

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1: 50.000

CARAVACA DE LA CRUZ

Esta Hoja Geológica y su Memoria correspondiente (Caravaca de la Cruz – 910) se han ejecutado en el marco del Convenio de Colaboración establecido entre el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y la Consejería de Obras Públicas y Ordenación del Territorio de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia (C.A.R.M.) y han sido realizadas por CONSULNIMA Consultoría e Ingeniería Ambiental, bajo normas, dirección y supervisión del IGME.

Dirección y supervisión:

A. Martín Serrano (IGME)

Autores:

Jefe de Proyecto, Cartografía y Memoria

J.A. Santos García. (CONSULNIMA)

Cartografía Geológica y Memoria

L.M. Nieto Albert. (U. de Jaén)

P. Cabra Gil (CONSULNIMA)

Cartografía Geomorfológica y Memoria

P. Cabra Gil (CONSULNIMA)

F. M. González Hernández (CONSULNIMA)

Petrología y Geología Económica

L.M. Nieto Albert (U. de Jaén)

Hidrogeología

R. Aragón Rueda (IGME)

J.E. Hornero Díaz (IGME)

A. Santiago Martín (CONSULNIMA)

Paleontología

G. A. de Gea Guillén (U. de Jaén)

Edición

G. Romero Canencia (IGME)

L. F. Miguel Cabrero (IGME)

A. Muñoz Moreno (IGME)

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. MARCO GEOGRÁFICO	9
1.2. MARCO GEOLÓGICO	9
1.3. ANTECEDENTES	10
2. ESTRATIGRAFÍA	12
2.1. SUBBÉTICO EXTERNO	12
2.1.1. Brechas dolomíticas, carniolas y dolomías (1). Jurásico inferior. Hettangiense-Carixiense	12
2.1.2. Calizas oolíticas y calizas micríticas con sílex (2). Jurásico inferior. Sinemuriense-Carixiense	14
2.1.3. Calizas y calcarenitas de crinoides (3). Jurásico inferior. Carixiense	15
2.1.4. Calizas margosas y margas alternantes y calizas margosas nodulosas rojas (Formación Zegri) (4). Jurásico inferior. Domeriense-Toarciense	17
2.1.5. Calizas con sílex (Formación Veleta) (5). Jurásico medio. Bajociense ...	18
2.1.6. Calizas nodulosas y margocalizas nodulosas rojas y grises (Formación Ammonítico Rosso Superior) (6). Jurásico medio-superior. Bathoniense-Tithónico/Berriasiense	20
2.1.7. Calizas margosas y margas alternantes (Formación Carretero) (7). Cretácico inferior. Berriasiense-Valanginiense/Barremiense	22
2.1.8. Areniscas, calizas margosas y margas (Formación Argos) (8). Cretácico inferior. Barremiense-Albiense medio	24
2.1.9. Margas y margocalizas oscuras con intercalaciones de areniscas (Formación Represa) (9). Cretácico inferior. Albiense-Cenomaniense ...	24
2.1.10. Calizas margosas y margas rosadas y blancas (Formación Capas Rojas) (10). Cretácico superior-Paleoceno	25
2.1.11. Margas y areniscas (11). Eoceno-Burdigaliense	26
2.1.12. Brechas con cantos de diversa naturaleza y matriz arcillo-yesífera (Unidad Complejo de Yesos) (12). Mioceno medio. Langhiense	27

2.2. DOMINIO INTERMEDIO: MARGAS Y ARENISCAS (FORMACIÓN REPRESA) (13).CRETÁCICO INFERIOR. ALBIENSE SUPERIOR.....	28
2.3. PREBÉTICO INTERNO	29
2.3.1. Calizas con sílex y margas (14). Paleoceno-Eoceno inferior	29
2.3.2. Arenas, margas y calizas (15). Eoceno inferior-medio.....	29
2.3.3. Margas y calizas margosas (16). Mioceno inferior-medio	29
2.4. MATERIALES NEÓGENOS POST-OROGÉNICOS	31
2.4.1. Margas y arenas (17). Mioceno superior. Tortonense	31
2.4.2. Calcareñas, areniscas y areniscas calcáreas (18). Mioceno superior. Tortonense	31
2.4.3. Conglomerados, limos y arcillas (19). Mioceno superior. Messiniense.....	32
2.5. PLIOCENO SUPERIOR Y PLIO-CUATERNARIO	32
2.5.1. Conglomerados y arcillas rojas con alternancia de calizas (20). Plioceno superior	33
2.5.2. Conglomerados y limos (21). Plioceno superior-Cuaternario	33
2.5.3. Conglomerados, limos y travertinos (22). Plioceno-Cuaternario	33
2.6. CUATERNARIO	34
2.6.1. Conglomerados con matriz arenoso-arcillosa y cementaciones carbonatadas (23, 24 y 27). Abanicos aluviales. Pleistoceno inferior- Pleistoceno superior	34
2.6.2. Gravas, cantos y arenas (26). Terrazas. Pleistoceno medio- Pleistoceno superior	35
2.6.3. Conglomerados y limos (28). Fondo de valle colgado. Pleistoceno superior	35
2.6.4. Cantos, bloques, limos y arcillas (29 y 37). Coluviones. Pleistoceno superior y Holoceno.....	35
2.6.5. Cantos, gravas y bloques con arenas, arcillas y encostramientos carbonatados (25 y 30). Glacis de cobertura. Pleistoceno medio- Pleistoceno superior	36
2.6.6. Calizas porosas con restos vegetales (31). Tobas y travertinos. Pleistoceno superior	36
2.6.7. Arcillas rojas (32). Fondo de dolina. Pleistoceno superior	37
2.6.8. Bloques, gravas, cantos y arenas (33). Fondo de valle. Holoceno	37
2.6.9. Arenas y arcillas con niveles de cantos y gravas (34). Abanicos aluviales y conos de deyección. Holoceno	37
2.6.10. Arenas y arcillas con gravas (35). Cauces abandonados. Holoceno	38
2.6.11. Bloques, arcillas y arenas (36). Deslizamientos. Holoceno	38

3. GEOMORFOLOGÍA	38
3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	38
3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	42
3.2.1. Estudio morfoestructural.....	42
3.2.2. Estudio del modelado	45
3.2.2.1. Formas de ladera.....	45
3.2.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial	46
3.2.2.3. Meteorización química	50
3.2.2.4. Formas poligénicas.....	51
3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES	51
3.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA	58
3.5. PROCESOS ACTIVOS	60
3.5.1. Neotectónica y actividad de fallas	60
3.5.2. Sismicidad	62
3.5.3. Procesos gravitatorios y de ladera	62
3.5.4. Procesos de inundación y sedimentación.....	63
3.5.5. Procesos de erosión	63
4. TECTÓNICA	64
5. HISTORIA GEOLÓGICA	67
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	69
6.1. ROCAS INDUSTRIALES Y ORNAMENTALES. INDICIOS MINEROS	69
6.2. HIDROGEOLOGÍA.....	69
6.2.1. Características climáticas e hidrológicas.....	69
6.2.2. Características hidrogeológicas	71
7. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	82
8. BIBLIOGRAFÍA.....	85

1. INTRODUCCIÓN

1.1. MARCO GEOGRÁFICO

La Hoja de Caravaca (910) se encuentra situada en la parte noroccidental de la Región de Murcia, de forma que sus bordes occidental y septentrional se sitúan próximos a los límites de esta provincia con las de Granada y Albacete. La orografía dentro de esta Hoja es muy montañosa en su parte septentrional, mientras que hacia la meridional se encuentran grandes valles de fondo plano. La máxima cota se registra en el vértice geodésico de San Juan, con 1.699 m sobre el nivel del mar (en adelante msnm). Le sigue el vértice geodésico de Mojantes (1.611 msnm) y Pajarón, con 1.596 msnm. Otros vértices geodésicos de menor cota son: Los Calares (1.551 msnm), Pinar Negro (1.477 msnm), Buitre (1.427 msnm), Vicario (1.364 msnm), Tartamudo (1.310 msnm) y el Húmbero (1.178 msnm).

1.2. MARCO GEOLÓGICO

La Zona Externa Bética constituía durante el Mesozoico la cobertura sedimentaria del margen continental meridional de la Placa Ibérica. En ella se distinguen dos grandes dominios (*sensu* VERA *et al.*, 2004), la Zona Prebética, al norte, y la Zona Subbética, al sur de la anterior. Ambas se individualizarían a partir del Carixiense superior (*op. cit.*). La primera quedó configurada como la plataforma anexa al continente, mientras que la segunda se estructuró como un dominio pelágico subdividido en rosarios de surcos y umbrales, con subsidencia diferencial. Hacia el norte se constituyó el rosario de umbrales denominado Subbético Externo; al Sur de éste se dispondría un surco con morfología del fondo irregular, que se ha denominado Subbético Medio que, a su vez, estaría limitado por el Sur por otro rosario de umbrales pelágicos, el Subbético Interno. Los umbrales se caracterizan por una sedimentación condensada durante buena parte del Jurásico e incluso en alguno de ellos también durante el Cretácico más temprano, con desarrollo de facies *ammonítico rosso*. El surco del Subbético Medio presenta secuencias sedimentarias jurásicas expandidas, con facies radiolaríticas en el tránsito entre el Jurásico medio y el superior, así como niveles de basaltos submarinos durante el Jurásico medio (VERA, 2001; VERA *et al.*, 2004). Entre el Subbético y el Prebético se definió el Dominio Intermedio (*sensu* RUIZ-ORTIZ, 1980), caracterizado por sedimentación turbidítica durante el Jurásico superior y el final del Cretácico inferior. Según VERA (2001) o VERA *et al.* (2004), el Dominio Intermedio podría ser considerado como un surco perteneciente al Subbético, situado al norte del Subbético Externo.

La Hoja de Caravaca (910) se sitúa completamente dentro del Subbético. En la parte septentrional puede observarse la superposición de unidades atribuibles al Subbético Externo sobre los materiales del Cretácico inferior, que se han atribuido al Dominio Intermedio, que pueden llegar a aflorar en ventana tectónica. Hay que tener presente que en el sector oriental de la Zona Externa Bética, al que pertenecen los materiales de la Hoja de Caravaca, el Dominio Intermedio habría que considerarlo como una zona de transición gradual entre la plataforma

prebética y la cuenca pelágica subbética, en la que habría pequeñas paleocubetas, y no como un surco al que llegarían importantes volúmenes de turbiditas, según la concepción de RUIZ-ORTIZ (1980).

Sobre el sustrato constituido por materiales atribuibles al Subbético Externo, se dispone la cuenca intramontañosa neógena de Caravaca, que coincide con los valles que existen en la parte meridional de esta Hoja.

1.3 ANTECEDENTES

Los primeros trabajos que se realizaron en la región abarcada por esta Hoja son los de NIC-KLÉS (1896, 1904), quién según FALLOT (1945) levantó varias secciones estratigráficas en las inmediaciones de Caravaca con el fin de elaborar un primer modelo estructural. Dentro de estos trabajos pioneros habrá que citar también el de JIMÉNEZ DE CISNEROS (1911) en el que describió numerosos yacimientos paleontológicos.

FALLOT (1931 a y b) publicó una serie de trabajos sobre el Triásico y el Jurásico del sureste de España, refiriéndose en numerosas ocasiones a materiales tomados de la región de interés. Posteriormente, en 1945 este mismo autor realizó un estudio geológico regional de la Zona Subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor, haciendo referencia directa a la región abarcada por esta Hoja. En este trabajo mostraba numerosas secciones estratigráficas así como planteaba un modelo estructural basado en la superposición de mantos de corrimiento, con movimiento desde el sureste hacia el noroeste. DURAND-DELGA y MAGNÉ (1958) y FALLOT *et al.* (1958) describieron por primera vez el límite Cretácico-Terciario en el barranco del Gredero, situado en las proximidades del cementerio de Caravaca.

GEEL (1966) estableció en las inmediaciones de Caravaca la bioestratigrafía del Jurásico superior y Cretácico inferior con nanofósiles y calpionélidos. En ese mismo año, VAN VEEN publicó un trabajo donde describía una sección estratigráfica cretácica al Oeste de Caravaca. Al año siguiente (VAN VEEN, 1967) publicó otro trabajo donde describía los grandes foraminíferos bentónicos en los niveles detríticos intercalados en las margas y margocalizas del Cretácico superior. Todos estos resultados, junto con otros de áreas próximas fueron publicados en 1969 por este mismo autor en su tesis doctoral. FERNEX y MAGNE (1969) realizaron un ensayo de reconstrucción paleogeográfica del sector oriental de la Cordillera Bética para el Mesozoico y Cenozoico. Por último, PAQUET (1969) en su tesis doctoral abordó el estudio geológico regional de los materiales que afloran en esta Hoja, describiendo sus características estratigráficas y paleontológicas desde el Triásico hasta el Cenozoico. Observó cambios de facies entre las distintas unidades tectónicas consideradas y reconstruyó los procesos tectónicos más importantes a lo largo de la historia geológica.

AZÉMA *et al.* (1970) analizaron numerosas secciones estratigráficas cretácicas de un amplio sector de la parte oriental de la Cordillera Bética. Presentaron tablas en las que resumían las características litológicas de esos cortes. Al año siguiente (AZÉMA *et al.*, 1971) presentaron

un trabajo de síntesis sobre el Jurásico del sector oriental de la Zona Externa Bética. CARON (1971), partiendo de materiales cretácicos de las proximidades de Caravaca, estudiaron determinados rasgos morfológicos de foraminíferos planctónicos del Albiense. KHURY (1971) trató sobre la bioestratigrafía del Aptiense Albiense a partir del estudio de afloramientos del río Argos. KHURY (1972) propuso una bioestratigrafía integrada a partir de datos de diferentes secciones estratigráficas, una de ella del Cortijo de Inés, en las inmediaciones de Caravaca.

BAENA *et al.* (1973) presentaron el Mapa Geológico de España a escala 1/50.000 (MAGNA) correspondiente a la Hoja tratada en esta memoria y que ha servido de punto de partida para la elaboración tanto de la cartografía como de la memoria actual. En este mismo año, HOEDEMAEKER publicó su tesis doctoral, en donde se incluyen parte de los afloramientos más septentrionales de esta Hoja (HOEDEMAEKER, 1973).

HILLEBRANDT (1974) estableció la bioestratigrafía del Paleógeno utilizando la sección levantada en el barranco del Gredero. ABTAMI (1975) también trabajó la micropaleontología de este mismo corte, proponiendo una biozonación de foraminíferos planctónicos, situando el límite Cretácico-Terciario en la posición que actualmente se considera. DE CLERQ *et al.* (1975) realizaron una síntesis estratigráfica del sector de Vélez-Rubio y la compararon con la descrita en el Subbético Externo del área de Caravaca. SMIT (1977, 1979) estudiaron la micropaleontología del tránsito Cretácico Terciario.

SEYFRIED (1978) estudió los materiales subbéticos del sector oriental de la Cordillera. En la descripción de sus secciones hace especial énfasis en las discontinuidades y en los sedimentos asociados a ellas. El año siguiente este mismo autor (SEYFRIED, 1979) publicó un trabajo en el que presentó una interpretación paleogeográfica detallada para el Jurásico de este sector. HOEDEMAEKER (1979), a partir de las asociaciones de ammonites y calpionéllidos estudiados en la sección del río Argos, propuso un nuevo límite Jurásico-Cretácico. En esta misma línea bioestratigráfica hay que citar también el trabajo de LINARES *et al.* (1979), quienes analizaron el género *Phrycodoceras* a partir de materiales de las inmediaciones de Caravaca.

SEYFRIED (1981) utilizando datos de trabajos previos describió secuencias de facies relacionadas con profundizaciones y somerizaciones en facies pelágicas. HOEDEMAEKER (1982), a partir de afloramientos del río Argos, propuso una biozonación para el Tithónico Valanginense. En 1986, JIMÉNEZ publicó su tesis doctoral en donde presenta secciones estratigráficas del Toarcense de la zona de Mojantes. Estas mismas secciones serían retomadas por JIMÉNEZ y RIVAS (1991) para el estudio de la familia *Dactylioceratidae*. TAVERA (1985) estableció la bioestratigrafía del Tithónico superior y Berriasiense en la Zona Externa Bética a partir del muestreo de numerosas secciones, algunas situadas en los alrededores de Caravaca.

TEN KATE y SPRENGER (1989) analizaron la ciclicidad de las margas y margocalizas del Cretácico Inferior en las proximidades de Caravaca. AGUADO (1992) analizó algunos cortes situados en el área de estudio y, junto con otros distribuidos por toda la Zona Externa Bética, estableció la bioestratigrafía del Cretácico con nanofósiles. En este año, HOEDEMAEKER publicó

un trabajo sobre los límites de secuencias deposicionales para el Valanginiense Hauerivense (HOEDEMAEKER, 1992).

MARTÍNEZ-RUIZ (1993) analizó mineralógica y geoquímicamente el límite Cretácico-Terciario, utilizando entre otros cortes el del barranco del Gredero. REY (1993) en su tesis doctoral presentó un estudio sobre los materiales del Jurásico y Cretácico de la transversal entre Caravaca y Vélez-Rubio. A partir de un análisis detallado de facies y microfacies propuso un modelo de evolución paleogeográfica para estos intervalos de tiempo. ALLERTON *et al.* (1993) plantean un estudio sobre rotaciones paleomagnéticas en el sector oriental de la Cordillera. Obtienen datos a partir de materiales tomados en las proximidades del Cortijo Pajarero de Arriba y de Archivel. REY (1995) realizó un estudio sobre la respuesta sedimentaria a eventos tectónicos locales en un contexto de umbral pelágico. HOEDEMAEKER (1995) y HOEDEMAEKER y LEE-REVELD (1995) presentaron los resultados de un estudio bioestratigráfico integrado a partir de diferentes secciones del río Argos. Delimitaron distintas secuencias deposicionales que compararon con los cambios globales del nivel del mar.

AGUADO *et al.* (1997) estudiaron los ammonites y nanofósiles del Barremiense terminal y del Aptiense inferior en materiales procedentes de, entre otras secciones, de la Venta Cavila (Caravaca). Establecieron una calibración directa de los eventos bioestratigráficos relacionados con ambos grupos fósiles. CHACÓN (2002) trabajó algunas secciones estratigráficas del Cretácico superior de esta región, interpretando niveles resedimentados como contouritas. GEA (2004) presentó un estudio sobre bioestratigrafía y eventos en el Cretácico inferior de la Zona Externa Bética; entre los numerosos cortes estudiados, hay varios afloramientos de estos materiales situados en la Hoja en cuestión. Además, en esta obra se presenta una extensa recopilación bibliográfica de diferentes problemáticas relacionadas con el Cretácico Inferior, así como de la región considerada en esta memoria. El trabajo de MOLINA (2004) es un estudio sobre el valor patrimonial de la sección estratigráfica del barranco del Gredero, especialmente por recoger los eventos Cretácico-Terciario y límite Paleoceno-Eoceno. En este estudio se presenta una detallada revisión bibliográfica sobre estos límites, así como sobre los trabajos en los que se presentan datos obtenidos a partir de materiales de estos afloramientos.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. SUBBÉTICO EXTERNO

2.1.1. Brechas dolomíticas, carniolas y dolomías (1). Jurásico inferior. Hettangiense-Carixiense

La potencia de estos materiales que constituyen el miembro inferior de la Formación Gavilán, no ha podido medirse pues el muro está tectonizado. No obstante se estima que puede ser superior a los 100 m, pudiendo llegar incluso a los 500 m en el área del Pinar Negro. Hacia la base aparecen unas brechas de cantos y matriz dolomíticos, que localmente pueden tener una textura carniolar, con venas de calcita como armazón de la roca. De manera gradual

hacia el techo estos materiales se van haciendo unas dolomías masivas y luego estratificadas. Generalmente la dolomitización es tan intensa que borra casi por completo rasgos texturales primarios. No obstante, tanto en las dolomías masivas como en las estratificadas se pueden observar laminaciones algales, de ahí que frecuentemente se le denomine como miembro de laminitas criptalgales. Generalmente, estos materiales pasan de manera gradual hacia las calizas de la unidad cartográfica siguiente (número 2); no obstante en algunos afloramientos, como por ejemplo en la Cuerda del Húmero se ve que, asociado a un primer nivel de brechas, hay cantos negros, fragmentos de corales y otros de lamelibranquios que constituyen un lag. Sobre este nivel de removilización aparecen las calizas de la unidad cartográfica 2. Estos rasgos permiten reconocer una discontinuidad estratigráfica a techo de este miembro inferior que podría ser correlacionada con la discontinuidad intra-sinemuriense de REY (1993) o R1 de RUIZ-ORTIZ *et al.* (2004).



Figura 1. Aspecto del miembro inferior de la Formación. Gavilán (1), en el frente de cabalgamiento subbético

La edad que se le ha asignado al techo de esta unidad cartográfica, en consonancia con los datos expuestos anteriormente y con RUIZ-ORTIZ *et al.* (2004) es intra-Carixiense inferior (parte baja de la biozona de ammonites de *Jamesoni*). En cuanto al muro, el hecho de que se encuentre tectonizado y dolomitizado no permite precisar su edad; atendiendo a los datos de BAENA *et al.* (1973) y de REY (1993) se le atribuye una edad Hettangiene.

Los niveles de laminitas criptalgales se depositaron en medios inter- y sub-mareales (REY, 1993), mientras que los lechos de removilización con cantos negros observados en algunos afloramientos se generarían en medios intermareales a supramareales (*op. cit.*). Procesos diagenéticos posteriores, probablemente no muy tardíos dolomitizarían aquellos materiales, borrando en buena medida los rasgos sedimentarios originales. De acuerdo con REY (1993) o NIETO (1997) los fluidos dolomitizantes habrían lavado los materiales triásicos infrayacen-

tes, que serían la fuente del Mg. Estos fluidos ascenderían, alcanzando diferentes niveles estratigráficos y mostrando menor intensidad cuanta más altura se considere en la sección estratigráfica; se generaría por tanto un tránsito gradual entre estos materiales y las calizas suprayacentes. La formación de las brechas dolomíticas estaría en relación con la mecanización de la base de la unidad cartográfica, debido al emplazamiento tectónico de las unidades subbéticas. Las carniolas se formarían a partir de estos últimos materiales, por precipitación de calcita en fracturas que delimitarían cantos de dolomía. Con posterioridad, tendría lugar la disolución total o parcial de la dolomita atrapada entre las fracturas, generándose así la estructura carniolar (NIETO, 1997, por ejemplo).

2.1.2. Calizas oolíticas y calizas micríticas con sílex (2). Jurásico inferior. Sinemuriense-Carxiense

Esta unidad cartográfica constituye el miembro medio de la Formación Gavilán. La potencia de esta unidad varía entre 18 m en la sección de Cortijo Pajarero de Arriba (sección 2) y unos 50 m en la sección de Cerro Gallobal (columna 5). Además, en afloramientos como los de la Serrata, esta unidad puede llegar a tener 150 m de espesor. Está constituida por calizas blancas o crema con una amplia variabilidad de microfacies, que pueden agruparse en cinco tipos (REY, 1993): a) calizas micríticas ("mudstone" o "wackestone" de bioclastos) con abundantes birdeyes; b) calizas oncolíticas ("wackestone" de oncoídes); c) calizas oolíticas ("packstone" o "grainstone" de ooides y peloídes); d) calizas de pisolitos ("packstone" de pisolitos); y e) brechas en niveles estratiformes con espesores no superiores al decímetro, constituidos por cantos de morfologías planares y con facies similares a las descritas con anterioridad.

El muro de este miembro descansa sobre el "lag" descrito en algunas secciones del techo de la unidad anterior o bien se trata de un contacto gradual entre las dos unidades cartográficas (1 y 2, respectivamente). El techo suele ser un contacto neto. En algunas secciones estratigráficas (1 y 2) se observa una superficie irregular y algunos diques neptúnicos; ambas estructuras están cubiertas por las calizas de crinoídes de la unidad cartográfica 3. Estos rasgos permiten identificar una ruptura estratigráfica correlacionable con la ruptura R2 de RUIZ-ORTIZ *et al.* (2004). Estos autores dataron dicha ruptura como Carxiense medio (intra-zona de ammonites de *Ibex*). Por tanto, a tenor de los datos del techo de la unidad cartográfica 2 y la presencia de esta ruptura estratigráfica, la edad que se le asigna a ella es Carxiense inferior y medio, de acuerdo también con la edad atribuida por RUIZ-ORTIZ *et al.* (2004) a materiales equivalentes. No obstante, en aquellos casos en los que hay un contacto gradual con el miembro inferior, la edad puede llegar a ser intra-sinemuriense. De acuerdo con REY (1993) estos materiales se depositaron en una plataforma carbonatada, desde medios de plataforma externa hasta dominios de plataforma interna y litorales. La presencia del paleokarst y diques neptúnicos en algunas secciones estratigráficas se interpreta como un signo de exposición subaérea temporal de estos materiales, posiblemente relacionadas con bajadas relativas del nivel del mar.

2.1.3. Calizas y calcarenitas de crinoides (3). Jurásico inferior. Carixiense

Esta unidad cartográfica constituye el tercer miembro de la Formación Gavilán. Su potencia varía desde 5 m (sección 3) hasta unos de 40 m en el área del cerro del Vicario, situado en las proximidades de la sección 5. Por tanto, se trata de una unidad que será cartografiable sólo en determinados afloramientos. En aquellos en los que no se pueda representar a la escala del presente mapa, se considerará dentro de la unidad cartográfica 2.

En las secciones donde esta unidad cartográfica muestra potencias inferiores a 10 m, se observa unas calcarenitas de crinoides ("grainstone" de crinoides, *sensu* REY, 1993) bien estratificadas. En los techos de los estratos es posible observar algunas trazas de óxidos de Fe, así como numerosos belemnites y algunos ammonites difícilmente clasificables. Por el contrario, en aquellas secciones estratigráficas donde este miembro muestra espesores superiores a los 10 m, es frecuente encontrar unas calcarenitas de crinoides, similares a las anteriores en microfacies, pero con sílex abundante, debido a la presencia de espículas de esponjas. En estas últimas secciones es posible observar también algunas *lumaquellas* de Rhynconéllidos y Terebratúlidos.

El techo del miembro coincide con una superficie neta con pequeñas irregularidades que son fosilizadas por un nivel condensado de algunos centímetros de espesor, con diferente grado de exposición, caracterizado por la presencia de numerosos moldes de ammonites (*Fucciniceras isseli*, *Protogrammoceras celebratum*), y belemnites, en cuyo techo pueden observarse óxidos de Fe. Estos rasgos ponen en evidencia una ruptura estratigráfica que sería equivalente a la que RUIZ-ORTIZ *et al.* (2004) denominan como R3, que marcaría el techo de la Formación Gavilán. Según estos autores, dicha ruptura tendría una edad límite Carixiense medio-superior (límite entre las biozonas de ammonites de *Ibex* y *Davoei*). A tenor de la fauna de ammonites encontrada en el nivel condensado descrito con anterioridad, éste tendría una edad Domeriense inferior (biozona de ammonites de *Lavinianum*). Por tanto, entre el techo de la unidad cartográfica 3 y el nivel condensado se detecta una laguna estratigráfica que abarcaría todo el Carixiense superior.



Figura 2. Detalle de ammonites y costra de óxidos de Fe del “hardground” situado a techo del miembro superior de la Formación Gavilán (3)

A tenor de todos los datos anteriores y en concordancia con las dataciones de REY (1993) y RUIZ-ORTIZ *et al.* (2004) la edad que se asigna a esta unidad cartográfica sería parte alta del Carixiense medio (parte superior de la biozona de ammonites de *lbex*).

Los materiales que constituyen esta unidad cartográfica se depositaron en contextos de plataforma externa, con alta energía del medio en concordancia con la presencia de facies calcarinicas. La existencia de sílex en determinados sectores indica que la sedimentación tendría lugar en medios aún más abiertos que los anteriores, con clara influencia hemipelágica.

La ruptura estratigráfica del techo de esta unidad cartográfica ha sido interpretada por diferentes autores (REY, 1993; VERA, 2001; RUIZ-ORTIZ *et al.*, 2004; entre otros) como el reflejo de la desintegración de la gran plataforma carbonatada que durante el Lías inferior se desarrolló en el paleomargen sudibérico. Esto supuso que a partir de entonces en dicho paleomargen se diferenciaran dos subdominios, uno de plataforma anexa al continente (Prebético) y otro con sedimentación pelágica dominantemente (Subbético). Por otro lado, dicha fragmen-

tación marca el final de la etapa de pre-rift de este paleomargen y el inicio del período sin-rift del mismo.

2.1.4. Calizas margosas y margas alternantes y calizas margosas nodulosas rojas (Formación Zegrí) (4). Jurásico inferior. Domeriense-Toaciense

La potencia de esta unidad cartográfica es muy variable; mientras que en sectores nororientales presenta potencias no mayores a 10 m, hacia las partes occidentales el valor de este parámetro puede llegar a 205 m (sección 6).

Las calizas margosas y margas alternantes suelen presentar colores grises y frecuentes nódulos de pirita alterados a óxidos de Fe. Los ritmos que se observan tienen espesores que oscilan entre los 30 y los 50 cm; los niveles calizos suelen presentar potencias mayores, que oscilan entre los 10 y los 40 cm, mientras que los margosos presentan espesores de 25 a 30 cm. En determinadas secciones de la parte occidental de la Hoja, los niveles calizos llegan al metro de potencia y los margosos puede superarlos, alcanzando espesores de 1,5 m. Es frecuente observar una bioturbación intensa, con abundantes marcas de *Thalassinoides* y de *Zoophycos*. Las microfacies de los lechos calizos suelen ser de "mudstone" o "wackestone" de peloídes y espículas de esponjas (REY, 1993). Intercalados en estos materiales se observan niveles calcareníticos con colores oscuros y muro y techo planos. La potencia de esos niveles no supera los 30 cm. En algunos de ellos es de destacar un alto contenido en cuarzo. Por otro lado, en algunas secciones estratigráficas (por ejemplo la número 2) se observan intercalados en la ritmita niveles de espesor decimétrico constituidos por un conglomerado monogénico, con cantos que pueden mostrar morfologías de deformación plástica.

Sobre las facies rítmicas descritas con anterioridad se encuentran unas calizas margosas nodulosas rojas que suelen mostrar potencias también muy variables, pero raramente superiores a los 20 m. Estos materiales suelen tener microfacies de "mudstone" a "wackestone" de filamentos de tipo *Entolium*. En el techo de algunos estratos es posible observar abundantes "burrows", así como trazas de *Zoophycos* y algunos óxidos de Fe; estos rasgos permiten pensar en el desarrollo de "firmgrounds" así como en la existencia de diastemas entre lechos.

REY (1993) asignó al muro de esta formación una edad Domeriense inferior-medio, en consonancia con la datación deducida del nivel condensado descrito en el techo de la unidad cartográfica anterior. En cuanto al techo, JIMÉNEZ (1986) y REY (1993) le asignan una edad Toaciense superior. Este último autor indica que la base de las calizas margosas nodulosas rojas no es isocrona, oscilando su edad entre el Toaciense medio y el superior.



Figura 3. Tránsito entre ritmitas y calizas nodulosas margosas rojas de la Formación Zegrí (4)

Los importantes cambios de potencia detectados en esta formación indican que su sedimentación tuvo lugar en una cuenca con una morfología del fondo muy irregular, así como por una importante subsidencia diferencial. La alternancia rítmica caliza margosa marga (REY, 1993, NIETO, 1997) se desarrolló en una cuenca pelágica. Inestabilidades tectónicas favorecerían el desarrollo de los niveles calcareníticos y de microrruditas intercalados en las facies anteriores. Por otro lado, las calizas margosas nodulosas rojas también se depositarían en medios pelágicos, posiblemente en contextos de borde de umbral pelágico (REY, 1993, por ejemplo). En cualquier caso, la sedimentación sería lenta e intermitente, favoreciendo así el desarrollo de los “firmgrounds” en el techo de algunos niveles.

2.1.5. Calizas con sílex (Formación Veleta) (5). Jurásico medio. Bajocienne

Esta formación presenta importantes cambios de potencia que varía entre 10 m (sección 2) hasta 90 m (sección 4). Principalmente está constituida por calizas con sílex con algunas intercalaciones margosas, más abundantes hacia la base de la unidad cartográfica, lo que marca en determinadas ocasiones un tránsito gradual con la Formación Zegrí infrayacente. Los bancos de calizas con sílex están bien estratificados, mostrando espesores comprendidos

entre 20 y 30 cm. El sílex puede aparecer como nódulos o como lechos continuos dispuestos en cualquier situación dentro de un estrato calizo. Las microfacies de estos materiales son de “wackestone”, localmente “packstone” de filamentos, peloides y radiolarios. Generalmente, los niveles con microfacies de “packstone” suelen mostrar unas laminaciones paralelas y/o onduladas incipientes; en estos casos, las laminaciones onduladas han sido interpretadas como estructuras “hummocky cross stratification” (HCS) y los lechos correspondientes como niveles de tempestitas (REY, 1993). La edad que se ha asignado a estos materiales, siguiendo los criterios de REY (1993) ha sido Bajociente.



Figura 4. Detalle de las bandas de sílex. Formación Veleta (5)



Figura 5. Detalle de calizas con estructuras HCS. Formación Veleta (5)

La presencia de filamentos y radiolarios en las microfacies de estos materiales indica que su origen estuvo en un medio pelágico. Por otro lado, el hecho de que los radiolarios no conserven su esqueleto original induce a pensar que la sílice que constituye los nódulos y los lechos de sílex tenga un origen diagenético a partir de la disolución de aquellos esqueletos y de una posterior precipitación. REY (1993) ha interpretado los niveles laminados, con laminación paralela y con estructuras HCS, como tempestitas distales; por tanto, la batimetría a la que se depositaron estos sedimentos debió de estar ligeramente por debajo del nivel de base del oleaje de tormenta, para que ocasionalmente los efectos de las olas de tormentas pudieran remover los sedimentos del fondo. En general, el medio sedimentario en el que se depositaron estos materiales debió de ser pelágico, con alta productividad de carbonatos, que explique la presencia de los niveles calizos.

2.1.6. Calizas nodulosas y margocalizas nodulosas rojas y grises (Formación Ammonítico Rosso Superior) (6). Jurásico medio-superior. Bathoniense-Tithónico/Berriasiense

La potencia de esta unidad cartográfica varía entre 15 y 20 m. Se han distinguido dos miembros, uno inferior compuesto por calizas nodulosas de coloraciones rosadas y otro superior constituido por margocalizas nodulosas y calizas margosas nodulosas ambas de coloraciones rojas o grises. El miembro inferior presenta un transito gradual con respecto a las calizas de

la unidad cartográfica infrayacente. Se trata de unas calizas nodulosas rojas bien estratificadas, con unas microfacies de "wackestone" de filamentos (*Bositra buchi*) y radiolarios. Las margocalizas nodulosas suelen ser de color rojo intenso, que lo hace un magnífico nivel guía. Presentan texturas fluidales que le dan un aspecto brechoide en superficie. Las microfacies que presentan son de "mudstone" y "wackestone" de globigerinoides. Por último, sobre las anteriores se disponen unas calizas nodulosas de colores rojos y grises que tienen una microfacies de "wackestone" de saccocoma y hacia el techo, "mudstone" de calpionéllidos.

Separando los dos miembros se puede observar un "hardground" con abundantes óxidos de Fe bien en costras laminadas, de espesor milimétrico, bien como oncoídes pelágicos. En este último caso, el núcleo de estas estructuras suele ser un ammonites. Además es posible observar abundantes trazas de bioturbación (*Thalassinoides*, *Litophaga*), así como abundantes huellas de ammonites de la familia *Perisphinctidae*.

A partir de la abundante fauna de ammonites recogida por REY (1993), este autor dató el miembro inferior como Bathoniense inferior; las margocalizas nodulosas rojas fueron atribuidas al Oxfordiense superior y las calizas nodulosas rojas y grises, que aparecen en la parte alta de la unidad, al Kimmeridgiense inferior Berriasiense inferior. No obstante, este autor constató que el techo de esta unidad era heterocrónico, oscilando su edad entre el Tithónico inferior y el Berriasiense inferior. El "hardground" descrito entre ambos miembros pone de manifiesto una discontinuidad estratigráfica con un hiato asociado que incluiría desde el Bathoniense superior al Oxfordiense medio.



Figura 6. Moldes de ammonites en el “hardground” situado a techo del miembro inferior de la Formación Ammonítico Rosso Superior (6)

De acuerdo con REY (1993) o con NIETO (1997) el modelo más aceptado para la formación de calizas nodulosas se basa en la existencia de procesos selectivos de disolución-precipitación del carbonato a partir de aguas muy subsaturadas a pocos centímetros por debajo de la superficie del sedimento. La tasa de sedimentación sería muy baja (entre 0,5 y 3 mm/10³ años), con frecuentes interrupciones sedimentarias y unas condiciones ambientales oxidantes. Estas condiciones son propias de umbrales pelágicos. En cuanto a las margocalizas nodulosas, estos autores las interpretaron como materiales depositados en relación con altos pelágicos, pero ocupando posiciones más profundas que las de las calizas nodulosas anteriores. En cuanto a la discontinuidad existente entre ambos miembros de esta formación, su génesis ha sido atribuida a la interacción entre procesos tectónicos y una bajada relativa del nivel del mar (NIETO, 1997; VERA, 2001; VERA *et al.*, 2004).

2.1.7. Calizas margosas y margas alternantes (Formación Carretero) (7). Cretácico inferior. Berriasiense-Valanginiense/Barremiense

Los afloramientos de esta unidad cartográfica están parcialmente cubiertos, lo que no favorece el levantamiento de secciones estratigráficas continuas. En general se trata de una alternancia rítmica de calizas margosas y margas, en ritmos que tienen espesores que varían entre 40 y 90 cm. La potencia total de la unidad puede alcanzar los 1.000 m. Además de esta ritmidad, es posible observar secuencias métricas carbonato y estratocrescentes.

Estos materiales presentan coloraciones amarillas en superficie y de tonos grises y azulados en corte fresco. Los nódulos de pirita, normalmente limonitzados, son muy abundantes, así como las trazas de *Zoophycos*. Tanto la macrofauna (ammonites, belemnites y *aptychus*) como la microfauna (foraminíferos planctónicos, nanofósiles) son abundantes y están bien preservados.

El muro de la unidad es heterocrónico, de acuerdo con las indicaciones realizadas al analizar el techo de la unidad cartográfica anterior y las dataciones propuestas por GEA (2004); su edad oscilará entre el Berriasiense inferior y el superior. En cuanto al techo, REY (1993) encuentra abundantes ammonites que le permiten comprobar que la edad de esta superficie también es variable, oscilando entre el Valanginiense superior y el Barremiense superior.



Figura 7. Detalle de láminas de arcillas rojas del Triásico en el seno de materiales de la Formación Carretero (7)

REY (1993) atribuye a esta formación un origen pelágico teniendo en cuenta la abundante macrofauna, fundamentalmente ammonites, belemnites y *aptychus*; y en segundo lugar por la presencia de pistas orgánicas, principalmente *Zoophycos*. La importante potencia de la unidad cartográfica lleva a pensar que se depositó en medios pelágicos fuertemente subsidentes, lo que contrasta con la escasa subsidencia deducida a partir de los materiales de la unidad cartográfica 6. Esto podría interpretarse como el reflejo de una intensa actividad tectónica simultánea a la sedimentación de esta unidad cartográfica.

2.1.8. Areniscas, calizas margosas y margas (Formación Argos) (8). Cretácico inferior. Barremiense-Albiense medio

Esta unidad cartográfica sólo aflora en las proximidades del río Argos, donde se ha podido estimar una potencia de 140 m. Se trata de margas y calizas margosas entre las que se intercalan niveles de areniscas calcáreas, que en ocasiones pueden contener más del 50 % de terrígenos. Estos lechos muestran unas coloraciones marrones y espesores medios del orden de 20 a 40 cm. Su muro y techo suele ser plano y puntualmente pueden presentar estructuras de corriente.

A escala de afloramiento el contacto con la formación infrayacente es concordante. REY (1993) cita la presencia de ammonites del Barremiense terminal en el muro de la unidad cartográfica. En cuanto al techo, GEA (2004) le atribuye una edad Albiense medio. A partir de estudios de nanofósiles deduce que en el interior de esta formación hay una discontinuidad estratigráfica que incluiría el Albiense inferior y parte del medio. REY (1993) considera que esta unidad cartográfica se generó en un contexto pelágico. Las areniscas calcáreas fueron interpretadas como turbiditas. La existencia de etapas de sedimentación detrítica alternando con episodios de sedimentación rítmica pelágica, hace pensar en una alternancia de períodos tranquilos de producción y dilución de carbonatos, que genera la ritmita, con otras donde esa sedimentación es interrumpida por la llegada de aportes terrígenos.

2.1.9. Margas y margocalizas oscuras con intercalaciones de areniscas (Formación Represa) (9). Cretácico inferior. Albiense-Cenomaniense

La potencia de la unidad cartográfica es muy variable; mientras que en el cauce del río Argos puede llegar a los 320 m, en las inmediaciones del Cortijo de Santa Inés (N38° 5' 0"; W 1° 51' 30") tiene un espesor aproximado a 40-50 m, disponiéndose discordante sobre la Formación Carretero (unidad cartográfica 7). La Formación Represa está constituida por una sucesión de margas y margocalizas oscuras con ammonites, gasterópodos y braquiópodos piritizados. Además, la bioturbación suele ser intensa, abundando las trazas de tipo *Zoophycos*. La microfacies dominante es de "mudstone" constituido por radiolarios, foraminíferos bentónicos (*Nodosaria*, *Dentaculina*, *Lenticulina*). Cuando aparecen los niveles calcareníticos, lo hacen en ciclos de diferente potencia, que varían entre 5 y 20 m. La morfología de estos lechos suele ser irregular, con muros erosivos en los que se observan algunas estructuras de corriente.

La base de la unidad ha sido datada como Albiense medio, mientras que el techo, isocrono, tiene una edad que coincide con la base del Cenomaniense (REY, 1993). El hecho de que esta unidad se disponga en unas ocasiones sobre la Formación Argos (unidad cartográfica 8) y en otras sobre la Formación Carretero (unidad cartográfica 7) hace pensar que asociado a su muro debe de haber una discontinuidad estratigráfica, interpretación que estaría avalada también por el hecho de que en el área del Cortijo de Inés, esta formación se dispone discordante sobre la Carretero.

Estos materiales se depositaron en contextos pelágicos (REY, 1993), con subsidencias diferenciales muy acusadas y a los que localmente llegaban flujos turbidíticos. Gea (2004) considera que la procedencia de estos flujos es meridional.

2.1.10. Calizas margosas y margas rosadas y blancas (Formación Capas Rojas) (10). Cretácico superior-Paleoceno

La potencia total de esta unidad cartográfica es de 305 m. Atendiendo a la litología, se han diferenciado 8 tramos. El primero de ellos tiene 60 m de potencia; está constituido por unas margas y margocalizas blancas con abundantes trazas de *Zoophycos*. Además aparecen algunos "slumps" y "scar-slumps". REY (1993) encuentra en estos materiales una microfacies de "mudstone wackestone" de foraminíferos planctónicos. El segundo tramo, de 40 m de espesor, está constituido por unas calizas con nódulos de sílex de color negro. Sobre las anteriores se diferencian unas margas y margocalizas blancas, de 60 m de potencia, que tienen una microfacies de "wackestone" de globotruncanidos (*op. cit.*). El cuarto tramo está constituido por 10 m de calizas margosas y margocalizas de tonos rosados, con una microfacies muy parecida a la del tramo anterior. Sobre él se disponen 40 m de margas y margocalizas blancas en superficie y grises en corte fresco, semejantes a las del segundo miembro de esta unidad cartográfica; a diferencia de aquél, en este tramo pueden observarse finos niveles detriticos así como procesos de "slumping". Para este tramo, REY (1993) describe unas microfacies de "mudstone" y "wackestone" de foraminíferos planctónicos. El sexto tramo, de 30 m de espesor, está constituido por una alternancia de calcarenitas anaranjadas con margas blancas, entre las que se ha medido una relación niveles turbidíticos / interturbidíticos de 1:2. En los lechos calcareníticos se han reconocido secuencias de Bouma de tipo T_{bc} y, puntualmente, de tipo T_{ac} . En relación con estos niveles, VAN VEEN (1966) describió la existencia de bioclastos de *Orbitolina* sp., lo que serviría para deducir que el área fuente de estos flujos se localizaba en la plataforma del Prebético. MARTÍN-CHIVELET *et al.* (2003) interpretaron los niveles calcareníticos como contouritas. Sobre los materiales anteriores se reconocen unos 30 m de calizas margosas y margas ambos de color blanco; los lechos calizos alcanzan potencias elevadas, próximas al metro. Por último, el octavo tramo está constituido por 40 m de margas oscuras con delgados niveles calcareníticos. Dentro de este último miembro se localiza el contacto entre el Cretácico y el Terciario, que coincide con un nivel arcilloso, de color negro y de 10 cm de espesor. Sobre los estudios que se han realizado en él, se presenta una buena síntesis en MOLINA (2004).



Figura 8. Aspecto de la “Capa negra” del límite K/T, en el Barranco del Gredero

REY (1993) asignó a la base de esta unidad cartográfica una edad Cenomaniana. Por otro lado, al techo se le ha asignado una edad Eoceno, en consonancia con la datación de BAENA *et al.* (1973). La sedimentación de los materiales que la componen tuvo lugar en una cuenca pelágica de fondo irregular y tectónicamente inestable, a juzgar por la abundancia de fenómenos de “slumps” y por las cicatrices de “slumps” encontradas. Si se admite que buena parte de los lechos calcareníticos son contouritas, de acuerdo con MARTÍN-CHIVELET *et al.* (2003), esos niveles se habrían depositado bajo la influencia de corrientes oceánicas relativamente profundas.

2.1.11. Margas y areniscas (11). Eoceno-Burdigaliense

Esta unidad cartográfica tiene una potencia que se aproxima a los 420 m. Se trata de una alternancia de niveles calcareníticos ricos en foraminíferos bentónicos de gran tamaño, así como puntuales cantos de calizas del Cretácico superior, y margas, ambos de colores blancos. En algunos niveles calcareníticos puede llegar a observarse hasta 20-30 % de granos de cuarzo, así como secuencias de Bouma completas. VAN VEEN (1969) hizo un estudio exhaustivo de estos materiales distinguiendo hasta 6 tramos que se diferenciaban por las características

composicionales de los lechos calcareníticos (calcilimolita, calcarenita, calcirrudita). De acuerdo con este último autor y BAENA *et al.* (1973) la edad asignada a estos materiales es Eoceno-Burdigaliense. Su depósito tuvo lugar en una cuenca pelágica a la que llegaban abundantes flujos turbidíticos procedentes de la plataforma septentrional, anexa al continente. El origen de estos flujos se relaciona con las inestabilidades tectónicas propias de la etapa convergente en la que se encuentra el paleomargen durante el período de tiempo abarcado por esta unidad cartográfica (VERA *et al.*, 2004).

2.1.12. Brechas con cantes de diversa naturaleza y matriz arcillo-yesífera (Unidad Complejo de Yesos) (12). Mioceno medio. Langhíense

Esta unidad cartográfica se dispone tectónicamente bajo las unidades atribuidas al Subbético Externo y cabalgando a las margas de la Formación Represa del Dominio Intermedio (unidad cartográfica 13). Los mejores afloramientos se encuentran al norte de la localidad de Caravaca. No se ha podido calcular su espesor pues en ningún caso se ha observado el muro y el techo; no obstante, por datos regionales se considera que su potencia debe ser mayor a 100 m.

PÉREZ-VALERA *et al.* (2003) y PÉREZ-VALERA (2005) hicieron un estudio muy detallado sobre estos materiales. Distinguieron dos tipos de facies que denominaron yesos brechoides y mega-brecha. En los afloramientos de esta Hoja predominan las primeras facies. Están constituidas por yesos con formas que varían entre alargadas y nodulares que se encuentran inmersos en una matriz arcillo-yesífera de colores variados. Además pueden encontrarse también cantes angulosos de carbonatos, areniscas, lutitas y ofitas. Como rasgo más destacable puede citarse la existencia de una laminación tectónica muy bien desarrollada, con estructuras sigmoidales en los clastos, además de mostrar frecuentes pliegues de flancos subhorizontales.

PÉREZ-VALERA *et al.* (2003) citan la presencia de bloques de limos con fauna perteneciente al Langhíense inferior en el área de la rambla del Moro (situada en la Hoja 891, Cieza). Atendiendo a la similitud de facies entre este afloramiento y el considerado en la Hoja 910, se atribuye esa edad a los materiales de la unidad cartográfica que se está analizando. Su origen estaría relacionado con el emplazamiento tectónico, por cabalgamiento, de las unidades del Subbético Externo sobre otras pertenecientes a dominios paleogeográficos más septentrionales.

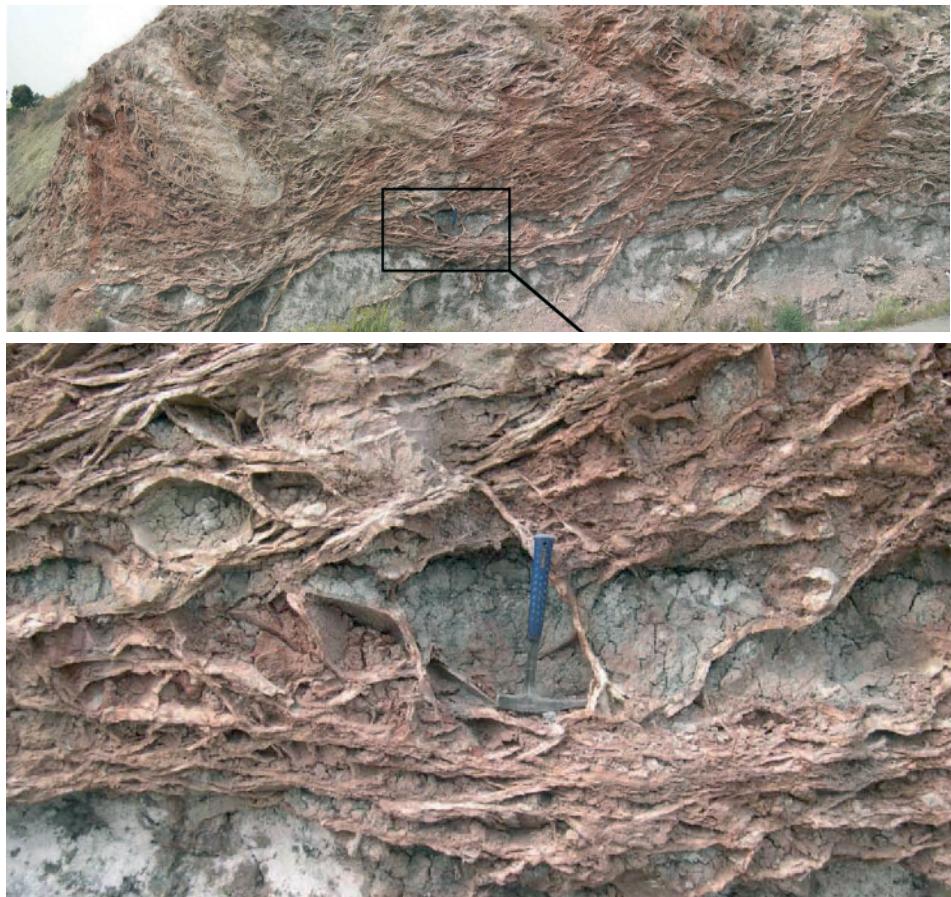


Figura 9. Aspecto de la Unidad Complejo de Yesos (12) y detalle de los cantos lutíticos y de la red de diaclasas llenadas por yeso fibroso

2.2. DOMINIO INTERMEDIO: MARGAS Y ARENISCAS (FORMACIÓN REPRESA) (13). CRETÁCICO INFERIOR. ALBIENSE SUPERIOR.

Los materiales atribuidos a esta unidad se disponen en la parte septentrional de la Hoja y desde el punto de vista tectónico, se encuentran bajo los materiales atribuidos al Subbético Externo y aquellos de la Unidad Complejo de Yesos (unidad cartográfica 12). También afloran en ventana tectónica en la zona del Cortijo de la Hoya Lóbrega y en la ventana tectónica del Collado del Alazor.

Aunque los afloramientos son de muy mala calidad, se trata de unas margas y margocalizas de colores oscuros con intercalaciones de areniscas y calcarenitas de espesores decimétricos. En una muestra (CIN-LN-24-36-9001-L) tomada en la carretera de Caravaca a Moratalla (N 38° 7' 47"; W 1° 51' 21") estas margas han aportado la siguiente asociación de foraminíferos planctónicos: *Biticinella breggiensis*, *Ticinella primula*, *Rotalipora subticinensis*, *Globigerinelloides* sp, *Rotalipora tadinensis*, *Pseudochackoia saundersi*, *Favusella washitensis*. Esta asociación caracteriza la zona de *Rotalipora tadinensis* (Caron, 1985), propia del Albiense superior. Por otro lado, en otra muestra (CIN-LN-24-36-9005-L), tomada en la ventana tectónica del Cortijo de la Hoya Lóbrega (N 38° 8' 46"; W 2° 8' 28"), la asociación de foraminíferos planctónicos ha sido: *Praehedbergella* sp, *Praehedbergella sigali*, *Praehedbergella infracretacea*, *Praehedbergella aptiana*, *Blowiella blowi*, que caracteriza el Aptiense-Albiense.

GEA (2004) en los afloramientos del río Argos (Subbético Externo), data esta formación como parte superior del Albiense medio y Albiense superior; por otro lado, este mismo autor en afloramientos más meridionales, pertenecientes también al Subbético Externo, data esta formación como Albiense superior. Además, este mismo autor indica que la edad del muro de esta formación en el Prebético Interno varía entre la parte alta del Albiense medio y el Albiense superior. En ambos dominios el techo de la formación se ha situado en la parte terminal del Albiense superior. A tenor de estos datos, se considera que la edad de esta unidad cartográfica sería Albiense superior, por similitud con los afloramientos de Subbético Externo próximos a los de la unidad considerada. Estos materiales se depositarían en una zona de pendiente suave, situada en la transición gradual entre la plataforma y la cuenca pelágica.

2.3. PREBÉTICO INTERNO

Los materiales atribuidos a este dominio paleogeográfico afloran con poca extensión al Norte de la población de Caravaca, constituyendo la terminación occidental de la Sierra de la Puerta, bien desarrollada en la vecina Hoja de Cehegín (911), así como bajo los materiales del Dominio Intermedio en la ventana tectónica del Collado de Alazor.

2.3.1. Calizas con sílex y margas (14). Paleoceno-Eoceno inferior

Se trata de unas calizas con sílex negro, margas verdes y rosadas, así como calizas y margas con bloques de dolomías y calizas. Atendiendo a la datación que VELANDO y PAQUET (1974) hacen de estos materiales en la Hoja de Cehegín, se les atribuye una edad Paleoceno-Eoceno inferior. Estos materiales se depositaron en contextos de plataforma distal con una clara influencia hemipelágica.

2.3.2. Arenas, margas y calizas (15). Eoceno inferior-medio

Esta unidad está constituida por unas margas arenosas, areniscas e intercalaciones de calizas nummulíticas arenosas hacia el techo de la secuencia estratigráfica. VELANDO y PAQUET

(1974) dan a esta unidad cartográfica una edad Eoceno inferior medio. Estos materiales se depositarían en contextos de plataforma mixta, con influencia hemipelágica.

2.3.3. Margas y calizas margosas (16). Mioceno inferior-medio

Las condiciones de afloramiento de estos materiales son muy pobres. Se trata de una alternancia entre margas y calizas margosas arenosas. Las primeras aparecen en niveles de 4 a 6 cm, mientras que las calizas margosas lo hacen en lechos de 5 a 10 cm. Estas últimas presentan lechos tabulares de muro y techo planos, pero con una abundante bioturbación, sobre todo "burrows" verticales de 0,5 cm de diámetro, llenos por óxidos de Fe. La asociación de foraminíferos planctónicos encontrada ha sido la siguiente: *Praeorbulina glomerosa*, *Orbulina suturalis*, *Globoquadrina dehiscens*, *Praebulina transitoria*, *Globigerina bulloides*, *Globigerina venezuelana*, *Globigerina obesa*, *Praebulina sicana*, *Dentoglobigerina altispira*, *Dentoglobigerina baroemoenensis*, *Orbulina universa*.



Figura 10. Aspecto de las margocalizas (16)

La asociación indicada, caracteriza la zona de *Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronta* (BERGGREN et al., 1995), del Langhiense superior Serravallense basal. Teniendo en cuenta la

datación que VELANDO y PAQUET (1974) hacen de materiales similares a estos en la Hoja de Cehegín (911), así como los datos anteriormente expuestos, se le atribuye a esta unidad cartográfica una edad Mioceno inferior medio. Estos materiales se depositaron en un contexto pelágico con clara influencia continental, debido a la alta proporción de cuarzo que aparece en ellos.

2.4. MATERIALES NEÓGENOS POST-OROGÉNICOS

2.4.1. Margas y arenas (17). Mioceno superior. Tortoniense

Se trata de 25-40 m de margas y arenas de colores amarillentos, que se disponen discordantes sobre los materiales jurásicos y cretácicos del Subbético Externo. En estos materiales es posible encontrar fragmentos de pectinídos y ostreidos. En levigado se han observado sólo fragmentos de foraminíferos planctónicos inclasificables, además de fragmentos de dientes de pez, ostrácodos y algunos foraminíferos bentónicos (*Bulimina elongata*, *Marginulina costata*, *Uvigerina barbatula* y *Rotalidae becarii*). Se trata de materiales que se habrían depositado en áreas distales de plataformas mixtas con una clara influencia continental.

2.4.2. Calcarenitas, areniscas y areniscas calcáreas (18). Mioceno superior. Tortoniense

La potencia de estos materiales se aproxima a los 50 m. Las calcarenitas de la base de la unidad cartográfica presentan una microfacies de "grainstone" bioclástico, con fragmentos de crinoides, algas, radiolas de equinodermos y algunos foraminíferos planctónicos (*Orbulina sp.* y *Globigerinoides trilobus*); el contenido en cuarzo oscila entre el 15 y el 20 %; se trata de granos angulosos de tamaño medio. Además es posible observar abundantes fragmentos de lamelibranquios de tipo ostreido (*Ostrea edulis*?). En algunos lechos se ha observado estratificación cruzada de gran escala. Sobre los anteriores se disponen unas areniscas calcáreas caracterizadas por un buen desarrollo de la erosión alveolar, así como por una abundante bioturbación.

Las microfacies de estos materiales es de "packstone" a "grainstone" de peloides y bioclastos diversos. A diferencia de las anteriores, el contenido en cuarzo aumenta, hasta alcanzar valores que oscilan en torno al 30 %; la morfología de los granos de cuarzo es similar a la de las facies anteriores. A partir de los datos de BAENA *et al.* (1973) y de GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ (1996), se les da una edad Tortoniense. Los materiales de esta unidad cartográfica se depositaron en una plataforma mixta adosada a los relieves recién creados, con una importante influencia terrígena y con aguas bastante energéticas.

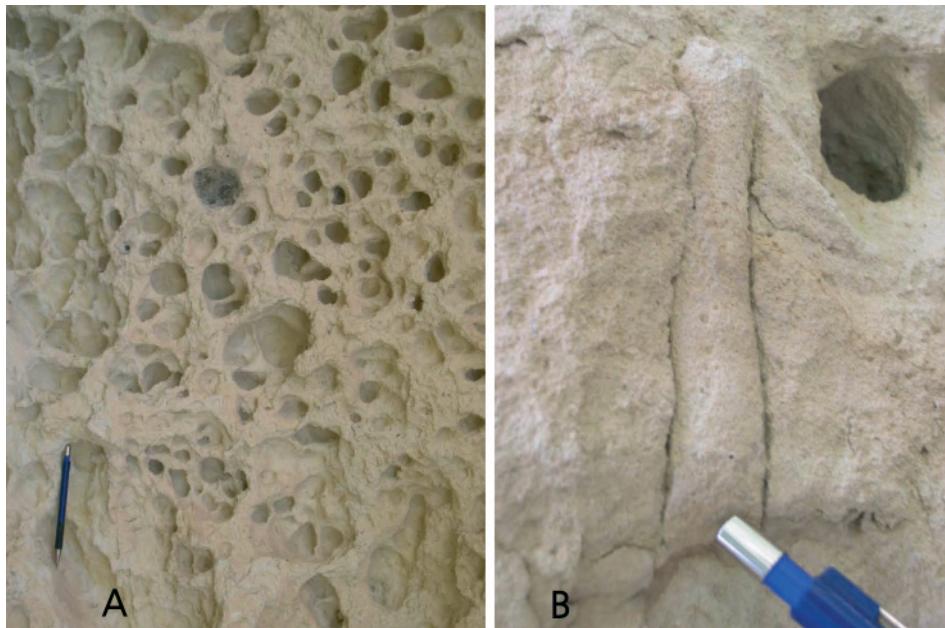


Figura 11. Aspectos característicos de las areniscas calcáreas (18). A.- Erosión alveolar. B.- Bioturbación

2.4.3. Conglomerados, limos y arcillas (19). Mioceno superior. Messiniense

Estos materiales descansan discordantemente sobre los descritos con anterioridad. Se trata de limos y arcillas que presentan intercalados niveles de conglomerados con potencia que oscila entre 0,5 y 8 m. Estos niveles están formados por cantos relativamente redondeados, con tamaños que oscilan entre 2-3 cm y 40 cm, de calizas de afinidad jurásica y cretácica y, en menor proporción hay clastos de areniscas. En estos lechos de conglomerados no se ha observado ningún tipo de organización interna. En general se encuentran bastante cementados, con una matriz arenosa de color amarillo. Siguiendo los criterios indicados por GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ (1996) estos materiales han sido datados como Messiniense.

2.5. PLIOCENO SUPERIOR Y PLIO-CUATERNARIO

En la Hoja de Caravaca de la Cruz (910), con posterioridad a los depósitos del Messiniense, se encuentran los del Plioceno superior. Los correspondientes al Plioceno inferior y medio aparecen más al Sur, en la contigua Hoja de Zarcilla de Ramos (931), con rasgos algo diferentes. De hecho, sobre los depósitos del Plioceno, algunos autores como MEGÍAS *et al.* (1983) en SANZ DE GALDEANO y VERA (1992) citan la existencia de una "Unconformity" en el Plioceno

medio, en las cuencas de las zonas centrales de las Cordilleras Béticas. A continuación se describen las características de los depósitos del Plioceno superior y del Cuaternario.

2.5.1 Conglomerados y arcillas rojas con alternancia de calizas (20). Plioceno superior

Estos depósitos se ubican al Suroeste de La Encarnación, en las márgenes del Río Quípar. GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ (1996) realiza una serie en la margen derecha de dicho río, en unos depósitos ligeramente basculados hacia el Noreste que dan un relieve en cuesta. La serie está compuesta por dos secuencias de características similares.

La primera está formada por limos y arenas de colores rojizos con algunos niveles de conglomerados. Estos depósitos tienen una potencia de unos 25 m y terminan en un banco de calizas de 4-5 m, de color blanco, muy compactas, con restos de ostrácodos y grietas de desecación. La segunda secuencia la forman también limos y arenas de colores rojos con niveles calcáreos intercalados. Según el autor anterior, en lámina delgada se observan estructuras algales, sin llegar a formar oncolitos, así como grietas de desecación. Esta secuencia, al igual que la anterior, está coronada por un banco de calizas de 2-3 m.

2.5.2. Conglomerados y limos (21). Plioceno superior-Cuaternario

Los materiales del Plioceno superior y/o del Plioceno superior-Cuaternario se encuentran asociados a la depresión del río Argos, cuyo fuerte encajamiento, en algunos sectores, permite observar el relleno de esta depresión, en el que se pueden diferenciar dos tramos. El tramo inferior aparece fosilizando un paleorrelieve de margas cretácicas y está formado por conglomerados que en la base poseen cantos de hasta 1,5 m y que, hacia el techo y lateralmente, gradan a intercalaciones de arenas y limos estratificados con paleosuelos. A veces se observan canales de conglomerados encajados con una dirección aproximada N-S. La potencia de este tramo es de unos 15 m, tienen un color amarillento y sedimentológicamente corresponde a sistemas de abanicos aluviales. Los aportes proceden del Norte, concretamente de la Sierra del Gavilán y no sobrepasan los relieves creados por el Accidente de Cádiz-Alicante (Sierra de Mojantes y Cuerda de la Serrata). Hacia el Oeste van desapareciendo a lo largo del valle del río Argos. El segundo tramo se superpone al anterior y se diferencia, sobre todo, por sus colores rojos. Está compuesto por tres secuencias negativas formadas por arenas y limos que hacia el techo pasan a bancos de conglomerados, muy cementados, con 1 a 2 m de grosor. Este segundo tramo tiene una potencia entre 15 y 20 m, y va disminuyendo progresivamente hacia el Este, donde las facies están dominadas por limos rojos.

2.5.3. Conglomerados, limos y travertinos (22). Plioceno-Cuaternario

Estos depósitos incluyen los travertinos más antiguos de la Hoja y están relacionados con valles fluviales o con la salida de abanicos aluviales.

Los principales afloramientos se localizan al Norte de la localidad de Archivel donde aparecen estratificados en niveles de aproximadamente medio metro de potencia. Los bancos inferiores tienen aspecto de brecha, con fragmentos de calizas muy angulosos y cementados que, hacia el techo son sustituidos por bancos más homogéneos de aspecto micrítico. Los niveles superiores son mucho más porosos y oquerosos. La base de estos depósitos no aflora y la potencia visible es entre 6 y 8 m. En la rambla de la Higuera, en el cruce con la carretera, vuelven a aflorar pero intercalados con niveles de conglomerados y gravas de gran tamaño. Su edad es difícil de concretar, sin embargo, por la presencia de abanicos aluviales del Pleistoceno, fuertemente cementados y encajados en ellos, se les ha asignado una edad Plio-Cuaternario.

2.6. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios de la Hoja están representados en su mayoría por depósitos de carácter fluvial y sistemas de abanicos aluviales que se desarrollan al pie de los principales relieves. Los sedimentos netamente fluviales son los dejados por el río Argos. Los abanicos aluviales responden a sistemas tectónico-erosivos, relacionados con los frentes montañosos y cuyos depósitos descienden hacia las cuencas terciarias y los valles, cubriendo a su paso materiales de diversas edades. Coluviones, deslizamientos, travertinos y algunos productos derivados de la actividad cárstica completan los depósitos cuaternarios de la Hoja.

2.6.1. Conglomerados con matriz arenoso-arcillosa y cementaciones carbonatadas (**23, 24 y 27**). Abanicos aluviales. Pleistoceno inferior-Pleistoceno superior

Los depósitos aluviales ocupan amplias zonas dentro de la superficie de la Hoja y sus características varían según el sector de la cuenca donde se forman, por lo que según GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ (1996) pueden diferenciarse varias zonas.

En primer lugar están los abanicos asociados a la depresión de la rambla de las Bruiteras, la más septentrional de la cuenca de Caravaca. Su morfología es alargada, con los bordes controlados por fallas E-O y N 130° E. En segundo lugar se encuentran los abanicos asociados a la depresión de la rambla de la Vidriera. Esta depresión, también alargada, tiene una dirección OSO-ENE y se alimenta de los relieves jurásicos que la rodean. Finalmente, destacan los abanicos asociados a las ramblas del Sapillo, de la Boquera y del barranco del Cerrico que orlan los frentes meridionales de las sierras de Gadea, Mojantes y la Cuerda de la Serrata, ocupando el Sur y Suroeste de la Hoja, procedentes de diversas direcciones: N, NE, O y SE. Estos depósitos, descritos con más detalle en el apartado correspondiente a Formaciones Superficiales, se encuentran adosados a los relieves calcáreos y están constituidos por una sucesión de aportes con base claramente erosiva y potencias variables. El área fuente de todos estos depósitos se sitúa en los relieves de calizas jurásicas, a excepción del sector de Almudena-Prados, al Sureste de la Hoja, donde el área fuente corresponde a los materiales del Mioceno superior y Plioceno.

2.6.2. Gravas, cantos y arenas (26). *Terrazas*. Pleistoceno medio-Pleistoceno superior

Las terrazas tienen un desarrollo poco importante en el conjunto de la Hoja, por lo que muchas veces no son cartografiadas a la escala de trabajo. En el caso de los cauces secundarios, sólo se forman terrazas bajas, de +2-3 m o +4-5 m, sin embargo, en el río Argos, se han reconocido hasta tres niveles a +4-5 m, +10-15 m y +15-20 m. Cerca de Caravaca, también hay desarrollo de terrazas, existiendo un nivel a +8-10 m, que se sitúa sobre sedimentos fluvio-lacustres y otro a +6 m, formado por barras con estratificación cruzada planar. En el río Quípar sólo se encuentran terrazas en la salida del río a la cuenca por el estrecho de La Encarnación, donde atraviesa el umbral de las calcarenitas tortonienses, encajándose de forma brusca. En este punto se registran dos niveles pertenecientes al Pleistoceno superior.

2.6.3. Conglomerados y limos (28). *Fondo de valle colgado*. Pleistoceno superior

Los depósitos de este fondo de valle tienen un gran desarrollo, extendiéndose desde el Sur de Archivel hasta las proximidades de Barranda, donde giran para dirigirse hacia el Noreste (Avenida del Sangrador), pasando por Benablón y llegar a la confluencia con el río Argos, donde se encuentran colgados sobre dicho río. Es difícil encontrar afloramientos que permitan una descripción de las características de estos depósitos, a excepción del último tramo, donde han sido estudiados por GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ (1996), en la desembocadura de este paleovalle con el río Argos, debido al encajamiento de este último. El autor describe los depósitos como intercalaciones de arenas y limos oscuros, con abundantes restos de gasterópodos y huellas de raíces, con niveles más claros de limos margosos, con concentraciones de túmulos de carbonatos transportados y restos de gasterópodos. La máxima potencia observada es de unos 8 m, y se les ha asignado una edad Pleistoceno superior.

2.6.4. Cantos, bloques, limos y arcillas (29 y 37). *Coluviones*. Pleistoceno superior y Holoceno

Estos depósitos son muy frecuentes al pie de las laderas o en cabeceras de arroyos y barrancos donde han sido originados por la acción combinada del agua y de la gravedad. Están constituidos por materiales muy heterogéneos con litologías variables en función de la roca madre y por ello contienen cantos y bloques, generalmente de calizas, muy angulosos y embutidos en una matriz limoso-arcillosa. Los coluviones más antiguos pueden presentar cementaciones locales. En cuanto a su cronología, se han diferenciado dos grupos, unos más antiguos de edad Pleistoceno superior y otros más recientes, ya holocenos.

2.6.5. Cantos, gravas y bloques con arenas, arcillas y encostramientos carbonatados (25 y 30). *Glacis de cobertura*. Pleistoceno medio-Pleistoceno superior

Son depósitos importantes en extensión y se localizan en el valle del Río Argos, también en valles de menor entidad y al pie de algunas sierras. Tienen un origen muy similar al de los abanicos aluviales, relacionándose lateralmente con ellos. Están formados por tramos de cantos subangulosos de calizas que alternan con niveles de carácter más fino, limo-arenosos y

con potencias que no supera los dos metros. Por su edad se han dividido en dos grupos, unos pertenecientes al Pleistoceno medio y otros al Pleistoceno superior.

2.6.6. Calizas porosas con restos vegetales (31). *Tobas y travertinos*. Pleistoceno superior

La presencia de estos depósitos es recurrente en toda la Cuenca de Caravaca. Los afloramientos situados en torno río Argos son pequeños y no siempre cartografiados a la escala de trabajo y GONZÁLEZ-FERNÁNDEZ (1996) los define como travertinos o tobas en cascada. Son porosos y oquerosos y están relacionados con surgencias de agua muy carbonatadas. Se originan debido a pérdidas de CO₂ y oxígeno del agua durante la caída (SWEETING, 1972), provocando la precipitación del carbonato cálcico alrededor de los tallos o raíces vegetales. También se han observado travertinos al Oeste y Noroeste de la localidad de Caravaca, adosados a la loma de los Montadores y al cerro de los Siete Peñones. Allí dan lugar a una masa travertínica de mayor tamaño, constituida por calizas oquerosas, algo grumosas, con restos de vegetales. A todos estos depósitos se les asigna una edad pleistocena.

2.6.7. Arcillas rojas (32). *Fondo de dolina*. Pleistoceno superior

Estas arcillas que rellenan el fondo de las dolinas, además de los surcos y huecos del lapiaz, son el producto residual de la disolución de los materiales calcáreos, tan abundantes en la zona. GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ (1996) destaca una dolina situada al Suroeste de la localidad de Caravaca, de forma circular, con un diámetro aproximado de 500 m y con forma de embudo, en la que es imposible medir la potencia de las arcillas. Por lo que se refiere al lapiaz, las arcillas constituyen un pequeño recubrimiento.

2.6.8. Bloques, gravas, cantos y arenas (33). *Fondo de valle*. Holoceno

Constituyen los depósitos asociados a los fondos de valle, destacando los de los ríos Argos y Quípar, además de los de las ramblas de las Buitreras, de Parriel, de la Higuera, de la Vidriera, de Iznazares y de la Boquera.

Están formados por bloques, cantos y gravas, de naturaleza mayoritariamente calcárea, empastados en una matriz arenosa y suelen ofrecer un cierto grado de organización dentro del depósito, reconociéndose estructuras sedimentarias correspondientes a barras laterales y centrales, cicatrices de erosión, etc. La potencia no es siempre posible de establecer, aunque en algunos casos puede llegar a los 3 m. Se les ha asignado una edad holocena.

2.6.9. Arenas y arcillas con niveles de cantos y gravas (34). *Abanicos aluviales y conos de deyección*. Holoceno

Los conos de deyección y los abanicos aluviales holocenos son depósitos que presentan secuencias granodecrecientes que contienen cantos con tamaños máximos de unos 20 cm. Tienen una potencia media comprendida entre 2 y 3 m, aunque se observan variaciones,

dentro de un mismo depósito, desde la zona apical a la distal. La litología de los cantos es mayoritariamente calcárea y la matriz es arenoso-limosa. Se desarrollan entre el Pleistoceno medio y el Holoceno.

Los conos de deyección y los abanicos aluviales son las formas más representativas de la Hoja, además de las más abundantes. Los primeros se caracterizan por ser de menor tamaño que los segundos y por una mayor pendiente. Se originan a la salida de barrancos y arroyos, cuando alcanzan un cauce de rango superior, produciendo en el punto de confluencia un depósito con forma de abanico.

2.6.10. Arenas y arcillas con gravas (35). *Cauces abandonados*. Holoceno

Son depósitos de similares características que los fondos de valle pero que han quedado colgados por diversas causas (tectónicas, descenso del nivel de base regional, etc). Se reconocen por formar surcos sobre los materiales sobre los que se han formado. En épocas de lluvias pueden constituir zonas inundables y acumular limos y arcillas.

2.6.11. Bloques, arcillas y arenas (36). *Deslizamientos*. Holoceno

Los deslizamientos son debidos a las altas pendientes, al clima y a los movimientos tectónicos recientes. Los mejores ejemplos se observan en la esquina noroeste de la Hoja, donde se han producido varios movimientos en masa. Son de pequeño tamaño y ofrecen una morfología de lenguas alargadas a favor de la pendiente, con superficie irregular y cicatrices de despegue bastante claras. El mecanismo de formación parece tener una componente traslacional, aunque no se descarta la presencia de movimientos rotacionales. El resultado es un conjunto de materiales sin estructura interna, de grandes y pequeños bloques empastados en arcillas, unas originales y otras producidas por la fricción ocasionada en su movimiento. La naturaleza de los bloques tiene que ver con la roca de la cual se han desprendido, siendo mayoritariamente calcáreos. Se atribuyen al Holoceno, aunque algunos de ellos pueden ser actuales o subactuales.

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja de Caravaca de la Cruz (910), se sitúa en el sector sureste de la Península Ibérica, concretamente en la región noroccidental de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia y muy próxima al límite con las provincias de Almería y Granada (Comunidad Autónoma de Andalucía).

Geológicamente la zona se encuentra enclavada en las Cordilleras Béticas, concretamente en la Zona Subbética septentrional. No obstante, en el límite norte de la Hoja y en la esquina

noreste, empiezan a aparecer materiales pertenecientes a la Zona Prebética que ya presentan características muy diferentes.

Desde el punto de vista tectónico la zona ha sido afectada por procesos de gran envergadura ocurridos durante el Mesozoico, el Terciario y, algo más suaves durante el Cuaternario. El accidente más importante de la región lo constituye la falla de Cádiz-Alicante (SANZ DE GALDEANO, 1983), también conocida como falla de Crevillente (HERMES, 1985), en la contigua Hoja de Zarcilla de Ramos (931) y que, con una dirección N 60-70°, es subparalela a las principales direcciones estructurales de las Cordilleras Béticas.

Por lo que se refiere a los materiales existentes en la Hoja, hay que decir que son muy variados y mayoritariamente sedimentarios, (calizas de diferentes tipos, dolomías, margas, areniscas, limos y conglomerados), con edades comprendidas entre el Triásico y el Cuaternario.

La topografía presenta grandes contrastes, con áreas accidentadas y abruptas y otras suaves y llanas. Las cotas más altas se localizan en cerro Pelado con 1.699 m y en la sierra de Mojantes donde se alcanzan los 1.611 m en el collado del Civil y 1.532 en Piedras Coloradas. Destacan también la sierra del Buitre con 1.427m, el Pajarón con 1.596 m, el Pico de los Pájaros con 1.554 m, el Pico del Tajo con 1.572 m. Las menores alturas se sitúan en la cuenca de Caravaca, concretamente en el valle del río Argos, donde, en el límite este de la Hoja, la cota desciende hasta los 600 m.

La red de drenaje es de tipo mediterráneo y se ordena en torno a los ríos Argos y el Quípar, afluentes del río Segura, por la margen derecha. Las cuencas de ambos son alargadas y relativamente grandes en relación a las del entorno y son los que tienen una mayor longitud de cauce dentro del conjunto de los tributarios del Segura (VIDAL-ABARCA et al, 1987). Sus valles están separados por relieves importantes en el sector oeste, pero hacia el este las cotas del interfluvio descienden dando lugar a una indefinición del drenaje. Otros cursos de agua que destacan son, de Norte a Sur, el arroyo del Puerto y las ramblas de las Buitreras, de Parriel, de la Higuera, de la Vidriera, de Iznazares, y de la Boquera.

Desde el punto de vista geomorfológico se pueden distinguir tres áreas con características muy diferentes: las sierras, la cuenca de Caravaca y los valles. Las Sierras constituyen los relieves circundantes de la cuenca destacando, de Norte a Sur y de Este a Oeste, las sierras del Buitre, de la Garra, del Pinar Negro, de Gadea, de Mojantes, en la que se encuentran las máximas alturas, y la Cuerda de la Serrata. Mayoritariamente están constituidas por materiales mesozoicos con predominio de las calizas jurásicas y muy afectadas por los procesos de incisión. Estas sierras presentan unos frentes montañosos, a cuyo pie se desarrollan grandes sistemas de abanicos aluviales, conos de deyección y coluviones, instituyéndose como formas de enlace entre los relieves y la cuenca.



Figura 12. Al fondo, ladera sur de la sierra del Pinar Negro y en primer plano, parte norte de la cuenca de Caravaca

La cuenca de Caravaca ocupa gran parte de la mitad meridional de la Hoja, aunque sólo corresponde a su mitad norte, puesto que la otra mitad se desarrolla en la contigua Hoja, por el Sur, de Zarcilla de Ramos (931). Su relleno lo forman materiales terciarios de diversa competencia (margas, limos, arcillas, conglomerados y calizas) que dan lugar a relieve diferenciales de carácter tabular, más o menos horizontales. Finalmente están los valles que aparecen separando los relieve principales y constituyendo, algunos de ellos, las salidas de evacuación a la cuenca de Caravaca.

En cuanto al clima hay que incidir que ha jugado un papel importante en el pasado, puesto que ha contribuido enormemente al modelado del relieve, pero en la actualidad también tiene gran importancia pues afecta directamente a la intensidad de los procesos externos que tienen lugar hoy en día.

Las características meteorológicas de la zona definen al clima de la región como de tipo Mediterráneo continental templado. La temperatura media anual está comprendida entre 10-18° C, con inviernos suaves y veranos templados, siendo frecuente un intervalo de 2-10° C para el mes más frío y de 20-26° C para el más cálido. En cuanto a la pluviometría media anual, los valores se sitúan entre 300 y 800 mm, con una ETP de 700-1.000 mm anuales. También hay que destacar el elevado déficit medio anual de agua y la regular distribución de las precipitaciones en primavera, otoño e invierno, presentando un mínimo muy claro en verano, ya que el

porcentaje de las precipitaciones, en esta estación, se sitúa en torno al 12-13% del total anual. Ahora bien, teniendo en cuenta el régimen de humedad, algunos manuales definen el clima de esta zona como Mediterráneo seco (Mapa de Cultivos y Aprovechamientos, 1982 a y b).

El principal núcleo de población lo constituye la localidad de Caravaca de la Cruz, capital de las Tierras Altas de Murcia, seguido en importancia por Barranda y Archivel. Otros núcleos de menor tamaño son Noguericas, Benablón, Navares, Singla, Pinilla, La Encarnación y La Almudena, todos ellos situados en el cuadrante sureste de la Hoja, donde el relieve es más suave. Esta zona tiene una gran importancia por sus numerosos yacimientos arqueológicos, entre los que cabe destacar los de Cueva Negra (Paleolítico medio), La Plácida (Poblado del Bronce medio), Los Villares (Poblado Ibérico) y Los Villaricos (Poblado Romano), lo que unido al origen de la villa de Caravaca, hacen de ella una región idónea para el turismo rural y cultural.

La vegetación característica es de bosque mixto, con abundancia de pino carrasco en las laderas de los ríos, mientras que en las riberas de los mismos, se pueden apreciar arbustos y arbolado de gran porte. En relación a los cultivos, por lo general de regadío, se desarrollan olivos, frutales y cultivos herbáceos.

Las principales vías de comunicación son la C-330 y la C-415 y el resto lo constituyen estrechas carreteras locales y caminos de tierra que hacen accesible gran parte de la superficie de la Hoja.



Figura 13. Caravaca de la Cruz, principal núcleo urbano de la Hoja a la que da nombre. Los relieves del fondo corresponden a la sierra del Buitre

3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En este capítulo se desarrollan dos apartados, uno dedicado a los aspectos morfoestructurales, donde se describe la actual configuración del relieve y la influencia que sobre ella han ejercido tanto la naturaleza del sustrato geológico como la tectónica, y otro en el que se pone de manifiesto la importancia de los procesos exógenos en el modelado de dicho relieve.

3.2.1. Estudio morfoestructural

El relieve de cualquier región siempre se encuentra muy influenciado por la litología y la tectónica, siendo esta última de gran importancia en la Hoja de Caravaca de la Cruz. En este sector, así como en otras áreas de las Cordilleras Béticas, existe una intensa actividad neotectónica producida, entre otras causas, por la convergencia de las placas Africana y Euroasiática que hace que desde el Mioceno superior a la actualidad, se instale un régimen tectónico de tipo compresivo con una dirección general de acortamiento N170-150° E (MONTENAT *et al.*, 1987).

Tectónicamente la Hoja de Caravaca de la Cruz se sitúa mayoritariamente en el Subbético externo, situado inmediatamente al Norte de la Falla de Crevillente (HERMES, 1985) o Accidente de Cádiz-Alicante. Dentro de este entorno se encuentra la cuenca de Caravaca, cuya mitad norte se desarrolla en esta Hoja y la mitad sur en la contigua Hoja de Zarcilla de Ramos (931), por lo que en la mayoría de las ocasiones se tratará de ella en su conjunto.

La cuenca de Caravaca pertenece al conjunto de cuencas intramontanas desarrolladas al interior de las Cordilleras Béticas. La mayor parte de ellas están desconectadas unas de otras, al menos en su origen, y geométricamente tienen una gran influencia de los diferentes sistemas de fallas. La cuenca está limitada al Norte y al Este por relieves fundamentalmente jurásicos con características estructurales muy diferentes a un lado y a otro del meridiano de Barranda (BAENA, 1973). Al oriente predominan las series corridas, unas sobre otras, dando unidades tectónicas independientes, mientras que al oeste existe una gran cantidad de fallas pero sin evidencia de superposición. Hacia el Sur y el Oeste la cuenca, el límite lo constituyen básicamente materiales triásicos, muy tectonizados, que forman parte de las láminas de corrimiento. Según BAENA (1974), la presencia de gran cantidad de estos materiales estaría ligada a la existencia de grandes fracturas del zócalo, como el Accidente de Cádiz-Alicante, que discurre con una dirección N60-65E y que coincide con la banda de materiales triásicos que limitan la cuenca por el Sur.

Para SANZ DE GALDEANO (1983), el Accidente de Cádiz-Alicante ha sido el condicionante estructural más importante de la cuenca de Caravaca. Su dirección es subparalela a las principales direcciones estructurales de las Béticas y su movimiento esencial es dextrorso. BAENA Y JEREZ-MIR (1982) señalan que este desplazamiento sería de gran envergadura en tiempos pretortonenses, continuando hasta comienzos del Plioceno, donde se produciría una rotación del campo de esfuerzos para dar lugar a un desplazamiento sinistral de la falla que origina-

ría la sedimentación de abanicos aluviales durante el Plioceno y el Cuaternario (BAENA *et al.*, 1994). Pero SANZ DE GALDEANO (1983) señala la existencia de otro accidente, al norte del anterior, cuya presencia no es tan evidente pero que se manifiesta por un relieve al interior de la cuenca, constituido por las elevaciones de la sierra de Mojantes y la Cuerda de la Serrata.

Además de estos dos grandes accidentes, la morfología de la cuenca de Caravaca también está controlada por otras fracturas que pueden englobarse en dos familias: a) N60-70E, subparalelas a los dos accidentes principales, hasta E-O aproximadamente y b) NO-ES, bien representadas en la zona norte de la cuenca y que controlan el borde oeste.

Ahora bien, la presencia de los relieves intermedios de la sierra de Mojantes y la Cuerda de la Serrata, determina la existencia de dos zonas bien diferenciadas dentro de la cuenca, la Norte y la Sur (GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ, 1996). La zona norte es la representada en la Hoja de Caravaca de la Cruz (910) y está formada por depresiones alargadas con morfologías rectangulares, cuyos bordes están controlados por fallas N60-70E y NO-SE.

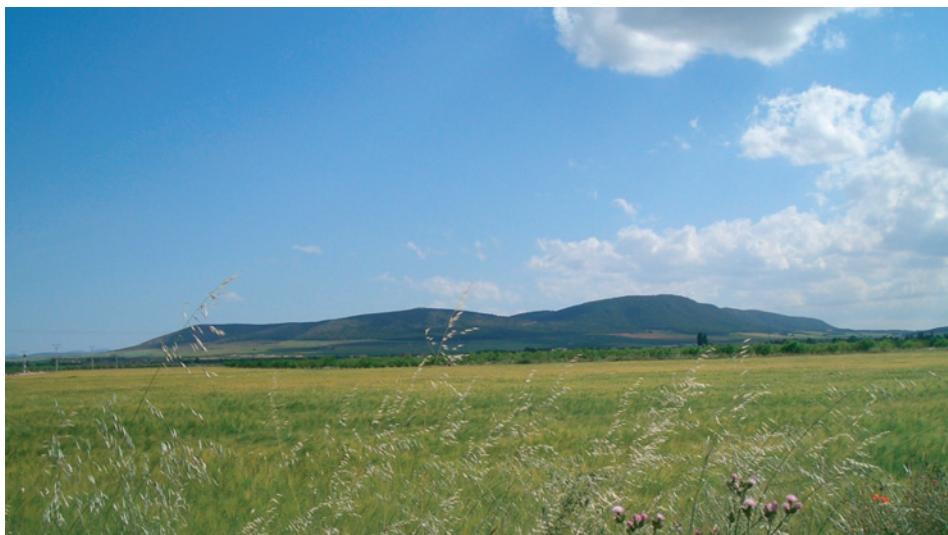


Figura 14. La Serrata, relieve que destaca en la mitad de la cuenca de Caravaca

Esta zona corresponde a la cuenca del río Argos. La zona sur es una depresión de forma rectangular, controlada principalmente por los dos grandes accidentes ya mencionados. Esta zona se corresponde con la cuenca del río Quípar.

En cuanto a las formas menores, se pueden encontrar algunos ejemplos debido a que toda el área, fundamentalmente los grandes relieves, ha sido objeto de una morfogénesis erosiva de gran intensidad (incisión vertical acusada, arroyada difusa, actividad en las laderas, etc.).

dejando al descubierto parte del modelado estructural. Corresponden básicamente a crestas, cuestas, escarpes, resaltes de capas duras, "chevrons" y cerros cónicos. Se originan por la existencia de niveles duros y competentes entre otros de menor competencia que presentan menor resistencia a la erosión. Las crestas pueden observarse en los relieves más altos como cerro Pelado, sierra de la Garra, cerros del Paletón y sierra de Mojantes, los escarpes en la sierra del Buitre y Morras del Perdigonazo, las cuestas entre Caravaca de la Cruz y La Almudena, los "chevrons" en la sierra de la Garra y los resaltes de capa al Noreste de la sierra de Mojantes.

También se han representado en la cartografía aquellas fallas, supuestas o no, cuando tienen un reflejo claro en el relieve, así como las alineaciones de carácter morfológico que pueden indicar un cierto control estructural, tal es el caso de la reflejada al suroeste de Caravaca, donde se observa un cambio de relieve y de estructura, reforzada por la disposición alineada de un conjunto de abanicos aluviales. Igualmente se han señalado los valles cuyo encajamiento parece estar relacionado con la presencia de fracturas y su movimiento reciente.



Figura 15. Escarpes en la ladera meridional de la sierra de Mojantes. En primer término, abanicos aluviales

Respecto a la edad del modelado de estos relieves estructurales, hay que suponerle una cronología más o menos amplia que abarcaría desde las fases álgidas de la estructuración del Orógeno Bético hasta la actualidad.

La morfología de la red de drenaje también es también reflejo de la tectónica local y nos indica, por sí sola, la dirección de los principales accidentes tectónicos activos durante el Plioceno

y el Cuaternario, aunque también puede reflejar accidentes más antiguos, ya inactivos. Como señala GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ (1996) existen algunos hechos que también pueden indicarnos la influencia de la tectónica, como encajamientos anómalos del drenaje, y un ejemplo de ello es el curso del río Argos al Suroeste de Caravaca. Este río lleva una dirección N 135E (rambla de las Buitreras) y, en un corto espacio, entre las localidades de Archivel y Barranda, cambia a la dirección N 65E y sufre un encajamiento acusado. Este encajamiento es progresivo desde el cambio de dirección y llega a formar un valle de unos 60 m de profundidad en la zona de la desembocadura de la rambla de Béjar, dejando al descubierto todo el relleno de la zona norte de la cuenca y encajándose del orden de 20-30 m en las margas cretácicas.

También el río Quípar registra una anomalía de este tipo en los alrededores de La Encarnación, donde además se produce un cambio brusco en su perfil longitudinal para dar lugar, a partir de este punto, a la formación de varios niveles de terraza.

Finalmente existen algunos valles colgados que representan antiguos fondos de morfología plana, actualmente desconectados del nivel de base actual. Estos valles pueden haber sido originados por la existencia de una fractura (SILVA, 1988) o por un encajamiento muy rápido de la red de drenaje principal. En la Hoja de Caravaca (910), estos valles se sitúan en la margen derecha del río Argos y se encuentran llenos de sedimentos fluvio-lacustres.

3.2.2. Estudio del modelado

En este apartado se describen todas las formas cartografiadas en el mapa geomorfológico, ya sean sedimentarias o erosivas. Estas formas son el resultado de la acción de una serie de procesos exógenos sobre un sustrato determinado y en ellas se ha considerado: el tamaño, la morfología, la distribución espacial y su relación con otras formas.

3.2.2.1. Formas de ladera

En la Hoja de Caravaca de la Cruz, las formas de ladera están representadas por coluviones, vertientes de bloques, deslizamientos y algunos cambios bruscos de pendiente. En primer lugar se describen los coluviones, debidos casi exclusivamente a acción la gravedad. Suelen formarse en zonas de fuerte pendiente o donde existe una ruptura de la misma, por lo que son muy frecuentes en los valles, al pie de las laderas, o en las cabeceras de arroyos y barrancos. En esta zona, la mayor parte de estas formas se suele circunscribir a las laderas de los diferentes relieves jurásicos, son de pequeño y mediano tamaño, tienen formas irregulares aunque mayoritariamente alargadas y estrechas y se disponen a modo de bandas paralelas a los cursos de agua.

Los deslizamientos son menos frecuentes que los coluviones pero, al igual que éstos, las altas pendientes y los movimientos tectónicos recientes favorecen su formación. Los mejores ejemplos se pueden observar en la esquina noroeste de la Hoja, donde se han producido conjuntamente varios deslizamientos. Son de pequeño tamaño y la morfología que ofrecen es la

de una serie de lenguas alargadas, posiblemente producidas por flujos o coladas, a favor de la pendiente, con una superficie muy irregular y con cicatrices de despegue bastante claras. El mecanismo de formación parece tener una componente traslacional, aunque no se descarta la presencia de movimientos rotacionales.

Las vertientes de bloques son muy escasas y similares a los coluviones en la base, pero en la superficie se manifiestan como una acumulación de fragmentos de roca, sin matriz, posiblemente debido a un intenso lavado superficial. Alguno de estos ejemplos puede observarse al Norte de la sierra de la Garra y al Este del cerro del Gallobal.

3.2.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial

Las formas fluviales son las que tienen mayor representación, destacando abanicos aluviales, conos de deyección, fondos de valle y rambla, aluviales-coluviales y algunas terrazas. Como formas erosivas se han reconocido: surcos debidos a la arroyada difusa, incisión vertical, cabezas de cárcavas, aristas y escarpes de terrazas.

Los fondos de valle son aquellas formas asociadas a los lechos de los ríos y cauces actuales. En planta suelen tener formas sinuosas o rectilíneas, en cuyo caso suelen marcar las principales directrices de la tectónica regional. Algunos de ellos pueden presentar carácter de ramblas, aunque no se han diferenciado en la cartografía, no obstante casi todos tienen una dinámica de carácter torrencial y son potencialmente activos. Destacan los fondos de valle de los ríos Argos y Quípar, además de las ramblas de las Buitreras, de Parriel, de la Higuera, de la Vidriera, de Iznazares, y de la Boquera.

Los aluviales-coluviales son escasos y se desarrollan al Sur de la localidad de Caravaca, en los parajes de la Hoya del Romeral, Cañada de la Noguera y Cañada del Pino, pero también en la rambla de la Higuera. Se trata de depósitos originados en el fondo de valles o vaguadas, donde apenas ha habido encajamiento y en donde los aportes de ladera se han solapado y entremezclado con los fluviales, resultando difícil su separación y por ello se han cartografiado conjuntamente. El perfil transversal que suele presentar es cóncavo y tienen una cierta amplitud.



Figura 16. Fondo de valle de la rambla de la Higuera. Al fondo se observan depósitos de abanicos aluviales

De gran interés es el caso de los fondos de valle colgados que desde el Sur de Archivel se extienden hacia el Suroeste, hasta las proximidades de Barranda donde giran y se dirigen hacia el Noreste (Acequia del Sangrador), pasando por Benablón hasta la confluencia con el río Argos, estando colgados respecto al nivel de base de dicho río. Presentan una pendiente media del 1,5%, con una morfología de valles poco profundos, de fondo plano, con algunos saltos en sus perfiles longitudinales, probablemente debidos a la presencia de pequeñas fallas. Seguramente, asociados a ellos están los cauces abandonados, de similares características aunque de funcionamiento más reciente y que igualmente han quedado colgados como consecuencia de movimientos tectónicos relacionados con el Accidente de Cádiz-Alicante.



Figura 17. Valle colgado ocupando la zona más deprimida. Se localiza en los alrededores de Archivel

Los conos de deyección y los abanicos aluviales son las formas más representativas de la Hoja además de las más abundantes. Los primeros se caracterizan por ser de menor tamaño que los segundos y por una mayor pendiente. Se originan a la salida de barrancos y arroyos, cuando alcanzan un cauce de rango superior, produciendo en el punto de confluencia un depósito con forma de abanico.

Los abanicos aluviales, de mayor tamaño que los anteriores, suelen tener poca pendiente y un gran desarrollo superficial. Sus características varían según el sector de la cuenca donde se forman, por lo que según GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ (1996) pueden reconocerse varias zonas.

En primer lugar están los abanicos asociados a la depresión de la rambla de las Bruiteras, la más septentrional de la cuenca de Caravaca. Su morfología es alargada, con los bordes controlados por fallas E-O y N 130° E, y también asimétrica, por lo que en la vertiente procedente del Noreste se forman coluviones y glacis, mientras que los que proceden del oeste son abanicos bastante alargados, de muy poca pendiente y con edades muy diferentes.



Figura 18. Abanicos aluviales del borde norte de la cuenca de Caravaca. A la izquierda se observan claramente las salidas de los mismos

En segundo lugar se encuentran los abanicos asociados a la depresión de la rambla de la Vidriera. Esta depresión, también alargada, tiene una dirección OSO-ENE y se alimenta de los relieves jurásicos que la rodean. En el centro afloran los abanicos más antiguos (Pleistoceno medio) y encajados en ellos aparecen sistemas más recientes (Holoceno). Por otra parte desde los relieves circundantes, sierra de Mojantes, la Cuerda de la Serrata, etc., se producen otros aportes que dan lugar a orlas de abanicos de menor tamaño y ya del Pleistoceno superior. Hacia el Este, las partes más distales de los abanicos llegan a un sector de depósitos fluvio-lacustres, descritos con anterioridad y colgados con relación al nivel de base actual.

A continuación están los abanicos asociados a las ramblas del Sapillo, de la Boquera y del barranco del Cerrico que orlan los frentes meridionales de las sierras de Gadea, Mojantes y la Cuerda de la Serrata. Ocupan el Sur y Suroeste de la Hoja, procediendo de diversas direcciones: N, NE, O y SE. La mayor parte de ellos pertenecen al Pleistoceno medio y superior pero, al Sur de la sierra de Mojantes, hay también unos pequeños abanicos pertenecientes al Holoceno. Su dispositivo morfológico es de superposición-encajamiento. Los abanicos más antiguos, del Pleistoceno inferior, son muy escasos y se sitúan al Este de la Serrata, sobre los materiales del Mioceno y del Plio-Cuaternario.

Finalmente, se encuentran los abanicos asociados al río Argos. Los más antiguos son de edad Plio-Cuaternario, pero al haber perdido su morfología externa, y por su gran potencia, han sido descritos en el capítulo dedicado a los depósitos de dicha edad. Sobre ellos se sitúan los abanicos aluviales cuaternarios, a ambas márgenes del río. En la margen derecha se observan retazos de abanicos del Pleistoceno Medio, procedentes de la depresión de la rambla de la Vidriera y, en la margen izquierda, abanicos del Pleistoceno Inferior y Medio, procedentes de la sierra del Gavilán.

Otra forma de sedimentación fluvial la constituyen las terrazas con un desarrollo poco importante en el conjunto de la Hoja, por lo que muchas veces no son cartografiadas a escala 1:50.000. Su morfología es alargada, forman bandas paralelas a los valles y tienen una superficie muy plana, a techo, limitada hacia el valle por un escarpe neto, en ocasiones degradado. En el caso de los cauces secundarios sólo aparecen terrazas bajas, de +2-3 m o +4-5 m, sin embargo, en el río Argos, se localizan hasta tres niveles a +4-5 m, +10-15 m y +15-20 m. Cerca de Caravaca, también hay desarrollo de terrazas y, al Oeste de esta localidad, existe un nivel a +8-10 m que se sitúa sobre sedimentos fluvio-lacustres que llenan depresiones de origen kárstico y otro a +6 m formado por barras con estratificación cruzada planar. En el río Quípar sólo se encuentran terrazas en la salida del río a la cuenca por el estrecho de La Encarnación, donde atraviesa el umbral de las calcarenitas Tortonenses y se encaja muy bruscamente. Ahí se registran dos niveles pertenecientes al Pleistoceno superior.

Las formas erosivas están representadas por los surcos originados por la arroyada difusa o en regueros, muy frecuentes en la superficie de los abanicos aluviales, tal y como se muestra en la cartografía. La incisión lineal y las aristas, por el contrario, son muy frecuentes en las sierras calcáreas, ofreciendo una densidad variable según la textura de la roca y la presencia de un mayor o menor número de fallas o fracturas. Por otra parte, no existen cárcavas muy desarrolladas pero algunas cabeceras de cárcavas se pueden observar al Oeste y Noroeste de Caravaca, en los barrancos de las Carboneras del Agua y del Nevazo. Finalmente, se han cartografiado los escarpes de terraza, junto con todos aquellos que han sido originados por la erosión fluvial. Los mejores ejemplos están en las terrazas del río Argos, al Sur de Caravaca de la Cruz.

3.2.2.3. Meteorización química

La meteorización química está representada única y exclusivamente por las formas kársticas, muy poco desarrolladas a pesar de que en la Hoja de Caravaca de la Cruz (910) los materiales calcáreos tienen un gran desarrollo. Se han reconocido dolinas uvalas, lapiaces, pequeños sumideros, además de tobas y travertinos.

Las dolinas son depresiones cerradas con formas redondeadas u ovaladas con escarpes bien marcados y el fondo plano o en embudo. Las uvalas son más irregulares y se originan por la unión de varias dolinas. Los tamaños de unas y otras pueden ser muy variables y suelen estar llenas de unas arcillas rojas, producto de la descalcificación de las calizas. Algunos ejemplos

aparecen en la Sierra del Buitre, al Noreste de la Hoja, donde también se observan zonas con desarrollo de lapiaces y algunos sumideros.

Otro ejemplo descrito por GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ (1996) es una dolina situada al Suroeste de la localidad de Caravaca, de forma circular, con un diámetro aproximado de 500 m y con forma de embudo. El fondo tiene un diámetro de unos 100 m y la profundidad oscila entre 60 y 70 m. Este autor señala que su génesis debe estar asociada, probablemente, al Accidente de Cádiz-Alicante.

En cuanto a las tobas y los travertinos, su presencia es frecuente en toda la cuenca de Caravaca, pero los afloramientos son generalmente de pequeñas dimensiones y no cartografiados a la escala de trabajo. Se han señalado tres puntos en el valle del río Argos. GONZÁLEZ-FERNÁNDEZ (1996) los define como travertinos o tobas en cascada. Son porosos, muy oquerosos y están relacionados con surgencias de agua muy carbonatadas. Se originan debido a pérdidas de CO₂ y oxígeno del agua durante la caída (SWEETING, 1972), provocando la precipitación del carbonato cálcico alrededor de los tallos o raíces vegetales.

Por otra parte existen travertinos al Oeste y Noroeste de Caravaca, adosados a la loma de los Montadores y al cerro de los Siete Peñones, dando lugar a una masa travertínica de mayor continuidad que los afloramientos anteriores. Se trata de calizas oquerosas, algo grumosas, con restos de vegetales y han sido originadas por las aguas carbonatadas que proceden de los acuíferos existentes en los macizos calcáreos de la zona y que dan lugar a las Fuentes del Marqués. La potencia es variable, oscilando entre 20 y 40 m.

3.2.2.4. Formas poligénicas

Las formas poligénicas son todas aquellas que requieren de más de un proceso para su formación. En este apartado se incluyen los glaciares de cobertura y los escarpes asociados a dichos depósitos.

Los glaciares de cobertura son importantes en extensión, aunque mucho menos que los abanicos aluviales, y se localizan en el valle del río Argos, en algunos valles de menor entidad y al pie de algunas sierras. Tienen un origen muy similar al de los abanicos aluviales, de hecho se relacionan lateralmente con ellos, pero con una mayor influencia de la gravedad. Su morfología es muy diferente, con un perfil longitudinal cóncavo y una potencia inferior a la de los abanicos.

3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Son todas aquellas formas que llevan un depósito asociado, consolidado o no, y que están relacionadas con la evolución geomorfológica del relieve que se observa en la actualidad. Las formaciones superficiales deben ser cartografiadas a la escala de trabajo y se definen por una serie de características como: geometría, textura, litología, potencia, tamaño y cronología,

esta última siempre que sea posible. Como algunos de estos aspectos ya han sido tratados en el apartado anterior, aquí se dedicará especial atención a los no considerados anteriormente, como: litología, textura, potencia y edad.

Las formaciones superficiales de ladera están representadas por coluviones y deslizamientos y vertientes de bloques.

Los coluviones están originados por la acción combinada del agua y de la gravedad y constituidos por materiales muy heterogéneos cuya litología varía en función de las rocas de las que se alimentan. Están formados por cantes y bloques, generalmente de calizas del sustrato, sin ningún tipo de selección ni ordenación, con tamaños que oscilan entre pocos centímetros y 0,5 m. Los cantes son muy angulosos y están embutidos en una abundante matriz de color rojizo oscuro. Los coluviones más antiguos pueden presentar fuertes cementaciones. En cuanto a su cronología, se han diferenciado dos grupos, unos más antiguos de edad Pleistoceno superior y otros más recientes, muy poco consolidados, ya holocenos.



Figura 19. Depósito de coluvión en la carretera de Caravaca de la Cruz a Moratalla. Se puede ver la base erosiva del depósito y el color rojo del mismo

Los deslizamientos, por su parte, se forman por la caída de masas rocosas que se fragmenta, resultando un conjunto de materiales sin estructura interna, con grandes y pequeños bloques empastados en arcillas, unas originales y otras producidas por la fricción ocasionada en el movimiento. Al igual que en los coluviones, la naturaleza de los bloques tiene que ver con la roca de la cual proceden, siendo, en este caso, mayoritariamente calcáreos. Se atribuyen al Holoceno, y algunos de ellos pueden ser actuales o subactuales. Las vertientes de bloques se

caracterizan por una acumulación de fragmentos de roca, de muy diferentes tamaños, y que se instala generalmente debajo de un escarpe rocoso. La fracturación de la roca, junto a una situación de inestabilidad, hace que en un momento determinado los fragmentos caigan por gravedad acumulándose en un sector más inferior de la ladera.

A veces arrastran consigo materiales finos, pero son escasos, y acumulándose en la base del depósito por lavado. Los fragmentos de roca pueden superar un metro y la potencia de los depósitos está comprendida entre 1 y 2 m. La edad asignada es Holoceno, pero esto no implica que en la actualidad no puedan seguir generándose.

Las formaciones superficiales de carácter fluvial son las más importantes dentro de la Hoja, destacando los fondos de valle, los abanicos aluviales y las terrazas.

Los fondos de valle están mejor desarrollados en longitud que en anchura. Están formados por bloques, cantos y gravas, de naturaleza mayoritariamente calcárea, empastados en una matriz arenosa. A veces se puede observar un cierto grado de organización dentro del depósito, con estructuras sedimentarias correspondientes a barras laterales y centrales, cicatrices de erosión, etc. La potencia no es siempre posible de establecer, aunque en algunos casos puede llegar a los 3 m. Se les ha asignado una edad holocena.

En cuanto a los aluviales-coluviales cabe decir que ofrecen características muy diferentes de los depósitos anteriores. Se trata de depósitos originados en el fondo de valles o vaguadas, donde apenas ha habido encajamiento y donde los aportes de ladera se solapan y entremezclan con los fluviales, siendo difícil su separación. Se trata de rellenos de poca potencia, inferiores a 3 m, constituidos por limos, arenas y arcillas con niveles de cantos y gravas, además de algunos bloques. Los elementos gruesos no siempre están bien redondeados debido a los aportes laterales. La edad de estas formaciones se considera Holoceno.



Figura 20. Vista general de los depósitos del fondo de valle del arroyo del Puerto en el paraje de Viveros del Bebedor

Los fondos de valle colgados son de gran interés por la extensión que alcanzan en el cuadrante sureste de la Hoja. A lo largo de todo su perfil es difícil encontrar afloramientos que permitan una descripción de las características de estos depósitos, a excepción del último tramo, donde ya han sido estudiados por GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ (1996), en la desembocadura de este paleovalle con el río Argos y donde, por el encajamiento actual del río, pueden observarse algunos afloramientos. El autor describe los depósitos como formados por intercalaciones de niveles, entre medio metro y un metro, de colores blanco-grisáceos, granates y marrones. Los niveles marrones y granates corresponden a arenas y limos con abundantes restos de gasterópodos y huellas de raíces, mientras que los niveles más claros corresponden a limos margosos con concentraciones de túmulos de carbonatos transportados y restos de gasterópodos. Entre unos y otros aparecen niveles de cantos y gravas, pero de menor entidad dentro del conjunto. La máxima potencia observada está comprendida entre 6 y 8 m, se le asigna una edad Pleistoceno superior.

Por lo que a los abanicos aluviales se refiere, generalmente se encuentran adosados a los relieves calcáreos y están constituidos por una sucesión de aportes, con base claramente erosiva, y potencias variables, casi siempre próximas al metro. Sobre ellos suelen formarse algunos canales, de carácter inestable, donde se acumulan los elementos más gruesos. El área fuente de todos estos depósitos se sitúa en los relieves de calizas jurásicas, a excepción del sector de Almudena-Prados, Sureste de la Hoja, donde el área fuente corresponde a los materiales del Mioceno superior y Plioceno.



Figura 21. Depósitos de abanicos aluviales del Pleistoceno inferior en la rambla de La Higuera.

En cuanto a la granulometría y la potencia, los abanicos asociados a la rambla de la Vidriera, los abanicos están constituidos por conglomerados y arenas con potencias una potencias entre 7 y 9 m. Los relacionados con la rambla de las Buitreras presentan dos tipos, los procedentes del Norte, con granulometrías muy gruesas y potencias de unos 4 m, y los procedentes del Oeste, con facies formadas por intercalaciones de arenas con niveles de conglomerados, desde centímetros a métricos, con granulometrías más finas que los anteriores y potencias entre 4 y 6 m. El conjunto de los abanicos se desarrolla entre el Pleistoceno inferior y el Holoceno.



Figura 22. Depósitos de abanicos aluviales del Pleistoceno medio en la esquina noreste de la Hoja, en la ladera este de la sierra del Buitre

Los conos de deyección se diferencian de los anteriores por su menor tamaño, aunque la génesis es la misma. También las secuencias de sus depósitos es granodecreciente, pero el tamaño de los granos es inferior, con máximos de unos 20 cm. La potencia media está comprendida entre 2 y 3 m, aunque se observan variaciones dentro de un mismo depósito, desde la zona apical a la distal. La litología de los cantos es mayoritariamente calcárea y la matriz es arenoso-limosa. Se desarrollan entre el Pleistoceno medio y el Holoceno.

Las terrazas, como ya se ha descrito anteriormente, aparecen en las ramblas de la Higuera, de Parriel y de las Buitreras, además de en los ríos Argos y Quípar. El mayor desarrollo tiene lugar en el río Argos, en las inmediaciones de Caravaca, donde unos niveles están formados por conglomerados y limos arenosos de color marrón oscuro y otros por barras de gravas con estratificación cruzada planar. Las potencias observadas oscilan entre 1 y 3 m. En todas ellas, por lo general, la presencia de material fino es muy abundante. En cuanto a la edad, su desarrollo tiene lugar entre el Pleistoceno medio y el Pleistoceno superior.



Figura 23. Depósitos de terraza a las afueras de la localidad de Caravaca de la Cruz

Las formaciones superficiales de meteorización química están representadas por arcillas de descalcificación, tobas y travertinos. Las arcillas de descalcificación rellenan el fondo de las dolinas, los surcos y huecos del lapiaz. Estas arcillas son el producto residual de la disolución de los materiales calcáreos, dominantes en toda la zona. La potencia que alcanzan en la dolina situada al suroeste de Caravaca es imposible de observar, pero en la superficie del lapiaz no pasa de unos pocos centímetros. Su edad se supone del Pleistoceno medio y superior, no descartando que puedan ser más antiguas.

En cuanto a las tobas y travertinos hay que diferenciar dos grupos. Los del valle del río Argos, descritos por GONZÁLEZ-FERNÁNDEZ (1996) y que los define como travertinos o tobas en cascada. Son porosos, muy oquerosos y están relacionados con surgencias de agua muy carbonatadas. Se originan debido a pérdidas de CO₂ y oxígeno del agua durante la caída (SWEETING, 1972), provocando la precipitación del carbonato cálcico alrededor de los tallos o raíces vegetales. Son puntuales y de potencia irregular y parecen haberse formado en el Holoceno. Por otra parte, se consideran los travertinos situados al Oeste y Noroeste de Caravaca que aparecen adosados a la loma de los Montadores y al cerro de los Siete Peñones, dando lugar a una masa travertínica de mayor continuidad que los afloramientos anteriores. Son calizas oqueras, algo grumosas, con restos de vegetales, y han sido originadas por las aguas carbonatadas que proceden de los acuíferos existentes en los macizos calcáreos de la zona y que dan lugar a las Fuentes del Marqués. La potencia es variable, oscilando entre 20 y 40 m. Se les supone una edad pleistocena.

Las formaciones superficiales de carácter poligénico se limitan a los glaciares de cobertura. Están formados por tramos de cantos subangulosos de calizas que alternan con niveles de carácter más fino, limo-arenosos, con una potencia que no supera los dos metros. Por su edad se han dividido en dos grupos, unos pertenecientes al Pleistoceno medio y otros al Pleistoceno superior.

3.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA

La construcción de un relieve es debida a la actuación de los procesos externos sobre un sustrato geológico y estructural determinado y bajo unas condiciones climáticas también determinadas. Los movimientos tectónicos y la sismicidad, activos en épocas recientes, han contribuido notablemente a modelar el paisaje que se observa, en la actualidad, en este sector del sureste español.

Dado que la superficie representada en una Hoja, a escala 1.50.000, es relativamente pequeña, parece lógico considerar la evolución de su relieve dentro la evolución del relieve regional. Para ello también hay que retroceder en el tiempo, con el fin de reconstruir la evolución geodinámica de este sector de la Bética, fundamentalmente durante el Plioceno y el Cuaternario, y ver cómo la historia de épocas pasadas ha ido condicionando la evolución posterior.

El área de Caravaca de la Cruz pertenece a la Zona Subbética de las Cordilleras Béticas y más concretamente al Subbético externo, situado inmediatamente al Norte de la falla de Crevillente (HERMES, 1985) o Accidente de Cádiz-Alicante. Gran parte de la superficie de la Hoja está ocupada por la mitad norte de la cuenca de Caravaca, perteneciente al conjunto de cuencas intramontanas desarrolladas al interior de las Cordilleras Béticas. La mayor parte de estas cuencas están desconectadas unas de otras, al menos en su origen, y geométricamente están muy influenciadas por los diferentes sistemas de fallas.

La cuenca de Caravaca, al igual que la mayoría de las depresiones interiores de las Cordilleras Béticas, se individualiza como tal durante el Tortoniano, asociada a la actividad del Accidente de Cádiz-Alicante o falla de Crevillente aunque, para SANZ DE GALDEANO (1990), en muchos casos, las fallas que limitan estas cuencas son incluso anteriores. Esta individualización se manifiesta antes en la mitad sur de la cuenca, situada en la Hoja de Zarcilla de Ramos (931), debido a la proximidad de la falla.

La sedimentación en la cuenca de Caravaca está condicionada por la distribución de las zonas deprimidas y los umbráles que han sido generados por la tectónica. Probablemente estos movimientos deben tener una cierta continuidad hasta ya entrado el Plioceno y las áreas de subsidencia son las que permiten la acumulación de materiales durante este periodo. Pero SANZ DE GALDEANO y VERA (1992) consideran que es, durante el Plioceno inferior, cuando existe una reorganización de las antiguas cuencas, debido a una extensión radial.

Posteriormente, aproximadamente en el Plioceno medio, algunos autores también señalan una fase de reestructuración geodinámica en la cuenca que se manifiesta por la entrada de sedimentos conglomeráticos desde el Norte y Noroeste, ocupando una mayor extensión que los sedimentos de la fase anterior.

Pero en el Plioceno superior se produce un basculamiento en la zona sur de la cuenca que reactivaría los accidentes que limitan los frentes montañosos con una importante producción de sedimentos. Es entonces cuando se inicia la sedimentación en el sector norte de la cuenca, es decir en el sector que ocupa la parte sur de la Hoja de Caravaca de la Cruz (910). GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ (1996) ya señala la existencia en la cuenca de Caravaca de dos áreas bien diferenciadas, la norte y la sur, que aunque en un momento estuvieron conectadas, a partir de un momento determinado, tienen una evolución independiente, coincidiendo con dos subcuenca hidrográficas y geológicas diferentes: La cuenca del río Argos que correspondería a la zona norte y la cuenca del río Quípar, a la zona sur.

Durante el Pleistoceno inferior y parte del Pleistoceno medio tiene lugar la sedimentación de diferentes fases de abanicos aluviales asociados a los relieves jurásicos de la sierra de Gavilán y de las sierras que se localizan al Norte de Archivel. Durante este periodo el drenaje fundamental es de NO a SE, llegando a la zona sur de la cuenca que ya en el Pleistoceno inferior funcionaría como una depresión endorreica o semiendorreica. Sin embargo en la cuenca del río Argos, el drenaje ya tendría salida hacia el Este como parece indicar la morfología de los abanicos. También podría deberse al umbral que ya existiría asociado al Accidente situado al Norte del de Cádiz-Alicante.

Durante el Pleistoceno medio, algunos autores como SANZ DE GALDEANO y VERA (1992) citan, dentro del contexto geodinámico general en el que se encuentra la cuenca de Caravaca, una fase de reestructuración en la que se produciría una diferenciación de áreas con importante subsidencia o levantamiento. También SILVA (1994) identifica en este periodo una importante reestructuración tectónica en los márgenes de la Depresión del Guadalentín como consecuencia de movimientos verticales a lo largo de las fallas que la limitan.

En el Pleistoceno superior la desconexión entre la zona norte y la zona sur de la cuenca es prácticamente total por lo que su evolución es también absolutamente diferente. Durante este periodo, en la zona norte se consolida la reorganización del drenaje que ya fue iniciada en la fase anterior y la sedimentación se produce en casi todos los frentes montañosos, así como en las ramblas de las Buitreras y de la Higuera. Esta sedimentación corresponde a sistemas de abanicos aluviales que se solapan con los del Pleistoceno medio y que están relacionados con la actividad de diferentes fallas que limitan los sistemas montañosos.

En este mismo periodo siguen los procesos de encajamiento del río Argos, marcando la evolución de la cuenca en este sector norte. En un momento determinado, el encajamiento se produjo a gran velocidad, como podría deducirse de los fuertes escalones que presentan los cauces de la margen izquierda en su perfil longitudinal. Este proceso también estaría acel-

rado por la presencia de materiales poco competentes, margas del Cretácico, en el fondo de la depresión.

Todos estos episodios de rebajamiento en la cuenca del río Argos van dando lugar a la erosión y disección de los abanicos asociados a la mayor parte de los relieves, a excepción de rambla de la Vidriera, cuyo nivel de base se encuentra en la zona del valle colgado, al Sur y Oeste de Archivel, y que constituye la zona más distal de algunos abanicos holocenos que aún son funcionales.

Ya en el Holoceno y paralelamente a la evolución de los principales ríos, en la cuenca de Caravaca, también se produce erosión en los relieves y son los tributarios los que desarrollan esta labor mediante procesos de incisión lineal, retroceso de cabeceras, acarcavamientos, escarpes, etc.

También en el Holoceno, e incluso en la actualidad, los movimientos de ladera dejan su impronta en el relieve, siendo los deslizamientos y los coluviones los reflejos más visibles, produciendo ligeras modificaciones en la forma de las laderas y contribuyendo al modelado del relieve local.

3.5. PROCESOS ACTIVOS

La actividad reciente que ha tenido lugar en el sector de la Cuenca de Caravaca y concretamente en la Hoja de Caravaca de la Cruz, está representada en la cartografía de "Procesos Activos" que acompaña al Mapa Geomorfológico. En esta cartografía se ha reflejado tanto la naturaleza de los diferentes procesos como la intensidad de los mismos, además de indicar si son endógenos o exógenos. Ahora bien, la morfogénesis actual está determinada mayoritariamente por la tendencia semiárida del clima regional y por los procesos geotectónicos, estos últimos íntimamente relacionados con la sismicidad. En relación a este tema hay que tener en cuenta dos textos importantes. Uno de ellos es el "Atlas inventario de Riesgos Naturales de la Comunidad de Murcia" (ITGE-CARM, 1995) y el "Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Región de Murcia" (BAENA *et al.*, 1994).

3.5.1. Neotectónica y actividad de fallas

En este sector, así como en otras áreas de las Cordilleras Béticas, existe una intensa actividad reciente producida, principalmente, por la convergencia de las placas Africana y Euroasiática que hace que desde el Mioceno superior a la actualidad, se instale un régimen tectónico de tipo compresivo con una dirección general de acortamiento N170-150° E (MONTENAT *et al.*, 1987).

En la cuenca de Caravaca, SANZ DE GALDEANO (1983) señala que el Accidente de Cádiz-Alicante o falla de Crevillente que trascurre por la Hoja de Zarcilla de Ramos, contigua por el Sur, ha sido el condicionante estructural más importante. Su dirección es subparalela a las

principales direcciones estructurales de las Béticas y su movimiento esencial es dextrorso. BAENA Y JEREZ-MIR (1982) señalan que este desplazamiento sería de gran envergadura en tiempos pretortonienses, continuando hasta comienzos del Plioceno, donde se produciría una rotación del campo de esfuerzos para dar lugar a un desplazamiento sinistrorso de la falla que originaría la sedimentación de abanicos aluviales durante el Plioceno y el Cuaternario (BAENA *et al.*, 1994). SANZ DE GALDEANO (1983) señala también la existencia de otro accidente, al Norte del anterior, cuya presencia no es tan evidente pero que se manifiesta por la presencia de unos relieves al interior de la cuenca, son las elevaciones de la sierra de Mojantes y la cuerda de la Serrata.

Si se observan las principales alineaciones de la Hoja, existen tres direcciones que deben ser señaladas en este apartado:

N40-70E. Es la dirección predominante en casi todos los elementos que se han tenido en cuenta y está claramente relacionada con la actividad del Accidente de Cádiz-Alicante y con el accidente situado al Norte del mismo y al que discurre subparalelo. La dispersión de direcciones (N40-70E) se debe a que estos accidentes no constituyen una única fractura, como ya han apuntado algunos autores (VAN DE FLIERT *et al.*, 1980; SANZ DE GALDEANO, 1983; DE SMET, 1984 y HERMES, 1985). Este grupo se manifiesta principalmente en la linealidad de gran parte de la red de drenaje, como algunos tramos de los ríos Argos y Quípar, entre otros, y en fracturas concretas que se reflejan morfológicamente como las que aparecen en los relieves situados entre las ramblas de las Buitreras y de la Vidriera.

N80-90E. Corresponde a muchos de los frentes montañosos que desarrollan abanicos aluviales. También son visibles en la red de drenaje, sobre todo en el sector norte de la cuenca, donde los cauces discurren hacia el Este.

N130-150E. No son los más significativos, pero están bien representados en la red de drenaje y más frecuentemente en el sector de la cuenca que en los relieves.

Según GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ (1996) existen además otros hechos que pueden indicarnos la influencia de la tectónica reciente en el modelado del relieve. Entre ellos destaca los encajamientos anómalos del drenaje, como el curso del río Argos al Suroeste de Caravaca. Este río discurre según una dirección N 135°E (rambla de las Buitreras) pero, entre Archivel y Barranda, cambia bruscamente de dirección, a N 65°E, sufriendo además un encajamiento acusado. Este encajamiento es progresivo desde el cambio de dirección y llega a formar un valle de unos 60 m de profundidad en la zona de la desembocadura de la rambla de Béjar, dejando al descubierto todo el relleno de la zona norte de la cuenca y encajándose del orden de 20-30 m en las margas cretácicas.

También el río Quípar registra una anomalía de este tipo en los alrededores de La Encarnación, donde además se produce un cambio brusco en su perfil longitudinal para dar lugar, a partir de este punto, a la formación de varios niveles de terraza.

También los valles colgados que representan antiguos fondos de morfología plana, actualmente desconectados del nivel de base actual, pueden indicarnos la existencia de movimientos recientes, pues pueden haber sido originados por la existencia de una fractura (SILVA, 1988) o por un encajamiento muy rápido de la red de drenaje principal. En la Hoja de Caravaca existen este tipo de valles, en la margen derecha del río Argos, y se encuentran rellenos de sedimentos fluvio-lacustres.

3.5.2. Sismicidad

La sismicidad de la Región de Murcia se enmarca en el área sísmica del Sureste peninsular que se extiende, por el Sur, hasta la zona del Magreb, en el Norte de África. La actividad sísmica de esta zona está relacionada con los procesos cinemáticos originados por el choque N-S o SE-NO, según datos recientes, y movimiento diferencial de las placas tectónicas Euroasiática y Africana. Se produce, entonces, una banda de dirección NE-SO, dentro de esta zona del sureste peninsular, que se extiende desde Almería hasta Alicante (MEZCUA y MARTÍNEZ-SOLARES, 1983 y BUFFORN *et al.*, 1990) y a lo largo de la cual se ha desarrollado una importante actividad sísmica durante el Neógeno superior y el Cuaternario (MONTENAT *et al.*, 1987).

En relación con el resto de España, la Región de Murcia se encuentra en una zona de sismicidad media-alta, considerando la Península Ibérica como de una sismicidad moderada (MARTÍNEZ-SOLARES y HERRAIZ, 1986), la tasa anual de terremotos con $I \geq V$ es doble en Murcia que en el resto de la Península.

Concretamente la Hoja de Caravaca, como se indica en el esquema, pertenece a una zona de sismicidad alta, donde la intensidad máxima, para un periodo de retorno de 500 años, es de VII. Aunque se trata de un área de alta intensidad, los terremotos registrados no son muchos, con magnitudes iguales o inferiores a 4 con focos poco profundos, siempre inferiores a 20 km.

En cuanto a la relación entre sismicidad y tectónica, existe una gran dificultad para asignar los diferentes terremotos a una falla concreta, aunque hay casos muy evidentes. En la Hoja de Caravaca existen escasos registros de terremotos importantes por lo que hay mayor dificultad en relacionarlos con algún accidente. Sin embargo, en el "Atlas Inventario de Riesgos Naturales de la Comunidad Autónoma de Murcia", la falla de la rambla Tarragoya-Río Quípar, en la esquina sureste de la Hoja, es considerada como un accidente sismotectónico de tercer orden.

3.5.3. Procesos gravitatorios y de ladera

Además de los tectónicos, existen otros procesos que también tienen funcionamiento en tiempos recientes, incluso en la actualidad. Entre ellos están los procesos de ladera, originados generalmente a lo largo de los frentes montañosos y al pie de algunos relieves estructurales, limitándose a coluviones, vertientes de bloques, deslizamientos y algunas caídas de bloques.

Los deslizamientos de mayor importancia se encuentran en la esquina noroeste de la Hoja, al Norte del Puntal de las Cuevas, muy cerca del collado del Aire. Con una intensidad moderada se reconocen las caídas de bloques acaecidas al Este del cerro del Gallobal, en el cortijo del Puerto y al Norte de la sierra de la Garra y las procedentes de los escarpes estructurales situados en el cerro de los Siete Peñones y en la majada de las Perdices.

En el "Atlas inventario de Riesgos Naturales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia", Esta zona, a excepción de las sierras de la Garra y del Buitre, se considera como de peligrosidad baja y/o nula y la define como "Zona con pendientes medias bajas y movimientos de ladera de poca magnitud, con deslizamientos y desprendimientos activos y con escasa posibilidad de ocurrencia de nuevos movimientos".

3.5.4. Procesos de inundación y sedimentación

Los procesos de inundación y sedimentación no destacan especialmente en la Hoja de Caravaca de la Cruz, pues las mayores inundaciones, dentro de la Comunidad de Murcia se dan en la Vega Baja del Segura, de lo cual hay abundante información, ya desde la Edad Media. Sin embargo puede existir una cierta vulnerabilidad en el valle del río Argos, a su paso por la localidad de Caravaca, y en el valle del río Quípar.

Hay que señalar también que muchos de los cursos de agua son estacionales y pueden funcionar, ocasionalmente, bajo un régimen de carácter torrencial. Uno de los factores que pueden agravar los efectos de las inundaciones es la ocupación humana, pero en este sector no existe ese peligro puesto que, a excepción de Caravaca de la Cruz, la zona está poco habitada, con núcleos de población pequeños y adecuadamente situados.

3.5.5. Procesos de erosión

Dentro de los procesos fluviales, son los de carácter erosivo los que suelen alcanzar mayor intensidad. Aunque los de incisión no son particularmente acusados, hay lugares en los que su actividad se incrementa en época de lluvias. Esto se puede observar en la esquina noroeste de la Hoja, en el barranco del Cantalar, en los arroyos Blanco y de las Poyadas y, al este de la misma, en los barrancos de las Carboneras y del Nevazo donde se han formado incluso algunas cárcavas, así como al Sur de la sierra del Pinar Negro. Finalmente estos procesos también se registran, con una cierta intensidad, al Sur de la localidad de Caravaca de la Cruz en el sector del Rincón de la Bernarda.

Por lo que se refiere a los procesos relacionados con determinadas litologías, sólo son visibles los procesos kársticos de la vertiente norte de la sierra del Buitre y en las proximidades de Caravaca.

Finalmente hay que añadir que a la vista de los procesos funcionales en la actualidad, así como la intensidad de los mismos, unido al clima reinante en la región, no se esperan cambios importantes en el relieve de la región, al menos en un futuro inmediato.

4. TECTÓNICA

En la Hoja de Caravaca afloran fundamentalmente materiales atribuibles al Subbético Externo. Estos hacia el Norte se superponen por cabalgamiento a las margas de la Formación Represa del Dominio Intermedio, así como a materiales atribuidos a la Unidad de la Sierra de la Puerta (sector meridional del Prebético Interno). De estos últimos tan sólo aflora la terminación occidental de este accidente orográfico.



Figura 24. Cabalgamiento de la Unidad Complejo de Yesos (12) sobre las margas de la Formación Represa (13) del Dominio Intermedio

Dentro del Subbético Externo se distinguen dos sectores, como ya hicieron BAENA *et al.* (1973), uno oriental y otro occidental, separados por el valle por el que circula la carretera que desde Barranda se dirige a Singla. Las diferencias entre ambos sectores son de índole estratigráfica, mientras que en el oriental las secciones jurásicas son poco potentes, en el sector occidental estas mismas secciones son mucho más potentes y con mayor contenido en margas.

En la zona oriental, de Sur a Norte, se pueden diferenciar las siguientes unidades estructurales:

- a) Sierra de la Encarnación.
- b) Unidad de Loma Solana.
- c) Unidad del Pinar Negro Sierra del Buitre.

La Unidad de la Sierra de la Encarnación tendría una estructura sinclinal con el flanco noreste invertido. Esta unidad cabalga hacia el Noreste y se superpone a los materiales cretácicos de la Unidad de Loma Solana. Por el Oeste los materiales del Tortoniense se disponen discordantes

sobre los del Jurásico y Cretácico. La secuencia estratigráfica jurásico-cretácico de esta estructura se encuentra repetida a favor de fallas inversas de orientación media N50°E.

La Unidad de Loma Solana está representada en esta Hoja por los materiales del Cretácico que forman el cierre peri-sinclinal de una estructura mejor representada en la Hoja de Cehegín (911). Estos materiales cretácicos están cubiertos parcialmente por los del Tortoniano, existiendo entre ambos relaciones de discordancia. Estos últimos muestran un buzamiento generalizado hacia el Oeste y el Suroeste.

Entre la Unidad de Loma Solana y la Unidad del Pinar Negro-Sierra del Buitre, coincidiendo con el valle del río Argos, aparecen bloques de rocas del Lías Inferior (unidades cartográficas 1 y 2) que tienen asociados en su base niveles no cartografiados de la Unidad Complejo de Yesos (unidad cartográfica 12). BAENA *et al.* (1973) discuten las hipótesis de diversos autores sobre el posible origen de dicho elemento, que VAN VEEN (1969) definió como Unidad de Egea. Aquellos autores terminaron por concluir que se trataría de un "klippe" relacionado con el emplazamiento de unidades más meridionales.

La Unidad de Pinar Negro Sierra del Buitre es la que mayor extensión presenta en este sector oriental. Los materiales jurásicos y cretácicos se disponen tectónicamente sobre la Unidad Complejo de Yesos, que puede llegar a aflorar por diapiroismo en el área de la casa de la Barquilla y casas de Peñarrubia, al Noroeste de Caravaca. A su vez, esta unidad se dispone tectónicamente sobre los materiales de la unidad cartográfica 13. La estructura interna de la Unidad de Pinar Negro-sierra del Buitre está constituida por grandes pliegues anticlinales y sinclinales. En el núcleo de los primeros afloran los materiales del Jurásico, tanto más antiguos cuanto más haya progresado la erosión. En los sinclinales afloran los materiales del Cretácico Inferior (Formación Carretero, unidad cartográfica 7). Los sinclinales suelen ser apretados (véase la estructura del cortijo Pajarero de Arriba) y pueden estar limitados por juegos de fallas normales antitéticas subparalelas entre sí, con una dirección media N120°E. Además, en el caso del sinclinal situado al Sur de la sierra del Buitre, se pueden observar fallas de orientación media N140°E.

En la parte norte de esta unidad tectónica debe destacarse la presencia de otro sistema de fallas normales antitéticas que tienen una dirección media Este Oeste, que cambian hacia N65°E al Sur del vértice Pajarón. Este sistema de fallas es el que delimita la rambla de las Buitreras así como el estrecho valle que se define entre el vértice Pajarón y el calar de la Noguera, donde llegan a aflorar pequeños niveles no cartografiados de Formación Carretero.

La parte norte del sector occidental está estructurada en grandes pliegues anticlinales con flancos invertidos que son cortados por diferentes superficies de cabalgamiento. El flanco normal, que es el meridional, buza hacia el Sur entre 15° y 35°. En él deben destacarse dos ventanas tectónicas, la del cortijo de la Hoya Lóbrega y las del collado de Alazor. En la primera pueden observarse los materiales de la Formación Represa atribuidos al Dominio Intermedio; en la segunda se llegan a observar estos mismos materiales, pero superpuestos tectónicamente.

te a los de la unidad cartográfica 16 (Prebético Interno). Considerando una transversal que une el frente de cabalgamiento subbético (que aflora en la Hoja de Moratalla) y la ventana tectónica del cortijo de la Hoya Lóbrega, se puede estimar que la magnitud del cabalgamiento ha sido aproximadamente de 5 km.

Al Sur de estos elementos estructurales, la estructura interna del sector occidental se caracteriza por una sucesión de anticinales y sinclinales, donde siempre afloran materiales del Jurásico. Estos pliegues son cortados por tres sistemas de fallas de direcciones medias N40°E, N135°E y N65°E, de los que éste último parece ser el juego más tardío en generarse.



Figura 25. Panorámica de la ventana tectónica del cortijo de Hoya Lóbrega

En la parte sur de la Hoja y de este sector occidental merece destacarse el gran anticlinal de flanco invertido de la sierra de Mojantes. El flanco septentrional de esta estructura, que es el inverso, está afectado por una falla inversa que superpone los materiales del Jurásico Inferior sobre ellos mismos. Por otro lado hay que destacar el cabalgamiento de la Unidad de la sierra de la Serrata sobre los materiales del Cretácico inferior de la Unidad de Mojantes. Ambas unidades tectónicas están afectadas por fallas de orientación media N135°E.

Por último debe señalarse que los materiales del Tortoniano y Messiniense presentan suaves pliegues que, según BAENA *et al.* (1973) se deben a movimientos de menor importancia posteriores a la fase principal de estructuración que debió de ser Langhiense Serravallense. Esta edad estaría en consonancia con la de la Unidad Complejo de Yesos y con el hecho de que los primeros materiales que aparecen discordantes sobre los del Jurásico y Cretácico han sido datados como Tortoniano (unidades cartográficas 17 y 18).

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el Hettangiense-Sinemuriense se desarrolló una amplia plataforma carbonatada, muy somera, donde existieron abundantes praderas de algas en contextos inter- a sub-mareales. Estos materiales son el reflejo de la transgresión con la que se inició el Jurásico. Estas condiciones de plataforma carbonatada fueron alteradas durante el Sinemuriense, período durante el que probablemente se produjera una compartimentación inicial de la plataforma dando lugar a diferentes sub-ambientes sedimentarios, con subsidencia diferencial, pero manteniéndose en unas condiciones generales de plataforma carbonatada somera. La etapa final de este medio sedimentario está marcada por el desarrollo de las facies de calizas de crinoides, que evidencian unas condiciones altamente energéticas y, posiblemente de borde de plataforma (RUIZ-ORTIZ *et al.*, 2004). La desintegración de ésta tuvo lugar hacia el Carixiense. Este evento ha sido relacionado con el inicio de la etapa “sin-rift” de la evolución del paleomargen sudibético (VERA, 2001; RUIZ-ORTIZ *et al.*, 2004; entre otros). Esto supuso la diferenciación entre Prebético y Subbético, la compartimentación en surcos y umbrales de este último, así como la implantación de unas condiciones sedimentarias pelágicas en todo el Dominio Subbético, representadas por la Formación Zegrí. Hacia el Toarcense superior en este dominio comenzaron a hacerse más patentes unas condiciones sedimentarias de margen de umbral pelágico, con el desarrollo de las facies *ammonítico rosso* margoso de la parte alta de aquella formación (SEYFRIED, 1979; REY, 1993; NIETO, 1997; entre otros). Hay que hacer notar que la región analizada debió de quedar estructurada en dos sectores con subsidencia diferencial muy diferente; el sector oriental (al Este de la carretera Barranda Singla) se configuró como un área menos subsidente que el sector occidental, al Oeste de dicha carretera. Así, en el sector occidental se desarrollaron secciones estratigráficas del Jurásico medio mucho más potentes y margosas que las del sector oriental, caracterizadas por ser menos potentes y más calizas. Esta configuración se mantuvo hasta el inicio del Jurásico superior.

La evolución de los umbrales pelágicos continuó de manera que durante el Bajociense se instalaron unas condiciones de plataforma hemipelágica, puntualmente afectada por olas de tormentas. Mientras que en el sector oriental se desarrollaron medios hemipelágicos más carbonatados y poco subsidentes, en el sector occidental, las condiciones sedimentarias favorecieron la proliferación de materiales más margosos mucho más potentes. Ambos medios evolucionaron hacia unas condiciones de sedimentación condensada con la génesis de las facies *ammonítico rosso* durante el Bathoniense, lo que pone de manifiesto el buen desarrollo del sistema de umbrales pelágicos en el que se estructuró el Subbético Externo, como consecuencia de la evolución del rift que afectó al paleomargen sudibético. Hasta ahora el paleomargen ha estado sometido a un régimen extensional (VERA, 2001); no obstante, durante el Bathoniense superior Oxfordiense inferior el régimen tectónico cambiará pasando a ser transtensional (*op. cit.*), lo que supuso, además, el completo desarrollo del sistema de umbrales pelágicos. Este cambio quedó reflejado en la discontinuidad que se observa en el techo del miembro inferior de la Formación *Ammonítico Rosso* Superior, evidenciada por la existencia de un “hardground”.

Durante este intervalo de tiempo los umbrales pelágicos se configuraron totalmente, desarrollándose en ellos las facies *ammonítico rosso*, primero en contextos de margen de umbral, con sedimentación de materiales más margosos y, posteriormente, en contextos de umbral pelágico propiamente dicho, con proliferación de facies más calcáreas (REY, 1993). Independientemente de la proporción de carbonatos, las condiciones de oxigenación debieron de ser altas debido a la abundante diversidad de micro- y sobre todo, macro-fauna encontrada en ellos.

Durante este intervalo de tiempo se homogeneizó la sedimentación en la cuenca sedimentaria, implantándose unas facies pelágicas claras. A este medio pelágico llegarían esporádicos flujos turbidíticos de características distales que alterarían la monotonía en la cuenca sedimentaria. Hay que resaltar el hecho de que durante todo este intervalo de tiempo la inestabilidad tectónica de la cuenca fue importante (GEA, 2004), tal y como lo prueban las heterocronías del muro y techo de las diferentes formaciones diferenciadas (Formación Carretero, Argos y Represa), la existencia de numerosos lechos turbidíticos, la presencia de "slumps" y "scar slumps" y, especialmente, la importante discontinuidad estratigráfica existente en el seno de la Formación Argos (unidad cartográfica 8), cuya laguna estratigráfica abarcaría el Albiense inferior y medio. GEA (2004) relaciona la génesis de esta discontinuidad con una importante reestructuración paleogeográfica coincidente con una fase de rotación de la placa ibérica, lo que indujo una caída relativa del nivel del mar. En este contexto, durante el Albiense superior, se favorecería una escasa oxigenación de las aguas y el desarrollo de facies oscuras en la cuenca, típicas de la Formación Represa, a la vez que a ella seguirían llegando flujos turbidíticos, más escasos que los que alcanzaron la cuenca durante la sedimentación de la Formación Argos.

Durante este intervalo de tiempo se depositó la Formación Capas Rojas, que homogeneizó las irregularidades del fondo de la cuenca subbética existentes hasta el inicio de su depósito. El medio sedimentario en el que se generó fue un medio hemipelágico, de profundidad moderada y con una tasa de sedimentación muy reducida (VERA *et al.*, 2004). Según este último autor, el inicio de su depósito marcó el final de la diferenciación en surcos y umbrales en el paleomargen sudibérico, así como los últimos estadios de la etapa de "rifting". Con todo, la inestabilidad de la cuenca sigue siendo importante, pues a ella llegan esporádicos flujos, constituidos principalmente por materiales de la propia cuenca, así como se desarrollan algunos "slumps". En el seno de esta formación se detecta el evento del límite Cretácico Terciario, que según MARTÍNEZ-RUIZ (1993) estuvo relacionado con un impacto meteorítico. Tras este evento, en el Subbético Externo se volvieron a instalar condiciones sedimentarias similares a las anteriores, que perduraron durante el Paleoceno.

En el Subbético Externo continuó la sedimentación pelágica iniciada con el depósito de la Formación Capas Rojas; no obstante, se incrementó la llegada de material turbidítico procedente de la plataforma prebética, situada en posiciones más septentrionales. Según VERA (2000) o VERA *et al.* (2004) durante este intervalo de tiempo el paleomargen sudibérico está sometido a unas condiciones de acortamiento cortical, que se manifiestan en una inestabilidad tectó-

nica generalizada que favoreció el desarrollo de los flujos turbidíticos desde la plataforma prebética hacia la cuenca pelágica subbética.

La deformación del paleomargen sudibérico y la estructuración de la Cordillera Bética tuvieron su fase álgida en el Langhíense inferior. Como consecuencia, se produjo el emplazamiento hacia el Norte de los materiales del Subbético Externo sobre los del Dominio Intermedio y Prebético Interno (ALLERTON *et al.*, 1993). Materiales originalmente depositados durante el Triásico sufrieron una intensa deformación dando lugar a la Unidad Complejo de Yesos (unidad cartográfica 12) que, por sus propiedades mecánicas favoreció el emplazamiento de las unidades tectónicas del Subbético Externo.

Como consecuencia de la estructuración acaecida en la etapa anterior, se generó la cuenca intramontañosa de Caravaca. En ella se puede diferenciar un primer relleno de naturaleza marina, representado por las unidades cartográficas 17 y 18, y una segunda etapa caracterizada por sedimentos de naturaleza continental (unidades cartográficas 19 a 22). Durante el Tortoníense se desarrollaron plataformas carbonatadas adosadas a los relieves que acababan de ser generados. Se trata de contextos con una importante aportación terrígena, abundante actividad orgánica y de alta energía.

Durante el Messiniense se realizaron cambios paleogeográficos muy importantes de forma que esta cuenca intramontañosa quedó emergida, acumulándose en ella los sedimentos continentales pertenecientes al Messiniense y al Plioceno, posiblemente de origen fluvial.

Es en el Plioceno inferior cuando se reorganizan las antiguas cuencas, debido a una extensión radial y ya en el Plioceno medio se reestructura geodinámicamente la cuenca, lo que da lugar a la entrada de sedimentos conglomeráticos desde el Norte y Noroeste generándose varias fases de abanicos aluviales. También tiene lugar una importante reestructuración tectónica en los márgenes de la Depresión del Guadalentín, como consecuencia de movimientos verticales a lo largo de las fallas que la limitan.

En el Plioceno superior se inicia la sedimentación en la parte sur de la Hoja, que corresponde a sistemas de abanicos aluviales que se solapan con los del Pleistoceno medio y están relacionados con la actividad de diferentes fallas que limitan los sistemas montañosos.

En el Pleistoceno superior siguen los procesos de encajamiento del río Argos, dando lugar a la erosión y disección de los abanicos asociados a la mayor parte de los relieves.

Ya en el Holoceno y de forma paralela a la evolución de los principales ríos, también se produce erosión en los relieves y son los tributarios los que fundamentalmente desarrollan esta labor. En ese momento e incluso en la actualidad, son los deslizamientos y los coluviones los efectos más visibles en el modelado del relieve.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. ROCAS INDUSTRIALES Y ORNAMENTALES. INDICIOS MINEROS

En la tabla 1 se recogen los datos para la ubicación, materiales explotados y utilidad de las explotaciones de rocas industriales y ornamentales que aparecen en la Hoja en cuestión.

Nº	X (UTM)	Y (UTM)	MATERIALES QUE SE EXPLOTAN	UTILIDAD
1	589550	4209550	Calizas oolíticas. Lías inferior Subbético (Unidad cartográfica 2)	Áridos
2	589700	4211500	Conglomerados, arenas, arcillas. Tortoniano y Plio-Cuaternario (Unidades cartográficas 18 y siguientes)	Áridos
3	577750	4207750	Dolomías y calizas. Lías inferior. Subbético (Unidad cartográfica 1)	R. ornamental
4	585575	4214266	Calizas nodulosas rojas. Subbético (Unidad cartográfica 6).	R. ornamental
5	584935	4214098	Calizas nodulosas rojas. Subbético (Unidad cartográfica 6).	R. ornamental
6	597807	4219380	Calizas oolíticas. Lías inferior. Subbético (Unidad cartográfica 2).	Áridos
7	593137	4208379	Conglomerados, arenas y arcillas. Messiniense (Unidad cartográfica 19)	Áridos
8	591281	4210592	Areniscas del Eoceno-Mioceno inferior y del Tortoniano (Unidad cartográfica 18)	R. ornamental

Tabla 1. Rocas industriales y ornamentales en la Hoja 910 (Caravaca)

Las rocas que fundamentalmente se explotan para áridos son las calizas y dolomías del Jurásico inferior (Formación Gavilán), así como los conglomerados, arenas y arcillas de las unidades cartográficas 18 y siguientes. Estos materiales (áridos carbonatados) se denominan áridos de machaqueo. Se utilizan en la preparación de hormigones, aglomerados asfálticos y morteros hidráulicos, fundamentalmente.

Como rocas ornamentales se explotan materiales del Jurásico inferior y las calizas nodulosas del Jurásico medio.

En cuanto a los indicios mineros, hay que resaltar que no hay labores mineras en esta Hoja. Tan sólo se han observado algunas trazas de magnetita en relación con los escasos afloramientos de la unidad cartográfica 12.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

6.2.1. Características climáticas e hidrológicas

La hoja de Caravaca está encuadrada íntegramente en el ámbito de la cuenca del Segura, cuyos límites quedan definidos por el territorio de las cuencas hidrográficas que vierten al mar Mediterráneo entre la desembocadura del río Almanzora y la margen izquierda de la Gola del Segura en su desembocadura, además de la subcuenca hidrográfica de la rambla de Canales y

las cuencas endorreicas de Yecla y Corral Rubio. La superficie así definida tiene una extensión de 18.870 km², distribuida entre las comunidades autónomas de Murcia (59%), Castilla-La Mancha (25%), Andalucía (9%) y Valencia (7%).

Dentro de la cuenca existe una gran diversidad orográfica y climática que origina numerosos ambientes hidrológicos diferentes entre sí, con grandes contrastes climáticos, frecuentes sequías, episodios de lluvias torrenciales y abundantes inundaciones. Presenta un carácter semiárido con precipitaciones medias anuales que oscilan entre 200 mm en Águilas y 1000 mm en la cabecera del Segura y del río Madera. La precipitación media anual de toda la cuenca es de unos 400 mm, la más baja de todas las grandes cuencas peninsulares, aunque en años secos ésta puede descender por debajo de 100 mm en algunos sectores del sureste.

Las temperaturas medias anuales varían entre 18º C en el Campo de Cartagena y Vegas Media y Baja del Segura y 10º C, o incluso menos, en la cabecera del río Segura.

Las particulares características climáticas de esta cuenca determinan que el porcentaje de lluvia que termina como escorrentía en los ríos sea tan solo del 15%, el más bajo de toda la península, al ser muy elevada la evapotranspiración.

De acuerdo con la clasificación de Papadakis, la cuenca del Segura se identifica con el denominado tipo climático mediterráneo y, según las zonas, con los subtipos templado, continental, subtropical y semiárido subtropical.

En lo referente a la hidrología superficial de la cuenca, los únicos cauces fluviales con flujos continuos son el propio río Segura y sus tributarios Mundo, Taibilla, Moratalla, Guadalentín, Argos, Quípar y Mula; el resto son cauces efímeros o intermitentes. La producción fundamental de recursos hídricos se concentra, por tanto, en la cabecera de la cuenca (río Mundo y curso alto del Segura). Aguas abajo de la confluencia entre ellos los cauces de la margen izquierda son, en general, ramblas sin aportaciones permanentes y con fuertes aparatos torrenciales (ramblas del Judío, Moro, Tinajón, etc.), mientras que los de la margen derecha son ríos propiamente dichos, con caudales exigüos pero permanentes.

El medio físico-natural de la hoja de Caravaca presenta una altitud media en torno a 690 metros. El relieve es muy accidentado, con predominio de sierras de litología calizo-dolomítica, orientadas en dirección SO-NE, cortadas transversalmente por amplios valles que en el sector más meridional son de fondo plano. La altitud topográfica y el importante volumen de masa forestal contribuyen a que esta zona sea la más fresca y lluviosa de la región de Murcia. La temperatura media anual se sitúa entre 14 y 15º C, con una oscilación térmica considerable. Los inviernos son fríos y largos, con una media de 4 y 5º C en enero, mientras que la del mes de julio es próxima a 25º C. Las precipitaciones medias anuales presentan valores entre 400 y 500 mm, distribuidas en primavera, otoño e invierno, y con marcado carácter torrencia. La vegetación está formada por amplios bosques de coníferas y encinas que pueblan las zonas más elevadas, aunque conviven con un rico sotobosque de sabina, enebro, lentisco, romero,

jaras, espliego y arbustos aromáticos. Las zonas más bajas están dominadas por cultivos de regadío (frutales, olivos y herbáceos).

Las características climáticas en la hoja de Caravaca, según la clasificación de Köppen, serían las correspondientes al clima estepario seco (GEIGER, 1970; LÓPEZ GÓMEZ, 1987). Las temperaturas medias anuales en torno a 14º C, junto con la escasez de lluvias, del orden de 400-500 mm/año, y las tasas de evapotranspiración de 700-800 mm/año imprimen un déficit hídrico en la zona, que permite encuadrar a este sector de Murcia dentro de la Zona Climática Semiárida. Según el Mapa de Cultivos y Aprovechamientos, esta zona se identifica como Mediterráneo seco.

Al igual que en el resto del sureste peninsular, los mecanismos pluviométricos están muy ligados a la presencia de masas de aire frío con curvatura ciclónica en las capas altas de la atmósfera que dan lugar a la formación de "gotas frías" principalmente durante los meses de octubre y noviembre (ALONSO SARRÍA *et al.*, 2002). Así, después de las altas tasas de evaporación registradas durante el verano, se produce un rápido desarrollo de nubes en la vertical (casi centradas en una zona concreta), que dan lugar a lluvias torrenciales de gran intensidad horaria; constituyen un gran porcentaje del total de las precipitaciones anuales (CASTILLO REQUENA, 1978).

El ámbito territorial de esta hoja está dominado, desde el punto de vista fluvial, por los ríos Argos y Quípar, tributarios por la margen derecha del río Segura y de caudal continuo. Dentro de la hoja de Caravaca, los afluentes más importantes del río Argos son ramblas de caudal superficial efímero, entre las que destacan Béjar, Buitrera, Calderones, Parriel, Higuera, Vidiérra, Iznares o Boquera y el arroyo del Puerto. El cauce del río Quípar tiene representación en la Hoja solo en su esquina suroriental, si bien su cuenca está presente en toda la franja meridional de la misma; sus afluentes son barrancos cortos y de gran pendiente, sin un caudal continuo. Todos estos cauces tienen una respuesta hidrológica muy irregular y están condicionados directamente por los aguaceros sobre sus cuencas vertientes.

En las vegas de los dos ríos son frecuentes las conducciones artificiales de agua como el Canal del Taibilla o las acequias de los Ojos de Archivel, Molino, Tosquillas o Sangrador, fundamentalmente localizadas en el sector oriental de la hoja.

6.2.2. Características hidrogeológicas

La cuenca del Segura se encuentra enclavada en su totalidad dentro del dominio de las Cordilleras Béticas, y en ellas se distinguen dos grandes zonas en las que, a su vez, se encuentran comprendidas las tres unidades geológicas definidas por FALLOT: Zonas Internas, correspondientes a la Unidad Bética s.str. y Zonas Externas, correspondientes a las Unidades Subbética y Prebética.

Complementariamente a estas dos grandes zonas geológicas, existen abundantes depósitos de materiales postorogénicos que se distribuyen como recubrimientos de las grandes unidades mencionadas. Estos materiales postorogénicos adquieren gran desarrollo en extensión y potencia en algunas depresiones posttectónicas costeras y/o intramontañosas, como el Campo de Cartagena, Valle de Guadalentín-Segura, Lorca, etc.

Hidrogeológicamente, esta complejidad da lugar a la existencia de numerosos acuíferos, en muchos casos de mediana y pequeña extensión, con estructuras geológicas frecuentemente complejas.

En base a criterios geológicos e hidrogeológicos y por razones de eficacia administrativa, se definieron en el Plan hidrológico de la cuenca del Segura (CHS, 1997) 57 unidades hidrogeológicas que agrupaban los 234 acuíferos identificados en la cuenca.

Con la entrada en vigor, el 22 de diciembre de 2000, de la Directiva 2000/60/CE, por la que se establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas, conocida como Directiva Marco del Agua (DMA), se ha introducido el concepto "*masas de agua subterránea*" definido como "*un volumen claramente diferenciado de aguas subterráneas en un acuífero o acuíferos*". Adicionalmente, se define el "*acuífero*" como "*una o más capas subterráneas de roca o de otros estratos geológicos que tienen la suficiente porosidad y permeabilidad para permitir ya sea un flujo significativo de aguas subterráneas o la extracción de cantidades significativas de aguas subterráneas*".

La DMA establece la masa de agua subterránea como unidad geográfica de referencia para muchas de las obligaciones especificadas en la Directiva. Son exigencias aplicables a todas y cada una de las masas identificadas como tales por los estados miembros para el cumplimiento de los objetivos medioambientales, el control de la evolución del recurso y la adopción de medidas de protección y restauración. La identificación y delimitación de las masas es por ello un elemento determinante de la gestión futura de las aguas y forma parte de las obligaciones establecidas en el artículo 5 de la Directiva.

A partir de las unidades hidrogeológicas establecidas en el Plan de cuenca y teniendo en cuenta además otros parámetros relacionados con aspectos geométricos e hidrodinámicos, así como con procesos de sobreexplotación, se han definido en la cuenca del Segura 63 masas de agua subterránea que básicamente coinciden con las 57 unidades hidrogeológicas, a excepción de 5 de ellas en las que se ha procedido a su subdivisión según los criterios enunciados.

Los recursos hídricos renovables propios de la cuenca son de aproximadamente 950-1.000 hm³/año, de los cuales, el 60% corresponden a escorrentía subterránea. Estos recursos son totalmente insuficientes para atender las necesidades de la cuenca, estimadas en 1960 hm³/año, por lo que fue necesario realizar el trasvase Tajo-Segura. La 1^a fase de esta obra entró en funcionamiento en 1978 y aunque está diseñada para poder trasvasar 600 hm³/año, sus

aportaciones anuales han sido muy variables y en pocas ocasiones han superado los 400 hm³/año. De acuerdo con el Plan Hidrológico de la cuenca del Segura (CHS, 1997), en una situación hidrológica media y contando con los 600 hm³/año procedentes de la primera fase del trasvase Tajo-Segura, el déficit actual es de 460 hm³/año. Del total del déficit, 250 hm³/año corresponden a sobreexplotación de acuíferos y el resto a insatisfacción de las demandas. Este déficit hídrico de la cuenca se ve notablemente incrementado en situaciones de sequía, pues a los escasos recursos que se generan en dichas condiciones hay que añadir la normal disminución de excedentes en la cabecera del Tajo, con la consiguiente reducción del volumen trasvasado.

La principal demanda de agua corresponde a la agricultura de regadío; destacan las Vegas del Segura, el Valle del Guadalentín, la cuenca de Mula-Fortuna-Alcantarilla-Alhama, el Campo de Cartagena y la zona de Mazarrón-Aguilas. En la actualidad, también es importante el incremento de la demanda de agua como consecuencia del desarrollo urbanístico y turístico.

En la figura 26, tomada del Mapa de Masas de Agua Subterránea (MMA, 2005), se refleja la distribución geográfica de dichas masas de agua en el ámbito del Proyecto de actualización y revisión geológica de la Región de Murcia.

De acuerdo con esta delimitación, se indican a continuación las Masas de Agua Subterránea, coincidentes con las Unidades Hidrogeológicas homónimas, que tienen algún acuífero representado en el ámbito de la Hoja:

070.032.- Caravaca (U.H. 07.17)

070.020.- Anticinal de Socovos (U.H. 07.37)

La masa de agua subterránea Caravaca (070.032) es la que ocupa la casi totalidad de la hoja (superior al 90%), en la que además está representada una gran parte de dicha masa (del orden del 80%). Todos los puntos de agua de la Hoja pertenecen a la masa de Caravaca. El Anticinal de Socovos apenas está representado, limitándose tan solo a sectores muy reducidos de algunos de sus acuíferos, razón por la cual no se describirá aquí, sino en la vecina hoja de Moratalla.

En la tabla 2 se recoge una selección de los puntos que se han considerado más representativos, según diferentes criterios: naturaleza; inclusión en las redes oficiales de piezometría, calidad, nitratos e hidrometría; uso del agua y volumen captado.

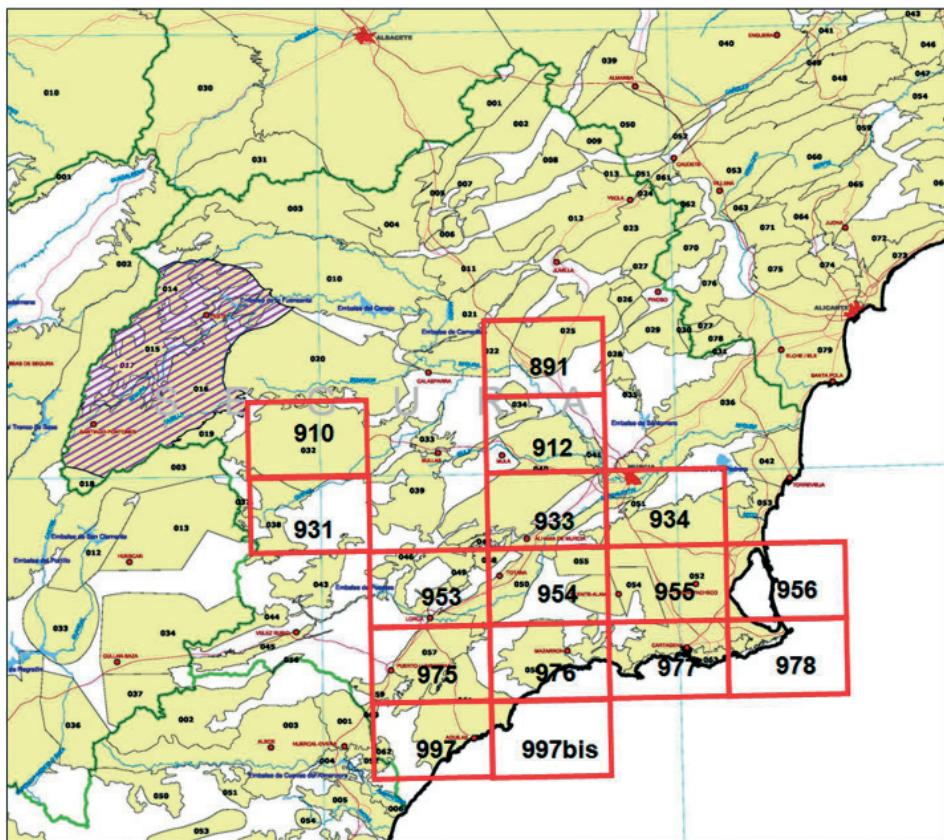


Figura 26. Masas de Agua Subterránea en la Cuenca del Segura (MMA, 2005)

HOJA	OCT	PUNTO	HUSO	COORXUTM	COORYUTM	COTA	NOMBRE_MUN	NATURALEZA	PROF	USO	REDES OFICIALES
2436	1	0001	30	5740412	4223724	1290,00	Moratalla	Manantial			Piezometría
2436	1	0003	30	573452	4222428	1500,00	Moratalla	Manantial			Interés*
2436	2	0002	30	584082	4216490	1000,00	Caravaca de la Cruz	Sondeo			Regadio
2436	2	0003	30	585285	4219831	981,94	Caravaca de la Cruz	Sondeo	100,00		Regadio
2436	3	0001	30	586893	4215897	921,00	Caravaca de la Cruz	Manantial			Hidrometría
2436	3	0002	30	586080	4216148	944,28	Caravaca de la Cruz	Sondeo	100,00	Abastecimiento	
2436	4	0002	30	598077	4218296	660,00	Caravaca de la Cruz	Manantial			Hidrometría
2436	4	0004	30	598325	4218074	630,00	Caravaca de la Cruz	Manantial			Calidad** e hidrometría
2436	4	0008	30	593958	4216109	790,00	Caravaca de la Cruz	Sondeo	445		Piezometría
2436	4	0009	30	597324	4217932	730,00	Caravaca de la Cruz	Sondeo	181		Piezometría
2436	5	0002	30	575812	4211255	1102,00	Caravaca de la Cruz	Sondeo	372		Piezometría y calidad
2436	5	0003	30	574675	4212009	1139,00	Caravaca de la Cruz	Sondeo			Abastecimiento
2436	6	0001	30	581799	4211837	979,00	Caravaca de la Cruz	Sondeo	200		Regadio
2436	6	0003	30	582935	4213798	960,85	Caravaca de la Cruz	Sondeo	652		Regadio
2436	6	0005	30	581428	4206858	954,00	Caravaca de la Cruz	Sondeo	82		Regadio
2436	6	0011	30	584611	4213383	902,99	Caravaca de la Cruz	Sondeo	57		Piezometría
2436	7	0001	30	591754	4210815	820,00	Caravaca de la Cruz	Manantial			Hidrometría
2436	7	0003	30	592638	4210158	834,00	Caravaca de la Cruz	Manantial			Calidad** e hidrometría
2436	7	0005	30	591252	4209379	860,00	Caravaca de la Cruz	Manantial			Hidrometría
2436	7	0010	30	591286	4209879	863,00	Caravaca de la Cruz	Pozo-galería-sondeo	37	Abastecimiento	
2436	7	0018	30	589489	4212814	856,00	Caravaca de la Cruz	Galería			Hidrometría
2436	7	0022	30	588549	4214103	870,00	Caravaca de la Cruz	Manantial			Hidrometría
2436	7	0026	30	587446	4214992	917,00	Caravaca de la Cruz	Manantial			Regadio
2436	7	0029	30	589447	4208943	933,20	Caravaca de la Cruz	Sondeo	300		Piezometría
2436	7	0035	30	592577	4208748	859,00	Caravaca de la Cruz	Manantial			Hidrometría
2436	8	0001	30	593723	4211839	815,00	Caravaca de la Cruz	Sondeo	75		Regadio

HOJA	OCT	PUNTO	HUSO	COORXUTM	COORYUTM	COTA	NOMBRE_MUN	NATURALEZA	PROF	USO	REDES OFICIALES
2436	8	0002	30	593913	4211908	796,99	Caravaca de la Cruz	Sondeo	85	Regadio	
2436	8	0006	30	594888	4212430	793,00	Caravaca de la Cruz	Sondeo	84	Regadio	
2436	8	0010	30	595087	4209917	784,82	Caravaca de la Cruz	Sondeo	80	Regadio	Piezometría
2436	8	0011	30	597611	4210227	720,00	Caravaca de la Cruz	Pozo	10	Calidad**	
2436	8	0013	30	595186	4208586	770,00	Caravaca de la Cruz	Manantial		Regadio	
2436	8	0016	30	598723	4211618	700,00	Caravaca de la Cruz	Manantial		Regadio	
2436	8	0020	30	597600	4210448	718,00	Caravaca de la Cruz	Manantial			Hidrometría
2436	7	nuevo	30	586568	4212733	890,00	Caravaca de la Cruz	Sondeo		Regadio	
2436	8	nuevo	30	595776	4207924	765,00	Caravaca de la Cruz	Sondeo		Regadio	
* Punto de interés geológico, hidrogeológico o ambiental											
** La calidad incluye el contenido de nitratos											

Tabla 2. Selección de Puntos de Agua

070.032.- Caravaca (U.H. 07.17)

Ocupa una superficie de 676,57 km², en su totalidad en la Región de Murcia, y se extiende por los municipios de Caravaca, Moratalla y Cehegín, aunque en la hoja solo están los dos primeros.

Se enmarca dentro del Dominio Subbético septentrional de las Cordilleras Béticas, próximo al contacto con la zona Prebética, sobre la cual cabalga. Los afloramientos que forman la masa presentan una estructura en manto, caracterizada por pliegues y escamas tectónicas, y afectada por numerosas fallas. El Prebético Interno está constituido por formaciones margosas del Cretácico y por arcillas yesíferas del Triásico.

Todos los límites hidrogeológicos de esta masa de agua subterránea son cerrados: el septentrional está definido por el frente de cabalgamiento del Subbético que contacta con las margas cretácicas y terciarias; el oeste, suroeste y noroeste, por un contacto mecánico con las arcillas y yesos del Triás o las margas de la Unidad Intermedia; los límites este y sureste los definen los afloramientos o subafloramientos del Keuper; el noreste está determinado por los materiales de muy baja permeabilidad del Cretácico y Keuper y el límite sur se establece por los contactos tectónicos con las facies del Keuper, parcialmente cubiertas por los materiales cuaternarios.

La investigación hidrogeológica básica ha sido realizada por el IGME (1978; 1982; 1988; 1994) y asumida en los documentos posteriores de la planificación hidrológica (CHS, 1997; 2007; MMA, 2005), aunque recientemente se ha efectuado una actualización de la información (IUAMA, 2007; IGME-DGA, 2010).

La MASb de Caravaca se recarga principalmente por infiltración de lluvia y, en menor medida, por retornos de riego e infiltración de ríos. Las descargas tienen lugar por emergencias en manantiales, salidas hacia cauces fluviales y bombeos en pozos y sondeos. Además existen conexiones hidráulicas entre algunos de los acuíferos que integran la masa.

Los puntos de control piezométrico que tiene operativos actualmente la Confederación Hidrográfica del Segura (y anteriormente el IGME) en la masa de agua subterránea de Caravaca han permitido establecer que en 1982 la cota máxima de los niveles piezométricos controlados era de 910 msnm y la mínima de 820 msnm, con un gradiente hidráulico del 0,85%. Si se toman los valores de un año húmedo como 1989 en todos los acuíferos controlados, el nivel máximo estaba a 916,60 msnm en los sectores occidental y noroccidental de la masa y el mínimo en 536,5 msnm, en el lado oriental. En un año seco como 1995 se alcanzaban las cotas 929,90 y 532,39, respectivamente. Durante 2007, el nivel piezométrico en el estiaje se midió como máximo en 929,23 msnm y el mínimo en 534,70 msnm; durante el periodo húmedo, en 929,37 y 536 msnm. Por tanto, la evolución interanual entre los máximos es muy reducida, al igual que sucede con los valores mínimos.

Según el Plan hidrológico de cuenca (CHS, 1997), la masa de Caravaca tiene unos recursos evaluados de 43,55 hm³/año, una demanda medioambiental de 9,73 hm³/año y unos recursos disponibles de 33,82 hm³/año.

A pesar de que hasta la actualidad no se hayan detectado problemas de sobreexplotación, ya se advertía en los informes del IGME una cierta tendencia al aumento de las extracciones que ha sido corroborada en estudios más recientes (IUAMA, 2007; IGME-DGA, 2010), por lo que es aconsejable la adopción de las medidas adecuadas de control y planificación.

Dentro de la MASb de Caravaca se distinguen al menos nueve acuíferos de diferente extensión e interés hidrogeológico (figura 27):

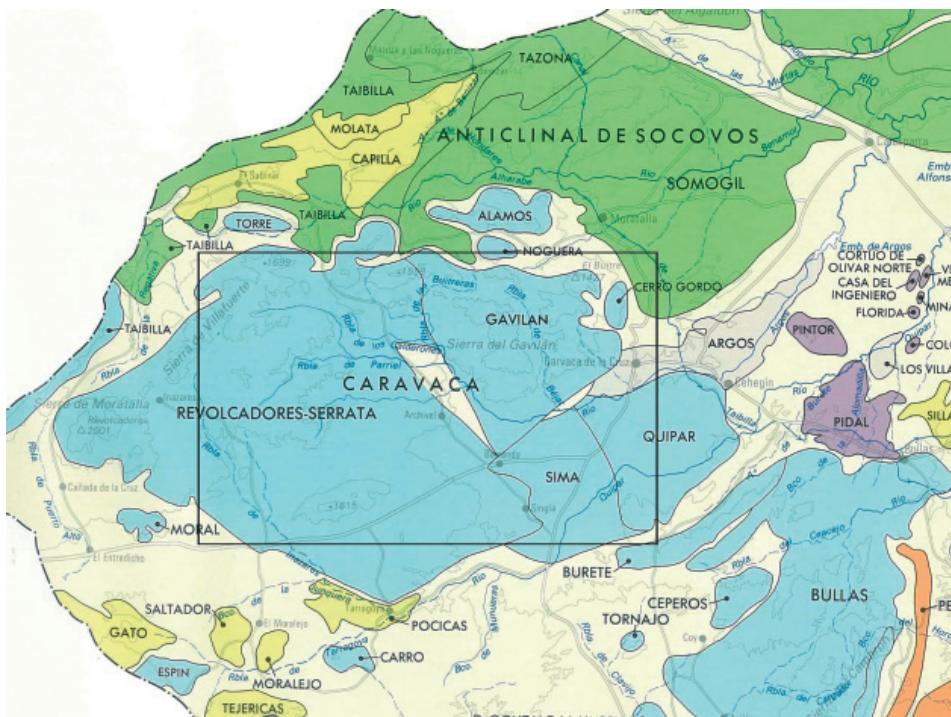


Figura 27. Acuíferos definidos en la MASb Caravaca

-Revolcadores-Serrata. Es el acuífero principal (supone el 58% de la masa), con una extensión superficial de 394 km² y constituido fundamentalmente por calizas y dolomías del Liás inferior-medio, con un espesor de 300 a 650 m y geometría tabular subhorizontal. Los límites del acuífero coinciden con los de la masa de agua subterránea, excepto en el este, donde vendría definido por una supuesta falla que pondría en contacto las dolomías liásicas con

los impermeables de base, aunque en el sector septentrional las condiciones son diferentes y podría existir comunicación lateral con Gavilán. El acuífero es de carácter predominantemente libre, aunque existen zonas confinadas. La permeabilidad es elevada, por fisuración y disolución. La recarga al acuífero, por infiltración de lluvia, se ha estimado en 24 hm³/año; la descarga, a través de manantiales (14,2 hm³/año), bombeos (4,8 hm³/año) y por salidas descargas subterráneas laterales hacia el acuífero de Gavilán (5 hm³/año). Por tanto, el balance se podría considerar equilibrado, aunque en IUAMA (2007) se elevan a 6,5 hm³/año las extracciones en el año 2007 y se reducen a 7 hm³/año las emergencias por manantiales para el periodo 2000-2007, con el consiguiente riesgo de desequilibrio en el balance del acuífero si se mantiene la tendencia alcista de las extracciones. El flujo subterráneo tiene sentido NO-SE, desde las zonas altas en las que se produce la recarga por infiltración de lluvia, hacia el borde oriental, por donde descargan los manantiales asociados a la falla, deducida por la existencia de estas descargas permanentes.

-Gavilán. Es una estructura anticinal, formada por materiales carbonáticos de alta permeabilidad del Lías inferior y medio, karstificados y fisurados, de 250 a 600 m de potencia. Tiene una superficie de 99,4 km², equivalente al 14,69% de la masa de Caravaca. Los límites del acuífero, a excepción del ya comentado con Revolcadores-Serrata, están determinados por fallas o frentes de cabalgamiento que ponen en contacto lateral sus formaciones permeables con materiales en facies Keuper, por el S y SE, y margas cretácicas, por el N y NE. Este acuífero es de carácter libre y tiene una alimentación de 14 hm³/año, procedente de la infiltración de lluvia (9 hm³/año) y de las entradas laterales desde el acuífero Revolcadores. Las salidas se producen por el sureste, de forma natural a través de manantiales (los más importantes son los de Mairena y Marqués) y, de manera casi insignificante, por medio de bombeo en sondeos (0,06 hm³/año). La circulación subterránea se dirige desde el noroeste, donde tiene lugar con preferencia la alimentación del acuífero, hacia el sureste, sector en el que se localizan las emergencias y los sondeos. El acuífero mantiene el régimen natural.

-Quípar. Situado en el este de la MASb de Caravaca, ocupa una superficie de 65,7 km² (equivalente al 9,71% de la masa) y está constituido por dolomías y calizas del Lías inferior-medio con una potencia de 250-300 m y estructura en pliegue sinclinal. Es un acuífero predominantemente confinado, con apenas 5 km² de afloramientos permeables, de alta permeabilidad por fisuración y karstificación. Sus límites están definidos por los materiales de baja permeabilidad triásicos que lo desconectan de los acuíferos adyacentes, a excepción del borde norte, donde existe conexión hidrodinámica con el acuífero aluvial del Argos y, quizás, del suroeste por una cierta comunicación en profundidad con Revolcadores-Serrata. Asimismo es posible alguna conexión vertical con el acuífero de Sima a través de superposición directa local de las formaciones permeables de ambos. Su funcionamiento está ligado al río Argos sobre el cual se realiza una transferencia de recursos en ambos sentidos, recarga al acuífero y descarga hacia el río, del orden de 13 hm³/año (IGME-DGA, 2010). La infiltración de lluvia se ha evaluado en 2,5 hm³/año, pero no se han determinado las recargas procedentes de Revolcadores-Serrata y Sima. La descarga se produce a través de manantiales (1,7 hm³/año) y por bombeo (0,8 hm³/año) en los escasos sondeos existentes situados en la periferia (borde nororiental).

Por otro lado, se estima que al menos 1 hm³/año van a parar al acuífero Argos. En IUAMA (2007) se evalúa en 5,5 hm³/año la descarga actual por manantiales (el más importante es el Heredamiento de la Vega), que se habría reducido desde un caudal estimado en régimen natural de 8,7 hm³/año por posible incremento de bombeo y por corresponder dicho estudio a un periodo más seco; el valor de la recarga tiene que ser similar al de la descarga, y debe proceder de infiltración de lluvia, de aportes laterales del acuífero Sima y, posiblemente, de infiltración del río Quípar. El sentido del flujo subterráneo es SO-NE, hacia el Cuaternario del río Argos. Se puede considerar que el acuífero está en equilibrio, aunque este régimen podría cambiar en el futuro si se pusiera en marcha la importante capacidad de bombeo de los sondeos equipados que lo captan.

-Sima. Su estructura es un cierre perisinclinal de vergencia NE, de 48,3 km² de superficie. Está constituido por calizas areniscosas, conglomerados, limos, areniscas y sedimentos detriticos del Mioceno, Plioceno y Cuaternario, de 50 a 100 m de potencia, que forman un conjunto superpuesto al acuífero Quípar (en su mitad occidental), del que está separado por las formaciones impermeables situadas a techo de este último, excepto en el sector sureste, en el que están en contacto directo ambos acuíferos. Ocupa el 7,13% de la masa, la mayor parte en la cuenca del río Quípar. Es un acuífero libre con porosidad intergranular y por fisuración. La alimentación total se estima en 3,2 hm³/año por infiltración de lluvia, infiltración de cursos superficiales y, posiblemente, por entradas laterales procedentes de Revolcadores Serrata y Quípar. Su explotación mediante bombeos es de 1,6 hm³/año; el resto de la descarga se produce por manantiales. En IUAMA (2007) se ha evaluado en 2,3 hm³/año la explotación más reciente y en 0,1 hm³/año las descargas por manantiales. La circulación subterránea se produce de oeste a este y en sentido convergente hacia el río Quípar, en cuyas proximidades surgen los manantiales principales del acuífero. Se observa, por tanto, una cierta tendencia al incremento de las extracciones por bombeo y a la disminución de las emergencias.

-Argos. Ocupa una extensión de 32,2 km² (4,75% de la masa), con estructura en suaves pliegues formados por sucesivos sinclinales y anticlinales, que han deformado las areniscas del Buntsandstein y las calizas del Muschelkalk, de algo más de 200 m de espesor, y sobre las que se han depositado los materiales detriticos aluviales del Cuaternario, de unos 50 m de potencia máxima. El acuífero, constituido por las calizas y, fundamentalmente, por los depósitos cuaternarios, es de carácter libre y alta permeabilidad por porosidad intergranular y fisuración. Está limitado en todo su perímetro por materiales arcillosos del Cretácico y de la facies Keuper, excepto por el O, donde está en contacto con el acuífero Gavilán, y por el SO, en que existe conexión con el acuífero Quípar. Su recarga procede de la infiltración del agua de lluvia, de las entradas laterales desde los acuíferos Gavilán y Quípar y por infiltración del curso alto del río Argos; en total se estiman unos 4 hm³/año. Las descargas se producen por zanjas de drenaje somero cuyos excedentes van al río, que es el colector general ya que tiene carácter ganador en casi todo su recorrido sobre el acuífero (IGME-DGA, 2010), y por las extracciones por bombeos (2,75 hm³/año). El flujo subterráneo está condicionado por el río, con sentidos de oeste a este y suroeste a noreste.

-Acuíferos Álamos, Cerro Gordo, Noguera y Torre. Se encuentran al norte de la MASb y se trata de cuatro "isleos" tectónicos a modo de pequeños afloramientos de calizas y dolomías jurásicas, de unos 200-300 m de espesor, con una extensión de 11,1 km², 3,6 km², 3 km² y 4,3 km², respectivamente, y que descansan sobre materiales arcillosos del Trías, al sur, y de la "Unidad Intermedia", al norte. Drenan sus escasos recursos a través de manantiales tipo "tropplein", los cuales presentan en general fuertes oscilaciones de caudal dependiendo en todo caso de la cuantía de la recarga en cada momento. En el estudio IGME (1982) se aborda con un poco más de detalle únicamente el acuífero de Cerro Gordo, situado al norte del río Argos y que descarga a través del manantial de los Frailes (243640007) a 740 msnm con un caudal de 8 l/s (0,25 hm³/año). Esta surgencia aparece en el contacto de un piedemonte de edad cuaternaria con el impermeable de base del Trías.

En la MASb de Caravaca se han catalogado los ecosistemas que se indican a continuación. Cuatro Lugares de Interés Comunitario (LIC): Revolcadores, (ES6200016), Sierra de Villafuerte (ES6200017), Sierra del Gavilán (ES6200019) y Cuerda de la Serrata (ES6200038). Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA) de la Sierra de Mojantes (ES0000259). 5 Zonas Húmedas: Fuentes del Marqués (HD30042), La Muralla de Archivel (HD30184), Ojos de Archivel (HD30184), Manantial de Guarino (HD 30182) y Nacimiento de Ojico (HD30181).

La facies hidrogeoquímica dominante en las aguas subterráneas es la bicarbonatada cálcica, excepto en las zonas próximas a los contactos con el Trías arcilloso y yesífero en donde son sulfatadas cálcicas. La mejor calidad del agua subterránea está en el acuífero de Revolcadores Serrata, en el que hay una menor influencia antrópica; es uno de los acuíferos con mayor interés hidromineral de la cuenca del Segura.

Los valores analíticos en todos los acuíferos muestran que la concentración de amonio total es inferior a 0,5 mg/l y la de los nitratos a 0,1 mg/l. En las zonas más bajas de las cuencas de los ríos Argos y Quípar, se ha detectado la presencia de nitratos en concentraciones que varían entre 25 y 50 mg/l, aunque de manera puntual en el acuífero Sima se han alcanzado concentraciones de nitratos entre 50 y 100 mg/l. Asimismo, ocasionalmente se han detectado concentraciones anómalas de nitratos.

La conductividad eléctrica del agua en los sondeos está normalmente por debajo de 2500 μ S/cm, salvo en las proximidades del Trías salino en que es superior. En el caso del acuífero de Revolcadores Serrata los valores no superan los 1000 μ S/cm. La concentración de sulfatos está condicionada por la presencia de materiales yesíferos. En las muestras analizadas no se han encontrado metales como cadmio, plomo o mercurio.

A continuación se muestran los valores estadísticos de algunos parámetros físico-químicos, obtenidos de las bases de datos de IGME y CHS:

PARÁMETRO	PERÍODO	VALOR MEDIO	VALOR MÁXIMO	VALOR MÍNIMO
Temperatura (°C)	1987-2007	17	21	9
Conductividad eléctrica a 20°C (µS/cm)	1972-2002	1119	7570	373
Cloruros (mg/l)	1972-2007	78	1238	0
Sulfatos (mg/l)	1972-2006	274	2151	0
Nitratos (mg/l)	1978-2007	23	120	2
Amonio total (mgNH ₄ /l)	1987-2007	0,02	1	0

Las presiones a las que está sometida esta masa de agua subterránea están relacionadas con la ocupación del suelo: 53% de secano (35.854 hectáreas), 35% de praderas y pastos, 10,7% de regadío (7.238 hectáreas), 1% de zonas urbanas (514 hectáreas), 0,2% de zonas industriales y 0,1% de zonas mineras (33 hectáreas).

Las fuentes puntuales más significativas de contaminación potencial son cuatro depuradoras de aguas residuales, una fosa séptica, siete zonas de vertidos urbanos autorizados, cuatro zonas de vertidos industriales autorizados y siete estaciones de servicio. La vulnerabilidad frente a la contaminación se minimiza por la presencia de superficies de materiales neógenos suprayacentes en ciertos sectores donde se localizan estas fuentes.

7. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Nombre:

Capa Negra de Caravaca (límite Cretácico-Terciario)

Situación:

Barranco del Gredero. Coordenadas N 38° 4' 50"; W 1° 52' 41". Se accede por el camino que discurre paralelo al Canal de Taibilla. A este camino se llega desde el polígono industrial situado enfrente del Cementerio y junto a la carretera C-3211.

Descripción:

La Capa Negra se sitúa en el seno de la Formación Capas Rojas. Se trata de una unidad litoestratigráfica constituida por margas y calizas margosas, pelágicas o hemipelágicas, con intercalaciones de calizas y calciturbiditas. La Capa Negra es un nivel centimétrico de arcilla gris oscura, que separa el Maastrichtiense del Daniense. En la base del nivel centimétrico de arcilla oscura existe una lámina milimétrica de color rojo-amarillento que contiene evidencias mineralógicas, geoquímicas y paleontológicas (extinciones en masa de foraminíferos planctónicos) que avalan la hipótesis del impacto meteorítico (MARTÍNEZ-RUIZ, 1993; MOLINA, 2004, por ejemplo).

Según MELÉNDEZ y MOLINA (2008), esta sección es una de las más completas a escala global para definir el límite Cretácico Paleoceno. Gran parte de la importancia de este corte radica en que sirvió a SMIT y HERTOGEN (1980) para publicar la teoría del impacto meteorítico, que habría producido la extinción en masa del límite Cretácico Terciario, poco tiempo antes de que lo hiciera el equipo de investigación de Álvarez.



Figura 28. Aspecto de la “CAPA NEGRA” del límite K/T, en el barranco del Gredero

8. BIBLIOGRAFÍA

- ABTAMI, M. (1975). "Stratigraphische und mikropaleontologische untersuchung der Kreide altertiar grenze im barranco del Gredero (Caravaca, prov. Murcia, SE Spain)". *Tesis Univ. Berlin.* 94 pp.
- AGUADO, R. (1992). "Nanofósiles del Cretácico de la Cordillera Bética (Sur de España)". *Bioestratigrafía. Tesis Univ. Granada.* 414 pp. (Inédita).
- AGUADO, R.; COMPANY, M.; SANDOVAL, J. Y TAVERA, J.M. (1997). "Biostratigraphic events at the Barremian/Aptian boundary in the Betic Cordillera, southern Spain". *Cretaceous Research*, 18: 309-329.
- ALONSO SARRIÁ, F.; LÓPEZ BERMÚDEZ, F. Y CONESA GARCÍA, C. (2002). "Synoptic conditions producing stream rainfall events within the Mediterranean Coast of Iberian Peninsula". In L. BULL & M. KIRKBY (Eds) *Dryland Rivers*, John Wiley & Sons, Ltd. Chichester.
- ALLERTON, S.; LONERGAN, L.; PLATT, J.P.; PLATZMAN, E.S. Y McCLELLAND, E. (1993). "Palaeomagnetic rotations in the eastern Betic Cordillera, southern Spain". *Earth and Planetary Science Letters*, 119: 225-241.
- AZEMA, J.; CHAMPETIER, Y.; FOUCault, A.; FOUCARDE, E. Y PAQUET, J. (1970). "Le Crétace dans la partie orientale des Cordillères Bétiques: Essai de coordination". *I Coloquio Estratigrafía y Paleontología del Cretácico de España*, 7: 159-217.
- AZEMA, J.; CHAMPETIER, Y.; FOUCault, A.; FOUCARDE, E. Y PAQUET, J. (1971). "Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques: I. Essai de correlation". *Cuad. Geol. Ibérica*, 2: 91-110.
- BAENA, J.; GARCÍA-RODRIGO, B.; SAAVEDRA, J.L.; QUINTERO, I. Y ARGUELLES, A. (1973). "Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000, (MAGNA). Hoja núm. 910 (Caravaca)" *IGME*.
- BAENA, J. (1974). "Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000, (MAGNA). Hoja núm. 931 (Zarcilla de Ramos)". *IGME*.
- BAENA, J. Y JEREZ MIR, L. (1982). "Síntesis para un ensayo peleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética s.s". *Copl. Int. I.G.M.E.*, Madrid.
- BAENA, J.; BARRANCO, L.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; BARDAJÍ, T.; SILVA, P.G.; ESTÉVEZ, A.; SANZ DE GALDEANO, C. Y RODRIGUEZ, T. (1994). "Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad

de Falla de la Región de Murcia (Escalas 1:200.000 y 1:1.000.000)". *ITGE, Consejería de Política Territorial y Obras Públicas, Comunidad Autónoma de Murcia.*

BERGGREN, W.A.; KENT, D.V.; SWISHER, C.C. III, y AUBRY, M.P. (1995). "A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy". *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations: A unified temporal framework for a Historical Geology* (Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, H.P. y Hardenbol, J., eds.). *SEPM Spec. Publ.*, 54: 129-212.

CARON, M. (1971). "Quelques cas d'instabilités des caractères géneriques chez les foraminifères planctoniques de l'Albien". *Tecnoscienza*, 145-148.

CARON, M. (1985). "Cretaceous planktic foraminifera". *Plankton Stratigraphy* (Bolli, H.M., Saunders, J.B. y Perch-Nielsen, K., eds.). *Cambridge University Press*.

CASTILLO REQUENA, J.M. (1978). "Estudio sobre el comportamiento de la gota de aire frío y la distribución de sus consecuencias pluviométricas en la España peninsular". *Paralelo*, 37 (2), 57-80.

CASTILLO REQUENA, J.M. (1980). "Causas de la indigencia pluviométrica en el levante andaluz". *Paralelo 37º, nº 4, Diputación de Almería*. 127-153.

CASTILLO REQUENA, J.M. (1985). "Los condicionamientos geográficos de la aridez en Almería. Topografía, circulación atmosférica y escasez de lluvias". *XIV Jornadas Científicas. Asociación de Meteorólogos Españoles, Instituto Nacional de Meteorología, octubre, Madrid*, pp. 153-179.

CASTILLO REQUENA, J.M. (1985). "Anotaciones geográficas sobre los procesos, los mecanismos y las consecuencias de la gota de aire frío". *Anales del Colegio Universitario de Almería*.

CHACÓN, B. (2002). "Las sucesiones hemipelágicas del final del Cretácico e inicio del Paleógeno en el SE de la Placa Ibérica: Estratigrafía de eventos y evolución de la cuenca". *Tesis Universidad Complutense de Madrid*, 439 pp.

CHS (1997). "Plan Hidrológico de la cuenca del Segura". *Aprobado por RD 1664/1998, de 24 de julio (BOE de 11 de agosto)*.

CHS (2005). "Zonas Hidráulicas de la Cuenca del Segura".

CHS (2007). "Mapa de masas de agua subterránea de la Demarcación Hidrográfica del Segura".

- CHS (2007). "Estudio general sobre la Demarcación Hidrográfica del Segura".
- CHS (2007). "Espacios Naturales y Zonas Sensibles y Vulnerables en la Demarcación Hidrográfica del Segura".
- DE CLERO, S.W.G.; GEEL, T.; TEN KATE, W.G.H.Z. Y KHURY, B. (1975). "Progress report on stratigraphic division and correlation in the Subbetic Zone between Caravaca and Velez Blanco (SE Spain). I Triassic and Jurassic Units". *GUAPapers Geology*, 7: 1-16.
- DE SMET, M.E.M. (1984). "Wrenching in the external zone of the Betic Cordilleras, southern Spain". *Tectonophysics*, 107: 57-59.
- DURAND-DELGA, M. Y MAGNÉ, J. (1958). "Donnés stratigraphique et micropaleontologiques nouvelles sur le Nummulitique de l'Est des Cordillères Bétiques (Espagne)". *Revue de Micropaleontologie*, 3: 155-175.
- FALLOT, P. (1931a). "Notes stratigraphiques sur la chaîne subbétique. V. Sur le faciès du Dogger dans la province de Murcie". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 31: 301-304.
- FALLOT, P. (1931b). "Contribution à l'étude des Jurassiques supérieur subbétique". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 31: 113-132.
- FALLOT, P. (1945). "Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el Río Guadiana Menor". *Mem. Inst. Lucas Mallada, C.S.I.C.* 719 pp.
- FALLOT, P.; DURAND-DELGA, M.; BUSNARDO, R. Y SIGAL, J. (1958). "El Cretáceo superior del sur de Caravaca (Provincia de Murcia)". *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 50: 283-298.
- FERNEX, F. Y MAGNE, J. (1969). "Essai sur la paléogéographie des Cordillères Bétiques orientales (Espagne meridional)". *Bol. Geol. Min. España*, 80: 203-211.
- GEA, G.A. DE (2004). "Bioestratigrafía y eventos del Cretácico Inferior en las Zonas Externas de la Cordillera Bética". *Tesis Universidad de Jaén*: 658 pp.
- GEEL, T. (1966). "Biostratigraphy of upper Jurassic and Cretaceous sediments near Caravaca (SE Spain) with special emphasis on tintinnina and nannoconus". *Geologie en Minjbow*, 45: 375-385.
- GEIGER, F. (1970). "Die Aridität in Südostspanien". *Stuttgarter Geographische Studien, Stuttgart*.

GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ, F.M. (1996). "Geomorfología y geotectónica del Plioceno y Cuaternario de la Cuenca de Caravaca (Murcia)". *Tesis Licenciatura, Univ. Salamanca*.

HERMES, J.J. (1985). "Algunos aspectos de la estructura de la zona Subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional)". *Estudios Geológicos, 41: 157-176, Madrid*.

HILLEBRANDT, A. VON (1974). "Bioestratigrafía del Paleógeno en el sureste de España (provincias de Murcia y Alicante)". *Cuadernos de Geología Universidad de Granada, 5: 135-154*.

HOEDEMAEKER, P.J. (1973). "Olistostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia)". *Scripta Geologica, 19: 207 pp.*

HOEDEMAEKER, P.J. (1979). "The Jurassic-Cretaceous boundary near Miravete (Caravaca, SE Spain). Arguments for its position at the base of Occitania Zone". *Cuadernos de Geología Universidad de Granada, 10: 235-247*.

HOEDEMAEKER, P.J. (1982). "Tithonian-Valanginian ammonite zones, SE Spain". *Scripta Geologica, 65: 81 pp.*

HOEDEMAEKER, P.J. (1992). "Río Argos (Hauterivian-Barremian boundary)". *IGCP Project 262: Tethyan Cretaceous Correlation. Lower Cretaceous Cephalopod Team. 2nd Workshop Excursion Guide, 26-32*.

HOEDEMAEKER, P.J. (1995). "Ammonite evidence for long-term sea-level fluctuations between the 2nd and 3rd order in the lowest Cretaceous". *Cretaceous Research, 16: 231-241*.

HOEDEMAEKER, P.J. Y LEERVELD, H. (1995). "Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Berriasian-lowest Aptian (Lower Cretaceous) of the Río Argos succession, Caravaca, SE Spain". *Cretaceous Research, 16: 195-230*.

IGME (1978). "Informe del Sondeo para Abastecimiento a Caravaca (Murcia)".

IGME (1982). "Estudio Hidrogeológico de la Comarca Caravaca-Cehegín".

IGME (1988). "El subsistema acuífero de Quípar, perteneciente al sistema de Caravaca (5 tomos)".

IGME (1988). "Actualización del inventario de puntos de agua y explotación en el sistema acuífero de Caravaca (subsistemas Revolcadores-Serreta y Sima) en el 87-88".

IGME (1994). "Estudio de los Recursos Hídricos Subterráneos de la Unidad del Subbético de Murcia".

IGME (2004). "Geología de España". *IGME- Sociedad geológica de España*.

IGME-DGA (2009). "Elaboración del Mapa Piezométrico de España".

IGME-DGA (2010). "Apoyo a la caracterización adicional de las masas de agua subterránea en riesgo de no cumplir los objetivos medioambientales en 2015".

IGME-DGA (2010). "Identificación y caracterización de la interrelación que se presenta entre aguas subterráneas, cursos fluviales, descargas por manantiales, zonas húmedas y otros ecosistemas naturales de especial interés hídrico".

IGN (2001). "Mapa de Suelos. Atlas de España". *IGN*.

ITGE (1987). "Inventario Nacional de Balsas y Escombreras".

IUAMA (2007). "Modelización numérica para la gestión sostenible del acuífero de Caravaca (Murcia, España)".

JIMÉNEZ DE CISNEROS, D. (1911). "Excusiones a las Losillas y al Collado de la Plata en el término de Caravaca". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 11: 186-198.

JIMÉNEZ, A.P. (1986). "Estudio paleontológico de los ammonites del Toarcense inferior y medio de las Cordilleras Béticas. (Dactylioceratidae e Hildoceratidae)". *Tesis Universidad de Granada*, 252 pp.

JIMÉNEZ, A.P. Y RIVAS, P. (1991). "Los Dactyliocerátidos del Toarcense inferior y medio de las Cordilleras Béticas. España". *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 86: 149-203.

KHURY, B. (1971). "Lower Cretaceous planktonic foraminifera from the Miravetes, Argos and Represa formations (SE Spain)". *Revista Española de Micropaleontología*, 3: 219-237.

KHURY, B. (1972). "Stratigraphy and micropaleontology of the lower Cretaceous in the Subbetic south of Caravaca (Murcia, SE Spain)". *Proc. Kon. Nederl. Akad.*, 75: 193-222.

LINARES, A.; MOUTERDE, R. Y RIVAS, P. (1979). "Les Phricodoceras (Ammonitina) d'Andalousie". *Cuadernos de Geología Universidad de Granada*, 10: 259-265.

LÓPEZ BERMÚDEZ, F. (1973). "La Vega Alta del Segura. Clima, Hidrología y Geomorfología. Murcia". *Universidad de Murcia*.

LÓPEZ GÓMEZ, A. (1987). "Els Embassaments Valencians Antics, Valencia". *C.O.P.U.T.*, 72 pp.

MARTÍN-CHIVELET, J.; FREGENAL-MARTÍNEZ, M.M. Y CHACÓN, B. (2003). "Mid-depth calcareous con-tourites in the latest Cretaceous of Caravaca (Subbetic Zone, SE Spain). Origin and palaeo-hydrological significance". *Sedimentary Geology*, 163: 131-146.

MARTÍNEZ-RUIZ, F. (1993). "Geoquímica y mineralogía del tránsito Cretácico-Terciario en las Cor-dilleras Béticas y en la cuenca Vasco-Cantábrica". *Tesis Universidad de Granada*. 280 pp.

MELÉNDEZ, A. Y MOLINA, E. (2008). "El límite Cretácico-Terciario (K / T)". En: *Contextos Geológi-cos Españoles. Una aproximación al patrimonio geológico español de relevancia interna-cional*" (García-Cortés, A., Agueda-Villar, J., Palacio Suárez-Valgrande, J. y Salvador-Gon-zález, C.I., eds.), *IGME*: 107-113.

MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE (1998). "Libro Blanco del Agua en España".

MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE (2005). "Estudio Inicial para la Identificación y Caracteriza-ción de las Masas de Agua Subterránea de las Cuencas Intercomunitarias".

MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE (2006). "Caracterización Inicial de 20 Masas de Agua Sub-terránea pertenecientes a las Cuencas Intercomunitarias. Águilas, Alto Guadalentín, As-coy-Sopalmo, Bajo Guadalentín, Baños de Fortuna, Bullas, Caravaca, Enmedio Cabezo de Jara, Mazarrón, Oro Ricote, Sierra de Cartagena".

MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE (1982). "Mapa de Cultivos y Aprovechamientos de España".

MOLINA, E. (2004). "Eventos de extinción del Cretácico-Terciario: valor patrimonial y conserva-ción del Barranco del Gredero (Caravaca, Murcia)". *Patrimonio geológico: Cultura, Turis-mo y Medio Ambiente* (Guillén-Mondéjar, F. y del Ramo, A., eds.), 41-49.

MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. Y MASSE, P. (1987). "Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene Basins envolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain) ". *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 11:1-22.

NICKLES, R. (1904). "Sur l'existence de phénomènes de charriage en Espagne dans la zone subbétique". *Bull. Soc. Géol. France*, 4: 223-247.

- NIETO, L.M. (1997). "La cuenca subbética mesozoica en el sector oriental de las Cordilleras Béticas". *Tesis Doctoral, Univ. Granada. Servicio de Publicaciones de las Universidades de Murcia y Jaén*, 562 pp.
- PAQUET, J. (1969). "Etude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne)". *Tesis Univ. Lille. Mem. Soc. Geol. France*. 270 pp.
- PÉREZ-VALERA, A.; PÉREZ-LÓPEZ, A. Y SERRANO, F. (2003). "Estudio de las rocas diapíricas del Triásico resedimentadas durante el Mioceno en el sector de la Rambla del Moro (Cieza, Murcia)". *Geotemas*, 5; 199-203.
- PÉREZ-VALERA, F. (2005). "Estratigrafía y tectónica del Triásico Sudibérico en el sector oriental de la Cordillera Bética". *Tesis Universidad de Granada*, 303 pp.
- REY, J. (1993). "Análisis de la cuenca subbética durante el Jurásico y el Cretácico en la transversal Caravaca-Vélez Rubio". *Tesis Universidad de Granada*, 460 pp.
- REY, J. (1995). "Sedimentation answers to local tectonic events in a pelagic swell (Subbetic Zone, province of Murcia, Spain)". *Bulletin de la Société Géologique de la France*, 166: 479-492.
- RUBIO, J.C.; DELGADO, J.; GONZÁLEZ RAMÓN, A.; CASTILLO E.; LÓPEZ MARTOS, J.J.; SILGADO, A., Y GARRIDO, J. (2004). "Situación de los Acuíferos del Guadiana Menor en Granada". *Homenaje a Manuel del Valle Cardenete*.
- RUIZ-ORTIZ, P.A. (1980). "Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias. (Entre Castril, prov. de Granada y Jaén)". *Tesis Universidad de Granada*. 274 pp.
- RUIZ-ORTIZ, P.A.; BOSENCE, D.W.J.; REY, J.; NIETO , L.M.; CASTRO, J.M. Y MOLINA, J.M. (2004). "Tectonic control of facies architecture, sequence stratigraphy and drowning of a Liassic carbonate platform (Betic Cordillera, Southern Spain)". *Basin Research*, 16: 235-257.
- SÁNCHEZ GONZÁLEZ, A. (2005). "Estudio Inicial para la Identificación y Caracterización de las Massas de Agua Subterránea de las Cuencas Intercomunitarias". *Dirección General del Agua. Secretaría General para el Territorio y la Biodiversidad. Ministerio de Medio Ambiente*.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983). "Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas". *Est. Geol.*, 39:157-165, Madrid.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1990). "Geologic Evolution of the Betic Cordilleras in Western Mediterranean, Miocene to present". *Tectonophysics*, 172: 107-119.

- SANZ DE GALDEANO, V. Y VERA, J.A. (1992). "Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain". *Basin Research*, 4: 21-36.
- SEYFRIED, H. (1978). "Der Subbetische Jura von Murcia (Südest-Spanien)". *Geol. Jaurb.*, 29: 3-201.
- SEYFRIED, H. (1979). "Ensayo sobre el significado paleogeográfico de los sedimentos del jurásico de las Cordilleras Béticas Orientales". *Cuad. Geol.*, 10: 317-348.
- SEYFRIED, H. (1981). "Genesis of "regressive" and "transgressive" pelagic sequences in the Tethyan Jurassic". *Tecnoscienza*, 547-579.
- SILVA, P.G. (1988). "El Cuaternario del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid: aspectos geomorfológicos y geotectónicos". *Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid*.
- SILVA, P.G. (1994). "Evolución geodinámica de la Depresión del Guadalentín desde el Mioceno superior hasta la actualidad: Geotectónica y Geomorfología". *Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid*, 642 pp.
- SMIT, J. (1977). "Discovery of a planktonic foraminifera association between the *Abatomphalus mayaorensis* zone and the "Globigerina" eugubina zone at the Cretaceous-Tertiary boundary in the barranco del Gredero (Caravaca, SE Spain)". *Proc. Kon. Nederl. Akad.*, 13: 4-8.
- SMIT, J. (1979). "The Cretaceous-Tertiary transition in the barranco del Gredero, Spain". *Cretaceous-Tertiary Boundary Events Symposium, Copenhagen II*: 156-163.
- SMIT, J. Y HERTOGEN, J. (1980). "An extraterrestrial event at the Cretaceous-Tertiary boundary". *Nature*, 285: 198-200.
- SWEETING, M.M. (1972). "Karst Landforms". *McMillan Press Ltd, London*.
- TAVERA, J.M. (1985). "Los ammonites del Tithónico superior-Berriasiense en la Zona Subbética (Cordilleras Béticas)". *Tesis Universidad de Granada*, 381 pp.
- TEN KATE, W.G. Y SPRENGER, A. (1989). "On the periodicity in a calcilutite-marl succession (SE Spain)". *Cretaceous Research*, 34: 1-36.
- VAN DE FLIERT, J.R.; GRAVEN, H.; HERMES, J.J. Y DE SMET, M.E.M. (1980). "On stratigraphic anomalies associated with major transcurrent faulting". *Eclogae Geol. Helv.*, 73:223-237.

- VAN VEEN, G.W. (1966). "Note on a Jurassic-Cretaceous section in the Subbetic SW of Caravaca (prov. Murcia, Spain)". *Geologie en Minjbow*, 45: 391-397.
- VAN VEEN, G.W. (1967). "Upper Cretaceous larger foraminifera in the Subbetic south of Caravaca (prov. Murcia, SE Spain)". *Geologie en Minjbow*, 46: 459-462.
- VAN VEEN, G.W. (1969). "Geological investigations in the region west of Caravaca, South-Eastern Spain". *Tesis Univ. Amsterdam*: 143 pp.
- VELANDO, F. Y PAQUET, J. (1974). "Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000, (MAGNA). Hoja núm. 911 (Cehegín)". *IGME*.
- VERA, J.A. (2000). "El Terciario de la Cordillera Bética: estado actual de conocimientos". *Rev. Soc. Geol. de España*, 13: 345-373.
- VERA, J.A. (2001). "Evolution of the Iberian Continental Margin". *Pery-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* (Eds. P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson and S. Crasquin-Soleau). *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle*, 186, 109-143.
- VERA, J.A. (COORD.); ARIAS, C.; CASTRO, J.M.; CHACÓN, B.; COMPANY, M.; CRESPO-BLANC, A.; DÍAZ DE FEDERICO, A.; ESTÉVEZ, A.; FERNÁNDEZ, J.; GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; DE GEA, G.A.; LÓPEZ-GARRIDO, A.C.; MARTÍN-ALGARRA, A.; MARTÍN-CHIVELET, J.; MOLINA, J.M.; MORATA, D.; NIETO, L.M.; O'DOGHERTY, L.; PÉREZ-LÓPEZ, A.; PUGA, E.; REY, J.; RIVAS, P.; RUIZ-ORTIZ, P.A.; SANDOVAL, J.; SANZ DE GALDEANO, C.; VERA, J.A. Y VILAS, L. (2004). "Zonas Externas Béticas". En: *Geología de España* (Ed. J.A. Vera), SGE-IGME, Madrid, 354-389.
- VIDAL ABARCA, M.R.; MONTES, C.; SUÁREZ, M.L. Y RAMIREZ-DÍAZ, L. (1987). "Caracterización morfométrica de la Cuenca del Río Segura: Estudio cuantitativo de las formas de las subcuenca". *Papeles de Geografía Física. Secr. de Publ. e intercambio científico. Universidad de Murcia*, 12: 19-31, Murcia.

