaciario de depósito consecuencia de la aportación de sedimentos de los cauces que drenan los relieves de las sierras del borde de la Depresión, que originan un sistema de abanicos aluviales coalescentes. Estos glaciares pasan, hacia la proximidad de los relieves, a un glaciario coluvial, relacionado genéticamente con el anterior aunque con pendientes que llegan a alcanzar el 10-12%. Tanto en un caso como en otro aparecen involucrados materiales asociados a las vertientes, no estrictamente relacionados con escorrentía canalizada.

Debe destacarse que en la vertiente oriental de la sierra de Marmolance se observan, mínimamente, restos de una antigua superficie colgada que, por su pendiente mayor del 5%, ha sido atribuida a un glaciario-coluvial, y que indica una fase (G0 ?) más antigua de modelado del sistema mixto fluvial-vertientes, sólo reconocible en la cuenca interior del río Guadalquivir en la vecina hoja de San Clemente, asociada

a la evolución de los relieves de La Sagra y Sierra Seca, en un momento en que el río Guardal mantenía un nivel de base superior al actual.

El segundo nivel de glacis (G2) está bien representado y se trata de un glacis de erosión o denudación que intentaría suavizar el relieve producido como consecuencia del encajamiento de la red. Aparece bien desarrollado al oeste del río Guardal, especialmente aguas abajo de Castilléjar.

Por último, se ha definido un tercer nivel de glacis (G3) que se corresponde con una tercera superficie de erosión-depósito, visible sobre todo en la margen izquierda del río Castril, en el sector más meridional de la hoja. Este nivel enlazaría la base de las vertientes con el nivel de la red aluvial actual/subactual y ha sido definido como un glacis-terrazza.

3.2.2.4.- Kárstico

En la prolongación del macizo carbonatado de la Sierra del Muerto-Bermeja (esquina nororiental de la hoja), es posible diferenciar restos de un antiguo sistema exokárstico, formado básicamente por dolinas de morfología circular con fondos planos y en embudo.

3.2.3.- Formaciones Superficiales

A la vista de todo lo expuesto anteriormente cabe concluir que las formaciones superficiales existentes en la hoja presentan un notable desarrollo, que corresponde, básicamente, con los depósitos del glacis superior, muy extensos y que evolucionan lateralmente hacia glacis-coluviales y coluviales propiamente dichos, y a los fluviales.

En el primer caso se trata de un extenso depósito (en superficie llega a alcanzar prácticamente 1/6 de la hoja), constituido por arenas, limos y arcillas con cantos y niveles de conglomerados con tonos grises a rojizos. Aparece encostrado por procesos diagenéticos en extensas superficies. Presenta una gran continuidad a nivel regional, correspondiéndose, como ya se ha señalado, con la superficie G1 de colmatación de la Depresión de Guadix-Baza.

El hecho de que en la vertiente oriental de la Sierra de Marmolance, y mucho más extensamente en la cuenca interior del río Bravatas en la vecina hoja de San Clemente, aparezcan restos colgados de una superficie de depósito similar, hace pensar en una fase de denudación y depósito anterior a la que conforma el glacis G1, de la que sólo se conservan las superficies más proximales. Podría pensarse, no obstante, que se tratara de una superficie equivalente a la G1, aunque no se observe la relación lateral entre ambas, pero lo más probable es que no sea así,

sobre todo por un aspecto importante que se reconoce mejor en la hoja de San Clemente: los depósitos de la superficie que aparece colgada (G0?) con respecto a la G1, aparecen con frecuencia movilizados junto con sustrato margoso por procesos de soliflucción y geliflucción, que en este sector originan formas que se consideran heredadas de etapas climáticas periglaciares antiguas y no subactuales. De hecho, la superficie G1 no se ha reconocido involucrada en este tipo de procesos en ningún otro punto de la Depresión de Guadix-Baza.

Este glacis superior (G1), cuyo depósito se origina a partir de un sistema de abanicos aluviales coalescentes, enlaza lateralmente hacia las vertientes con depósitos, con los que se relaciona genéticamente, si bien intervienen ya procesos estrictamente gravitatorios, algunos funcionales en la actualidad. Son los glacis-coluviales, que, a su vez, y ya en la parte media de las vertientes, conectan con depósitos típicamente coluviales. Se trata en este caso de depósitos muy poco evolucionados de material detrítico de naturaleza calizo-dolomítica, en ocasiones algo organizados, de tamaño grava con arenas y cantos. Cuando domina el tamaño bloque, con morfologías angulosas y muy escaso nivel de organización se han denominado canchales.

Los depósitos superficiales de carácter fluvial se corresponden con extensos fondos de valle, básicamente arcillas y limos con cantos, y las terrazas con cantos redondeados de naturaleza carbonatada en matriz areno-arcillosa. Los primeros están muy desarrollados en el sector oriental de la hoja, entre Huéscar y Galera, y los segundos en el entorno de Castilléjar, ámbos en la cuenca del río Guardal. En el río Castril su presencia es muy reducida, aunque en este caso, y asociados a la red de cárcavas de las vertientes, se desarrollan pequeños conos de deyección en la confluencia de la red tributaria con el río.

3.2.4.- Evolución Dinámica

La cronología relativa de los acontecimientos que tienen lugar en este sector de las Cordilleras Béticas, requiere de la interpretación de fenómenos que son comunes a los observados en hojas contiguas. La evolución dinámica, pues, de este sector podría ser la siguiente:

Hasta el Tortoniense Superior la cuenca es de carácter netamente marino. Un levantamiento del borde meridional y oriental de la misma la aísla de la Cuenca Mediterránea, con la que debía conectar por el pasillo existente entre las sierras de Estancias y Filábres. Con esta estructuración se conforma la arquitectura casi definitiva del relieve que circunda la Depresión. A partir de ese momento se produce la denudación de los relieves hacia la Depresión de Guadix-baza, de marcado carácter endorreico hasta, probablemente, el Holoceno basal, momento en que se produce su colmatación. A partir de este momento se inicia el cambio de

dirección de drenaje hacia la Cuenca Atlántica mediante el río Guadalquivir, como es en la actualidad.

De la denudación de los relieves béticos a lo largo de todo el Terciario terminal, según un nivel generalizado de arrasamiento que peneplaniza las cumbres de las principales sierras, queda lo que algunos autores (LÓPEZ BERMÚDEZ, 1986) definen como "superficie de erosión finiterciaria", perfectamente visible entre los 1.700 y los 1.900 m de altitud en la vecina hoja de San Clemente. Estas planicies, desarrolladas en buena parte sobre unidades carbonatadas, constituyen excelentes plataformas sobre las que se instala, desde el Terciario terminal, un sistema kárstico nivo-pluvial, con amplia profusión de formas, tanto endo como exokársticas, sistema que continúa activo hasta la actualidad.

Paralelamente a ello, en aquellas unidades no proclives por su litología a la instalación del sistema kárstico, actúan procesos característicos de otros sistemas morfodinámicos. Así, y hasta el Plioceno terminal, continúa la denudación de los relieves menos resistentes al proceso erosivo, cuyos materiales están siendo evacuados hacia la Cuenca de Guadix-Baza por la incipiente red de drenaje. El último registro en cuanto a depósitos de la Depresión se corresponde, así, con el aportado por la extensa red de abanicos aluviales coalescentes y que termina produciendo la colmatación de la cuenca, muy probablemente en el Holoceno basal, y se corresponde con el denominado Glacis de Colmatación G1.

A partir pues de la colmatación de la cuenca continental, y probablemente tras un período de estabilidad tectónica, continua la inestabilidad, que favorece el inicio del encajamiento de la red de drenaje, ya de componente atlántica, sobre la superficie G1. Desde ese momento hasta la situación actual se deducen, al menos, otras dos fases sucesivas de encajamiento de la red, que se traducen en un sistema de terrazas y de fondos de valle escalonados de tres generaciones, sobre la última de las cuales se está produciendo en la actualidad un nuevo episodio de encajamiento.

3.2.5.- Tendencias

La prolongación del período resistásico actual debe manifestarse en una prolongada continuación del fenómeno erosivo y de pérdida de suelo, principal agente morfodinámico actual. Este fenómeno erosivo está favorecido, a escala muy local, por la intervención humana con la destrucción de la cobertura edafo-vegetal autóctona e intentos de repoblación con especies poco apropiadas. También con el abandono de prácticas agrícolas y de conservación de suelos, obras infraestructurales de carácter lineal con muy escasa integración medioambiental. Todo ello contribuye a que la dinámica de laderas, alteraciones en las características hidrodinámicas de la red fluvial, etc., sean factores que favorezcan la denudación progresiva del relieve.

4.- HISTORIA GEOLÓGICA

A partir de las características de las rocas presentes en la hoja de Huéscar y de los procesos geológicos que se han producido, se puede reconstruir la paleogeografía y evolución histórica de este sector de la cordillera desde el Triásico hasta la actualidad. Para los materiales subbéticos se puede reconstruir su historia casi completa, mientras que para los prebéticos solo se puede hacer a partir de Jurásico superior.

La presencia de materiales triásicos es escasa y se reduce a afloramientos de carácter olistostrómico y por consiguiente totalmente desenraizados de su lugar original. Atendiendo exclusivamente a la naturaleza de estos materiales se puede indicar que se formaron en un ambiente continental, que periódicamente era inundado por el mar desarrollando lagunas salobres con el depósito de evaporitas.

Al inicio del Lías se produce una transgresión marina generalizada y se instaaura 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 individualizan 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* intracontinental 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 nec-tónicos. Durante el Bajociense-Bathonienense es claro un proceso de somerización que comienza con la aparición de facies de alta energía (barras oolíticas), entre facies de ambientes de plataforma externa de baja energía, y culmina con series condensadas a cuyo techo se instaaura otro *hard-ground*, que representa la segunda gran ruptura sedimentaria de la cuenca.

No existen sedimentos del Calloviense y Oxfordiense.

La sedimentación continúa en el Kimmeridgiense con ambientes submareales propios de plataforma externa, en los que tempestades inusuales llegaron a erosionar sedimentos ya consolidados.

Ya en el Jurásico terminal las observaciones incluyen terrenos prebéticos en la zona oriental de la hoja, donde están representados sedimentos depositados en áreas más alejadas de la costa (Subbético). Los ambientes evolucionaron a altos fondos o umbrales, donde se depositaron series condensadas, mientras que en

sectores próximos a costas (Prebético), se depositaron sedimentos carbonatados propios de plataforma interna.

El Cretácico inferior comenzó con una generalizada transgresión en la que se alcanzan condiciones de plataforma externa en toda la hoja. En las áreas próximas a la costa, estos medios tienen aportes de terrígenos que se hacen dominantes en el Hauteriviense, posiblemente asociados a la progradación de un delta; posteriormente, ya en el Aptiense, evolucionaron a una plataforma carbonatada somera con diversidad de subambientes, en los que son característicos los biohermos de rudistas, así como aportes arenosos desde el continente que solo afectan a determinadas zonas. Al E y S de Sierra Seca, nos encontramos con ambientes más alejados del continente, donde se registra una monótona sedimentación pelágica en todo este período que, a partir del Aptiense, tiene aportes detríticos, dando lugar a secuencias turbidíticas. En estas últimas no alcanzan todo el fondo de la cuenca y disminuyen en espesor y frecuencia hacia el este, siendo esporádicas en las inmediaciones de la Sierra de Marmolance.

En el Albiense superior cambió de nuevo la paleogeografía y se produjo otra transgresión, que generaliza un ambiente de plataforma externa con sedimentación mixta detrítico fina-carbonatada. Al inicio del Cenomaniense vuelven a diferenciarse otros dos ambientes en función de su posición en el margen continental; el más próximo a la costa evoluciona a plataforma carbonatada en la que destaca la formación de cuerpos con morfología de barras. En áreas más alejadas de la costa, situadas al este de las anteriores, prosiguen las condiciones de plataforma externa. Estas condiciones se mantienen durante la mayor parte del Cretácico superior. El límite entre ambos ambientes se situaría entre la Sierra de Castril y Sierra Seca.

Este mismo modelo paleogeográfico continuó durante el Paleógeno, encontrándose el límite de la cuenca en el Eoceno en la Sierra de Castril. En el flanco occidental y hacia el oeste ya no se encuentran depósitos de esta edad, mientras que en la parte oriental los sedimentos son de plataforma carbonatada en facies de alta energía que evolucionaron a plataforma externa.

El Oligoceno no ha podido ser caracterizado en esta hoja, desconociéndose si no se depositó o si ha sido erosionado. Caso similar ocurre con los sedimentos del Mioceno inferior.

El registro sedimentario en la parte basal del Mioceno medio es incierto, ya que los depósitos tectograciales (unidad olistostrómica) están asociados a la formación del cabalgamiento del Subbético sobre el Prebético y a la superposición de las láminas prebéticas entre sí. La edad de esta formación puede darse como Langhiense, sin que se descarte el Burdigaliense superior y/o el Serravalliense inferior.

En el caso concreto de los afloramientos situados en el río Castril los deslizamientos olistostrómicos se asocian a la rampa lateral del cabalgamiento de Sierra Seca.

Durante el Serravalliense superior y Tortoniense inferior se desarrollaron cuencas de *piggy-back*, en las que los depósitos se situaron discordantemente sobre los materiales subyacentes (parte centro-oriental de la hoja), mientras que en la parte occidental se depositaron en paraconformidad sobre el Prebético de Sierra de Castril. Los principales relieves del Prebético debieron de constituir altos fondos y en ellos se instauró una plataforma carbonatada somera; posteriormente se generalizó el ambiente pelágico con el depósito de margas blancas.

En el tránsito Serravalliense-Tortoniense se produjo un nuevo episodio compresivo, con la estructuración principal del Prebético; en las áreas de cabalgamiento respecto del Subbético, se favoreció la formación de pequeñas cuencas, que se rellenaron de bloques y cantos calcáreos procedentes de los relieves en formación, concretamente del Eoceno y del Lías de la lámina cabalgante; finalmente estas cuencas fueron colmatadas y las situadas en las proximidades del cabalgamiento fueron a su vez solapadas por el Subbético, durante el Tortoniense inferior.

El registro sedimentario continuó en el Plioceno con un rejuvenecimiento de los relieves situados al norte y a los que se asociaron importantes dispositivos fluviales. Estos sistemas fueron los responsables de erosionar y transportar los sedimentos hacia una nueva cuenca continental ubicada más al sur.

Hacia las zonas centrales de dicha cuenca continental, se instauró un lago poco profundo, donde inicialmente se depositaron facies carbonatadas y con posterioridad evaporíticas. Dentro de la hoja, las facies evaporíticas no se asocian a la zona de inundación permanente, sino a las llanuras arenosas y fangosas adyacentes, en las que se produce cristalización del yeso por desecación del agua en estas áreas.

El eje de la cuenca se desplazó hacia el NE (sur de Huéscar y hoja de Orce) al final del Pleistoceno superior, y la sedimentación lacustre culminó con el depósito de facies carbonatadas.

A finales del Pleistoceno superior o inicio del Holoceno la cuenca se colmató mediante un sistema de abanicos aluviales con morfología de glaciares, enrasando el techo de la cuenca a una cota aproximada de 1.000 m.s.n.m.

La definitiva captura del sistema fluvial antiguo por el Guadalquivir, a través del Guadiana Menor ya en el Holoceno, supuso el inicio de un intensísimo proceso erosivo que ha marcado y caracterizado la morfología de la hoja. Los sistemas de terrazas y depósitos de fondo de valle diferenciados, indican que este proceso se ha realizado en, al menos, tres etapas principales.

5.- GEOLOGÍA ECONÓMICA

5.1.- HIDROGEOLOGÍA

5.1.1.- Climatología

Desde el punto de vista climatológico, y de acuerdo con los datos de las estaciones climatológicas de Castril, Huéscar y Galera, la zona se caracteriza por presentar una temperatura media mensual de 14,7°C. Corresponden las mínimas en todos los casos al mes de Enero, 6,9-7°C, y las máximas de Agosto, 23,9-24°C. La temperatura media estacional es de 7,5°C para invierno, 12,9°C para primavera, 22,6°C en verano y 15,6°C en otoño.

Por lo que a las precipitaciones se refiere, existe una cierta variación entre los valores totales anuales del sector más meridional, 316,6 mm en Galera, y los relieves septentrionales, 357,6 mm en Castril. Los valores estacionales se corresponden con los siguientes: 93,5-125,1 mm en invierno, 102-106,4 mm en primavera, 29,6-37,5 mm en verano y 79-96,5 mm en otoño. La evapotranspiración se sitúa entre los 776 y los 777 mm/año. De acuerdo con las precipitaciones definidas por las isoyetas, las máximas alcanzarían 800 mm/año, en la sierra de Castril, y las mínimas serían algo inferiores a 330 mm/año y se situarían en el borde meridional de la hoja.

En suma, se trata de un clima de marcada continentalidad, cálido y seco en verano, con un invierno muy frío y con heladas que se extienden durante el otoño e invierno, aunque con muy limitada precipitación. Las escasas lluvias se producen en primavera, muy concentradas y en pocos días, por lo que suelen adquirir un carácter violento y torrencial. Todo ello define un clima riguroso y extremado, típico de altiplanicie continental, con rasgos de marcada aridez.

5.1.2.- Hidrología Superficial

Desde el punto de vista hidrográfico se localiza en la Cuenca Hidrográfica del Guadalquivir y, dentro de ella, en la Subcuenca del Guadiana Menor. El drenaje superficial se produce desde el norte hacia el sur de la hoja, mediante una serie de cauces de cierta importancia. Son de oeste a este: el río Castril, y los ríos Guardal y Huéscar, que confluyen en Castillejar. La mayor parte de la hoja, aproximadamente el 70%, pertenece a la subcuenca del río Guardal y el resto a la del Castril; tan sólo en el sector más noroccidental queda representada mínimamente la subcuenca del río Guadalentín, cuyo límite con la del Castril se sitúa muy próximo al borde occidental de la hoja.

Los ríos Castril, Guardal y Galera tienen escorrentía permanente y el resto son de

régimen estacional o torrencial. Según ROMERO DÍAZ (1.989) las aportaciones de los principales cursos fluviales de la hoja son los siguientes:

Río	Aportaciones (Hm ³ /año)
Castril superior (hasta Pino Hermoso)	67'54
Castril medio (hasta La Original)	38'00
Castril inferior (hasta Guadiana Menor)	12'20
Guardal superior (hasta Ballesteros)	47'42
Guardal medio (hasta Castillejar)	6'26
Guardal inferior (hasta el Guadiana Menor)	13'64
Huéscar	11'46
Orce	5'27
Galera	26'78

El río Guardal se encuentra regulado mediante el embalse de San Clemente, de 120 Hm³ de capacidad y en el Castril se está construyendo el embalse del Portillo de 30 Hm³ de capacidad.

5.1.3.- Características Hidrogeológicas

Las rocas presentes en la hoja de Huéscar que tienen interés hidrogeológico corresponden a las calizas y dolomías subbéticas y prebéticas, a los depósitos detríticos de borde de la Cuenca de Guadix-Baza y finalmente a los aluviales.

Los primeros deben su permeabilidad a procesos iniciales de fracturación y posteriores de disolución química de los carbonatos (karstificación), mientras que el resto son permeables por su porosidad intergranular.

Cuando los afloramientos de rocas permeables adquieren cierto desarrollo forman acuíferos o unidades hidrogeológicas, distinguiéndose en la hoja los siguientes:

- Sierra de Castril
- Sierra Seca
- Sierra Duda
- Sierra Montilla
- Sierra de Orce
- Detrítico de Huéscar-Puebla
- Detrítico de Pozo Alcón
- Unidad de Cullar Baza
- Aluviales

Los recursos hídricos de estas unidades son drenados por varios manantiales y

puntos de agua, que se sitúan hacia los bordes de los afloramientos permeables. Los principales se recogen en el cuadro adjunto.

Nº Inventario	Nombre	Caudal (l/s)	Cota (m.s.n.m.)	Acuífero
2238-2-3	Los Tubos	80	1.100	Sierra Seca
2238-3-16	Cjo. Escopeta	hasta 500	890	Sierra Duda
2238-4-7	Fuencaliente	350-500	917	Sierra Montilla
2238-4-9	Paparcén	100-200	922	Sierra Montilla
2238-5-3	La Teja	5-10	820	Detrítico de Pozo Alcón
2238-8-8	Sietecaños	20-40	850	Cullar Baza
2238-8-11	Balsón	15-30	910	Cullar Baza

Cuadro 1.- Inventario de los principales manantiales de la hoja de Huéscar (950).

A continuación se resumen las principales características de los acuíferos mencionados.

Sierra de Castril.- Comprende los afloramientos de dolomías del Cenomaniense y calizas del Terciario que se localizan en el anticlinal de Sierra de Castril, más su prolongación cartográfica por la cabecera del embalse de la Bolera y estribaciones de la Sierra del Pozo; presenta una extensión próxima a 80 Km².

La geometría y estructura del acuífero condiciona la existencia de núcleos anticlinales con el impermeable basal a elevada cota, lo que produce umbrales y divisorias hidrogeológicas.

Uno de estos umbrales coincide con la traza del eje anticlinal de la Sierra de Castril, el cual cruza la esquina NO de la hoja; en consecuencia en este área se definen dos flujos subterráneos de diferente sentido, cuyas direcciones deben ser NO, hacia la fuente de Guadalentín (nº 2138-4-3) ubicada en la hoja de Pozo Alcón y NE, en dirección a la fuente La Magdalena (nº 2237-6-9) ubicada en la hoja de San Clemente, que son los principales puntos de drenaje del acuífero, con 450 y 180 l/s de caudal, respectivamente.

En el sector de Las Cañadas y Cebas se encuentran algunos manantiales y sondeos de poca entidad, que deben captar un nivel de agua colgado y desconectado del resto del acuífero.

Sus recursos totales se aproximan a 30 Hm³/año y son drenados en su totalidad a los ríos Guadalentín y Castril. La explotación por sondeos es prácticamente nula.

Las aguas del acuífero son de baja salinidad y facies bicarbonatada cálcica.

Sierra Seca. - Este acuífero se define sobre los afloramientos de calizas y dolomías del Aptiense-Albiense, Cenomaniense y Jurásico terminal, que se asocian a la estructura anticlinal de Sierra Seca.

Su extensión es de 63 Km², de los que solo 2 Km² se ubican en la hoja de Huéscar y corresponden a un afloramiento de dolomías del Jurásico superior.

La estructura en anticlinal del acuífero condiciona una divisoria hidrogeológica, de manera que el flanco noroccidental drena hacia el río Castril y el suroccidental hacia la cabecera del río Guardal. También debe de existir un drenaje derivado a través de materiales semipermeables, desde los tramos acuíferos más altos hacia las dolomías infrayacentes del Jurásico, de manera que éstos tienen una alimentación muy superior a la teórica proveniente de la infiltración directa de las precipitaciones.

Los recursos se aproximan a 20 Hm³/año, de los que unos 2'5 (80 l/s) son drenados por el manantial Los Tubos, (nº 2238-2-3) ubicado al NE de Castril a la cota 1.080 m.s.n.m.

El agua de esta surgencia es de facies bicarbonatada cálcica y baja salinidad, presentando una temperatura de 22°C.

Sierra Duda. - Bajo esta denominación se agrupa una serie de afloramientos aislados de calizas del Lías inferior, ubicadas junto al frente de cabalgamiento subbético, algunos de los cuales tienen funcionamiento hidráulico propio e independiente. El conjunto permeable alcanza 40 Km² de extensión.

En la hoja de Huéscar el acuífero se extiende por las sierras de Duda, El Cubo y Loma del Perro, pudiéndose considerar que forma un conjunto homogéneo al estar conectados todos los afloramientos.

Los principales puntos de agua se localizan en Puente Duda, donde se encuentran unas surgencias de 5-10 l/s de caudal conjunto, colgadas respecto al cauce del río Guardal, que han dado lugar a una masa travertínica. También destaca el manantial del cortijo de la Escopeta (nº 2238-3-15), con una surgencia en el propio cauce del río Guardal que arroja hasta 500 l/s.

Esta surgencia ha sufrido un espectacular incremento de su caudal en los últimos años, consecuencia de una alimentación suplementaria desde el vaso del embalse de San Clemente, ubicado a unos 5 Km aguas arriba.

La calidad química de las aguas del acuífero es buena, con salinidades normal-

mente inferiores a 300 mg/l y facies bicarbonatada-cálcica.

Sus recursos hídricos, sin cuantificar las aportaciones desde el embalse, se cifran en 5'7 Hm³/año.

Sierra Montilla. - Este acuífero se desarrolla sobre las calizas y dolomías liásicas aflorantes en el flanco oriental del sinclinal subbético y forma parte de la subunidad Huéscar-Puebla, la cual se extiende por las alineaciones montañosas existentes entre Huéscar y La Puebla de Don Fadrique, con 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 del borde de la Depresión de Guadix-Baza.

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 rodean 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 Parpacén (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. Existe un claro gradiente del 0,25 al 0,3% al SE, en dirección a Fuencaliente.

De estas captaciones se tienen 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 5·10⁻³, mientras que para las dolomías las transmisividades varían de 4.300 a 8.600 m³/día y los coeficientes de almacenamiento son de 2·10⁻³.

Los recursos de la subunidad, conjuntamente con los afloramientos detríticos que la rodean, 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 gr/l. Fuencaliente, como su propio nombre indica, tiene un comportamiento ligeramente termal, con agua a 19°C.

Detrítico de Cullar Baza - Sierra de Orce. - En la hoja de Huéscar solo aflora una pequeña extensión del acuífero de la Sierra de Orce y está en continuidad hidrogeológica con el detrítico de Cullar Baza, por lo que se describe de forma conjunta.

El acuífero de la Sierra de Orce se define sobre los carbonatos jurásicos aflorantes en esta sierra, mientras que el acuífero de Cúllar Baza se asocia al conjunto detrítico (conglomerados y arenas) del borde noroccidental de la Cuenca de Guadix-Baza. Hacia el centro de esta cuenca los sedimentos cambian de facies con limos y arenas finas con yeso, que conforman el borde oriental del acuífero.

La potencia del conjunto permeable supera los 200 m.

Los parámetros hidráulicos del acuífero deducidos de los sondeos existentes en la hoja de Cúllar Baza, indican transmisividades de 169 a 276 m²/día y caudales específicos de 1'1 a 0'25 l/s/m.

La piezometría varía desde la cota 950 m.s.n.m., en las proximidades de la sierra, a la de 850 m.s.n.m. en las proximidades del cauce del río Orce, con gradientes comprendidos entre el 1'3 y 2%. A la altura del cortijo de la Venta de la Rosa se define una divisoria hidrogeológica entre los sectores vertientes al río Orce y a la pedanía de El Margen.

En el primero se encuentran las principales surgencias del acuífero, destacando Fuencaliente y fuente Almozara, en la vecina hoja de Orce, y Sietecaños (nº 2238-8-8), con 20-40 l/s de caudal, en la de Huéscar.

Los recursos del acuífero se sitúan entre 25-29 Hm³/año, de los que cerca del 20% proviene de alimentación subterránea desde las sierras calcáreas colindantes.

Detrítico de Huéscar-Puebla.- Este acuífero se asocia a los depósitos que orlan el borde septentrional de la Cuenca de Guadix-Baza, alcanzando su mayor desarrollo hidrogeológico en las cercanías de Huéscar.

En esta zona el acuífero adquiere una potencia comprendida entre 100 y 150 m y presenta una transmisividad comprendida entre 900 y 8.600 m²/día y un coeficiente de almacenamiento del orden de 10⁻⁴.

En las proximidades a un cambio de facies entre conglomerados y arenas y limos, se sitúan los manantiales de Fuencaliente y Parpacén (nº 2238-4-7 y 2238-4-9), que presentan caudales de 350-500 y 100-200 l/s respectivamente; estos caudales no están justificados por la extensión del acuífero aguas arriba de las surgencias, por lo que se admite una alimentación lateral desde la Sierra de Montilla.

Hacia el SE de las mencionadas surgencias prosiguen los afloramientos detríticos, pero aún no se conoce su funcionamiento hidrogeológico.

Los únicos puntos de agua del resto del acuífero se localizan en Cañada de

Fuente Amarga, donde se encuentran varios manantiales y un sondeo surgente situados entre las cotas 840 y 922 m.s.n.m.; se desconoce si hay aportaciones del acuífero hacia los cauces de los ríos Guardal y Castril.

Las aguas de los principales manantiales son de facies sulfatada-bicarbonatada cálcica, con salinidades moderadas por encima de 800-1.000 mg/l. En el caso de Fuencaliente el agua es ligeramente termal con temperatura de surgencia de 19°C.

Los recursos totales del conjunto acuífero carbonatado-detritico ascienden a 21 Hm³/año.

Detritico de Pozo Alcón. - Este acuífero se ubica sobre las facies detriticas del borde del NE de la Cuenca de Guadix-Baza, litológicamente conglomerados, limos, arenas y calizas lacustres.

Su extensión es superior a 100 Km², de los que unos 20 Km² se encuentran en la hoja de Huéscar.

En este sector el acuífero se encuentra colgado sobre materiales de baja permeabilidad y alcanza de 70 a 100 m de espesor.

Esta disposición geométrica se manifiesta en la posición de las surgencias que drenan el acuífero, que se encuentran al pie de la formación permeable; la más importante corresponde a la fuente de La Teja (nº 2238-5-2), situado a la cota 820 m.s.n.m. y con 5-10 l/s de caudal.

El esquema de funcionamiento hidráulico y componentes del balance hídrico del acuífero aún no han sido objeto de trabajos específicos.

Contabilizando el caudal de las surgencias existentes en las hojas vecinas, los recursos del acuífero se aproximan a 2 Hm³/año.

Aluviales. - Estos depósitos detriticos adquieren poco desarrollo en el ámbito de la hoja, presentando en la mayoría de los casos una anchura del orden de 200-300 m. En el río Guardal llegan a presentar hasta 1 Km de anchura, pero las mayores extensiones corresponden a terrazas colgadas sobre una base impermeable y, por tanto, desconectadas hidráulicamente del curso fluvial.

El interés hidrogeológico de estos depósitos no es elevado ya que sus recursos están totalmente ligados a la esorrentía de los ríos y sin su continuada alimentación los volúmenes susceptibles de extraerse serían de poca cuantía.

5.2.- RECURSOS MINERALES

5.2.1.- Minerales Metálicos y Energéticos

En el ámbito de la hoja no existen explotaciones ni indicios de minerales metálicos.

En cuanto a minerales energéticos en los tramos de calizas lacustres y arenas de la Cuenca de Guadix-Baza (tramos nº 29 y 30), se localizan varios niveles de lignitos y lutitas carbonosas de orden centimétrico, con espesores máximos de hasta 40 cm. Los indicios de mayor interés se localizan en los taludes de la nueva circulación a Galera y en la margen izquierda del río Guardal, en el borde de la hoja.

5.2.2.- Minerales no Metálicos

En la hoja de Huéscar existen varios indicios de azufre nativo. Se encuentran reparitados en dos sectores, uno situado en las inmediaciones de la Cueva del Cura, y el otro 1 km al sur del anterior, ámbos ubicados al sur de la hoja.

Los indicios de azufre están asociados a la unidad evaporítica de limos, arcillas y yesos con niveles de margas (31). El azufre se presenta generalmente en nódulos o bolsadas, otras veces aparecen en delgados niveles milimétricos intercalados entre margas y arcillas con yesos.

Los vestigios mineros que han quedado hoy día se reducen a varios pocitos, la mayoría de ellos tapados, además en tiempo reciente las labores de repoblación forestal de esta zona, han borrado prácticamente las huellas que quedaban en esta minería singular.

GARCÍA-CERVIGON et al. y REYES GARCÍA, J.L. et al. (1.992), proponen una génesis biosingenética de las mineralizaciones de azufre, a través de una actividad bacteriana.

5.2.3.- Rocas industriales

Se ha reconocido un total de 15 canteras, 6 de ellas explotan calizas y dolomías como áridos de machaqueo, 7 de rocas ornamentales y 2 de yeso. Además de estos materiales se tiene noticias de la existencia de una fábrica de vidrio, que existía en Castril (S-XVI), que debía de abastecerse de las arenas del Aptiense-Albiense próximas a esta localidad.

Los áridos de machaqueo se extraen de las dolomías del Jurásico terminal que están situados al NE de Castril (unidad nº 9) y de las calizas del Lías (unidad nº 3), situadas al oeste de Huéscar y del cerro del Diablo. Solo la más próxima a Huéscar está en activo.

MINERALES Y ROCAS INDUSTRIALES						
n° (n° 1:200.00)	Coordenadas U.T.M.	Sustancia	T. Municipal Provincia	Morfología	Mineralogía	Observaciones
1	x: 515249 y: 4184611	Caliza	Castril Granada	Estratificado	CO ₃ Ca	Roca ornamental
2	x: 514647 y: 4184049	Caliza	Castril Granada	Estratificado	CO ₃ Ca	Roca ornamental
3	x: 514486 y: 4183946	Caliza	Castril Granada	Estratificado	CO ₃ Ca	Roca ornamental
4	x: 514084 y: 4183844	Caliza	Castril Granada	Estratificado	CO ₃ Ca	Roca ornamental
5	x: 523966 y: 4182052	Arido de machaqueo	Huéscar Granada	Estratificado	CO ₃ Ca (SiO ₂)	
6	x: 531277 y: 4183486	Caliza	Huéscar Granada	Estratificado	CO ₃ Ca	Roca ornamental
7	x: 531156 y: 4183229	Caliza	Huéscar Granada	Estratificado	CO ₃ Ca	Roca ornamental
8	x: 530835 y: 4182974	Caliza	Huéscar Granada	Estratificado	CO ₃ Ca	Roca ornamental
9	x: 537664 y: 4186199	Arido de machaqueo	Huéscar Granada	Estratificado	CO ₃ Ca (SiO ₂)	
10	x: 537543 y: 4185789	Arido de machaqueo	Huéscar Granada	Estratificado	CO ₃ Ca (SiO ₂)	Roca ornamental
11	x: 515249 y: 4184611	Arido de machaqueo	Castril Granada	Estratificado	CO ₃ Ca (SiO ₂)	Roca ornamental
12	x: 538310 y: 4177346	Yeso	Galera Granada	Estratificado	SO ₄ Ca. 2H ₂ O	Galería
13	x: 536848 y: 4176558	Yeso	Galera Granada	Estratificado	SO ₄ Ca. 2H ₂ O	Cantera
14	x: 521717 y: 4187274	Arido de machaqueo	Castril Granada	Estratificado	CO ₃ Ca (Mg)	
15	x: 521958 y: 4187120	Arido de machaqueo	Castril Granada	Estratificado	CO ₃ Ca (Mg)	
16	x: 541740 y: 4169177	Arido de machaqueo	Galera Granada	Estratificado	CO ₃ Ca (Mg)	
17	x: 531103 y: 4172045	Azufre	Castilléjar Granada	Estratiforme	S	Pozos
18	x: 531868 y: 4172987	Azufre	Castilléjar Granada	Estratiforme	S	Pozos

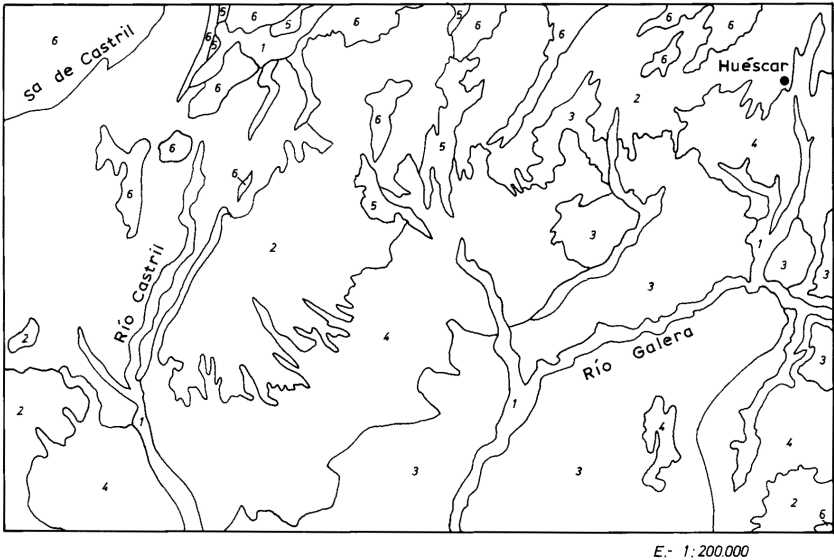
Cuadro 2.- Resumen de los indicios de rocas y minerales industriales en la hoja de Huéscar (950).

Las canteras de rocas ornamentales se sitúan en la Sierra de Marmolance y ladera oriental de la Sierra de Castril en dolomías de la unidad 17 y carbonatos de la unidad 27, de donde se extraen bloques para su serrado y posterior empleo en solerías. Todas las explotaciones existentes se encuentran en actividad.

Las dos únicas explotaciones de yeso se encuentran al O de Galera, donde se ha extraído, mediante galerías y cámaras subterráneas, una capa de yeso masivo localizada en materiales de la Cuenca de Guadix-Baza; estas labores ya se encuentran abandonadas. Existen otros indicios de extracción de yeso al N de Almontaras, pero sin llegar a constituir canteras.

6.- CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES

De acuerdo con las características litológicas del terreno se han identificado seis Areas Geotécnicas (**figura 7**).



LEYENDA

1	AREA I	4	AREA IV
2	AREA II	5	AREA V
3	AREA III	6	AREA VI

figura 7.- Distribución de áreas geotécnicas

Area	Zona	Unidades Cartográficas	Litología	Relieve	Hidrogeología	Características Geotécnicas					
					Permeabilidad	Resistenc.	Cimentación	Excavabil.	Taludes	Drenaje	Riesgos Nat.
I	I ₁	35, 39, 40, 41 y 43	gravas, arenas y limos	suave	alta	baja	cargas bajas	con pala	inestables	bajo	erosión, sedimentación e inundación
	I ₂	36, 37, 38, 42 y 46	gravas, arenas, limos y arcillas	suave	alta	baja	cargas bajas	con pala	inestables	bajo	erosión, sedimentación y deslizamientos
II	II	33 y 34	conglomerados y arcillas	suave	media-alta	baja	cargas bajas a moderadas	con pala localmente maquinaria	estables para ≤ 6 m 1,5 H:1V	alto	erosión y deslizamientos
III	III	31 y 32 (en parte)	limos, arcillas, yesos, arenas y margocalizas	bad-land	baja	baja	cargas bajas	con pala	estables para ≤ 6 m 1,5 H:1V	alto	erosión y deslizamientos
IV	IV ₁	28	conglomerados, arenas y limos	bad-land	alta	baja	cargas bajas o moderadas	con pala o con pico	inestables	bajo	erosión
	IV ₂	30	arenas y niveles de carbonatos	alomado	media	baja	cargas bajas	con pala	inestables	moderado	erosión
	IV ₃	29 y 32	calizas y margas	en mesa (páramo)	baja y elevada	baja y elevada	cargas bajas o moderadas	con pala o con maquinaria	estables para ≤ 6 m 1,5 H:1V	moderado	erosión
V	V ₁	10, 14, 15, 16, 19 y 20	margas, calizas y areniscas	variable con dominio acarcavado	baja	baja	cargas moderadas	con pala o con pico	inestables	alto	erosión y deslizamiento
	V ₂	1, 22, 23 y 24	margocalizas, yesos y bloques variados	alomado	baja	baja	cargas bajas o moderadas	con pala	inestables	alto	erosión y deslizamiento
VI	VI ₂	2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 11, 12, 13, 21, 25 y 27	calizas y dolomías menor proporción margocalizas	escarpado	alta	alta	cargas elevadas	maquinaria y voladura	estables	bajo	desplomes

Cuadro 3.- Características geotécnicas de las áreas identificadas en la hoja de Huéscar (950).

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 total se han diferenciado 6 Areas geotécnicas y 10 Zonas, que se describen en el cuadro adjunto.

7.- PUNTOS DE INTERES GEOLÓGICO

Dentro del ámbito de la hoja se han seleccionados 4 puntos de interés geológico (PIG), dos de los cuales son de carácter geomorfológico, uno estratigráfico y otro tectónico.

Sus características principales y ubicación se relacionan a continuación.

- Bad-lands del SE de Castillejar

Este PIG se asocia a un *bad-land* de espectaculares dimensiones desarrollado por los afluentes de la margen izquierda del río Guardal, aguas abajo de la localidad de Castillejar. Los materiales sobre los que se forma están constituidos por arenas finas y margas con yeso pertenecientes a la Cuenca de Guadix-Baza.

Es quizás la zona de mayor densidad de la red de drenaje existente en la mencionada Cuenca. A ella se accede por varios caminos de reciente construcción que, desde el Cjo. de Los Llanos o Torre de Guzmán, se dirigen hacia el cauce del río Guardal.

- Garganta del río Guardal

Este PIG corresponde a una garganta de 80 m de profundidad producida por la incisión del río Guardal, al atravesar un afloramientos de calizas del Lías inferior.

El trazado de esta garganta es zizagueante y está claramente condicionado por fracturas.

La carretera que une Huéscar con Castril atraviesa el PIG en uno de los lugares más angostos de la garganta, constituyendo un buen punto de observación.

- Acuñamiento del Prebético

El dominio Prebético se originó en el margen continental sudibérico, en unas condiciones de plataforma carbonatada somera durante el Mesozoico y gran parte del Paleógeno.

El borde de esta plataforma respecto a la cuenca, está representado por el contacto entre el Prebético y el Subbético y/o Unidades Intermedias. Por lo general este contacto está oculto por unidades cabalgantes, localizándose uno de los pocos lugares donde puede observarse en las inmediaciones de Castril.

En esta zona los potentes tramos de calizas y dolomías de edad Barremiense - Cenomaniense, cambian de facies con margas, margas arenosas y margocalizas, correspondiendo el tramo carbonatado más meridional a una barra dolomítica que finalmente se acuña a la altura de la carretera de Castril a Pozo Alcón, a 1 km a E de la primera localidad.

En esta vía de comunicación se encuentra el punto de mejor acceso donde constatar el acuñamiento.

Una visión panorámica del cambio de facies se tiene desde la carretera que une Castril con Huéscar, o desde la población de Las Almontaras.

- Unidad Olistostrómica (U.O.) cerca de Castril

El trazado del río Castril, aguas abajo de esta localidad, discurre sobre afloramientos de la U.O., la cual está formada por grandes masas de margas y margas con areniscas del Cretácico inferior, entre las que se disponen debritas y cantos de materiales esencialmente triásicos.

Hasta este momento la U.O. se ha considerado como el resultado del depósito de masas deslizadas que han ocupado una posición más o menos alejada respecto de su área fuente. Sin embargo en las inmediaciones de Castril las masas reconocidas poseen unas dimensiones de orden kilométrico y con poca deformación interna. Los límites de estos elementos deslizados forman un plano buzante al SE que corta la secuencia desde el Albiense hasta cerca del Jurásico superior, y que se interpreta como el plano de deslizamiento original.

En estas condiciones se deduce que la U.O. está en una posición proximal y que el origen de los bloques se encuentra en el extremo meridional de Sierra Seca, donde se produce el cambio de facies entre los carbonatos prebéticos y margas con areniscas. Esta posición corresponde a una rampa lateral de la lámina cabalgante de Sierra Seca.

8.- BIBLIOGRAFÍA

AGUSTÍ, J. (1.984). Bioestratigrafía de los depósitos Plio-Pleistocenos de la Depresión Guadix-Baza (Prov. Granada). *Paleont. i Evol.*, 18, pp. 13-18.

AGUSTÍ, J. (1.986) Synthèse biostratigraphique du plio-pleistocene de Guadix-Baza (province de Grenade). Sud-este de l'Espagne). *Geobios*, 19(4), pp. 505-510.

ÁLVAREZ SUÁREZ, R. y DABRIO, C.J. (1.974). Análisis e interpretación sedimentaria de la Formación Nablanka (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). Modalités 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.

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. pp. 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 (S.E. de España). *Tesis Doctoral*. Universidad de Granada. 294 pp.

FALLOT, P. (1.930).- Etat de nos connaissances sur la structure des chaines bétiques et subbétiques. *Livre Jubilar 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). Les Cordilleres Bétiques. *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'age paléocétacé 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.*

FRIZON, D.; ANDRIEUX, J. y GUEZOU, J.C. (1.991). Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Area bético-rifain: discussion sur les modèles géodynamiques. *Bull. Soc. Geol. France.* V 162, n° 4, pp. 611-626.

GARCÍA-CERVIGON, A. y REYES GARCÍA, J.L. et al. (1.992). Mineralogía y génesis del yacimiento de azufre nativo de Benamaurel (Granada). *Bol. Geol. Min. de España.* 94 pp. 160-165.

GARCÍA CORTÉS, A. y TRIO MASEDA, M. (1.995). Memoria y Mapa Geológico 1:50.000 de la hoja de Cazorla. *I.G.M.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 sédimentation barremo-albienne dans les Sierras de Segura et Cazorla, (Zona Prebétique, Espagne). *geobios mem. spec.* n° 3, pp. 57-70.

GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1.979). El Lías infracarixienense de la

Zona Subbética. *Cuad. Geol. Univ. Granada*. 10, pp 375-382.

GARCÍA-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.

GARCÍA-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* nº 5. pp. 53-56.

GARCÍA MONDÉJAR, J. (1.970). Estudio geológico-regional de los alrededores de Castril de la Peña (Granada). *Tesis de licenciatura*. Univ. Granada. Inédita.

GONZALO Y TARÍN. J. (1.882).- Reconocimiento geológico de las provincias de Granada y Almería. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*

GUEZOU, J.C.; FRIZÓN, D.; COULON, 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 (1.975). Mapa Metalogenético de España escala 1:200.000. hoja nº 78 Baza. *Serv. Publ. Minist. de Industria*.

ITGE/CHG (1.994). Propuesta de normas de explotación de acuíferos 05-02 Quesada-Castril; 05-03. Duda-Sagra; 05-04. Huéscar-Puebla y 05-07 Cullar-Baza. (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 pp.

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.

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 pp.

MOLINA CAMARA, J.M. (1.987). Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético externo (prov. Córdoba y Jaén). *Tesis Doctoral*. Universidad de Granada. 512 p.

MORAL MARTOS, F.; MARTÍNEZ GARRIDO, J.C.; CRUZ SAN JULIÁN, 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.

PEÑA, J.A. (1.979). La Depresión de Guadix-Baza. Estratigrafía del Plioceno-Pleistoceno. *Tesis Doctoral*. Univ. Granada. 160 pp. (inédita).

PEÑA, J.A. (1.985). La Depresión de Guadix-Baza. *Estudios Geológicos*. 41, pp. 33-46.

PEÑA, J.A.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J. y RUIZ BUSTOS, A. (1.977). El yacimiento de vertebrados de Cortes de Baza I (Depresión de Guadix-Baza). Nota preliminar. *Acta Geol. Hisp.* 12, pp. 42-45.

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 pp.

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-Huéscar-Puebla y del sector noroccidental del acuí-

fero de la Sierra de Orce. *Tomo Homenaje a Jorge Porras Martín ITGE*. pp. 153-166.

RUIZ BUSTOS, A. (1.991). Bioestratigrafía de los sedimentos Neógenos del sector de Galera (Noreste de la Cuenca de Baza, Cordilleras Béticas). *Comunicaciones I Congreso del Grupo Español del Terciario*, pp. 301-304.

RUIZ ORTIZ, P.A. (1.980). Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias. (Entre Castril-Prov. de Granada y Jaén). *Tesis Doctoral*. Universidad de Granada. 272 pp.

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.F.; LÓPEZ GARRIDO, A.C. y VERA, J.A. (1.987). Análisis estratigráfico y sedimentológico de los depósitos neógeno-cuaternarios del sector de Orce (Depresión de Guadix-Baza). *Paleont. i Evol.*, 1, pp. 11-34.

VAN VEEN, G.W. (1.969). Geological investigations in the region west of Caravaca (South-Eastern Spain). *Tesis*. Utrech.

VERA, J.A. (1.970a). Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza. *Bol. Geol. Min.* 81, pp. 429-462.

VERA, J.A. (1.970b). Facies del Plioceno de la Depresión de Guadix-Baza. *Cuad. Geol. Univ. Granada*. 1, pp. 23-25.

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.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA