



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



BENISSA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

BENISSA

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

© Instituto Geológico y Minero de España
Base Topográfica: Servicio Geográfico del Ejército
Cartografía: Cartografía Madrid S. A.

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 657-08-007-4
ISBN: 978-84-7840-752-1
Depósito legal: M-5281-2008

Fotocomposición: Cartografía Madrid S.A.
Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

Las presentes Hoja y Memoria Benissa-822, han sido realizadas por E.N. ADARO en colaboración con C.G.S.-O.G.D.E.N. (Environmental and energy services) dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Jefe de Proyecto

- A. Lendínez Gonzalez (E.N. ADARO)

Autores

- A. Lendínez Gonzalez (E.N. ADARO). Memoria y Cartografía Geológica.
- J.L. Muñoz del Real (E.N. ADARO.). Cartografía Geológica.
- H. Pascual Muñoz (C.G.S.-O.G.D.E.N.). Memoria.

Colaboradores

- H. Pascual Muñoz. Geomorfología y Neotectónica.
- F. Leyva Cabello. Sedimentología en lámina delgada.
- L. Granados. Micropaleontología en lámina delgada.
- J. Baena. Neotectónica.

Dirección y supervisión

- E. Elizaga Muñoz (IGME)
- P. Ruiz Reig (IGME)

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Fichas petrológicas y paleontológicas de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Álbum de fotografías y diapositivas.

Todo el equipo técnico que ha intervenido en la elaboración de éste Proyecto Geológico, quiere recordar y agradecer la labor desarrollada por el que fue su Director, el Doctor en Ciencias Geológicas D. EMILIO ELIZAGA MUÑOZ, fallecido durante la realización del mismo.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. CARACTERÍSTICAS FISIOGRÁFICAS.....	9
1.2. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS GENERALES.....	10
1.3. ANTECEDENTES.....	13
2. ESTRATIGRAFÍA	13
2.1. TRIÁSICO.....	14
2.1.1. Dolomías, calizas dolomíticas tableadas. Facies Muschelkalk (1). Triásico.....	14
2.1.2. Margas, yesos, margas yesíferas y arcillas abigarradas: Facies Keuper (2). Triásico.....	15
2.2. CRETACICO.....	15
2.2.1. Cretácico inferior (Pre-Barremiense-Cenomaniense inferior).....	16
2.2.1.1. Margas grises y ocre, margas arenosas, calizas de ostreidos y orbitolinas (3). Pre-Barremiense-Aptiense inferior.....	16
2.2.1.2. Calizas arrecifales, margas nodulosas y calizas de ostreidos y orbitolinas (4). Apítense-Albiense inferior.....	18
2.2.1.3. Margas grises y calizas nodulosas con materia orgánica (5). Albiense.....	18
2.2.1.4. Calizas intrabioclásticas, oolíticas y margas con orbitolinas (6). Albiense-C.inf.....	19
2.2.2. Cretácico superior.....	20
2.2.2.1. Calizas, calizas dolomíticas y margas esporádicas (7). Cenomaniense superior-Turoniense.....	21
2.2.2.2. Caliza de "Graderío", calizas micríticas blancas y tableadas, calizas y margas con "Inoceramus" (8). Margas y margocalizas arcillosas con "Inoceramus"(9). Calizas micríticas con "Inoceramus" en la base y nódulos de sílex (10). Margas y calizas (11). Senoniense.....	21
a. Calizas de "Graderío", calizas micríticas tableadas (8). Coniciense?-Campaniense inferior.....	22
b. Margas y margocalizas ocre con "Inoceramus" (9). Campaniense.....	23
c. Calizas micríticas con "Inoceramus" en la base y nódulos de sílex (10). Maastrichtiense.....	23
d. Margas y calizas (11). Maastrichtiense.....	24
2.2.3. Tránsito Cretácico-Terciario.....	25
2.2.3.1. Margas de equínidos y margocalizas con alveolinas y	

	foraminíferos (12). Maastrichtiense-Paleoceno.....	25
2.3.	TERCIARIO.....	25
2.3.1.	Calizas micríticas con Nummulites y Alveolinas (13). Paleoceno Eoceno	26
2.3.2.	Calizas arrecifales y pararrecifales con grandes foraminíferos (Discocyclinas, Nummulites, Algas coralinas y Amphysteginas) (14). Eoceno superior Oligoceno.....	26
2.3.3.	Calizas bioclásticas con grandes foraminíferos, alternancia de calizas y margas (facies turbidíticas), conglomerados esporádicos. Margocalizas y margas gris azuladas (15). Oligoceno superior Mioceno inferior...	28
2.3.4.	Areniscas con glauconita, calizas arenosas y margas (16). Mioceno inferior (Aquitaniense Burdigaliense).....	29
2.3.5.	Calizas arrecifales y pararrecifales con foraminíferos y algas. Brechas calcáreas (17). Aquitano Burdigaliense.....	30
2.3.6.	Alternancias de margas azules y areniscas finas (Flysch) (18). Mioceno inferior (Burdigaliense).....	30
2.3.7.	Margas blancas y niveles turbidíticos "Facies Tap" (19). Mioceno medio superior (Langhiense Serravaliense).....	31
2.3.8.	Turbidíticas (20). Mioceno medio superior.....	32
2.3.9.	Facies olistostrómicas: Calizas del Eoceno superior Oligoceno (21) y margas, margocalizas grises y azuladas, bloques heredados (22). Mioceno medio superior (Langhiense Serravaliense).....	32
2.3.10.	Brechas, conglomerados, bloques y margas heredadas del Keuper (23). Mioceno medio superior. (Serravaliense Tortoniense).....	33
2.3.11.	Conglomerados (24). Serravaliense? Tortoniense.....	34
2.4.	CUATERNARIO.....	34
2.4.1.	Costras calcáreas: Calizas y limos (25). Pleistoceno.....	34
2.4.2.	Depósitos de glaciación: Niveles de arcillas rojas con cantos dispersos (26). Pleistoceno.....	35
2.4.3.	Abanicos y conos aluviales: Arenas, arcillas y cantos subangulosos (27). Pleistoceno superior Holoceno.....	35
2.4.4.	Terrazas: Cantos redondeados, arenas y arcillas (28), (29) y (30). Pleistoceno superior Holoceno.....	36
2.4.5.	Playa fósil: Arenas y conchas cementadas (31). Pleistoceno Holoceno...	36
2.4.6.	Derrubios de ladera: Bloques y cantos sueltos de gran tamaño (32). Holoceno.....	36
2.4.7.	Playas: Arenas con conchas (33). Holoceno.....	37
2.4.8.	Depósitos aluvial coluvial: Cantos mal clasificados con matriz limo arcillosa (34). Holoceno.....	37
2.4.9.	Coluviones: Cantos angulosos con matriz limo arcillosa (35). Holoceno.....	37
2.4.10.	Canchales: Cantos sueltos angulosos (36). Holoceno.....	37
2.4.11.	Cubetas de descalcificación: "Terra Rossa" (37). Holoceno.....	37
2.4.12.	Meandros abandonados (38) y Fondos de valle (39): Arcillas, limos y arenas con cantos sueltos. Holoceno.....	38
3.	TECTÓNICA.....	38
3.1.	MARCO TECTÓNICO REGIONAL.....	38
3.2.	DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA.....	39
3.2.1.	Tectónica diapírica.....	40
3.2.2.	Unidades estructurales.....	42

3.2.2.1. Área noroccidental: Valle del Laguart y Sierras de La Carras-cosa y Mediodía.....	42
3.2.2.2. Área nororiental: Sierras de Peña Blanca y Castell de la Sola-na y sus estribaciones en la Sierra de Soldetes.....	43
3.2.2.3. Área centro occidental: Sierras de Parcent y de Cocoll.....	44
3.2.2.4. Área sur occidental: Depresión de Tárbenas y Sierras de Aixorta y Oro.....	44
3.2.2.5. Área centro meridional: Sierra del Ferrer, Hoya de la Ventola-na y Sierra de Besa.....	45
3.2.2.6. Área suroriental: Depresión de Benissa.....	46
3.2.2.7. Área nororiental: Sierra del Mongó.....	47
3.3. NEOTECTÓNICA.....	47
3.3.1. Características generales.....	47
3.3.2. Anomalías geomorfológicas.....	48
3.3.2.1. Anomalías ligadas a escarpes de falla.....	48
3.3.2.2. Anomalías ligadas a la red de drenaje.....	48
3.3.2.3. Anomalías ligadas a la forma del depósito.....	49
3.3.2.4. Anomalías ligadas a la disposición geométrica/espacial de las formaciones superficiales.....	49
3.3.3. Sismicidad.....	49
4. GEOMORFOLOGÍA.....	50
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA.....	50
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	50
4.2.1. Estudio morfoestructural.....	50
4.2.2. Estudio del modelado.....	51
4.2.2.1. Modelado fluvial.....	51
4.2.2.2. Modelado de laderas.....	52
4.2.2.3. Modelado litoral (formas litorales).....	52
4.2.2.4. Formas poligénicas.....	53
4.2.2.5. Formas kársticas.....	54
4.2.2.6. Formas antrópicas.....	54
4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES.....	55
4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA.....	55
4.5. MORFOGÉNESIS ACTUAL Y SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.....	56
5 GEOLOGÍA HISTÓRICA.....	56
5.1. CICLO MESOZOICO-PALEÓGENO.....	57
5.2. CICLO NEÓGENO.....	60
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	62
6.1. MINERÍA Y CANTERAS.....	62
6.2. HIDROGEOLOGÍA.....	63
6.2.1. Características climáticas generales.....	63
6.2.2. Características hidrológicas generales.....	64
6.2.3. Características hidrogeológicas.....	65
6.2.4. Manantiales y humedales.....	69
6.2.5. Riesgos e inundaciones.....	69
7. BIBLIOGRAFÍA.....	71

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja a escala 1:50.000 de Benissa, se sitúa en el sureste de la Península Ibérica, al borde del Mar Mediterráneo. En su marco aparece la Unidad conocida como Prebético Oriental o Prebético Alicantino.

Desde el punto de vista administrativo, ésta Hoja se encuentra ubicada dentro de la Comunidad Autónoma de Valencia y en concreto en el ámbito provincial de Alicante. Su demografía se puede considerar como de carácter medio, encontrándose fundamentalmente repartida en los alrededores de las principales vías de comunicación y del litoral, siendo ésta segunda zona la que presenta mayores fluctuaciones en su demografía, como consecuencia del carácter turístico del entorno.

Las principales vías de comunicación que atraviesan la Hoja son: la Autopista A-7, la Carretera Nacional Nº 332 y la Carretera Comarcal Nº 3318 de Benidorm a Gandía. Dentro del área por las que discurren las citadas vías de comunicación, se encuentran repartidos una veintena de municipios. De todos ellos destacan por su importancia los de Benissa, Gata de Gorgos, Pedreguer y Ondara, situados en las proximidades de los corredores principales. Otros municipios de menor importancia son los de Tárben, Parcent, Orba, Tormos, etc. El resto se encuentran repartidos por los numerosos valles existentes en la Hoja. Destaca por su importancia el municipio de Jalón, ubicado en las proximidades del centro geográfico de la Hoja.

La riqueza de estos municipios, se fundamenta en la agricultura, destacando los cultivos de la vid (vino dulce de Jalón), cítricos y almendros. Últimamente han proliferado los cultivos de frutales (no cítricos), cereales y sobre todo el aumento espectacular de los cultivos de regadío. Con respecto a la riqueza forestal, solo es destacable la existencia de pequeñas masas forestales en el cuadrante suroccidental de la Hoja, concretamente, en las faldas de las principales alineaciones montañosas.

1.1. CARACTERÍSTICAS FISOGRÁFICAS

La Hoja de Benissa enmarcada en el litoral levantino, presenta una orografía muy variada, con contrastes acusados, destacando amplias zonas deprimidas y grandes relieves, entre los que aparecen valles muy encajados con gradientes muy fuertes. Estos valles son más profundos en la mitad occidental, como son los casos particulares, del valle del Laguart, por donde discurre la garganta del río Ebo, el valle del río Jalón, en la parte central de la Hoja, al igual que todos aquellos barrancos y torrenteras próximos a la localidad de Tárben.

Dentro de su mitad oeste, aparecen las mayores elevaciones montañosas, con direcciones muy dispares, siendo dignas de mención; las Sierras de Aixorta y Oro con 1218 m y 1226 m respectivamente. También son relevantes los impresionantes relieves de las Sierras del Carrascal de Parcent y Cocoll, con 1047 m de cota máxima. Más al norte, se encuentran las Sierras de la Carrasca, con 917 m y la Sierra del Mediodía con 725 m las cuales configuran prácticamente todo el relieve del cuadrante noroccidental de la Hoja.

Es significativo resaltar por su singular belleza la Sierra del Ferrer, alineación montañosa cuyo rumbo anómalo N-S choca con el resto de las unidades colindantes. Presenta cotas superiores a los 850 m.

Respecto a la mitad oriental de la Hoja, cabe señalar también por su singularidad la Sierra del

Mongó (753 m), relieve aislado en las proximidades de la costa y que separa la Plana de Gandía de la Depresión de Javea.

Los relieves que determinan la parte central de la Hoja se encuentran ocupados por la Sierra del Castell de la Solana con 585 m. de altitud, la cual sirve de divisoria natural entre los valles del Jalón y de la Depresión de Ondara-Gandía (La Marina).

Desde el punto de vista hidrográfico, la Hoja está drenada por una amplia red de barrancos y torrenteras, muy densa en su parte occidental. Sus valles son muy encajados y con un fuerte gradiente. La mitad oriental se encuentra dominada por ramblas de fondo plano y arroyos de cursos intermitentes.

El clima de la región presenta un ambiente típicamente mediterráneo, donde los veranos son secos y cálidos y los inviernos secos y con temperaturas suaves.

1.2. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS GENERALES

Geológicamente, la región en la que se encuentra la Hoja de Benissa, corresponde al sector nororiental de la Cordillera Hética y en concreto a la zona conocida genéricamente como Prebético Oriental o Prebético Alicantino.

La estratigrafía de la Hoja es muy variada. Presenta grandes problemas, en base a diferentes aspectos geológicos que inciden de forma notable en la reconstrucción cronoestratigráfica de la misma. Estos aspectos se pueden resumir en:

- La gran similitud litológica y de facies entre materiales de diferente edad geológica.
- Las variaciones de facies y espesores en cortos espacios.
- La frecuente resedimentación de materiales y unidades más antiguas en cuencas sedimentarias más modernas.
- Una fuerte y compleja tectónica que da lugar a una estructura bastante caótica.
- A todo esto se añade la plasticidad que presenta los materiales del Triásico, que contribuyen de forma directa a acrecentar los procesos anteriormente expuestos.

Los materiales representados en la leyenda del mapa, poseen una edad comprendida entre el Triásico en Facies Muschelkalk y Keuper y el Mioceno superior, además de los diferentes depósitos de edad cuaternaria, que recubren en gran medida las zonas y áreas deprimidas de la Hoja, así como en las laderas de sus grandes relieves.

El área que comprende la Hoja de Benissa, se enmarca como ya se ha mencionado anteriormente, en la parte nororiental de las Cordilleras Héticas (Fig.1), no obstante, algunas de las unidades pueden considerarse como de transición a la Cordillera Ibérica, fundamentalmente debido a sus características estratigráficas.

La Hoja está formada por una serie de relieves en su mayoría de edad mesozoica (Cretácico, principalmente), separados por depresiones más o menos estrechas y alargadas con dirección bética (NNE-SSO y E-O), donde afloran materiales del Paleógeno y sobre todo del Neógeno.

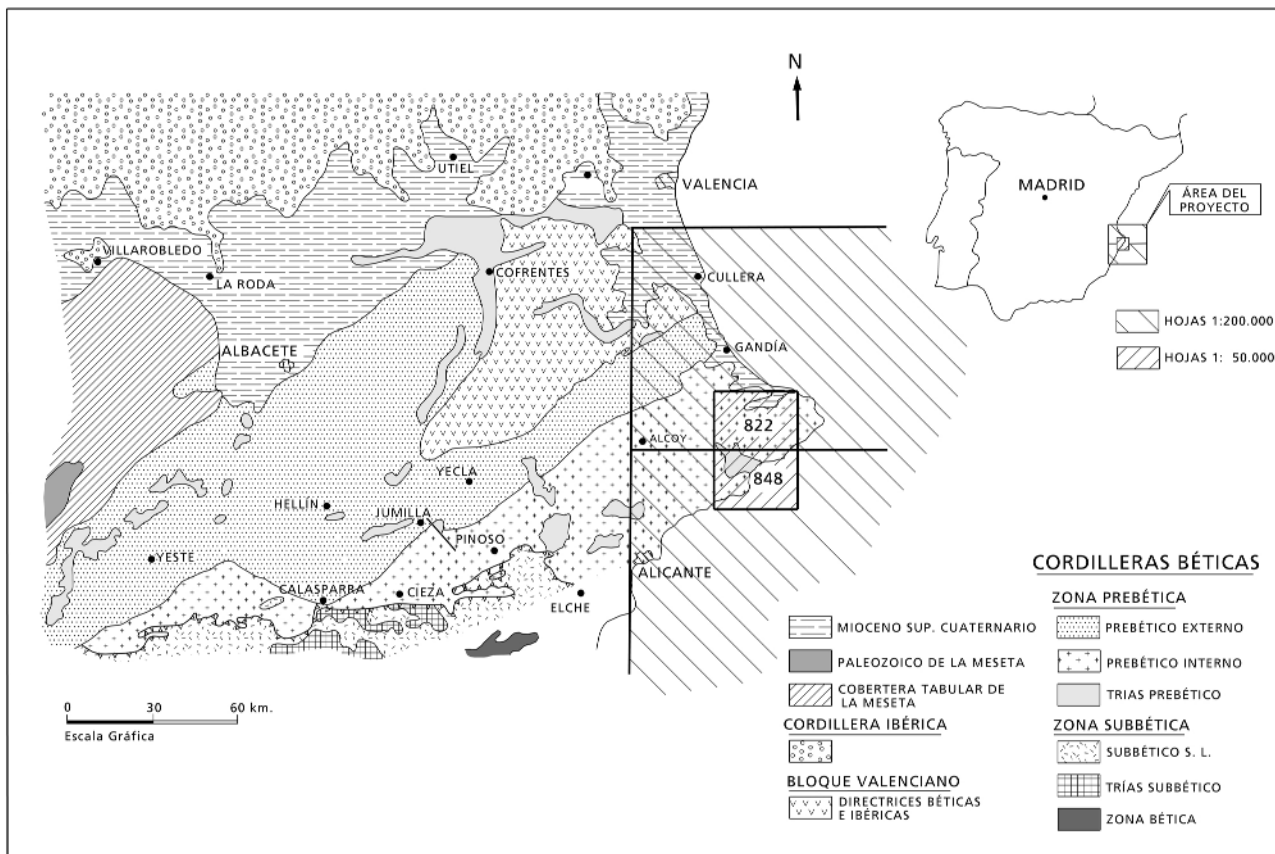


Fig. 1. Esquema geológico del área de proyecto y dominios estructurales relacionados con él mismo.

Además de lo anteriormente expuesto, hay que destacar la presencia del Triásico, en facies Keuper (probablemente de carácter diapírico), el cual se sitúa en áreas deprimidas y aisladas entre sí, actuando como nivel de despeque.

El Jurásico no aflora dentro de la Hoja, pero aparece escasamente representado en la Hoja vecina de Altea (n° 848), en el lugar conocido como Puig Campana. También se haya presente en la vecina Hoja de Gandía, en las proximidades de término municipal de Oliva (Sierra de la Gallinera). Normalmente se dispone ocupando núcleos de estructuras anticlinales muy fracturadas. Litológicamente se encuentra constituido por términos carbonatados (calizas y dolomías) y en la Hoja de Gandía por términos detríticos (arenas y areniscas) en la parte superior de la serie Portlandiense.

El Cretácico inferior se encuentra constituido por materiales netamente marinos, con abundantes calcarenitas, calizas organógenas, cuerpos de calizas arrecifales y pararecifales, margas y margocalizas con abundantes fósiles, en ocasiones pirritizados.

El Cretácico superior, ampliamente expuesto, no manifiesta tantas variaciones de facies y medios como el Cretácico inferior. De la misma forma, su carácter es netamente marino, predominando facies de plataforma carbonatada interna, entre las que se intercalan facies margosas y de margocalizas de plataforma externa, así como de "lagoon".

El Paleógeno, se encuentra también representado dentro de la Hoja. En lo que se refiere al Paleoceno, éste se encuentra generalmente en continuidad sedimentaria con el Cretácico superior. El resto de la serie paleógena (Eoceno superior-Oligoceno), se encuentra discordantemente sobre diferentes formaciones del Mesozoico y del Paleoceno. Las facies más representativas suelen ser de calizas y margas de plataforma, así como calizas arrecifales y pararecifales, que cambian a facies de talud hacia latitudes más meridionales. Presenta una gran riqueza en formas planctónicas y bentónicas, generalmente de gran tamaño.

El Neógeno es en gran parte sintectónico, por lo cual contiene una gran variedad de facies y ambientes sedimentarios. El Mioceno inferior e incluso el Oligoceno superior, aflora en facies marinas y presenta litologías de tipo calcarenítico y margoso, además son abundantes las calizas de algas. Es muy frecuente el que aparezcan resedimentaciones de términos del Eoceno superior y Oligoceno dentro de sus depósitos. El Mioceno inferior y medio también es marino, con gran variedad de facies y ambientes sedimentarios, en los que son abundantes las facies de calcarenitas, margas y margocalizas (tipo "Flysch") y facies turbidíticas. El Mioceno medio y superior incluye casi en su totalidad depósitos margosos y turbidíticos, que rellenan en la actualidad las grandes cubetas tectosedimentarias de la región, siendo los materiales más característicos, los depósitos margosos en facies "Tap". Por último el Mioceno superior se encuentra constituido por depósitos de naturaleza conglomerática y por pequeños afloramientos de calizas lacustres de difícil representación cartográfica, dado su pequeño espesor y escasa continuidad.

El Cuaternario ocupa las zonas deprimidas de la Hoja y está constituido, en su práctica totalidad, por depósitos de origen continental. Los glaciares, abanicos aluviales, conos de deyección, depósitos de ladera, costras y caliches, son los sedimentos con más representatividad en la Hoja, junto con pequeñas áreas de acumulación de arcillas de decalcificación.

En el aspecto estructural, la región se configura esencialmente como un apilamiento de pliegues y cabalgamientos con directriz bética y fuerte vergencia al NO.

Un dato importante a tener en cuenta en la estructuración de los materiales que constituyen la Hoja de Benissa, es el papel jugado por las fallas transcurrentes de gran magnitud y de directriz bética, por las que extruye el Triásico en facies Keuper.

Es importante destacar el papel de la tectónica en la configuración y sedimentación de las cuencas durante el Paleógeno superior y sobre todo durante el Neógeno. En ellas se producen con bastante frecuencia caídas y desprendimientos originados a partir de los procesos diapíricos, dando lugar a grandes masas olistostrómicas.

1.3. ANTECEDENTES

Son abundantes los trabajos que sobre la región aparecen desde el siglo pasado hasta la actualidad. Todos ellos en disciplinas diversas, que desde el punto de vista geológico son y siguen siendo de gran utilidad.

En el apartado paleontológico JIMÉNEZ DE CISNEROS, (1927) y otros especialistas anteriores a él, estudian y clasifican numerosos fósiles de edad terciaria dentro de la provincia de Alicante. Por otra parte aparecen multitud trabajos relacionados con el campo de la estratigrafía y de la tectónica, como son los de (CINCÚNEGUI, M., 1931), que estudia el Triásico de la región alicantina. (DARDER PERICÁS, B., 1945), realiza un "Estudio geológico del sur de la provincia de Valencia y norte de la de Alicante", donde desarrolla un estudio completísimo, prestando especial atención a aspectos tan significativos como el litológico y el paleontológico.

Es importante destacar, ya que ha sido de gran utilidad, el trabajo de (RÍOS, J.M. et al., 1960-61), referente al Mapa Geológico de España, Hojas de Altea y Benissa, nº 848 y 822 respectivamente.

Los trabajos más recientes se deben a (MOSELEY, F., 1973); (AZEMA, J., 1966-1977); (GARNIER, B. et al., 1984-89) y (DE RUIG, M.J., 1990) y (DE RUIG, M.J., et al., 1990-92), así como algunos trabajos puntuales en temas estratigráficos que han desarrollado el grupo de trabajo de la Universidad de Alicante.

Para la realización de la cartografía geológica de la Hoja de Benissa, nº 822, se han levantado un total de seis columnas estratigráficas y sedimentológicas de detalle, en las que se han recogido un total de 178 muestras. De similar forma, se han realizado numerosos cortes parciales, así como una gran cantidad de estudios puntuales en los que se han recogido un total de 378 muestras para su estudio sedimentológico y micropaleontológico.

La gran cantidad de estaciones estudiadas y de muestras recogidas en el campo, han confirmado la dificultad de la Hoja en los aspectos cronoestratigráfico y sedimentológico. Su recogida ha sido propiciada por la compleja tectónica y por los frecuentes cambios laterales de facies.

2. ESTRATIGRAFÍA

Los sedimentos más antiguos reconocidos en la Hoja de Benissa, pertenecen al Triásico medio-superior y se encuentran asociados a frentes de estructuras cabalgantes, fallas inversas y fenómenos diapíricos.

No se han encontrado materiales del Jurásico, si bien han sido citados en trabajos anteriores, (RÍOS et al., 1960-61), en concreto, en los lugares conocidos como Tierra Nueva, al norte de la localidad de Rafol de la Almunia y en un pequeño afloramiento en el fondo del barranco de Almerich, en el lugar conocido como Las Umbrías. En ambos lugares se han recogido muestras para su estudio paleontológico. El primero de ellos ha resultado ser un afloramiento calizo perteneciente al Cretácico superior mientras que el segundo, pertenece al Cretácico inferior, probablemente Neocomiense.

La mayor parte de los sedimentos datados como Mesozoico; incluyen potentes series del Cretácico inferior y del Cretácico superior. El tránsito al Terciario se realiza por medio de facies carbonáticas de gran similitud, lo cual implica una dificultad añadida a la hora de realizar su separación, por lo que en la mayoría de los casos, las unidades cartográficas engloban términos de ambos sistemas.

Tanto el Paleógeno como el Neógeno inferior y medio tienen como símbolo a materiales de naturaleza carbonatada y margosa fundamentalmente, mientras que el Neógeno superior se manifiesta mediante facies margosas y conglomeráticas.

El Cuaternario se muestra representado por sedimentos de diferente génesis, siendo los de carácter aluvial los de mayor implantación dentro de la Hoja.

2.1. TRIÁSICO

Este Sistema se encuentra casi en su totalidad constituido por depósitos en facies Keuper. Su comportamiento ante los procesos tectónicos y sus fenómenos diapíricos dan lugar a que sus sedimentos se encuentren muy deformados, arrastrando en sus movimientos extrusivos a materiales del sustrato. Como consecuencia de esto es frecuente que aparezcan calizas y dolomías en facies Muschelkalk dentro de su masa.

2.1.1. Dolomías, calizas dolomíticas tableadas. Facies Muschelkalk (1). Triásico

La mejor representación de las Facies Muschelkalk que aparecen en la región, están situadas en la vecina Hoja de Altea (nº 848), en una cantera en explotación próxima a la autopista del Mediterráneo (A-7). Se trata de un afloramiento constituido por calizas y dolomías cristalinas de color gris oscuro y negro, con una potencia aproximada de un centenar de metros.

En la hoja de Benissa nº 822, han sido reconocidos como depósitos de éste tipo de facies, dos pequeños afloramientos, situados: El primero de ellos en el lugar conocido como el Tosal del Puerto, cerca de la leprosería de Fontíles. El segundo situado en el Tosal de Isidro. Ambos, en la zona central de la Hoja.

Desde el punto de vista litológico, el primero de ellos se encuentra constituido por gruesos bancos de calizas dolomíticas gris oscuras a negras, en las que se han reconocido micritas con 12% de fósiles y 3% de cuarzo. Aparecen también laminaciones paralelas debidas a cúmulos estromatolíticos planares.

En el Tosal de Isidro, y sobre el depósito de agua que abastece a la localidad de Parcent, aparece un conjunto carbonatado constituido por calizas grises y oscuras, estratificadas en capas delgadas, alternando con gruesos bancos de calizas dolomíticas.

Las características sedimentológicas de estas facies, se enmarcan dentro del ámbito general del Triás Germánico en facies carbonatadas, representando una trasgresión marina somera y poco profunda. La aparición de facies regresivas, más abundantes en los términos superiores, dan lugar a un paulatino tránsito a medios de acumulación evaporítica, los cuales están representados por las Facies Keuper.

2.1.2. Margas, yesos, margas yesíferas y arcillas abigarradas (2). Triásico

Dentro del área que cubren las hojas de Benissa nº 822 y Altea nº 848, el Triásico se presenta mayoritariamente representado por las Facies Keuper. En la Hoja de Altea, los materiales triásicos están incluidos en el diapiro central que ocupa gran parte del territorio de la Hoja. Aflora extensamente en los valles del río Algar y Guadalest y a lo largo de una estrecha franja cercana a la localidad de Finestrat.

En la Hoja en cuestión, el principal afloramiento se sitúa en la parte central de la misma, en los alrededores de las localidades de Jalón, Alcalalí y Parcent. Otro de similares características es el del valle del río Guadalest, en el ángulo suroeste de la Hoja. También hay presencia de Facies Keuper en los lugares conocidos como; la Casa del Simo, en el límite con la Hoja de Alcoy nº 821, el afloramiento existente entre Rafol de la Almunia y el Puerto de la Sagra, bajo las calizas del Cretácico superior y sobre los depósitos del Oligoceno y del Mioceno medio y los existentes en la carretera de Ondara a Denia.

A lo largo de la carretera de Benidorm a Pego, y a la altura de la localidad de Tárben, antes de coronar el Coll de Bates, se encuentran una serie de depósitos de características similares a las Facies Keuper. Estos materiales están mezclados con otros de diferente edad geológica. Corresponden a sedimentos depositados a partir de movimientos gravitacionales acaecidos en épocas neógenas, como más adelante se explicará. Otros afloramientos de similares características son los que aparecen en las proximidades de la localidad de Jesus Pobre.

Desde el punto de vista litológico y estratigráfico, los mejores cortes de estas facies, son los que aparecen en las márgenes del río Jalón, entre Benichembla y Alcalalí. En éste tramo del río se pueden apreciar, perfiles en los que aparecen bancos de arcillas irisadas, rojizas y verdosas, niveles de areniscas y limolitas con "ripples" y costras ferruginosas, margas yesíferas con cuarzoidiomorfos y yesos, estos últimos objeto de explotación en la actualidad. Existen también niveles de calizas grises y carniolas.

El espesor de ésta unidad no se puede precisar, debido a los procesos deformativos que presentan éstas facies en la región.

En el aspecto sedimentológico, estos materiales se han depositado en medios que van desde una llanura de inundación muy distal, a ambientes de extrema salobridad, como son las "sebkhas" costeras, donde es frecuente la acumulación de grandes masas de evaporitas y finos niveles de calizas.

2.2. CRETÁCICO

Dado que no ha sido encontrado ningún afloramiento perteneciente al Jurásico dentro de la Hoja de Benissa, la posición cronoestratigráfica de los materiales más antiguos que aparecen sobre el Triásico superior en facies Keuper, corresponden al Cretácico. Dentro de éste

Sistema, dos grandes ciclos se reconocen dentro de la Hoja. El Ciclo Inferior (Pre-Barremiense-Cenomaniense inferior), de naturaleza carbonatada, con gran presencia de siliciclásticos en sus tramos basales y El Ciclo Superior (Cenomaniense-Maastrichtiense), de marcado carácter carbonatado con esporádicos episodios siliciclásticos, sobre todo en sus términos superiores y en el tránsito al Terciario inferior (Paleoceno-Eoceno inferior).

El Cretácico se presenta en sucesión continua y casi ininterrumpida. Aparece en los principales y más destacados relieves de la Hoja, tales como las Sierras de Cocoll y Carrasca de Parcent en el cuadrante suroccidental, las Sierras de Peña Blanca y Castell de la Solana en la zona central, la Sierra del Mongó en el ángulo nororiental y la Sierra del Ferrer en el borde meridional. Todos estos relieves y cresterías presentan magníficos cortes, aunque en su mayoría de difícil acceso, sobre todo los tramos finales del Ciclo Inferior.

El Cretácico superior se encuentra ampliamente representado en la práctica totalidad del cuadrante noroccidental, en concreto en las Sierras de la Carrasca y del Mediodía, así como en la garganta del río Ebo y aguas abajo del embalse abandonado de Isbert.

En todo el Cretácico, es importante observar las notables variaciones de espesor y de facies en la mayor parte de los tramos reconocidos, sobre todo en el Cretácico superior, en donde se observa una notable disminución de espesores de norte a sur de la Hoja

La fuerte tectónica y el relieve tan abrupto existente en la mayoría de las áreas donde aparece el Cretácico, no han permitido realizar cortes completos, si bien se ha efectuado un exhaustivo muestreo, en el que se han caracterizado los diferentes tramos y facies de ambos ciclos.

2.2.1. Cretácico inferior. (Pre-Barremiense-Cenomaniense inferior)

En la Hoja de Benissa el Cretácico inferior se encuentra magníficamente expuesto. Para su determinación se han realizado tres perfiles sedimentológicos en los lugares conocidos como: Sierra del Mongó, Barranco de Alcaida y en la carretera de Parcent a Tárben, en el conocido Coll de Bates. En los tres cortes realizados no ha sido posible identificar la base de éste ciclo, reservándose ésta particularidad al estudio de cortes puntuales y esquemáticos en otros lugares de la Hoja.

2.2.1.1. *Margas grises y ocreas, margas arenosas, calizas de ostreoides y orbitolinas (3). Pre-Barremiense-Aptiense inferior*

A excepción hecha de los afloramientos de Jesus Pobre, en donde la parte basal del Cretácico inferior se encuentra constituida por depósitos carbonatados, el resto de la unidad es eminentemente margosa. Hacia el techo presenta cuerpos bioclásticos y arrecifales.

En los cortes anteriormente mencionados no ha sido posible caracterizar la base margosa, por estar cubierta por derrubios, sin embargo, en puntos como en la carretera de Lliber a Gata de Gorgos y norte de la localidad de Benimali se encuentra bien expuesta.

Consta la base de ésta unidad cartográfica de margocalizas y margas limosas de tonos grises y a veces ocreas, suelen aparecer frecuentes oxidaciones y una fuerte bioturbación. A veces se intercalan cuerpos arenosos de extensión lateral reducida. Contiene una rica fauna de ammonites piritizados, así como moluscos y orbitolinas.

Uno de los mejores afloramientos que existen de esta unidad dentro de la Hoja es el existente en las proximidades de la localidad de Benimali, en unas canteras de arcillas ya abandonadas. En éste lugar se ha realizado un corte parcial en el que se han distinguido sobre las calizas cabalgadas del Cretácico superior, los siguientes tramos:

- En la base 50 m de margas astillosas grises y margas limolíticas del mismo tono, con frecuentes nódulos de hierro y abundantes fósiles piritizados (*ammonites*, *gasterópodos*, etc.). En microfacies se han reconocido las siguientes asociaciones: *Sabaudia* cf *minuta*, *Patellina* af *subcretácea*, *Ammodiscus* cf *cretaceus*; junto con dientes de tiburón fosfatizados.
- 15 m de margas grises negras con abundante materia orgánica y fósiles piritizados (*ammonites*, *gasterópodos*, etc.). Se incluyen en este tramo cuerpos arenosos con abundante mica y granos de glauconita.
- 25 m de alternancias de margas y margocalizas grises y oscuras con margas arenosas y biocalcarenitas con abundante glauconita, óxidos de hierro y materia orgánica.
- 5 m de margas pardas y grises.
- >10 m de calizas brechoides algo dolomitizadas.

Otros lugares donde aparecen éstos términos, son en la carretera de Lliber a Gata de Gorgos y en el Barranco de Almerich, sobre las calizas cabalgadas del Oligoceno.

En el aspecto sedimentológico, estos depósitos corresponden a facies de plataforma externa abierta, a la que llegan aportes detríticos procedentes del continente.

Sobre estos materiales descansa un grueso paquete de barras bioclásticas y arrecifales, que en la sección levantada en el barranco de Alcáida, alcanza un espesor aproximado de 160 a 180 m. Está constituido por calizas bioclásticas gris-azuladas con acumulaciones de conchas de ostreidos. Se encuentra dispuestas en secuencias estrato-crecientes y con texturas "packstone-grainstone", donde alternan con finos niveles margosos de tonos grises. El conjunto es rico en microfósiles, fundamentalmente orbitolínidos y miliólidos. En las muestras recogidas se han caracterizado la siguiente asociación: *Palorbitolina lenticulares* (BLUMENBACH); *Cuneolina hensoni* (DALDIER); *Orbitolina gr. texana* (ROEMER); *Saubadia minuta* (HOFNER); etc. Esta asociación determina el Barremiense superior-Aptiense.

En lo que se refiere a los cuerpos arrecifales, éstos se sitúan estratigráficamente y por lo general, entre grandes barras bioclásticas. Responden a bioconstrucciones coralinas y de conchas de moluscos. Por lo general son cuerpos que tienden a acuñarse rápidamente, pasando lateralmente a barras bioclásticas. Sus texturas responden a "rudstone" y "bafflestone" de corales en los que aparecen una gran cantidad de algas (*Bacinella irregularis*, RADOICIC)

El techo de la unidad, por lo general, termina con un tramo de unos 25 m de alternancias de calizas grises azuladas (coralinas), que alternan con calizas nodulosas grises, muy bioturbadas y que a techo suelen contener laminaciones algales de tipo estromatolítico, así como margas y margocalizas con miliólidos. Todo éste conjunto se ha formado dentro de un medio de plataforma interna-lagoon y constituye un proceso regresivo dentro de la cuenca cretácica.

El espesor aproximado de ésta unidad es del orden de 170 a 190 m. No obstante está sometido a fuertes variaciones, por ejemplo: En la serie del barranco de la Alcáida, ésta unidad adquiere una potencia de unos 110 m. En el Alto de Seguli y Peña Blanca se reduce considerablemente, alcanzando tan solo 80 m, mientras que en la Sierra del Castell de la Solana sobrepasa los 200 m.

2.2.1.2. *Calizas arrecifales, margas nodulosas y calizas de ostreidos y orbitolinas (4). Aптиense-Albiense inferior*

Sobre las facies de "lagoon" de la unidad anterior y con una superficie ferruginizada de por medio, aparece una potente unidad constituida por un tramo basal de margas gris-ocres y calizas nodulosas grises oscuras con estratificación irregular, que intercalan gruesos bancos de biocalcarenititas ocres y grises con abundantes restos de conchas. De igual forma aparecen intercalaciones de margas y margocalizas grises muy bioturbadas que presentan laminaciones algales a techo.

Por encima de éste conjunto y separado por una costra ferruginosa, aparece un potente tramo constituido por barras bioclásticas con abundantes restos de moluscos, las cuales se encuentran estratificadas en gruesos bancos métricos en los que abundan restos de lamelibranquios, gasterópodos, equinodermos y una gran cantidad de orbitolinas, miliólidos y ostracodos. El estudio micropaleontológico ha dado como resultado la siguiente asociación fosilífera; *Simplorbitolina cf manasi* (CIRY y RAT), *Evertcyclammina greigi* (HENSON), *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLE), *Iraqiia sp.* Todo el conjunto se encuentra dentro de un fango micrítico, que desde el punto de vista textural responde a facies carbonatadas de tipo "wakestones" y "packstone" de fósiles y bioclastos, depositados en ambientes de plataforma interna "lagoon".

Estas barras presentan una gran continuidad lateral, a todo lo largo de las sierras de Cocoll y Carrasca de Parcent, así como también en la sierra de Castell de la Solana, en donde la práctica totalidad del tramo se encuentra constituido por barras bioclásticas de tonos ocres.

El espesor de la unidad, dentro de la Hoja, oscila según sectores entre los 100 y 140 m. La edad de sus depósitos varía entre el Aптиense superior y el Albiense inferior.

2.2.1.3. *Margas grises y calizas nodulosas con materia orgánica (5). Albiense*

Esta unidad se encuentra constituida por margas ocres y amarillentas con intercalaciones de calizas nodulosas bastante arcillosas. El conjunto es muy rico en materia orgánica y presenta frecuentes intercalaciones de cuerpos de calizas bioclásticas (intraobisparitas) con abundantes restos de equinodermos, lamelibranquios, bríozaos, así como una gran cantidad de orbitolinas (*Hensonina lenticularis* (HENSON), *Cuneolina pavonia*, etc.), y restos vegetales.

El aspecto petrológico más significativo de estos cuerpos bioclásticos es sin duda, su alto contenido en intraclastos, entre el 40 y 60%, junto con la aparición de micas y cuarzo (1-3%).

Son dignos de mención sus magníficos afloramientos, entre los que hay que destacar los que aparecen en la autopista A-7, a la altura del P.K. 617 y 619, así como los que existen en los cortados de las sierras de Cocoll y Carrasca de Parcent.

Las columnas levantadas en el campo han puesto de manifiesto la variación de espesor que presenta ésta unidad.

Dentro de la serie del Barranco de la Albaida, la potencia es de 35 m, mientras que en el Coll de Rates es de poco más de una quincena de metros. Este último espesor coincide con el de la Sierra de Castell de la Solana.

Desde el punto de vista sedimentológico ésta unidad lleva implícito facies de ambientes someros de tipo lagunar, en los que se intercalan ambientes de plataforma dominada por las mareas.

2.2.1.4. *Calizas intrabiocásticas, oolíticas y margas con orbitolinas (6). Albiense-Cenomaniense inferior*

Dos son las secciones levantadas en ésta Hoja para caracterizar ésta unidad. La primera de ellas en la subida al Coll de Rates y la segunda en la sección realizada en la Sierra del Mongó, a lo largo de la pista que sube desde Jesus Pobre a la reserva natural. En ambas, la principal característica es la presencia de grandes cúmulos de orbitolinas así como una gran similitud en sus facies y ambientes de depósito.

En el perfil de la Sierra del Mongó se han medido unos 200 m de barras intrabiocásticas y barras oolíticas de tonos ocre y amarillentos, que alternan con finas pasadas margosas de tonos grises, muy ricas en orbitolinas y en las que se observan procesos de pedogenización. El conjunto de la unidad se encuentra bien estratificado en capas y gruesos bancos, a veces métricos, con gran cantidad de estructuras de corriente y frecuentes cicatrices o superficies de reactivación, sobre todo en la parte media de la unidad.

En el aspecto petrológico, la composición de la mayoría de los cuerpos tienen un alto contenido en bioclastos (30-85%), que con frecuencia presentan envueltas oolíticas. También aparecen cuerpos en los que predomina el contenido en intraclastos, notable porcentaje en cuarzo y fragmentos de roca. El cemento que aparece en la práctica totalidad de las muestras estudiadas es micrítico y raro es la existencia de esparita.

Texturalmente, los cuerpos se presenta en secuencias tipo "packstone-grainstone", tanto de bioclastos como de oolitos e intraclastos.

El análisis micropaleontológico de ésta unidad es bastante significativo, ya que de todo el Cretácico inferior reconocido, es sin duda la que mayor cantidad de orbitolinas presenta. En los estudios realizados para su caracterización se han podido reconocer las siguientes microfacies: En la parte basal, y correspondiendo probablemente al tránsito Albiense-Cenomaniense hay presencia de *Hensonina lenticularis* (HENSON), *Orbitolina gr cónica* (D'ARCHIAC), *Orbitolina gr cóncava* (LAMARCK), *Neoraquia sp*, *Pseudocyclammina sp*, etc. En la parte media y superior, además de las especies anteriormente reseñadas, aparecen *Daxia cenomana* (GUVILLIER y SZAKALL), *Hedbergella planispira* (TAPPAN) y *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN). Junto a estas microfacies coexisten gran cantidad de bioclastos de lame-libranquios, equínidos, bríozaos, algas y algún que otro ostrácodo y miliólido. Estas microfacies caracterizan el Albiense superior y probablemente el Cenomaniense basal.

Dos son los ambientes sedimentarios que se observan con mayor claridad en la unidad. La zona basal presenta, ambientes de alta energía con aportes siliciclásticos procedentes del

continente, en los que son frecuentes cuerpos con secuencias del tipo “grainstone-packstone”, con evidentes marcas de oleaje en el techo de las mismas y abundantes superficies de reactivación. Hacia la parte superior de ésta zona basal, las secuencias culminan con depósitos margosos muy bioturbados y con gran profusión de nódulos carbonatados y superficies encostradas y ferruginizadas. El ambiente se hace más somero (inter a supramareal).

En la parte superior de la unidad, el ambiente sedimentario pasa a ser el de una plataforma interna en donde se instalan frentes de cinturones de barras bioclásticas retocadas por el oleaje (“hummock”).

En la sección levantada en el Coll de Rates, las características sedimentológicas son similares a las del corte realizado en el Mongó, si bien existe una mayor influencia continental, dado que aparecen tramos netamente arenosos y el porcentaje de siliciclásticos es mayor. También es significativo destacar la presencia de grandes barras oolíticas intercaladas entre depósitos someros, que bien podrían corresponder a fenómenos de origen tempestático.

La asociación fosilífera que presentan las microfacies de ambos perfiles son similares, si bien en el realizado en el Coll de Rates existe un mayor número de especies clasificadas tales como: *Hensonina lenticularis* (HENSON), *Orbitolina gr cóncava* (LAMARCK), *Lenticulina sp*, *Cuneolina sp*, etc. en su parte inferior, mientras que en la parte superior se han reconocido, *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLE), *Neoraquia convexa* (DANILOW); *Orbitolina gr cóncava* (LAMARCK); *Hensonina lenticularis* (HENSON), así como también *Hedbergella af washitensis* (CARSEY) y *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), que caracterizan el Cenomaniense inferior. Por último, en los niveles superiores de éste perfil se han encontrado microfacies con las siguientes especies: *Praealveolina gr cretácea* (D’ARCHIAC), *Psededonia vialli* (COLALONGO) y *Praealveolina simplex* (REICHEL), que probablemente pertenecen al Cenomaniense s.l.

2.2.2. Cretácico superior (Cenomaniense-Maastrichtiense)

Al igual que en el Cretácico inferior, los afloramientos pertenecientes al ciclo del Cretácico superior se encuentran muy bien expuestos, sobre todo en los cuadrantes occidentales de la Hoja.

Un brusco cambio en la morfología así como en su litología, marca la aparición de éste subsistema. Se presenta con un fuerte resalte en aquellos relieves en los que está reflejada toda la serie cretácica.

Para la caracterización de éste ciclo se cuentan con tres perfiles estratigráficos y sedimentológicos, que corresponden a: La parte superior de la Sierra del Mongó, la del Embalse de Isbert (río Ebo) y el lugar conocido como Manzaneda.

Tres son las series que se pueden diferenciar dentro de éste ciclo cretácico. Una inferior, que corresponde con la zona media del Cenomaniense y que incluye todo el Turoniense. Una segunda serie, que prácticamente engloba la mayor parte del Senoniense y en la que ha sido posible caracterizar diferentes formaciones. Y por último, una superior que englobaría los tramos finales del Senoniense y su tránsito al Terciario inferior.

2.2.2.1. Calizas, calizas dolomíticas, dolomías y margas esporádicas (7). Cenomaniense superior-Turoniense

Sobre la unidad bioclástica y calcarenítica del Cenomaniense inferior y medio, se instala una plataforma carbonatada que representa el comienzo de la trasgresión Cenomaniense en todo el ámbito paleogeográfico del Prebético Alicantino.

El reconocimiento de ésta unidad dentro de la Hoja, ha sido de gran dificultad, debido a que la mayoría de sus afloramientos se presentan en fuertes escarpes y su accesibilidad es bastante complicada, llegándose a caracterizarla mediante pequeños cortes y muestreos puntuales.

En sectores como en la Sierra de Cocoll y en la Sierra del Mongó aparece un conjunto carbonatado de unos 120 a 140 m de calizas arcillosas en la base, bastante recrystalizadas, de tonos grises, beige y ocres, con estratificación nodulosa e irregular, que intercala finos niveles de margas y margocalizas grises que en por general corresponden a biomicritas muy recrystalizadas con marcados indicios de dolomitización. Texturalmente, son "wackstones" y "packstones" de fósiles, entre los cuales se distinguen las siguientes especies: *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Bonetocariella conoidea* (BONET) y *Hedbergella af planispira* (TAPPAN), junto con restos de equinodermos, lamelibranchios y espículas, todos ellos difuminados por la recrystalización y dolomitización. Por encima y como tramo medio aparece un fuerte resalte morfológico en el que predominan las calizas recrystalizadas de grano fino a medio, bastante arcillosas, regularmente estratificadas y parcialmente dolomitizadas, con texturas "wackstones" a "packstones" de fósiles, entre los cuales se han podido reconocer las siguientes especies: *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Hedbergella af washitensis*, *Bonetocardiella conoidea* (BONET), *Neoraquia sp*, *Neorbitolinopsis sp*, etc., unidas con gran cantidad de sombras de briozoos, lamelibranchios, equinodermos y moluscos en general.

La unidad culmina con un grueso paquete de calizas dolomíticas y dolomías, estratificadas irregularmente en capas de mediano espesor y de aspecto "lóbrego", que en Cocoll muestra su máxima representación.

Por posición estratigráfica y características micropaleontológicas, así como por su aspecto morfológico, se ha ubicado ésta unidad dentro del Cenomaniense superior, y dado que en su parte alta se encuentran las calizas del Senoniense, es del todo probable que también se encuentre representado el Turoniense, aunque muy condensado.

2.2.2.2. Caliza de "Graderío". Calizas micríticas blancas y tableadas. Calizas y margas de "Inoceramus" (8). Margas y calizas arcillosas con "Inoceramus" (9) Calizas micríticas con "Inoceramus" en la base y nódulos de silex (10). Margas y calizas (11). Senoniense

El Senoniense se encuentra muy bien representado en el cuadrante noroccidental de la Hoja, en los parajes conocidos como la Vall D'Ebo, la Vall de Laguart y Sierras de la Carrasca y Mediodía, así como aguas abajo del Embalse de Isbert. También es reconocible en los relieves de la Sierra de Cocoll, junto a la cabecera del barranco de Almerich y en el Parque Natural de la Sierra del Mongó. En éste último punto la potencia del Sistema varía entre los 170 a 180 m, mientras que en la zona de la Vall d'Ebo, Carrasca y Mediodía, sobrepasa los 350 m de espesor.

La serie realizada en el cauce del río Ebo, al pié de la presa de Isbert, ha puesto de manifiesto diferentes tramos y formaciones, las cuales tienen rango de unidad cartográfica. Estas han sido incluidas en la cartografía de la Hoja y de muro a techo son las siguientes:

- Calizas micríticas blancas y tableadas. Caliza de "Graderío" (8). Coniaciense?-Campaniense inferior.
- Margas y calizas con "Inoceramus" (9). Campaniense.
- Calizas micríticas con "Inoceramus" en la base y nódulos de sílex (10). Campaniense superior-Maastrichtiense.
- Margas y calizas (11). Maastrichtiense.

En el perfil realizado en el lugar conocido como Manzaneda, ubicado dentro de la Sierra del Mediodía, por encima de las margas y calizas del Maastrichtiense existe un grueso paquete de margas grises ricas en equínidos, alveolinas y foraminíferos (12), cuya edad es atribuida al Maastrichtiense superior-Paleoceno. Esta formación se considera tránsito entre el Cretácico y el Terciario.

En otros puntos en los que no ha sido posible individualizar éstas formaciones, todas ellas se han considerado como una única unidad cartográfica denominada Senoniense s.l. (8).

- a. Caliza de "Graderío". Calizas micríticas blancas y tableadas (8). Coniaciense?-Campaniense inferior

La serie realizada a partir de la presa de Isbert, comienza por 260 m de calizas arcillosas gris-cremas, bien estratificadas en capas y bancos homométricos, que en otros puntos de la Hoja dan un aspecto de "Graderío", y que corresponden a biomicritas algo recristalizadas, de texturas mudstone a wackestone a veces packstone. Son muy ricas en foraminíferos sobre todo en globotruncanas.

En el estudio micropaleontológico se han caracterizado las siguientes microfácies: En la parte inferior del perfil aparecen, *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Globotruncana af lappenti*. (BOLLI), *Globotruncana fornicata* (PLUMMER), *Globotruncana af bulloides*. (VOGLER), y *Rosita* (*Globotruncana*) *sp*. Esta asociación es típica del Santoniense y probablemente el Campaniense inferior. En los tramos medios del perfil, se ha reconocido: *Heterohelix af globulosa* (EHRENBERG), *Globotruncana af ventricosa* (WHITE) y *Globotruncana af elevata* (BROTZEN), que presumiblemente determina el Santoniense superior-Campaniense. A techo de la unidad se encuentran, *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Globotruncana af linneiana* (D'ORB.), *Globotruncana af bulloides* (VOGLER), *Globotruncana af elevata* (BROTZEN) y *Heterohelix af globulosa* (EHRENBERG), que caracteriza el Campaniense inferior. Junto con estas microfácies existen restos de espículas, equinodermos, lamelibranchios y ostrácodos.

Visto su aspecto sedimentológico, ésta unidad se considera depositada en un ambiente de plataforma externa muy abierta.

b. Margas y margocalizas con "Inoceramus" (9). Campaniense

En éste mismo perfil, y en perfecta concordancia con la unidad anterior, aparecen 30 a 35 metros de margas ocreas y margocalizas del mismo tono, estratificadas irregularmente, aunque a veces se presentan con estratificación nodulosa. Esta unidad tiene un alto contenido en conchas de *Inoceramus*, mal conservadas y muy fragmentadas.

Las margocalizas, que en lámina delgada son biomicritas con 1 a 4% de granos de cuarzo, texturalmente corresponden a "wackestone" y "packstone" de fósiles, y en los que se reconocen: *Rosita* (*Globo truncana*) *fornicata* (PLUMMER), *Globo truncana af lapparenti* (BOLLI), *Globo truncana af bulloides* (VOGLER), todos ellos en la parte inferior de la unidad, caracterizando el Campaniense, mientras que en la parte superior las microfácies están representadas por un mayor número de especies, entre las que destacan: *Globo truncana af linneiana* (D'ORBINY), *Globo truncana af lapparenti* (BOLLI), *Heterohelix globulosa* (EHRENBERG), *Pithonella ovalis* (KAUFMANN) y *Globo truncana af bulloides* (VOGLER), que corresponden al Campaniense superior y posiblemente al Maastrichtiense inferior. Junto con estas especies de microfósiles existe un alto contenido en moluscos, espículas, equinodermos, ostrácodos y por supuesto conchas de *Inoceramus*.

Sedimentológicamente, ésta unidad se considera depositada en un ambiente de plataforma externa poco profunda, a la que es frecuente la llegada de aportes siliciclásticos del continente.

c. Calizas micríticas con "Inoceramus" en la base y nódulos de sílex (10) Maastrichtiense

Sobre las margas y margocalizas del Campaniense, se deposita un gran paquete carbonatado, de unos 70 metros de espesor, constituido por calizas arcillosas (biomicritas) bastante recrystalizadas, de tonos grises, estratificadas en capas y bancos de hasta 70 centímetros de espesor, con texturas "wackestone" a "packstone" de fósiles.

Las principales características que reúne ésta unidad a escala regional son: Por una parte la existencia, tanto en su tramo inferior como medio, de conchas de *Inoceramus*, y por otra la aparición de concentraciones silíceas en el tramo superior de la unidad. Estas concentraciones se presentan de dos formas diferentes, como nódulos dispersos, ó como en la mayoría de los casos en cuerpos estratiformes.

Existe dentro de la unidad alguna que otra discontinuidad. En concreto, la más relevante es la situada en la parte media (siempre tomando como punto de referencia el perfil del Embalse de Isbert). Esta discontinuidad viene marcada por la aparición de una superficie ferruginizada, en la que se observa una importante acumulación de conchas de *Inoceramus*. Es significativo resaltar, que ésta discontinuidad, actúa de separación entre dos importantes resaltes morfológicos.

El aspecto relevante, desde el punto de vista paleontológico, es el alto contenido en especies de foraminíferos, habiéndose caracterizado en su parte inferior: *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Globo truncana stuartiformis* (DALDIER), *Globo truncana ventricosa* (WHITE), *Globo truncana bulloides* (VOGLER), *Globo truncana arca* (CUSHMAN) y *Globo truncana stuarti* (DE LAPPARENT). Esta asociación de microfósiles caracteriza el Maastrichtiense inferior y medio. Por otra parte, en el tramo superior del perfil mencionado, además de las especies anteriormente señaladas, se han reconocido:

Rugoglobiwerina af rugosa (PLUMMER), *Globotruncana af falsostuarti* (SIGAL), *Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY), *Globotruncana ganseri* (BOLLI) y *Globotruncana conica* (WHITE), que caracterizan el Maastrichtiense medio y superior.

El ambiente sedimentario en el que ésta unidad se depositó, se sigue manteniendo al igual que en las unidades anteriores, es decir, el de una plataforma externa, en la cual hay evidencias de procesos regresivos, como lo demuestra la aparición de frecuentes costas ferruginosas, muy presentes en la parte superior de la unidad.

d. Margas y calizas (11). Maastrichtiense

En concordancia con la unidad anterior, se encuentra un conjunto de gruesas capas y bancos de calizas arcillosas (biomicritas), bastantes recristalizadas y margas estratificadas en capas delgadas, que adquieren mayor espesor a medida que se asciende en la serie. La potencia de ésta unidad varía entre los 15 a 25 metros, siendo su máximo espesor medido en el perfil del Embalse de Isbert.

Las calizas se presentan bajo texturas de tipo "wackestone" y "packstone", generalmente de fósiles con una significativa presencia de granos de cuarzo, entre 2% y 4%.

En el estudio micropaleontológico realizado en las capas de calizas, las microfacies más características encontradas han sido: *Globotruncanita af stuarti* (DE LAPPARENT), *Globotruncana af falsostuarti* (SIGAL), *Globotruncana af arca* (CUSHMAN), *Globotruncana af conica* (WHITE), *Pithonella ovalis* (KAUFMANN) y *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), así como orbitoides, heterohelícidos, rotálidos y foraminíferos arenosos y aglutinantes. Junto a estas asociaciones de microfósiles aparecen restos de lamelibranchios, equinodermos y radiolarios.

En lo que se refiere a las capas o niveles margosos, se ha podido reconocer especies tales como: *Dentalina af catenula* (REUSS), *Globorotalites af michflianus* (D'ORB.), *Spiroplectamina af cretosa* (CUSHMANN), *Semivalvulina af dentata* (ALTH) y *Clavulina clavata* (CUSHMAN). Estos microfósiles de naturaleza bentónica al igual que las especies planctónicas encontradas en los niveles calcáreos, caracterizan el Maastrichtiense medio y superior.

En otros puntos de la Hoja, no muy alejados del perfil realizado en las proximidades del Embalse de Isbert, y en sedimentos margosos, se han encontrado microfacies en las que aparecen abundantes orbitoibes y lepidorbitoides. En estas microfacies se ha reconocido la presencia de: *Siderolites af calcitrapoides* (LAMARK) y *Siderolites af vidali* (DOUVILLE), ambos asociados a una gran cantidad de foraminíferos arenaceos y aglutinantes, buliminídeos, restos de bríozaos, equinodermos, etc. Este conjunto fosilífero caracteriza el Maastrichtiense superior (RÍOS, J.M. et al., 1961), cita estas facies dentro del "Garumniense".

En el aspecto sedimentológico ésta unidad representa un claro proceso regresivo dentro de la cuenca del Cretácico superior, existiendo ambientes mixtos dentro de la misma, las cuales se caracterizan por la presencia de medios de "lagoon", intercalados entre medios de plataforma carbonatada restringida, y a la que llegan con frecuencia aportes terrigenos procedentes del continente.

2.2.3. Tránsito Cretácico-Terciario

En determinados puntos de la Hoja, con preferencia en el cuadrante noroccidental, el tránsito del Cretácico superior al Paleoceno se realiza de forma transicional y sin aparentes interrupciones. Este paso ha sido reconocido mediante un muestreo puntual y sistemático, así como por la realización de un perfil en el lugar conocido como Manzaneda.

2.2.3.1. Margas de equínidos y margocalizas con alveolinas (12). Maastrichtiense-Paleoceno

No muy alejado del perfil del Embalse de Isbert, y sobre los relieves de la Sierra del Mediodía, en el lugar conocido como Sierra de la Manzaneda, aflora sobre la formación carbonatada del Maastrichtiense superior y en aparente concordancia, un grueso paquete margoso que representa el tránsito Cretácico-Terciario.

Estos depósitos margosos son equivalentes a las "Facies Garumnienses" que (RÍOS, J.M. et al., 1961) describen como "Un paquete de margas gris azuladas de análogo aspecto a los miocenos y cuya potencia varía de 0 a 75 metros, de Este a Oeste", y que consideran como Cretácico terminal.

Otros afloramientos en los que se han encontrado estas margas, se ubican en las proximidades de la vall D'Ebo, en el camino local a Castell de Castells, y en las vertientes del río Ebo aguas abajo de la presa de Isbert.

La estratigrafía de ésta unidad, se encuentra constituida por una sucesión de margas grises y gris azuladas, de aspecto noduloso, que intercala capas delgadas e irregulares de margocalizas nodulosas, en las que frecuentemente se encuentran equínidos muy bien conservados. La potencia medida en el corte realizado en La Manzaneda es del orden de 45 metros, no obstante existe regionalmente variaciones en dicho aspecto.

El estudio micropaleontológico realizado en diferentes muestras tomadas tanto en el corte mencionado, como en puntos aislados, han dado como resultado la presencia de especies tales como: *Globotruncanita af contusa* (CUSHMAN), *Globotruncanita af stuarti* (DE LAPPARENT), *Globotruncana af falsostuarti* (SIGAL), *Heterohelix. af striata* (EHRENBERG), *Pseudotextularia elegans* (RZECHAR), *Rugoglobigerina af rugosa* (PLUMMER), así como microfósiles bentónicos, como *Lenticulina sp*, *Spiroplectamina sp*, *Marginulina sp*, Cibicides y valvulínidos. Junto con estas microfacies se han encontrado cúmulos de alveolinas. Estas asociaciones caracterizan la parte más alta del Maastrichtiense, si bien se considera que por posición estratigráfica y por la presencia de alveolinas, sus términos más superiores sean pertenecientes al Paleoceno.

Estos sedimentos margosos se consideran depositados en ambientes someros de tipo "lagoon".

2.3. Terciario

Abundantes, y a su vez complejos, son los sedimentos del Terciario en la Hoja de Benissa. Presentan por lo general una serie de características que dificultan su estudio, a pesar de mostrar magníficos afloramientos. Estas particularidades, se resumen en las frecuentes re-sedimentaciones que aparecen en sus diferentes formaciones, las cuales impiden una correcta colocación en la escala cronoestratigráfica, así como una tectónica muy compleja, que inci-

de de manera directa en la sedimentación de la casi totalidad de sus depósitos. A todo esto, se debe añadir los frecuentes cambios de facies y espesor, que son observables en cortos espacios.

Un claro ejemplo de la resedimentación existente en las formaciones del Terciario, es la presencia de materiales del Triásico en facies Keuper, que usualmente se encuentran en los sedimentos del Mioceno medio y superior. También es frecuente la resedimentación de fósiles (micro y macro), en sedimentos de edad superior a ellos. Este hecho produce en numerosas ocasiones, confusiones en la datación correcta de sus depósitos, si bien, éste problema se ha subsanado a partir de una minuciosa y metódica recogida de muestras, tanto en perfiles sedimentológicos seriados como en pequeños cortes y muestreos puntuales, llegándose el caso de tener que realizar estudios fuera del propio marco de la Hoja.

Están representados en la Hoja de Benissa, materiales comprendidos entre el Paleoceno y el Mioceno superior.

2.3.1. Calizas micríticas con Nummulites y Alveolinas (13). Paleoceno-Eoceno

En el repetidor de la Sierra de Benitachell, en la vecina Hoja de Jávea (Nº 823), así como en la Sierra del Mediodía en el lugar conocido como Manzaneda, sobre las margas de equinidos del Maastrichtiense-Paleoceno, aparece un conjunto carbonatado, constituido por calizas arcillosas beigeas a grises, en capas de 20 a 25 cms con texturas "wackestone", que intercalan calizas grises muy recristalizadas con texturas "packstone". El conjunto se presenta con capas estratificadas de forma irregular, a veces masivas y con techos ondulados.

La potencia de la unidad, en el corte realizado en Manzaneda, es del orden de 35 metros. En éste perfil no se han caracterizado especies significativas, si bien se han encontrado abundantes rotálidos, lagénidos, discorbidos y globigerinas.

En pequeños cortes, como el realizado en la carretera local de Alcalalí al cruce con la carretera provincial de Pego a Callosa De Sarriá, y a la altura del P.K. 1,500, y en serie continua sobre el Cretácico terminal, aparece un conjunto de calizas grises muy ricas en grandes foraminíferos, y en las que se ha podido reconocer las siguientes especies de microfósiles: *Globotruncanita af stuartiformis* (DALBIEZ), *Rosita af fornicata* (PLUMMER), *Globigerina af triloculinoidea* (PLUMMER) y *Heterohelix af subglobosa* (EHRENBERG), que caracterizan el Paleoceno. En éste mismo lugar y en niveles más superiores se ha podido determinar las siguientes microfacies: *Acarinina* (Globorotalia) *bullbrookii* (BOLLI) y *Morozonella* (Globorotalia) *aragonensis* (NUTALL), junto con cúmulos de Nummulites, Asilinas, Operculinas, etc., que conjuntamente caracterizan el Eoceno inferior y probablemente el medio.

Otros afloramientos de la misma edad aparecen en la depresión de Tàrbena, si bien fuera de lugar y tiempo, ya que la casi totalidad de ellos corresponden a formaciones olitostromáticas.

2.3.2. Calizas arrecifales y pararrecifales con grandes foraminíferos (Discocyclinas, Amphysteginas, Nummulites y Algas coralinas) (14). Eoceno superior-Oligoceno

Genéricamente se ha denominado ésta unidad, como de calizas arrecifales y pararrecifales, dado su alto contenido en organismos bioconstructores, aunque encierra un mayor número de características, tanto litológicas como de facies.

Una marcada discordancia separa la serie del Terciario inferior (Paleoceno- Eoceno) de la unidad que se describe en este apartado. Esta discordancia viene marcada por una fuerte reconfiguración en la cuenca del Cretácico terminal-Terciario, así como la aparición de una gran transgresión.

Para la caracterización de ésta unidad, así como del resto de las unidades superiores, se ha realizado un perfil estratigráfico y sedimentológico en la vecina Hoja de Javea (nº 823), en el límite con la Hoja de Benissa y en el lugar conocido como la Sierra de Benitachel.

En las proximidades del repetidor y sobre las calizas del Cretácico superior-Paleoceno, se desarrolla un grueso paquete carbonatado constituido: En su parte inferior, por 15 metros de bicalcárenitas marrones, con texturas "packstone-grainstone", y con estratificación ondulada y cuerpos amalgamados. Sus techos presentan superficies retocadas por el oleaje ("hummocky"). A continuación existen unos 20 metros de calizas bioclásticas (biomicritas e intrabiomicritas), con texturas "packstone-grainstone", estratificadas en cuerpos amalgamados con techos ondulados ("hummocky"). Presentan una gran cantidad de equínidos, restos de lamebranquios y algas.

En sus microfácies es frecuente encontrar abundantes nummulites, operculinas, rotálidos, heterosteginas, etc., así como formas resedimentadas del Eoceno inferior.

Por encima de éste tramo, y dentro de la misma unidad, existen unos 65 metros de calizas bioclásticas (biomicritas), karstificadas, de tonos azulados a grises. Se encuentran dispuestas en capas y bancos de mediano espesor a gruesos y con techos ondulados. Es frecuente encontrar intercalaciones de capas calcáreas muy ricas en Algas Melobesias, que con asiduidad constituyen cuerpos arrecifales ("bafflestone"), que lateralmente pasan a barras de destrucción (pararrecifales).

Al igual que en los tramos inferiores, se detecta en lámina delgada, una resedimentación de microfósiles del Eoceno inferior, junto con amphysteginas, nummulites, operculinas, rotálidos y algas, estas últimas de los géneros *Lithotammiun sp*, *Lithophyllum sp* y *Archaeolithotammiun sp*. Estas formaciones algales, están muy desarrolladas en puntos y zonas como la Sierra de Bernia y Mascarat, ambas situadas en el límite con la vecina Hoja de Altea (nº 848). El espesor calculado para éste tramo en estas localidades, es bastante superior al medido en la Sierra de Benitachel, probablemente se acerque al centenar de metros.

El tramo que a continuación aparece, y tomando como referencia el corte realizado en Benitachel, es un conjunto carbonatado constituido por calizas bioclásticas de algas y foraminíferos, ricas en restos de corales. Se encuentran estratificadas en capas y bancos de irregular espesor y presentan texturas de tipo "packstone" a "grainstone" de algas y foraminíferos, a veces "bafflestones" de éstas. Dentro de estos cuerpos aparece una gran riqueza de foraminíferos, junto con restos de equínidos y moluscos.

El techo de ésta unidad oligocena culmina con unos 35 metros de calizas de algas, arrecifales y pararrecifales, con intercalaciones de calizas estromatolíticas, de tonos blancos y beige, en las que abunda una gran cantidad de nummulites, operculinas, heterosteginas, amphysteginas y lepidocyclinas (*Euleoidina sp*), además de llevar incluida una fuerte interrupción sedimentaria en la que aparece una alta concentración de óxidos de hierro y cúmulos de bioclásticos.

Desde el punto de vista sedimentológico, la unidad se deposita en un ambiente de plataforma interna, muy extensa, dominada por la acción del oleaje (“hummocky”), y en la que abundan “patches” de algas, los cuales están constantemente sometidos a la destrucción sistemática debido al fuerte oleaje, dando como resultado la aparición de grandes barras de acumulación bioclástica.

Por lo que se refiere a la cronología de la unidad, se ha de tener en cuenta aspectos tales como la resedimentación de formas de Eoceno inferior y del Cretácico superior. Sin embargo por su posición estratigráfica y por la buena datación de las unidades superiores, la edad que se le asigna a ésta unidad es la de Eoceno superior-Oligoceno.

2.3.3. Calizas bioclásticas con grandes foraminíferos. Alternancias de calizas y margas (facies turbidíticas); conglomerados esporádicos. Margocalizas y margas gris-azuladas (15). Oligoceno superior-Mioceno inferior

Sobre la costra ferruginosa de la unidad anterior y dentro del perfil realizado en las proximidades de la localidad de Benitachel, se sitúa una unidad bastante compleja. En su base aparece un tramo constituido por un conjunto carbonatado, de unos 20 metros de espesor, en el que se aprecia una intensa bioturbación. Este tramo presenta cuerpos de calizas bioclásticas, a veces intrabioclásticas (biomicritas e intrabiomicritas), de tonos grises y marrones, mal estratificadas y con aspecto noduloso, que intercala finos niveles de margas.

Uno de los aspectos importantes a destacar es la ausencia casi total de nummulites y la existencia de grandes foraminíferos de los géneros *Lepidocyclina sp*, *Amahystegina sp*, *Heterostegina sp*, *Operculina s* y *Miogyopsisina sp*, junto con una gran cantidad de algas melobesias, equínidos, briozoos y lamelibranquios.

En el aspecto sedimentológico este tramo presenta frecuentes estructuras producidas por el oleaje, tanto de pequeña como de gran escala. Se observa amalgamación de capas y ondulaciones en sus techos, así como la aparición de cuerpos con sedimentación gradada, debido probablemente a procesos tempestíticos. Otro hecho importante a destacar es la presencia en lámina delgada de fragmentos de roca, cuya procedencia se ha reconocido como del Cretácico superior, así como también resedimentaciones de fósiles del Paleoceno.

Este tramo adquiere un desarrollo importante en otros puntos de la Hoja, como son los situados en el Collado Bichauca, entre Tárben y Corrales del Alt, en la Hoya de la Ventolana, así como en numerosos puntos del Vall de Laguart.

Sobre el tramo anterior y en aparente continuidad sedimentaria, aparece un conjunto carbonatado constituido, por al menos de 10 a 15 metros de alternancias de calizas bioclásticas algo arenosas y margas de tonos ocre y grises, muy bioturbadas y en las que se puede observar un cambio sustancial en el contenido fosilífero, respecto al tramo anterior. En éste se ha podido determinar las siguientes asociaciones de microfácies: *Globigerina af praebulloides* (BLOW), *Globigerina af euapertura* (JENKINS), *Globigerinoides af inmaturos* (LEROY), *Globigerinoides af primordius* (BLOW), *Globigerinoides af trilobus* (REUSS) y *Globigerina af tripartita* (KOCH), junto con especies bentónicas tales como *Planulina wuellerstorfi* (SCHWAGER), *Eponides umbonatus*, *Parrella mexicana* (COLE), *Siphonodosaria nutalli* (CUSHMANN), *Operculina af complanata* (DEFRANCE) y *Spiroplectammia carinata* (D'ORB.). A estas asociaciones se le añaden restos de briozoos, equínidos y lamelibranquios. La edad atribuida a este tramo es de Mioceno inferior, probablemente Aquitaniense.

Los cuerpos sedimentarios que presenta este tramo, están generalmente amalgamados, muy bioturbados y con techos ondulados que denuncian una estratificación tipo "hummocky"

La unidad culmina en un potente tramo de 140 a 150 metros de espesor, constituido por alternancias de margas, margocalizas y calizas algo arenosas, de tonos grises y azulados, que intercalan niveles de brechas y conglomerados, en los que se observan numerosos cantos heredados de Cretácico superior y del Paleoceno. Aparecen también niveles slumpizados en los que se encuentran implicadas numerosas capas, sobre todo en la parte media del tramo.

Regionalmente, este tramo se presenta con fuertes cambios de espesor y de facies, llegando a una considerable disminución de su potencia hacia el Oeste y Noroeste de la Hoja.

Es característica notable la resedimentación que existe en sus términos, sobre todo en el aspecto micropaleontológico, en los que se ha llegado a detectar la presencia de formas del Cretácico superior y del Paleógeno inferior y medio.

En los estudios realizados con levigados, se han reconocido tanto formas planctónicas como bentónicas. Entre las primeras cabe destacar: *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Catasydrax af dissimilis* (CUSHMANN), *Globoquadrina af dehiscens* (CHAMPARR Y COLL), *Globigerina af praebuloides* (BLOW), *Globigerinoides af inmaturos* (LE ROY) y *Globigerina af tripartita* (KOCH). Dentro de las formas bentónicas aparecen: *Lenticulina cultrata* (MONTFORT), *Clavulinoides af szabos* (HAMTKEN), *Anomalina af grosserugosa* (GUMBELL), *Cibicides lobatulus* (WALKER Y JACOS), *Clasidulina subglobosa* (BRADY), *Cornuspira af involvens* (REUSS), *Bolivina af arta* (MCFAYEN) y *Uvigerina af gallowayi* (CUSHMANN). Todo el conjunto fosilífero caracteriza microfacies del Mioceno inferior, probablemente Aquitaniense.

2.3.4. Areniscas con glauconita, calizas arenosas y margas (16). Mioceno inferior (Aquitaniense superior-Burdigaliense)

En el perfil realizado en la Sierra de Benitachel y en discordancia angular y erosiva sobre la unidad anterior, aparece una nueva unidad constituida por unos 10 a 12 metros de arenas y areniscas calcáreas, muy ricas en glauconita, y abundantes conchas de pectínidos y restos de equinodermos.

Esta nueva unidad manifiesta a escala de Hoja y de región importantes cambios, tanto en sus facies como en el espesor. Tales son los casos como, los afloramientos que aparecen en la carretera local de Pinos a Bernia. En esta zona el espesor de la unidad es bastante superior al medido en el perfil reseñado anteriormente, siendo sus facies también diferentes y constituidas por calizas arenosas, areniscas y margas gris-azuladas, estas últimas en capas muy delgadas. Presentan fragmentos de bioclastos, de corales y moluscos, así como una gran riqueza en nódulos y concentraciones de glauconita. En otros puntos, como en la carretera de Jalón a Bernia, a la altura del P.K.8, y en contacto mecánico con el Cenomaniense, aparecen capas verticales de calizas arenosas y bioclásticas de tonos ocre y amarillentos, que alternan con niveles delgados de margas gris-azuladas, con restos de moluscos y equínidos.

La caracterización de la unidad, desde el punto de vista paleontológico, ha dado como resultado en todos los afloramientos estudiados, la existencia de una gran cantidad de fragmentos de algas, lamelibranquios y equínidos, así como también de foraminíferos de los grupos de las: Globigerinas, Globigerinoides, Globorotalias, Lepidocyclinas, Miogipsinas, Dentalinas

y Rotálidos, que en conjunto caracterizan el Mioceno inferior, y en concreto el Aquitano-Burdigaliense.

Esta unidad representa un brusco cambio en la sedimentación de la plataforma miocena, pasándose mediante un fuerte proceso regresivo, de facies de talud y de plataforma externa, a facies de cordón litoral

2.3.5. Calizas arrecifales con algas y foraminíferos. Brechas calcáreas (17). Aquitaniense-Burdigaliense

Esta unidad carbonatada, a escala regional representa un cambio lateral de la unidad anterior, si bien en el perfil realizado en Benitachell, se encuentra en continuidad sedimentaria con la formación de areniscas con glauconita.

Desde el punto de vista litológico se encuentra constituida por calizas organógenas, de tonos gris azulados, con abundantes restos de conchas, algas melobesias, coralaríos y bríozaos. Texturalmente corresponden a "bafflestones" y "rudstones" de algas, que sirven de pantalla a la acumulación de toda clase de organismos, entre los que son frecuentes encontrar abundantes foraminíferos, de los grupos de las Amphysteginas, Lepidocyclus, Miogypsinas, etc.

Dentro de éstas formaciones de calizas arrecifales de algas, se ha podido comprobar la existencia de fragmentos rocosos procedentes del Paleógeno, así como resedimentaciones de formas planctónicas y bentónicas de éste mismo Sistema.

Lateralmente y dentro de un mismo cuerpo se 'puede llegar a comprobar la existencia de arrecifes y de barras de destrucción, así como la presencia de brechas calcáreas, en las que son frecuentes los cúmulos bioclásticos de algas, como se puede comprobar en la carretera de Pego a Vall d'Ebo, a la altura del P.K. 9.

En la carretera nacional N-332, entre el P.K. 159 y 160, y en contacto mecánico con las calizas del Cenoma-Turoniense, existe una formación carbonatada constituida por calizas arenolimosas tableadas, de tonos gris blancas, en las que se ha podido determinar la existencia de: Operculinas, Miogypsinas, Lepidocyclus, Heterosteginas, etc., junto con restos de bríozaos, equinodermos y lamelibranquios. Todo ello atribuido al Mioceno inferior, al igual que en los otros afloramientos reseñados en éste apartado.

2.3.6. Alternancias de margas azules y areniscas finas ("Flysch") (18). Mioceno inferior (Burdigaliense)

Esta unidad que aflora en el corte realizado en la Sierra de Benitachell, sobre las calizas organógenas del Aquitano-Burdigaliense, representa otro brusco cambio secuencial en la Serie Neógena, y se dispone discordantemente sobre formaciones más inferiores del Mioceno y del Oligoceno.

Presenta buenos afloramientos en la carretera de Alcalalá a Pedreguer, entre los puntos kilométricos 1 y 4, así como a lo largo de la carretera nacional N-332, entre los P.K.141 y 144. Sin embargo los mejores afloramientos de ésta unidad que se pueden observar, se encuentran en los taludes de la autopista A-7, a la salida de los túneles del Mascarat, en el borde sur de la Hoja, pudiéndose contemplar también dentro de la vecina Hoja de Altea. En éste lugar se aprecia una fuerte discordancia entre ésta unidad y las calizas del Eoceno superior-

Oligoceno de la Sierra del Mascarat.

En todos éstos puntos las facies son muy similares, se ven como un conjunto de margas gris-azuladas, arriñonadas en ocasiones y con texturas hojosas en otras. Alternan con cuerpos de areniscas de variado espesor y de tonos amarillentos. No presentan ningún tipo de estructuras, si bien son masivas, y es frecuente la aparición de trazas de asfalto.

En muestras recogidas en la carretera de Alcalalí a Pedreguer, se han reconocido en lámina delgada las siguientes microfacies: Como formas planctónicas aparecen: *Globorotalia gr scitula* (BRADY), *Globorotalia af obesa* (BOLLI), *Globorotalia af mayeri* (CUSHMANN Y ELLISOR), *Globoquadrina af altispira* (CUSHMANN Y JARVIS), *Globigerinoides af biphaericus* (TODD), *Globigerinoides af trilobus* (REUSS), y *Praeorbulina transitoria* (BLOW). Dentro de las especies bentónicas se han podido reconocer: *Lenticulina cultrata* (MONFORT) y *Gyroidina girardana* (REUSS), como especies más destacadas. Todo éste conjunto de microfósiles caracteriza el Burdigaliense s.l., si bien existen formas que podrían corresponder al Langhiense.

En el perfil de Benitachell la unidad se caracteriza por presentarse bajo alternancias de margas y margocalizas gris-azuladas algo arenosas, que intercalan lechos delgados de cúmulos bioclásticos y de microfósiles resedimentados del Eoceno superior y del Oligoceno. En éste punto se han determinado microfacies similares a las existentes en la carretera de Alcalalí a Pedreguer, si bien existe un mayor número de especies bentónicas.

Desde el punto de vista sedimentológico, estas facies se corresponden con sedimentos depositados en frentes deltáicos dentro de una plataforma externa somera.

2.3.7. Margas blancas y niveles turbidíticos. Facies "Tap" (19). Mioceno medio. (Langhiense-Serravaliense)

El Mioceno marino de la Hoja de Benissa, culmina con una fuerte acumulación de sedimentos margosos, que rellenan las depresiones tectónicas dejadas tras los fuertes movimientos Oligo-Miocenos.

Esta serie margosa, se apoya en supuesta discordancia sobre las facies prodelta de la unidad anterior y litológicamente se encuentra constituida por margas grises, nodulosas y desagregadas, de naturaleza arcillo-limosa y que en superficie presentan una tonalidad blanquecina. Presentan por lo general una mala estratificación y se encuentran bastante replegadas.

Los mejores afloramientos de ésta unidad se pueden encontrar entorno a la localidad de Benissa, en concreto, en toda la depresión de éste mismo nombre. Sin embargo, también se encuentran repartidas por casi todas las depresiones, de carácter tectónico, que aparecen en la Hoja.

De gran dificultad es el realizar un perfil de la unidad, dado que por su grado de alterabilidad, la mayoría de los barrancos y cortes naturales se encuentran cubiertos por sus propios derrubios. Por éste motivo, la unidad ha sido reconocida mediante la recogida de muestras puntuales y cortes parciales realizados preferentemente en: La depresión de La Marina, en las proximidades de Vall D'Ebo, y en el cauce del río Jalón, junto a la localidad de Benichembla. En todos los lugares que se ha reconocido la unidad, sus características han resultado similares.

El estudio de los levigados ha dado como resultado que, la práctica totalidad de las muestras recogidas, responden a auténticos barros de Globigerinas. En ellas se ha podido comprobar un gran número de especies, tanto de globigerinas como de orbulinas, así como también formas resedimentadas del Cretácico inferior (*Nannoconus gr steinmanni*) y del Paleógeno (*Globorotalia ar gracilis*). Es importante destacar que en casi todas las muestras recogidas aparecen una gran cantidad de formas bentónicas.

Las principales asociaciones que se han caracterizado han sido: *Orbulina universa* (D'ORBIGNY), *Globorotalia af praemenardi* (CUSHMANN Y STAINFORTH), *Globoquadrina dehiscentes* (CHAPMANN, PARR Y COLLINS), *Globorotalia af menardii* (PARKER, JONES Y BRADY), *Globorotalia scitula* (BRADY), *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerinoides obliquus* (BOLLI), *Orbulina scitularis* (BRONNIMANN) y *Globigerina bulloides* (D'ORBIGNY). Estas entidades fosilíferas de naturaleza planctónica se encuentran mezcladas con gran cantidad de formas bentónicas, entre las que son más frecuentes: *Lenticulina cultrata*, (MONTFORT), *Bulivina aculeata* (D'ORBIGNY), *Marginulina costata* (BATSCH), *Bulivinooides miocenicus* (GIANNOTTI), *Bolivina scalprata* (SCHWAGER) y *Eponides umbonatus* (REUSS). Este contenido fosilífero es corriente en casi todas las muestras reconocidas, y caracteriza el Mioceno medio y parte del superior, concretamente el Langhiense y Serravaliense.

2.3.8. Turbiditas (20). Mioceno medio

Esta unidad se corresponde lateralmente con la formación margosa en facies "tap", que anteriormente ha sido descrita. Aparecen afloramientos localizados de depósitos turbidíticos de gran desarrollo vertical y no tanto horizontal, en el límite occidental de la Hoja, y su mayor desarrollo se encuentra dentro de la Hoja vecina de Alcoy (nº 821). Presenta la unidad una típica morfología de talud, en la que se observan discordancias internas. Esta morfología se desarrolla a partir de los relieves cretácicos y eocenos de la Sierra de Aixorta.

El espesor de la unidad en ésta localidad es del orden de 150 a 170 metros. Se encuentra constituida, desde el punto de vista litológico, por alternancias de margocalizas limo-arenosas y margas arcillo-limosas de tonos grises y a veces blancos, estratificadas en capas generalmente homométricas y en las que es posible reconocer típicas secuencias como las descritas por (BOUMA, A.H., 1962).

En otros puntos de la Hoja, se han detectado sedimentos de origen turbidítico, que aunque su génesis no sea la misma que los que aparecen al pié de la Sierra de Aixorta, presentan estructuras de corrientes de turbidez. Estos depósitos de naturaleza arenosa y con gran cantidad de formas fósiles, aparecen en el centro de la Depresión de Benissa, y su origen no es otro que el de haberse depositado a partir de procesos tempestíficos.

Tanto la unidad margosa en facies "tap" como los sedimentos turbidíticos que se describen en éste apartado, se han depositado en una plataforma externa bastante profunda.

2.3.9. Facies olistostrómicas: Calizas del Eoceno superior-Oligoceno (21). Margas y margocalizas gris-azuladas, con bloques heredados (22). Mioceno medio-superior (Langhiense-Serravaliense)

Al pié de las Sierras de Aixorta y Oro, así como en las faldas de la Sierra de Bernia, y dentro de lo que es hoy la depresión de Tárben y el Sinclinal de Benissa respectivamente, existen depositados sobre y dentro de las denominadas facies "tap", frentes masivos de grandes olis-

tolitos, de talla variable, frecuentemente kilométrica y constituidos por materiales del Paleógeno (Eoceno a Mioceno inferior). Estos frentes están constituidos por calizas del Eoceno superior-Oligoceno (21) y por margas y calizas gris azuladas del Oligoceno-Mioceno inferior (22).

Algunos de estos olistolitos saltan a la vista por su expresión en la cartografía geológica y las observaciones de detalle realizadas en el campo. "In situ", son reconocidos a lo largo de la carretera de Tárben a Castell de Castells, así como en las pistas que suben de ésta a la Sierra de Aixorta.

Las calizas (21) se encuentran muy fracturadas y plegadas, y en ellas aparecen todas las microfacies que han sido descritas en apartados anteriores. Son calizas muy fosilíferas, sobre todo en grandes foraminíferos de los grupos de los nummulites y de las alveolinas.

En lo que se refiere a facies y tramos olistolíticos de edad superior, son observables también masas alternantes de calizas y margas de tonos gris-azuladas (22), entremezclados y en contacto mecanizado con los depósitos margosos en facies "tap". También es frecuente encontrar bloques de naturaleza conglomerática y brechificada dentro de los cuerpos olistolíticos.

Desde el punto de vista cronoestratigráfico, éste evento se realiza durante todo el Mioceno, si bien en la región que ocupa la Hoja de Benissa, la edad se atribuye al Mioceno medio-superior (Incluyendo probablemente el Tortoniense). En definitiva, toda ésta sucesión de movimientos gravitacionales se lleva a cabo en el tiempo de colmatación de las cuencas mioceanas.

2.3.10. Brechas, conglomerados, bloques y margas heredadas del Keuper (23). Mioceno medio-superior (Serravaliense-Tortoniense)

Al igual que las facies olistostrómicas y en parte sincrónicas con éstas; dentro de las cubetas que colmatan los depósitos margosos de las facies "tap", se desarrollan unidades constituidas por masas de brechas, en las que aparecen bloques y cantos del Paleógeno, e incluso del Cretácico. Todo ello dentro de una matriz margo-arcillosa, que en la mayoría de los casos se mezcla con los depósitos margosos en facies "tap".

Es frecuente observar en la base de éstas unidades (carretera de Coll de Bates a Tárben), gran cantidad de margas versicolores y arcillas con cantos de yesos, cuya procedencia es sin duda del Triásico en facies Keuper.

En ésta masa, generalmente caótica se pueden reconocer, bloques del Eoceno y del Oligoceno inferior con abundantes nummulites, así como también bloques del Cretácico inferior y superior. También existen depósitos margosos heredados de los "flysch" miocenos.

La edad de estos materiales ha sido atribuida en base a su posición estratigráfica, debido a que se encuentra por encima de las facies margosas del Mioceno medio-superior, por lo que la edad asignada es de Mioceno superior, sin descartar que se originara en el Mioceno medio.

Desde el punto de vista sedimentológico, estas masas de brechas se han originado bajo el nivel del mar y durante los procesos de diapirismo que acaecieron en éste periodo de tiempo.

2.3.11. Conglomerados (24). Serravaliense?-Tortonense

Sobre la unidad anterior a veces, y en otras ocupando los bordes de las cubetas miocenas más recientes, existe una unidad netamente conglomerática de bolos y cantos redondeados, de naturaleza carbonática y cuyo origen y edad son muy diversos, desde el Triásico hasta el Mioceno inferior.

Esta unidad presenta sus mejores afloramientos en la Depresión de la Vall D'Ebo, en la carretera del Coll de Rates a Tárben y en la vertiente meridional del Vall De Laguart. En la mayoría de los afloramientos aparece un espesor importante, siendo el de mayor potencia el situado en la carretera del Coll de Rates a Tárben. En éste lugar, la unidad alcanza los 200 metros de espesor.

Es significativo observar estos afloramientos desde el punto de vista tectosedimentario, ya que en las formaciones de Tárben se aprecian al menos tres discordancias de carácter intraformacional, que bien pudieran corresponder con fases tortonienses.

Litológicamente, son conglomerados por regla general masivos, sin apenas estructuras internas, depositados en medios litorales en la mayoría de los casos, si bien existen tramos de origen netamente continental. La matriz que engloba los cantos es la mayor parte de las veces de naturaleza arenosa, donde es posible reconocer a veces restos de conchas marinas.

Estos sedimentos corresponden a facies proximales de abanicos aluviales, muy cercanos al litoral e incluso dentro del medio marino, como depósitos de desembocadura.

2.4. CUATERNARIO

Dada la ausencia de dataciones suficientes en los depósitos del área que abarca la Hoja de Benissa, se ha de considerar su cronología como aproximada. La clasificación de los numerosos sedimentos ha sido realizada bajo criterios genéticos y de cronología relativa.

2.4.1. Costras calcáreas: Calizas y limos (25). Pleistoceno inferior

Estos materiales se localizan en el borde SE de la Hoja, por encima de las unidades terciarias del Mioceno medio - superior, así como sobre las calizas del Cretácico superior en el borde septentrional de la misma.

Su extensión es difícil de calcular debido a su fuerte estado de degradación, muy afectado por la actividad antrópica a que están sometidas estas áreas (laboreo y construcciones).

El espesor es muy variable, llegando a alcanzar hasta 60 cms, siendo el contacto con el sustrato rocoso muy irregular.

Litológicamente ésta unidad se encuentra constituida por varios tipos de facies, diferentes arealmente. Sin embargo en líneas generales se pueden distinguir los siguientes tramos:

- En la base una costra carbonatada nodulosa. Nódulos carbonatados de color rosáceo, englobados en una matriz arcillo-limosa de color beige.

- Por encima se sitúa un nivel de potencia variable, de unos 10 a 20 cms de costra carbonatada bandeada y de colores rosáceos a beige.

En otras ocasiones la secuencia de facies es del tipo:

- En la base una costra pulverulenta de espesor variable (hasta 20 cms). El contacto es muy Irregular con el sustrato rocoso.
- A continuación, se sitúa un nivel carbonatado, muy afectado por procesos de bioturbación, lo que provoca la aparición de porosidad fenestral.
- La unidad culmina con un nivel noduloso-pulverulento de colores beige y de un espesor entre 20 a 25 cms.

El conjunto de estas facies presenta a techo el desarrollo de un suelo pardo-rojizo de espesor variable con abundantes procesos de bioturbación. A toda la unidad se le atribuye una edad Pleistoceno inferior, atendiendo a criterios estratigráficos.

2.4.2. Depósitos de glaciares de acumulación: Niveles de arcillas rojas con cantos dispersos (26). Pleistoceno

Representados en el centro norte de la Hoja, en las márgenes del río Girena, forman una topografía muy suave con una pendiente de 5° a 6°.

Se relacionan con los abruptos relieves de la Sierra del Mediodía al NO, y las alineaciones montañosas que existen al Sur de las localidades de Pedreguer y Benidoleig.

Litológicamente el depósito está formado por arcillas limosas, entre las que se intercalan niveles de cantos calizos subredondeados y heterométricos, de carácter discontinuo, procedentes de los relieves circundantes y que presentan bastantes marcas de erosión kárstica.

Se le asigna una edad Pleistoceno inferior, e incluso probablemente Pleistoceno superior, en base a criterios genéticos.

2.4.3. Abanicos y conos aluviales: Arenas, arcillas y cantos subangulosos (27). Pleistoceno superior-Holoceno

Estas morfologías con depósitos se encuentran repartidas por la mitad norte de la Hoja, siempre asociada a la salida de torrentes procedentes de los principales relieves.

Su composición litológica se caracteriza por la presencia de cantos subangulosos isométricos (media de 5 cms), con matriz arcillosa de color rojo. La proporción de cantos es del 90% y se disponen en secuencias granodecrescentes de distinta potencia, observándose procesos de cementación y encostramiento a techo de las mismas.

La potencia de estos abanicos es variable, llegando a alcanzar los tres metros en las zonas proximales o de ápice, en donde se reconocen superficies de reactivación y de erosión.,

Se les asigna una edad Pleistoceno superior-Holoceno, debido a que en la actualidad se han desarrollado intensos procesos de erosión-acumulación en las salidas de los torrentes.

2.4.4. Terrazas: Cantos redondeados, arenas y arcillas (28), (29) y (30). Pleistoceno superior-Holoceno

Se sitúan en el centro de la Hoja, asociados al valle del río Jalón, y al norte en relación al valle del río Girena.

En el río Jalón se ha distinguido un sistema de terrazas, dispuestos en tres niveles, cuyas cotas oscilan entre 8-10 m. a los 1-2 m., sobre el cauce actual.

Están constituidas por cantos polimícticos, principalmente de naturaleza calcárea, bien redondeados, con centil observado de hasta 20 cms., la media general es de 5 a 10 cms. La matriz es arcillo-arenosa, siendo la relación matriz/cantos aproximadamente de 75%/25%.

Sus depósitos se presentan con secuencias granodecipientes, con bases erosivas y superficies de reactivación. Se han detectado basculamientos en los depósitos cercanos a la localidad de Benichembla, lo que indicaría una reciente actividad neotectónica.

La potencia habitual es del orden de los 2 metros, Y la edad asignada es de Pleistoceno, al menos para las terrazas superiores y de edad Holoceno para las que se encuentran topográficamente mas bajas.

2.4.5. Playa fósil: Arenas y conchas cementadas (31). Pleistoceno-Holoceno

Aparecen restos de playas fósiles en la costa sur de la Hoja, en la desembocadura del barranco de Pasos de las Fuentes, junto a la localidad de Moraira y en contacto con el ambiente marino.

Se presentan como depósitos de unos 5 a 7 metros de espesor, constituidos por arenas y conchas cementadas. Afloran a unos tres metros por encima de la pleamar del Mediterráneo. En sus depósitos se observan numerosas estructuras sedimentarias, entre las más visibles, las huellas del oleaje y estratificaciones cruzadas de tipo planar.

En el afloramiento se pueden diferenciar dos episodios de carácter eustático. El primero por la presencia de cuerpos con un buzamiento de unos 20° y el segundo, por encima del anterior, con buzamiento subhorizontal. Todo esto indica una actividad neotectónica reciente.

Se le ha asignado una edad Pleistoceno superior-Holoceno, en base a la posición estratigráfica relativa y a criterios genéticos.

2.4.6. Derrubios de ladera: Bloques y cantos sueltos de gran tamaño (32). Holoceno

Estos depósitos se encuentran localizados en el cuadrante centro-occidental de la Hoja, asociados a la ladera sur de la Sierra del Peñón.

Litológicamente se caracterizan por la presencia de grandes bloques de similar naturaleza, en general calizos, procedentes de la mencionada sierra.

El espesor es difícil de calcular debido a su disposición en fuerte pendiente.

La edad atribuida no es otra que la de Holoceno, en base a criterios genéticos.

2.4.7. Playas: Arenas con conchas (33). Holoceno

Corresponde esta unidad con la sucesión de pequeños cúmulos de arenas muy finas con restos de conchas, que afloran en las costas del sureste de la Hoja, al pie de las urbanizaciones de Moraira. Son afloramientos de pequeña extensión y su ubicación se sitúa en pequeñas ensenadas y calas de ésta localidad.

La edad atribuida es Holoceno, en base a criterios genéticos.

2.4.8. Depósitos aluvial-coluvial: Cantos mal clasificados con matriz limo-arcillosa (34). Holoceno

Se trata de depósitos compuestos por cantos mal clasificados, englobados en una matriz limo-arcillosa y con una potencia no superior a los dos metros. Son de tamaño variable, generalmente poco elaborados y de naturaleza carbonatada, que se encuentran ligados a procesos de arroyada y gravedad fundamentalmente, propios de un clima semiárido. La edad atribuida es de Holoceno.

2.4.9. Coluviones: Cantos angulosos con matriz arcillo-arenosa (35). Holoceno

Se han cartografiado en el mapa geológico los coluviones de mayor espesor y extensión superficial.

Estos depósitos se componen de cantos angulosos, deslizados de los relieves próximos y englobados dentro de una matriz arcillosa sin cementar.

El espesor de estos materiales es difícil determinar. Aparecen principalmente en las laderas de la Sierra del Ferrer, Sierra del Peñón, Sierra del Mongó y en la base de los relieves del NO de la Hoja. La edad atribuida es Holoceno, en base a criterios genéticos.

2.4.10. Canchales: Cantos sueltos angulosos (36). Holoceno

Estos depósitos son escasos dentro del marco que ocupa la Hoja, aunque se pueden observar en la ladera septentrional de la Sierra de la Carrasca y en pequeños afloramientos en la parte norte de la Sierra del Mongó.

Litológicamente se encuentran compuestos por cantos angulosos y heterométricos, de naturaleza calcárea sin matriz y afectados por importantes procesos de gravedad, lo que hace que su inestabilidad sea una característica fundamental.

2.4.11. Cubetas de decalcificación: "Terra Rossa" (37). Holoceno

En la carretera de Castell de Castells a Parcent y sobre los relieves calcáreos de la Sierra de Cocoll, en el paraje conocido como La Laguna, se forman pequeñas dolinas y un pequeño "polje", en los que se acumulan arcillas de decalcificación ("Terra Rossa"). Proviene de la alteración lenta de las calizas cretácicas. Estos paleosuelos han sufrido una descarbonetización por un lado, y una rubefacción de las sales de hierro por deshidratación más o menos completa por otro.

Las condiciones climáticas para la formación de estos depósitos deben reunir las características de los climas tropicales y cálidos con alternancias de estaciones húmedas y secas.

2.4.12. Meandros abandonados (38) y Fondos de valle (39): Arcillas, limos y arenas con cantos sueltos. Holoceno

Esta unidad cartográfica engloba tanto los sedimentos de cauces activos (Ríos Jalón, Ebo, Girena) como tramos de cauces abandonados, así como también los rellenos de los valles de fondo plano, situados en el centro de la Hoja. En estos depósitos se encuentran aportes con una dinámica de naturaleza mixta, entre aluvial y de laderas.

El aluvial del río Ebo está formado por gravas y cantos bien redondeados, de tamaños superiores a los 5 cms, y cuyo espesor en zonas de depósito puede llegar hasta los 50 cms.

Los aluviales de los ríos Jalón y Girena, presentan las mismas características que el anterior, pero con un mayor contenido en arenas y arcillas.

Por otra parte, los rellenos de los valles son depósitos de limos y arcillas de tonos pardo-rojizos que engloban cantos de calizas.

3. TECTÓNICA

3.1. MARCO TECTÓNICO REGIONAL

La Hoja de Benissa (Nº 822) se encuentra situada en el extremo nororiental de las Cordilleras Béticas, en el área o dominio conocido como Prebético Interno.

Las Cordilleras Béticas constituyen la parte más occidental del Orógeno-Alpino-Mediterráneo. Su límite septentrional lo constituye el Macizo valenciano y la parte más meridional de la Cordillera Ibérica.

La Hoja de Benissa en lo que se refiere a facies, se sitúa a caballo entre el Prebético Interno y el Prebético Externo. En el primero las sucesiones estratigráficas son más completas y potentes que en el segundo. En ambos el evento paleogeográfico más destacado, desde el punto de vista sedimentario, es la regresión de finales del Cretácico y principios del Paleoceno.

Es evidente que los procesos de deformación en la región donde se ubica la Hoja de Benissa, se deben interpretar a partir de los procesos evolutivos que se inician en el Permo-Trías de la cuenca mediterránea, y en concreto del Mediterráneo Occidental.

En ésta cuenca existe una compleja interacción de dos estilos tectónicos de génesis diferente. Por una parte, los empujes béticos (cabalgamientos) que con dirección preferencial NNE, actúan sobre lo que es en la actualidad la cuenca prebética. Y de otra, la gran apertura de la cuenca prebética ("rifting"), cuyo punto más álgido se sitúa en el Neógeno.

Existe otro aspecto significativo a la hora de interpretar la evolución tectónica del Prebético en general. Este no es otro, que el comportamiento de la "Unidad" con el resto de las unidades adyacentes.

Por el Sur, el Prebético limita con el cabalgamiento frontal del Subbético, por el Norte el Prebético Occidental y Central, limita con el Hercínico de la meseta y su cobertera tabular, así como el Prebético Oriental con la Cadena ibérica. En el entronque de estas dos últimas unidades, se producen interferencias en las estructuras y yuxtaposición de pliegues.

Dentro de la Hoja de Benissa no existen estructuras de interferencia, si bien existen direcciones de pliegues NO-SE y ONO-ESE, como los de las Sierras de Aixorta, Oro, Bernia y Mongó. Estos pliegues están estrechamente ligados a sistemas de fallas dextrales. Los flancos meridionales de las Sierras de Aixorta y Bernia se encuentran truncados por una zona de falla ONO-ESE, destral-subvertical, que forma el borde septentrional del Diapiro de Altea.

En la región no afloran materiales de edad paleozoica, sino solamente depósitos de cobertera, despegados principalmente a favor de los materiales plásticos del Triásico. En ellos se encuentran implicados materiales de edad cretácica y terciaria.

El Triásico en facies Keuper, ha jugado un papel importantísimo en la estructuración de la región. Los efectos directos e indirectos (cabalgamientos y diapirismo), en los que se encuentran envueltas estas facies, han motivado direcciones anómalas en las principales unidades de la zona, así como deslizamientos gravitacionales y extrusiones de materiales más competentes.

Las principales direcciones estructurales que aparecen en la región son típicamente béticas (NE-SO), si bien dentro de la Hoja se pueden apreciar direcciones anómalas, como son los casos de las Sierras del Mongó, Aixorta y Oro y la estructura de la Sierra del Ferrer, e incluso la zona central dominada por el diapiro del Jalón, que aflora a partir de una gran falla de desgarre, que recorre la Hoja de Este a Oeste.

Basta con realizar un corto periplo por la Hoja, para darse perfecta cuenta de la espectacular complejidad que presenta, sobre todo en su aspecto estructural. En éste recorrido se contempla una visión aparentemente caótica de sus unidades y de sus relieves, pero con detenimiento se llega a comprobar que guardan estrecha relación entre ellas.

3.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

La estructura general del Prebético, viene determinada por el desgarre existente en la cobertera a nivel del Triásico. Esta cobertera se encuentra plegada y fracturada con pliegues de dirección dominante OSO-ENE, con marcada vergencia al NNO. La directriz principal se encuentra en ocasiones afectada por fallas transversales y por la presencia de abundantes diapiros de materiales triásicos que perforan la cobertera (RODRIGUEZ ESTRELLA, 1977). Estos diapíros, en numerosas ocasiones se alinean a favor de grandes fracturas direccionales. Como ejemplo el ya mencionado diapiro del Jalón.

El grado de complejidad en la Hoja es evidente, sobre todo hacia su parte sur. Todo ello es debido a que el plegamiento en el Prebético Interno meridional es fuertemente disarmónico, estando favorecido por despegues de los niveles margosos del Cretácico inferior, hecho que queda reflejado dentro de la Hoja, así como a partir de las margas y calizas del Maastrichtiense. Al hilo de éste comentario, (DE RUIG, M.J., 1992) señala éste hecho y además incide en la existencia de fuertes cabalgamientos a nivel de subsuelo, por lo que estima un acortamiento en la cadena de 18 a 20 Km., entre el Macizo del Caroch (provincia de Valencia-Albacete) y la costa alicantina.

En la Hoja de Benissa, éstos cabalgamientos no son más que meros planos de despegue, en los que el Triásico por una parte y las margas del Cretácico inferior por otra, se encuentran Implicados, así como cabalgamientos de materiales más modernos, en los que se encuentran afectadas formaciones plásticas del Cretácico superior-Paleoceno. Como ejemplo de los primeros cabe señalar las estructuras del Barranco de Almerich, Valle del Laguart, Sierra de la Solana y estructura de Benimali-Segaria. Como estructuras más recientes se pueden citar la Sierra de la Manzaneda, Sierra de la Carrasca y otros cabalgamientos del Valle del Laguart. En líneas generales éstas estructuras configuran la mayor parte de la tectónica de la Hoja.

En resumen la Hoja de Benissa está dominada por estructuras de plegamiento y fallas que siguen las directrices generales del Prebético Alicantino, es decir por direcciones OSO-ENE y SO-NE. Estas orientaciones se manifiestan en la práctica totalidad de la Hoja, siendo las más destacadas: El Sinclinal de Benissa, Las Sierras de la Carrasca y Mediodía, Sierra de Tierra Nueva y Peñetes Roches (Segaria), Sierra de Castell de la Solana, etc. Existen otras unidades que aparecen en la Hoja y que se encuentran claramente afectadas por procesos de naturaleza diapírica, dando lugar a direcciones anómalas. Estas estructuras son las que presentan las Sierras de Aixorta y Oro, Sierra del Peñón y la espectacular Sierra Del Ferrer.

Los accidentes tectónicos de mayor relevancia que se aprecian a primera vista, observando la cartografía de la Hoja, son sin duda el desgarre o falla direccional del Jalón y la falla del río Guadalest, en el ángulo suroccidental de la misma. En ambas estructuras han tenido lugar procesos de diapirismo intenso en casi todas las fases tectónicas acaecidas en la región. Que se conozcan con cierta exactitud, éstos movimientos se inician a partir Cretácico inferior, teniendo su máximo desarrollo durante todo el Neógeno.

3.1.1. Tectónica diapírica

Varios son los asomos triásicos en facies Keuper, que se han representado en la cartografía geológica de la Hoja. Tales han sido los del Puerto de la Sagra y Tierra Nueva (Segaria), en el límite septentrional de la Hoja, los cuales están relacionados con estructuras cabalgantes en las que el Keuper actúa como nivel de despegue. El afloramiento cercano a la localidad de Castell de Castells (Hoja de Alcoy, nº 821) presenta dudas sobre si está relacionado con estructuras cabalgantes o por el contrario se debe su presencia a procesos gravitacionales. Si fuera como consecuencia de la segunda causa, es probable que se trate de facies Keuper resedimentadas a partir de los fenómenos diapíricos. Todo esto se supone acaecido en tiempos del Mioceno medio-superior, al estar estrechamente ligado con los depósitos margosos en facies "tap".

Sin embargo, los materiales triásicos cuya importancia es del todo significativa, son los existentes tanto en el Valle de río Jalón como en el Valle del río Guadalest y alrededores de la localidad de Bolulla. Estos dos últimos afloramientos pertenecen al denominado diapiro de Altea.

Ambas unidades forman parte de un conjunto de diapiros del Prebético Oriental, que parecen concentrarse en un sector coincidente, de forma aproximada, con el dominio de facies hemipelágicas del Jurásico superior muy adelgazadas (DE RUIG, 1992).

(MOSELEY et al., 1981), sugieren que estos diapiros han ascendido a favor de fallas de desgarre complementarias ONO. (RODRIGUEZ ESTRELLA, 1977) y (AZEMA, 1977), consideran

que la ubicación de estos, está condicionada por la existencia de fallas en el basamento, mientras que (GARCIA RODRIGO, 1960-1965), (RONDEEL, VAN DER GAAG, 1986) y (DE RUIG, 1992), sostienen que el ascenso diapírico se inició por fallas distensivas.

Los asomos diapíricos de Guadalest y Bolulla, mencionados anteriormente, forman parte del Diapiro de Altea. Este, es el de mayor extensión de la región oriental alicantina. Se haya limitado en su borde septentrional (Hoja de Benissa y Altea) por una estructura anticlinal ONO, compleja, limitada a su vez por fallas opuestas (Hoja de Altea) en N. y S. Es la falla septentrional (Falla de Bernia), la que deja aflorar los asomos de Bolulla y Guadalest, a pesar de que éste último está mejor relacionado con la falla del Algar (Hoja de Altea).

La acción del diapiro de Altea ha desestabilizado la sedimentación desde, al menos el Cretácico superior. En efecto, el actual afloramiento Triásico se haya recubierto en una gran extensión por depósitos de materiales resedimentados procedentes de diversas formaciones litológicas mesozoicas y terciarias y desde el propio Triásico hasta grandes olistolones de calizas eocenas y oligocenas.

El estudio detallado de los depósitos de materiales resedimentados en la zona de Guadalest y Bolulla, así como en la parte meridional de la Sierra de Bernia (Hoja de Altea), muestra que las máximas actividades diapíricas se produjeron en tiempos del Oligoceno superior y durante el Mioceno medio y superior.

El otro afloramiento triásico correspondiente al Diapiro del Jalón y situado en la parte central de la Hoja, presenta similares características al de Altea. Su carácter diapírico queda manifestado por las extrusiones de sedimentos carbonáticos en facies Muschelkalk, así como por la influencia en los relieves circundantes.

Es sin duda el contacto septentrional de éste diapiro, el que presenta mayor complejidad. Como prueba de ello, se puede observar la estructura de la Sierra del Peñón, encontrándose muy deformada en su flanco oriental y en contacto directo con el Triásico. Además presenta la característica de ser una unidad olistolítica caída sobre los depósitos margosos del Mioceno medio-superior en facies "tap". El plegamiento que aparece en su borde oriental muestra una dirección anómala N-S, con fuertes buzamientos e incluso inversión de capas en su flanco oriental.

Otro aspecto del empuje diapírico de ésta unidad, lo muestra la Sierra del Tosal del Puerto, donde se encuentra situado el Castillo de Orba. Esta unidad corresponde íntegramente a formaciones del Cretácico superior (Campaniense-Maastrichtiense), y su ubicación actual es debida a otro deslizamiento gravitacional, probablemente acaecido durante las fases que tuvieron lugar en el Mioceno inferior-medio.

El contacto meridional del diapiro es algo más "relajado", si bien muestra los mismos síntomas que en el contacto opuesto. Estos síntomas son apreciables en los depósitos Oligo-Miocenos que aparecen en los alrededores de Parcent. Sus contactos están fuertemente mecanizados y se encuentran jalonados por multitud de roturas, producidas por el empuje ascensional del diapiro.

Otros afloramientos de carácter diapírico, son los que aparecen en las cercanías de la localidad de Ondara, si bien su observación y estudio es bastante difícil debido al recubrimiento cuaternario que presenta.

3.2.2. Unidades estructurales

Dentro de éste apartado se incluye la descripción del resto de las unidades estructurales que constituyen la Hoja, a excepción hecha de la descrita en el apartado anterior.

A grandes rasgos, siete son las unidades estructurales que se han distinguido dentro de la Hoja. La práctica totalidad separadas por importantes accidentes tectónicos. Estas unidades son:

- I.- Área noroccidental: Valle del Laguart, Sierras de la Carrasca y Mediodía y Depresión de la Vall D'Ebo.
- II.- Área centro-oriental: Sierra de Peña Blanca, Sierra de Castell de la Solana y estribaciones orientales (Sierra de Soldetes).
- III.- Área centro-occidental: Sierras de la Carrasca de Parcent y Cocoll.
- IV.- Área sur-occidental: Depresión de Tàrbena y Sierras de Aixorta y Oro.
- V.- Área centro-meridional: Sierra del Ferrer, Hoya de la Ventolana y Sierra de Besa.
- VI.- Área sur-oriental: Depresión de Benissa.
- VII.- Área nororiental: Sierra del Mongó.

3.2.2.1. *Área noroccidental: Valle del Laguart, Sierras de la Carrasca y Mediodía y Depresión de la Vall D'Ebo*

Dentro de la dinámica compresiva, éste área es de las que mejor expresión manifiesta. Ocupa casi la totalidad del cuadrante noroccidental de la Hoja, encontrándose limitada en sus bordes meridional y oriental por las estructuras cabalgantes de la Vall de Laguart y por el cabalgamiento del Puerto de la Sagra en su contacto septentrional.

En la práctica totalidad de la unidad se encuentran implicados materiales de edad cretácica y terciaria, en concreto del Cretácico superior y Paleógeno.

La unidad en su parte meridional (Río Ebo, Vall de Laguart), presenta una serie isoclinal en la que aparecen dos repeticiones de formaciones cretácicas, provocadas por sendos cabalgamientos con dirección SSO-NNE y en los que se encuentran implicados depósitos del Cretácico superior-Paleoceno (cabalgamiento de Manzaneda) y depósitos del Cretácico superior-Oligoceno (cabalgamiento del Embalse de Isbert). Una tercera fractura de movimiento inverso, en la que el Cretácico superior se apoya sobre depósitos margosos del Mioceno medio-superior, y con dirección algo más norteada que las anteriores, cierra por el Este ésta compleja estructura de la Vall de Laguart.

La zona central de la unidad se encuentra formada por un mosaico de bloques, todos ellos pertenecientes al Cretácico superior. Dentro de éste conjunto de bloques destaca la fosa de la Vall D'Ebo. Situada en el ángulo noroccidental de la unidad, se encuentra jalonada en su borde septentrional, por una falla normal con dirección aproximada E-O y ESE-ONO. Su borde

sur está afectado por una serie de fallas normales con direcciones E-O las principales, y direcciones SSO-NNE las satélites. Ambos sistemas de fallas preservan los actuales depósitos terciarios que rellenan ésta fosa.

La construcción de la Depresión de la Vall D'Ebo, junto con la mayoría de las fosas existentes en el centro de la unidad, se constituyeron a partir de los movimientos finales del Mioceno medio y durante el Mioceno superior. Esto viene ratificado por la presencia de masas conglomeráticas ligeramente plegadas y depositadas sobre las margas en facies "tap".

La parte septentrional del área en cuestión, presenta un espectacular accidente en el que se encuentra implicado el Triásico en facies Keuper. Este accidente que corresponde con una gran falla inversa o cabalgamiento de dirección OSO-ENE y E-O, presenta al Keuper como lámina de despegue. En ésta estructura, aparte de los materiales triásicos, se encuentran cabalgando los depósitos carbonatados del Cretácico superior, todo ello sobre las margas del Mioceno medio-superior en facies "tap". Acompañan a éste accidente grandes bloques de calizas del Cretácico superior, desprendidos del frente de cabalgamiento y que reposan en la actualidad sobre los sedimentos margosos de la depresión de Pego. Este cabalgamiento tiene continuidad a lo largo de los relieves de Tierra Nueva y Pefietes Boches, llegando hasta la autopista del Mediterráneo, ya dentro de la Hoja de Gandía.

3.2.2.2. Área centro-oriental: Sierra de Peña Blanca, Sierra de Castell de la Solana y estribaciones (Sierra de los Soldetes)

Esta unidad ocupa la parte central y centro-oriental de la Hoja. Su límite meridional lo constituye la Depresión del Jalón y la Cuenca Terciaria de Benissa. Por el Norte está limitada con la extensa planicie cuaternaria de Ondara-Gandía, o también llamada Depresión de la Marina. Su contacto por el Este se realiza con la Depresión de Jesús Pobre-Javea.

Es una amplia y extensa unidad en la que se encuentran Implicados sedimentos del Cretácico inferior y medio, junto con depósitos del Paleógeno y Neógeno. Presenta una clara vergencia al N y NO, coincidiendo con la tendencia general de la estructura del Prebético en ésta región.

Es quizás la estructura anticlinal de la Sierra de Castell de la Solana la más significativa. Se halla constituida por un complejo sistema de pliegues anticlinales y sinclinales con clara vergencia al NO, además de fuertes buzamientos que incluso llegan a la inversión en sus capas, sobre todo en sus flancos más occidentales. Los flancos orientales se suavizan considerablemente.

Los reiterados esfuerzos a que ha sido sometida ésta unidad, en la mayoría de los casos de carácter compresivo, han provocado un plegamiento de tipo asimétrico, con flancos occidentales muy vergentes, llegándose hasta la inversión total e incluso la rotura mediante movimiento inverso. Ejemplo de éste tipo de estructuras, es el accidente de La Coma al norte de la localidad de Jalón. En éste lugar se observa una estructura compleja en la que los depósitos del Cretácico inferior se encuentran en contacto, mediante falla inversa, con el Oligoceno.

El flanco occidental de ésta estructura termina mediante contacto por falla inversa y/o cabalgamiento, de toda la serie cretácica sobre los depósitos margosos del Mioceno medio-superior. Este accidente presenta una dirección ligeramente oblicua a la dirección general del plegamiento de la unidad (falla del Castell de Aisa).

Otra de las grandes estructuras que existen dentro de la unidad, es el anticlinal de La Solana-Sierra de Soldetes, que con dirección E-O, recorre un área que va desde las inmediaciones de Lliber, hasta las proximidades del Tosal Gros. El núcleo del anticlinal, se encuentra constituido por tramos de calcarenitas (niveles competentes) y de margocalizas (niveles incompetentes) del Cretácico inferior. Dentro de éste núcleo se aprecian pliegues tumbados y frecuentes despegues entre sus capas. Los tramos incompetentes presentan ciertas desarmonías, con desorganización en la estratificación. Todas éstas características tectónicas se pueden integrar dentro de un gran pliegue recumbente sinforme, con vergencia N, habiendo sido generadas en etapas posteriores al plegamiento principal. En estas etapas se generan pliegues subverticales con leve vergencia sur, deducible de la pseudoesquistosidad presente en los tramos competentes de la unidad cretácica.

3.2.2.3. Área centro-occidental: Sierras de la Carrasca de Parcent y Cocol

Esta unidad se sitúa entre el Sinclinal de Tárben por el Sur, y el gran accidente que recorre el valle del río Jalón por el Norte. Tiene su inicio oriental en las estribaciones septentrionales de la Sierra del Ferrer y su continuación por el occidente se adentra en la vecina Hoja de Alcoy.

La unidad se constituye a partir de dos grandes sierras, las de Cocol y Carrasca de Parcent, fuertemente escarpadas y en las que aflora la práctica totalidad de la serie cretácica. Ambas se encuentran separadas por una gran falla de movimiento inverso, que recorre con dirección SO-NE el Barranco de Almerich. Su límite septentrional lo constituye el gran desgarre del río Jalón, con dirección E-O, a favor del cual se han manifestado importantes procesos diapíricos.

La vergencia de la unidad es coincidente con la tónica general de la cadena bética. En los movimientos de carácter inverso que aparecen dentro de la unidad, se encuentran implicados materiales del Eoceno y del Oligoceno, sobre los que se apoyan mecánicamente depósitos inferiores del Cretácico.

No existen estructuras plegadas a destacar, si bien aparece un conjunto de fallas normales, que presentan rumbos N-S y NNO-SSE, que afectan a las estructuras principales.

La isoclinidad de las formaciones cretácicas y paleógenas de ambas sierras, culmina con la desaparición de estas bajo el contacto discordante de las formaciones margosas y biocalcareníticas del Mioceno inferior, así como también bajo las formaciones margosas y conglomeráticas del Mioceno medio y superior del Sinclinal de Tárben.

3.2.2.4. Área sur-occidental: Depresión de Tárben y Sierras de Aixorta y Oro

Esta unidad se constituye a partir de dos grandes conjuntos estructurales; los relieves cretácicos de las Sierras de Aixorta y Oro y la Depresión Terciaria de Tárben, colmatada por depósitos conglomeráticos, margosos y margocalizos del Mioceno medio y superior, así como por grandes olistolitos de calizas eocenas y oligocenas.

La posición actual de las mencionadas sierras, está estrechamente relacionada con la tectónica diapírica, en concreto con la influencia del diapiro de Altea y sus ramificaciones por los valles de Guadalest y Bolulla.

Fuertemente plegada y fracturada, presenta a diferencia de las mayoría de las unidades que constituyen la Hoja de Benissa, direcciones anómalas ONO-ESE, de pliegues y fracturas, con una fuerte vergencia hacia el NNE, que en su frente septentrional se traduce, en un conjunto de escamas cabalgantes del Cretácico superior sobre los sedimentos margosos del Mioceno medio y superior en facies "tap".

Los movimientos producidos por el diapirismo en esta zona, quedan reflejados de la siguiente forma: Una fuerte mecanización en el contacto meridional de las Sierras de Aixorta y Oro, la anomalía direccional de las estructuras de la unidad, y la gran cantidad de cuerpos olistolíticos que cubren la Depresión de Tárbeno.

La Depresión de Tárbeno, sinclinatorio con dirección E-O y ONO-ESE, presenta al igual que las Sierras de Aixorta y Oro, dirección anómala.

Esta depresión inicia su formación a partir de los primeros movimientos acaecidos durante el Oligoceno superior y presenta una gran actividad hasta el Mioceno inferior. Se encuentra rellenada por sedimentos del Mioceno medio y superior, sobre los que aparecen grandes masas de olistolitos pertenecientes a calizas del Eoceno y Oligoceno inferior. Estas masas olistolíticas se ubican en condiciones específicas, siendo directamente generadas por la deformación halocinética del Triásico de Altea. Se originan en las crestas cóncavas de los diapiros, y son acumuladas en los inmediatos sinclinales periféricos mediante movimientos gravitacionales.

Tanto los fenómenos diapíricos, como los movimientos gravitacionales, que dan lugar a estos frentes olistolíticos, son previos a la compresión del Mioceno medio, teniendo en cuenta que para el resto de la cadena bética, éstos movimientos son más recientes cuanto más meridional e interna sea su situación.

3.2.2.5. Área centro-meridional: Sierra del Ferrer, Hoya de la Ventolana y Sierra de Besa

La Sierra del Ferrer, ubicada en la región centro-meridional de la Hoja, es una alineación estructural de casi seis kilómetros de longitud y con una dirección N-S. Actúa de divisoria entre el sinclinal de Tárbeno por el Oeste y la Hoya de la Ventolana por el Este.

El flanco occidental de la Sierra se encuentra muy verticalizado, e incluso con inversión de sus capas. En él aparece una serie bastante comprimida que va desde el Cretácico superior hasta el Oligoceno. Gran parte de ésta serie se puede observar con detenimiento en el paraje conocido como El Paso de los Bandoleros, en éste lugar, las formaciones del Oligoceno y del Mioceno inferior, muestran magníficos afloramientos.

El flanco oriental de la Sierra se encuentra mecanizado debido a una fractura, cuyo movimiento inverso, pone en contacto la serie más inferior de Cretácico, con el Mioceno inferior-medio. A su vez las facies "tap" del Mioceno medio-superior fosilizan éste accidente.

El borde norte de la sierra presenta una compleja estructura, en la que su aspecto más relevante, es el cabalgamiento de toda la sierra sobre el Mioceno medio. Este accidente se puede observar, de forma sencilla de acceso, en las proximidades del Coll de Rates.

La oblicuidad que manifiesta la falla en el oriente de la Sierra con las estructuras de la Hoya de la Ventolana y Sierra de Besa, junto con el intenso y fuerte desplazamiento de toda la Sierra en sentido norte, hace pensar en un campo de esfuerzos cuya dirección sea SO-NE, y cuyo origen no pueda ser otro, que el empuje provocado desde el Sur por el diapiro de Altea.

En lo que se refiere a La Hoya de la Ventolana, rectángulo formado a partir de la Sierra del Cao por el Este, Sierra de Besa y El Penón por el Norte, la Sierra del Ferrer por el Oeste y los relieves septentrionales de la Sierra de Bernia por el Sur, corresponde con una gran depresión cretácica rellenada por depósitos Oligo-Miocenos.

Esta depresión presenta las características de fosa tectónica y se encuentra formada a partir de "gravens" y bloques limitados por fallas normales y pliegues con direcciones preferentes NNE-SSO, así como también pliegues con direcciones NE-SO, oblicuos a la estructura de la Sierra del Ferrer.

Los accidentes tectónicos más significativos que delimitan ésta fosa, son sin duda la falla inversa y/o cabalgamiento con el que se pone en contacto con la Sierra del Ferrer, así como la falla normal que recorre, con dirección NNESSO, la vertiente occidental de la Sierra del Cao. Esta última sirve de divisoria entre la cuenca en cuestión y la Depresión ó Sinclinal de Benissa.

3.2.2.6. Área sur-oriental: Depresión de Benissa

La Depresión, cubeta o Sinclinal de Benissa, se sitúa en el cuadrante sur-oriental de la Hoja. Su borde occidental está limitado por los relieves cretácicos de la Sierra del Cao. En su borde oriental se sitúa la Sierra de Benitachell, y en sus bordes septentrional y meridional las Sierras de Soldetes y Tosal Gros, por un lado y el Mar Mediterráneo y Sierra Bernia por otro, respectivamente.

Esta cubeta tiene una forma alargada, con una longitud aproximada de 15 a 17 Kms, y una anchura de unos 10 Kms. Su estructura la constituye un amplio sinclinorio, con dirección SO-NE, y con una ligera vergencia hacia el NO.

La práctica totalidad de la Depresión se encuentra rellenada por diferentes formaciones del Oligoceno superior al Mioceno superior. El contacto entre todas sus unidades es discordante, así como el contacto con todas las unidades que la circundan ó delimitan, si bien en algunos puntos, como el contacto con la Sierra de Bernia, aparece una fuerte mecanización.

De Sur a Norte la Cuenca presenta una clara asimetría, manifestada en una mayor potencia y acumulación de sedimentos en su parte meridional, lugar en el que el plegamiento es más intenso, apareciendo fuertes desarmonías en los niveles más incompetentes (niveles margosos del Mioceno medio-superior).

Al igual que en la Depresión de Tárbenas, en la Cuenca de Benissa aparecen en su borde meridional, bloques olistolíticos procedentes de los relieves de las Sierras de Bernia y Mascarat. Estos bloques, de naturaleza carbonatada, corresponden con calizas del Eoceno superior y Oligoceno, y su génesis de emplazamiento va estrechamente ligada a todo el frente olistotrómico del norte del Diapiro de Altea. Ejemplo de estos depósitos son las calizas del Alto de Oltá (límite entre las Hojas de Altea y Benissa) y el espectacular relieve del Penón de Ifach (Hoja de Altea).

3.2.2.7. Área nororiental: Sierra del Mongó

Entre la Depresión de Jesús Pobre-Javea y el Mar Mediterráneo, se levanta un espectacular relieve de más de 500 metros de altura, aislado y constituido por materiales del Cretácico en su práctica totalidad. Este relieve corresponde con la Sierra del Mongó, hoy día Reserva Natural del Mongó.

Esta sierra refleja una estructura anómala, plegada en sinclinal con dirección ONO-ESE, girando a E-O, y en cuyo núcleo afloran sedimentos del Oligoceno (Mangó). Se presenta como un suave sinclinal, de eje subvertical, con ligera vergencia al N y NO, situándose su cierre periclinal en los relieves próximos del NE de la localidad de Pedreguer.

3.3. NEOTECTÓNICA

3.3.1. Características generales

Se considera época neotectónica a la comprendida entre el Tortoniense-Vallesiense (incluida) y la actualidad, o sea desde hace unos 11 a 12 millones de años.

La tectónica distensiva que en general afecta a ésta región en las postrimerías neógenas, se prolonga hasta el Cuaternario, y muy especialmente en el litoral. Los movimientos de fallas dextrales, inflexiones y basculamientos, afectan sobre todo a depósitos de glacis, terrazas y abanicos cuaternarios, alcanzando magnitudes decamétricas e incluso hectométricas.

El estudio y análisis de las fracturas, donde se puede detectar una actividad relativamente reciente, revela que existen ciertos sistemas de fallas, que si bien no afectan siempre a materiales neotectónicos, si presentan características geomorfológicas como las que se describen en el apartado posterior. Todo ésto unido a ciertas observaciones realizadas, dentro y fuera de la Hoja, permiten señalar ciertos rasgos como son:

- Los grandes accidentes N 60-70E, de gran desarrollo longitudinal, tales como el accidente de Onteniente-Gandía, presentan una historia larga, y al parecer han funcionado recientemente como fallas sinexas ante los empujes de dirección N-S.
- Los accidentes de dirección E-O, actúan de forma similar a los anteriores.
- Los sistemas N-S y NNE-SSO, tales como los existentes en La Hoya de la Ventolana, lo hacen como fallas normales, produciendo el basculamiento del bloque hundido.

Las características generales del sector donde se ubica la Hoja de Benissa, muestra deformaciones neotectónicas con efectos claramente visibles, sobre todo a partir de movimientos distensivos, los cuales originan generalmente saltos verticales mucho más acusados que los horizontales, éstos últimos generados por movimientos de carácter compresivo.

Sin embargo a partir del Pleistoceno inferior, se detecta una compresión N-S, cuyos efectos se observan en algunos depósitos cuaternarios (terrazas del río Jalón, playas levantadas en Moraira, así como glacis con fuertes pendientes).

3.3.2. Anomalías geomorfológicas

La actividad neotectónica ha influido enormemente en las características orográficas de la región, y por supuesto en la Hoja de Benissa. La juventud del relieve así lo atestigua, en donde a grandes escarpes apenas deteriorados, se observan grandes fosas u óvalos de amplio diámetro, en las cuales se acumulan espesores considerables de formaciones cuaternarias (Depresión Orba-Ondara-Gandía).

Las fosas distensivas son frecuentes y por lo general se sitúan ortogonal u oblicuamente a la dirección principal del plegamiento (Hoya de la Ventolana).

Aunque las formaciones neotectónicas están afectadas por el rejuego de las fallas, allí donde éstas no existen, las únicas pruebas de su existencia son las anomalías geomorfológicas. Dentro de éstas anomalías se diferencian distintos tipos, como son:

- I- Anomalías ligadas a escarpes y líneas de fallas.
- II- Anomalías ligadas a la red de drenaje.
- III- Anomalías ligadas a formas de depósito.
- IV- Anomalías ligadas a la disposición geométricoespacial de las formaciones superficiales.

3.3.2.1. Anomalías ligadas a escarpes y líneas de fallas

Dentro de la Hoja de Benissa, son frecuentes las líneas de falla que destacan en el paisaje, y no precisamente por poner en contacto materiales de diferentes características o edad, sino por rasgos que inducen a pensar en una actividad más reciente. Estas líneas presentan características como el desplazamiento de las cretas del relieve (Sierras de Aixorta y Ferrer), también por presentar escarpes sin erosionar o poco erosionados (Sierras de Parcent y Cocoll) o por frentes montañosos muy rectilíneos (Cao-Loma Larga).

Los planos de falla expuestos actualmente a los procesos erosivos, son frecuentes dentro de la Hoja, como ocurre al SE de la Sierra de Mediodía, aunque ésta no es razón para considerarlos como recientes. Si se pueden considerar como recientes los escarpes de fallas que aparecen en numerosos bordes montañosos de la Hoja, como el Norte de la Sierra de la Carrasca, al Este de la línea Cao-Loma Larga así como el escarpe de falla del Sur de la Sierra del Mongó-Cabo de San Antonio-Norte de Javea.

3.3.2.2. Anomalías ligadas a la red de drenaje

Igualmente existen anomalías en el trazado de la red de drenaje, aunque no siempre se puede o debe relacionarse con una actividad neotectónica clara. La Hoja de Benissa se caracteriza por una fuerte incisión en su red de drenaje, como lo demuestra los barrancos existentes en las depresiones de Benissa y Tárben.

Es frecuente observar adaptaciones de la red de drenaje a fallas preexistentes o de nueva generación, como ocurre con el Barranco de Almerich, del Grever y Marjal, éste último situado al Oeste de la localidad de Pedreguer.

3.3.2.3. Anomalías ligadas a las formas del depósito

Tan solo se han detectado éstas anomalías al Norte de la Sierra del Mangó, en donde existe una inflexión generalizada que ocupa casi todo el óvalo valenciano. En ésta región, la mayoría fuera de la Hoja, se manifiesta una variación en las cotas de terrazas no explicable a movimientos tectónicos, y sí motivadas como consecuencia de una fuerte subsidencia en toda la región que ocupa el mencionado óvalo. Esto es apoyado por la particularidad de no existir terrazas marinas levantadas, y sobre todo por la gran potencia de sedimentos cuaternarios.

3.3.2.4. Anomalías ligadas a la disposición geométrica/espacial de las formaciones superficiales

La disposición de los abanicos aluviales en la Hoja, proporciona datos para deducir las áreas en elevación o subsidencia, expresadas en la cartografía. Igualmente ocurre con los depósitos de antiguas playas cuaternarias.

Allí donde éstos depósitos de abanicos aluviales están superpuestos, como ocurre al Norte de las Sierras de Castell de la Solana y Parcent, se debe a una cierta subsidencia en el área de depósito o una tasa de elevación en el frente montañoso superior al encajamiento del arroyo que lo drena.

En lo que se refiere a depósitos marinos de playas aflorantes, tan solo se ha podido establecer una tasa de movimiento de elevación en la costa de Moraira, al SE de la Hoja y junto a la desembocadura del Arroyo de las Fuentes.

3.3.3. Sismicidad

La sismicidad se distribuye por todas las estructuras que conforman toda la Cuenca Hética, y en general corresponden a una sismicidad superficial, siendo muy rara la que sobrepase los 20 Kms de profundidad.

Los focos sísmicos se pueden relacionar con los sistemas de fallas existentes con dirección E-O, y sobre todo ENE-OSO y en algunos casos N-S, aunque también pueden existir fragmentos de las mismas que son más activas, así como en el cruce de varias fallas de distintos sistemas.

Dado el carácter distributivo de la sismicidad y la gran densidad de fallas, no parece que se puedan esperar terremotos de gran magnitud, aunque localmente y por condiciones geológicas determinadas, puede llegarse a magnitudes cercanas a los IX o X, como ya ocurrió en Alcoy en el siglo XVII (intensidad IX).

A modo de ejemplo, se señala a continuación algunos de los terremotos catalogados, cercanos a la Hoja de Benissa.

AÑO	EPICENTRO APROXIMADO	INTENSIDAD
1.544	Guadalest	VII
1.598	Oliva	VII
1.599	Gandía	VII
1.620	Alcoy	VIII
1.645	Alcoy	IX

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

Ya en el Capítulo 0, apartado 0.1, se hace una breve síntesis de las características fisiográficas de la Hoja de Benissa. Sin embargo, en el capítulo que aquí se describe, se hace hincapié en el fuerte encajamiento de los principales cursos fluviales, así como del fuerte gradiente que existe en la Hoja, con diferencias de cota entre la costa y el interior, superiores a los 1200 metros.

Su singular configuración orográfica, litológica y morfológica, hacen que en la zona existan amplias áreas de un alto interés paisajístico y didáctico, acentuado por la presencia de bosques de vegetación autóctona.

La principal fuente de riqueza proviene de la agricultura, asentada en las zonas más deprimidas topográficamente y aprovechando los fondos de los valles principales. Así mismo, el turismo constituye un factor importante en el desarrollo de la región.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

El modelado presente en ésta Hoja, está controlado por la interacción entre el sustrato geológico (litología y estructura) y los procesos externos, fundamentalmente fluviales y gravitacionales, causantes últimos de la configuración fisiográfica del territorio.

4.2.1. Estudio morfoestructural

La Hoja de Benissa presenta una importante variedad litológica, reflejada en la distribución de los distintos conjuntos orográficos descritos en anteriores apartados.

La mitad occidental y parte de la central están dominadas por litologías resistentes a la erosión (calizas), y afectadas por intensas fases de plegamiento y fracturación, dando como resultado la formación de aristas, crestas de montaña, líneas de capas duras y capas que adaptan morfologías en "chevrons" (resaltes estructurales a partir de capas con poca inclinación), así como también la aparición de cerros cónicos. Existen además determinados aplanamientos, fruto de la disposición horizontal de las formaciones más resistentes, que dan lugar a la creación de superficies estructurales.

La adaptación de la red de drenaje, sobre todo la secundaria, a superficies preexistentes o de nueva creación, hace que aparezcan determinados tramos de cauces con un marcado carácter rectilíneo, por lo que se han cartografiado como alineaciones morfológicas con control estructural.

El resto de la Hoja, con un sustrato margo-arcilloso poco resistente a la erosión, alterna con capas más resistentes, por lo que el rasgo morfoestructural dominante son los escarpes definidos en las series monoclinales de baja inclinación.

4.2.2. Estudio del modelado

4.2.2.1. Modelado fluvial

Es el modelado más frecuente que aparece en la Hoja, debido a la intensa dinámica fluvial, desarrollada por la multitud de cursos que constituyen la red hidrográfica de la misma.

Los principales cúmulos de terrazas están ligados al cauce del río Jalón, y se hallan distribuidos a lo largo de todo su valle y con dirección E-O. Se han diferenciado dos niveles situados a + 3-5 m, y + 1-2 m, aunque se ha podido distinguir restos de un nivel más antiguo al E de Benichembla, situado a + 8 m. Litológicamente está formado por cantos redondeados de 5 a 10 cms de moda, englobados en una matriz arcillo-limosa. Se puede constatar que éste depósito se encuentra basculado, lo cual indica una reciente actividad tectónica (neotectónica).

Así mismo, ha sido posible cartografiar morfologías de terrazas, ligadas al río Girena y también al río Ebo, en éste último en las proximidades de la localidad de la Vall D'Ebo. En general se trata de niveles de poco desarrollo, situados a menos de un metro del cauce actual, constituyendo zonas potencialmente inundables en épocas de crecida del río.

Los intensos procesos de erosión fluvial dan como resultado la formación de numerosos abanicos aluviales, apareciendo desarrollados al pié de los principales macizos montañosos. Su origen se debe a una pérdida de velocidad y por tanto, a la consiguiente pérdida en la capacidad de transporte. Este mecanismo da como resultado depósitos de avalancha en las desembocaduras de los diferentes torrentes, como consecuencia de entrar en contacto, de una forma brusca, con una superficie mayor y de topografía plana. De éste modo aparecen piedemontes (por coalescencia de varios abanicos contiguos), visibles a lo largo del valle del río Jalón, en relación con los barrancos asociados de las Sierras del Carrascal de Parcent y relieves del sur de la localidad de Jalón.

Es así mismo importante por su extensión, el piedemonte situado al pié de Peña Blanca y Sierra del Mediodía, con caída hacia el valle del río Girena. Con morfologías más aplanadas se extienden amplios depósitos de éste tipo en la llanura situada al N de la Sierra del Mangó.

Caracteriza a la Hoja de Benissa, la existencia de barrancos de incisión lineal en los relieves más abruptos, fruto de los procesos fluviales de erosión activa, que dan como resultado la formación de morfologías en gargantas y cañones. El acusado retroceso de los barrancos de incisión lineal, origina la existencia de interfluvios a modo de crestas, en las partes más altas de los relieves a los que se asocian, así como morfologías circulares al coincidir varias cabeceras de torrentes (cuencas de recepción de torrenteras).

Cuando la dureza del sustrato rocoso no es uniforme, llegan a formarse pilancones circulares, que pueden alcanzar diámetros y profundidades importantes, éstos son debidos al desgaste de los cantos atrapados en su fondo, y que movidos por la corriente giran indefinidamente en su interior.

La aparición de rápidos y cascadas de escasa magnitud, es relativamente frecuente en la mitad occidental de la Hoja, en relación con los torrentes asociados a los distintos macizos montañosos de los que descienden. Su origen está condicionado a la aparición de capas o niveles muy resistentes a la erosión.

4.2.2.2. Modelado en laderas

Las laderas constituyen elementos importantes en la composición del paisaje, al proveer de aportes de agua y sedimentos a la red de drenaje.

En la Hoja de Benissa se dan diversos tipos de vertientes en función de las formas, depósitos y procesos existentes, habiéndose cartografiado en el mapa geomorfológico los rasgos más notables de los mismos.

Las más destacables por su amplia representación, son aquellas vertientes ligadas a los macizos montañosos, caracterizadas por la fuerte pendiente (de hasta 45%). Generalmente están afectadas por importantes procesos de incisión fluvial y movimientos gravitacionales, por lo que la mayor parte del reolito ha desaparecido, encontrándose en la actualidad desprovistos de depósitos asociados.

Otro tipo de laderas, son aquellas que aún teniendo pendientes muy altas, desarrollan depósitos de tipo coluvión o canchal, constituidos por cantos sueltos y con un estado de desequilibrio permanente.

Existe un amplio sector de la Hoja, caracterizado por la presencia de vertientes con perfiles convexos, los cuales enlazan suavemente con su nivel de base local. Suelen estar tapizados por una cobertera detrítica, generalmente de pequeño espesor, aunque cuando éste aumenta de potencia se han cartografiado como coluviones.

La ladera sur de la Sierra del Peñón se ha diferenciado del resto de las vertientes, debido a la presencia de grandes bloques procedentes del desmantelamiento de los cantiles calizos, y depositados al pie de los mismos, enlazando con las terrazas del río Jalón.

Por otra parte y afectando a los materiales del Cretácico superior, se producen pequeños deslizamientos de ésta entidad al sur de la localidad de Tárben. El movimiento en masa en éstos puntos, se acentúa en épocas de fuertes aguaceros y parte del material deslizado se acumula en los fondos de los valles.

4.2.2.3. Formas litorales

Este tipo de morfologías se encuentran representadas en la porción de costa que aparece en el SE de la Hoja, distinguiéndose dos tipos de formas: formas de depósito y formas de erosión.

Las formas de depósito o acumulación más características son las playas. Este tipo de morfología se origina por el depósito de material detrítico en los entrantes, calas o ensenadas de la costa. Como ejemplo se puede destacar la playa de la Cala de Baladrar y la playa de Cabo Blanco.

Mención especial merece los restos de playa antigua que han quedado colgados, con respecto al nivel del mar actual, y que pueden localizarse en la salida del Barranco de las Fuentes debajo del torreón. Este afloramiento se caracteriza por poseer una litología de arenas y restos de conchas cementadas por carbonatos. En él se pueden distinguir dos etapas de depósito de > 5 m. de potencia, que contienen diversas estructuras fósiles provocadas por la acción del oleaje.

Los acantilados constituyen las formas principales de erosión. Se localizan en la punta de Baladrar y están labradas sobre litologías carbonatadas y detríticas del Mioceno inferior.

4.2.2.4. *Formas poligénicas*

Se incluyen en éste apartado las formas y depósitos en cuya génesis intervienen más de un proceso formador. Entre éstos cabe destacar, los valles de fondo plano, los cuales presentan forma de artesa, generalmente con concavidad de enlace lateral evidente.

En la génesis de los depósitos intervienen, aportes laterales de índole coluvial y longitudinales de índole fluvial, así como también de origen eólico.

Por otra parte las litologías favorables para el cultivo, se encuentran en la actualidad aterrazadas, por lo que indudablemente el factor antrópico tiene gran efecto desde el punto de vista de preservación, al controlar la dinámica de los procesos erosivos.

Pese a la falta de cortes para su observación, se estima que el depósito puede alcanzar localmente los 2 m de potencia, siendo de 0,5 m el espesor medio.

Situados entre los relieves de la Sierra del Mediodía y los de Peña Blanca, se localiza un área deprimida de fondo plano e incidida por el río Girena, la cual se encuentra caracterizada por poseer un relleno de arcillas rojas limosas, entre las que se intercalan niveles de cantos calizos procedentes de los relieves circundantes.

El origen de estos depósitos viene marcado por: La acción fluvial de los ríos asociados Girena y Trullens por una parte, y de otra por la intensa actividad de los fenómenos de ladera. Es posible que buena parte del depósito corresponda a arcillas de descalcificación, formando parte de un residuo insoluble, procedente de los procesos kársticos a que están sometidas las litologías carbonatadas, que conforman los macizos montañosos que limitan el área. Estos depósitos tienen pendiente hacia el NE y enlazan directamente con la amplia llanura situada al N, continuándose ésta dentro de la vecina Hoja de Gandía.

Se han cartografiado también unos depósitos de origen mixto aluvial-coluvial, ligados a zonas de enlace entre coluviones bien desarrollados, abanicos aluviales y fondos de valle.

La inclusión de un nivel de mayor resistencia a la erosión, en litologías más débiles y fácilmente erosionables, provoca la existencia de relieves aislados que destacan en el paisaje. Este tipo de morfología puede observarse en el pueblo de Parcent, en cuyo asentamiento se produce un "inselberg" de estas características.

Hay que reseñar un importante nivel de costra calcárea (caliche), que ocupa las culminaciones de los depósitos carbonatados del Terciario del SE de la Hoja, así como los del Cretácico superior de los alrededores de la localidad de Ondara. Su extensión es difícil de calcular, debido al alto grado de antropización a que se encuentran sometidos. El contacto con el sustrato rocoso es irregular y su espesor suele llegar hasta el metro de potencia.

El origen de estas costras es mixto, al participar en su génesis, tanto los procesos edáficos como los encostramientos.

Por último cabe destacar la existencia de pequeños escarpes de origen poligénico, en cuya formación intervienen factores antrópicos y estructurales.

4.2.2.5. *Formas kársticas*

Los procesos de karstificación afectan a las formaciones calizas del Cretácico fundamentalmente, distribuidos a lo largo y ancho de toda la Hoja.

Varios son los factores que intervienen en la generación de un modelado kárstico: Por una parte la litología soluble del sustrato rocoso, así como su estructura. Y por otra el clima donde se desarrollan los procesos de meteorización, tanto química como física.

Los diferentes tipos de formas asociadas pueden clasificarse en endokársticas y exokársticas, siendo estas últimas las más características en la zona de estudio.

Dentro de las formas exokársticas (labradas en el exterior del Kárst), destacan los lapiaces desarrollados por disolución de las calizas a favor de diaclasas. Se localizan en las laderas de la Sierra del Carrascal de Parcent, relieves circundantes de la Foyeta, laderas de la Sierra del Mediodía, Sierra del Castell de la Solana, así como en el noroeste de la Vall D'Ebo.

Se han cartografiado diversas depresiones de fondo plano y forma irregular (dolinas), entre ellas cabe destacar las que se sitúan entre los parajes de La Solana y El Somo. El fondo está tapizado de residuos insolubles o arcillas de descalcificación. Cuando el tamaño de éstas es pequeño se las ha agrupado en la cartografía en pequeños campos de dolinas.

Existen diversos aplanamientos en cuya génesis han intervenido sobre todo, procesos kársticos (disolución, hundimientos, erosión, etc.), por lo que se les ha incluido dentro de las morfologías de éste tipo. El más importante por su extensión se sitúa en la Solana de los Llanos.

Es frecuente en éste tipo de modelado, la aparición de cañones kársticos de paredes verticales y profundidades de más de 200 metros, fruto del intenso poder erosivo de los torrentes en éste tipo de litologías.

Las formas endokársticas constituyen un complejo entramado de simas y galerías, que pueden ser abiertas, de alteración o internas y sin salidas al exterior. Entre las primeras, destacan las cuevas o cavernas, entre ellas la más peculiar por su localización y explotación turística, es la Cueva de las Calaveras. Esta cueva guarda importantes restos arqueológicos en su interior, así como impresionantes formas kársticas de precipitación.

Otras veces los conductos kársticos quedan exhumados, apareciendo en el relieve como pequeños entrantes, cavidades de gran tamaño y surcos principalmente. Pueden observarse estas morfologías en la carretera de Benissa a Gata de Gorgos, afectando a formaciones del Cretácico superior.

4.2.2.6. *Formas antrópicas*

Como formas antrópicas se han señalado en el mapa las explotaciones a cielo abierto o canteras situadas principalmente en la carretera de Benissa a Gata de Gorgos.

Por otra parte, los materiales margo-calizos y marga-arcillosos del Terciario superior del cua-

drante suroriental de la Hoja, están afectados por un importante proceso de aterramiento antrópico, modificando el relieve y formando parte del entorno paisajístico.

Finalmente se han cartografiado algunas depresiones y huecos artificiales provocados por la construcción de la autopista del Mediterráneo (A-7), a su paso por la Hoja.

4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

En apartados anteriores se ha realizado una descripción de las características litológicas y sedimentológicas de las formaciones superficiales, así como de su contexto geomorfológico en el que se sitúan. Por ello, éste apartado se limitará a señalar la existencia de procesos de regularización de vertientes, que genera un tapiz de índole arcillo-arenoso que engloba cantos calcáreos. Son pocos potentes y se hallan distribuidos irregularmente, sobre todo en el cuadrante suroriental de la Hoja. Por su escasa importancia no han sido reflejadas en la cartografía.

4.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

La evolución geomorfológica de la región donde se ubica la Hoja, comienza con la etapa final de la sedimentación margo-carbonatada perteneciente al Mioceno superior. Con posterioridad se produce una etapa de deformación a la que sigue otra de relajación, con formación de costras calcáreas de gran espesor.

Son los procesos erosivos los que cobran mayor relevancia, tanto los de origen fluvial y torrencial, como los kársticos.

La naturaleza litológica y la estructura del sustrato, constituyen los factores fundamentales en el modelado estructural del área. Son las líneas de capas y las cresterías, los elementos morfológicos más relevantes que caracterizan la zona. La presencia de litofacias más resistentes frente a otros más deleznales, favorecen la formación de cerros aislados y relieves residuales.

La labor erosiva del río Jalón y sus afluentes trae consigo el continuo encajamiento de la red, configurando un paisaje de valles ininterrumpidos, a veces con morfologías en gargantas, separadas por pequeñas cretas o interfluvios.

Por otra parte, el río Jalón deja un sistema de terrazas constituido por tres niveles escalonados, que enlazan con el aluvial del río. Destacan así mismo, la acumulación de depósitos de terrazas dejados por el río Ebo, a su paso por las inmediaciones de la Vall D'Ebo. Al mismo tiempo se produce la sedimentación y formación de intensos abanicos aluviales y piedemontes en la base de los relieves serranos, que ocupan sobre todo el cuadrante nororiental de la Hoja, así como los depósitos de los glaciares de acunululación, presentes en el centro-norte de la misma.

Son los procesos kársticos los más característicos, debido a la solubilidad de los materiales calizos a los que afecta. Esta etapa se inicia inmediatamente después de la exhumación de los sedimentos carbonatados del Cretácico, tras la retirada del mar. Sin embargo, las formas exokársticas ven favorecidas su formación, debido a un clima más cálido y húmedo, que el que existe en estos momentos en la región.

La última etapa de sedimentación y relleno, queda manifestada por la presencia de valles de fondo plano, y las regularizaciones que producen la acumulación de depósitos coluvionares que tapizan las laderas.

En la actualidad los procesos antrópicos intervienen en la evolución geomorfológica más reciente del área, en tanto que participan en la modificación del modelado y en la dinámica de los distintos aportes.

4.5. MORFOGÉNESIS ACTUAL Y SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

La morfología actual reconocible en la zona, viene marcada fundamentalmente por los procesos fluviales y kársticos, además de los procesos denudativos y de ladera.

Los procesos fluviales son especialmente activos en los relieves de las fuertes pendientes, con la formación de barrancos de incisión lineal. Así mismo, el cauce fluvial más funcional en la actualidad es el del río Jalón, el cual caracteriza la zona en su sector central, con la formación de depósitos fluviales de tipo terrazas.

Los abanicos aluviales y piedemontes constituyen un elemento característico de la zona, dado la cantidad existente de fuertes relieves y barrancos.

Son los procesos kársticos, los que adquieren mayor relevancia en la mitad occidental de la Hoja, al desarrollarse en una amplia extensión, y favorecer la formación de morfologías kársticas típicas (lapiaces, cañones, dolinas, etc.), configurando un área de alto interés paisajístico.

Otros procesos de funcionalidad actual, son los derivados de la regularización y abarrancamiento en áreas de materiales dúctiles, donde las tasas de erosión alcanzan valores importantes.

Son los factores antrópicos los que más inciden en la morfología actual, ya que las actuaciones humanas respecto al uso del suelo y labores agrícolas, acción de infraestructuras de obras públicas, y sobre todo la fuerte presión urbanística a que están sometidas determinadas áreas de la costa, pueden modificar de forma rápida, no solo el modelado, sino el delicado equilibrio de los procesos de erosión-sedimentación, que son bastante acusados en la práctica totalidad de la región donde se ubica la Hoja.

5. GEOLOGÍA HISTÓRICA

En la evolución paleogeográfica de la región, se distinguen dos grandes ciclos, con un marcado carácter tectónico y sedimentológico: De una parte el Ciclo Mesozoico-Paleógeno, y de otra el Ciclo Neógeno. Sin embargo el conocimiento de la evolución tectosedimentaria del Mesozoico y Paleógeno, es importante a la hora de describir la evolución e historia deformativa del Ciclo Neógeno.

Las variaciones de facies y espesor de la cobertera mesozoica-paleógena, las fallas sinsedimentarias y otras heterogeneidades, han tenido un efecto importante en la deformación y sedimentación neógena.

Existen autores que sostienen que las estructuras del zócalo, han influenciado en la evolución

paleogeográfica del Mesozoico y Paleógeno, así como en el Neógeno. Pero pocos son los estudios que ligan las estructuras neógenas con las estructuras mesozoicas preexistentes.

En el aspecto estratigráfico, AZEMA (1977) y otros autores, dividen el Prebético en dos subdominios. Un Prebético Externo al Norte y un Prebético Interno al Sur. El límite viene a coincidir con una "franja anómala" o estrecha zona de dirección NE-SO, que formaba una barrera, la cual separaba facies de "lagoon" y plataforma interna (P. Externo), de facies de mar abierto (P. Interno), todo ello durante el Cretácico superior. Esta zona se caracteriza por una potente serie de dolomías cenomanienses y la ausencia de sedimentos en el Senoniense inferior.

Como ya se apuntaba en el capítulo de Tectónica, existe una clara conexión entre el Prebético Alicantino y la Cadena Ibérica, ésta conexión se conoce como "Dominio valenciano" y que algunos autores lo incluyen dentro del Prebético Externo.

Teniendo en cuenta ésta serie de puntualizaciones, a continuación se describen las diferentes etapas tectosedimentarias que constituyen los ciclos anteriormente reseñados.

5.1. CICLO MESOZOICO-PALEÓGENO

Durante el Pérmico superior y Triásico inferior se produce, en la cuenca septentrional bética, el inicio de múltiples fases de "rifting", que continúan, al menos hasta el Jurásico inferior-medio. Estas fases dan lugar a la formación del borde sur de la Cadena Ibérica, afectando cada fase posterior a zonas cada vez más externas del margen y por consiguiente a zonas más internas de la cuenca prebética.

Mientras que en la Cadena Ibérica Sur, existe un gran cúmulo de sedimentos del Pérmico superior-Triásico inferior (700 m. de facies Buntsandstein, Sondeo de Jaraco-1), no aparecen sedimentos de ésta edad en zonas externas del Prebético Alicantino. Es en el Triásico medio (facies Muschelkalk), cuando la cuenca prebética comienza a subsidir, dando lugar a la trasgresión del Triásico medio, y a un proceso posterior regresivo, en el que se instalan medios transicionales de ambientes tipo "sabkhas", con gran cúmulo de depósitos arcillosos y evaporíticos, que constituyen hoy día las facies Keuper.

La existencia de coladas basálticas de textura ofítica (diabasas), entre sedimentos del Keuper, se debe con toda probabilidad a procesos de "rifting" acaecidos durante las fases orogénicas del Jurásico superior-Cretácico inferior. Ejemplo de éstas coladas son los "sills" que afloran en el diapiro de Altea y que llegan a alcanzar los 50 metros de espesos. (MOSELEY et al, 1981).

El paso al Jurásico inferior se realiza en condiciones de subsidencia uniforme dentro de la cuenca, si bien no se conocen sedimentos del Jurásico inferior y medio en la zona externa prebética, a pesar de encontrarse en el Prebético Oriental (Sierras de Foncalent y Mediana). Estos sedimentos corresponden a dolomías gruesas con intercalaciones de calizas oolíticas y calizas de filamentos, pertenecientes al Liásico medio-Dogger, representando episodios de sedimentación en mar abierto.

La sedimentación del Liásico y Dogger estaba condicionada por procesos de "rifting" que se iniciaron en el Triásico inferior, alcanzando su punto más álgido en el Liásico superior (Pliensbachiense), con la diferenciación entre el dominio subbético en facies pelágicas, y el

dominio prebético en facies de plataforma (GARCIA HERNANDEZ et al, 1980).

Al igual que como sucedía en el Jurásico inferior, no se conocen sedimentos del Jurásico medio y superior dentro de la Hoja de Benissa. Sin embargo y a nivel de cuenca, el tránsito al Jurásico medio-superior, se realiza mediante un cambio brusco en las condiciones de la sedimentación, producidas a partir de una importante trasgresión marina sobre el hiato del Calloviense-Oxfordiense inferior. Esta trasgresión se caracteriza por la presencia de margas hemipelágicas y calizas nodulosas, reconocibles en la práctica totalidad del Prebético interno. Los sedimentos contienen ammonites y formas planctónicas del Oxfordiense superior.

Un nuevo cambio aparece en la cuenca y la serie comienza a ser regresiva, con la aparición de medios someros constituidos por secuencias de margas, margocalizas y calcarenitas (Kimmeridgiense inferior). Sobre estas facies se depositan calizas gravelosas y oolíticas, que corresponden al Kimmeridgiense superior-Portlandiense inferior. Esta secuencia termina con la emersión de la plataforma del Prebético septentrional, durante el Portlandiense superior y continuando hasta el Barremiense. Por otra parte la plataforma prebética interna seguía existiendo, si bien con una clara influencia continental, como lo demuestra la gran cantidad de sedimentos siliciclásticos intercalados dentro de los depósitos de edad Berriasiense. Estos sedimentos son más ostensibles durante el Valanginiense inferior, con la presencia de arenas calcáreas, calcarenitas y margas (Sierra del Mongo), aunque lateralmente y en dirección sur, estas plataformas siliciclásticas pasan a margas con ammonites y turbiditas arenosas. En la Hoja de Benissa éstos sedimentos son mixtos, lo que induce a pensar en su situación paleogeográfica, como zona intermedia entre plataforma interna y externa, e incluso talud.

A partir del Valanginiense superior, y durante todo el Hauteriviense, la plataforma prebética sufrió cambios sustanciales. Por una parte el Prebético Externo y el borde meridional de la Cordillera Ibérica, sufre una fuerte regresión en la que se depositan sedimentos mixtos (facies Weald), mientras que en el Prebético Interno no existe prácticamente sedimentación, apareciendo a lo sumo y localmente series condensadas, en las que es frecuente la presencia de ammonites.

Es a partir del Barremiense superior, cuando se vuelve a reanudar la sedimentación en la cuenca, tras un largo período de no deposición. En la zona que ocupa la Hoja aparecen facies de plataforma, con gran variedad de medios, que van desde, los medios de "lagoon", en las que son dominantes "mudstones" y "wackestones" con miliólidos, a medios de plataforma externa, en los que abundan los "grainstones" de orbitolinas y algas, sirviendo de separación entre el "lagoon" y la plataforma abierta.

Durante el Aptiense inferior, en casi todo el Prebético Interno, la plataforma adquiere una mayor profundidad y las facies que se depositan corresponden a margas y margocalizas con ammonites piritizados. Estos depósitos contienen un alto contenido en arenas y restos orgánicos.

Dentro de la Hoja de Benissa, es notable la observación de los diferentes medios, dándose la circunstancia de que cuanto más meridional sean las series, mayor profundidad se observa en las mismas. Prueba de ello, son las diferencias existentes entre las series realizadas en la Sierra del Mongó, y la levantada en el Coll de Rates

Durante el Aptiense superior y Albiense la plataforma se generaliza, dando lugar a facies similares a las del Aptiense inferior, con mayor aporte de terrígenos, y a sedimentos carbonata-

dos con procesos de dolomitización. Generalmente las facies reconocidas en toda la Hoja de Benissa, correspondientes a éste intervalo de tiempo, muestran éstas características, situándose el dominio paleogeográfico dentro del Prebético Externo.

A partir del Albiense superior y durante parte del Cenomaniense, la descarga de materiales siliciclásticos a la plataforma prebética alcanzó su máximo grado. La existencia de margas arenosas y de dolomías, así como grandes barras intrabioclasticas y oolíticas, caracterizan las facies de éste intervalo de tiempo. En áreas más meridionales de la plataforma prebética aparecen facies de prodelta, consistentes en alternancias rítmicas de margas y calizas nodulosas, ricas en terrígenos y muy bioturbadas, así como con abundante materia orgánica.

El techo de la secuencia suele presentar una tendencia estratocreciente, con abundantes cuerpos con orbitolinas, así como estratificaciones cruzadas de gran escala.

La evolución tectosedimentaria del intervalo de tiempo transcurrido desde el Jurásico superior hasta el Cretácico inferior, incluido parte del Cenomaniense, viene marcada por un nuevo proceso de "rifting". El límite Calloviense-Oxfordiense, marca de nuevo una subsidencia diferencial en el Prebético Alicantino. Se forman cinturones de facies con direcciones NE-SO. En su parte septentrional (Prebético Externo), la cuenca emergía gradualmente durante el Valanginiense-Barremiense inferior, debido a la erosión o no sedimentación, mientras que en zonas meridionales (Prebético interno), se situaba una plataforma carbonatada de mediana profundidad (300 a 500 m.). La línea de separación entre ambos dominios, permaneció fija al norte de la denominada "franja anómala".

El establecimiento de nuevo de la sedimentación en el Prebético Externo, durante el Barremiense superior, coincide con el aumento de la tasa de sedimentación en el Prebético interno. Ambos se correlacionan estrechamente durante todo el Aptiense inferior y medio, dado que en éste último intervalo de tiempo, existió una fuerte subsidencia en las dos áreas paleogeográficas.

La "tranquilidad tectónica", es el principal aspecto durante el Aptiense superior y Albiense. En éste espacio de tiempo se da la mayor tasa de sedimentos en la plataforma del Cretácico inferior de todo el área prebética.

Desde el Cenomaniense inferior y durante todo el Turoniense, vuelve a implantarse una fuerte transgresión, en la que aparece una distribución uniforme de facies. Esta transgresión fue simultánea a una fase de fracturación en bloques. En las partes bajas de los mismos, se depositaron potentes series de calizas con Pithonellas y nódulos de silix, mientras que en altos fondos la sedimentación era más condensada. El área que ocupa la Hoja de Benissa bien podría considerarse como de alto fondo, dado que las series Cenomano-Turoniense, se encuentran condensadas e incluso dolomitizadas.

La fosilización de las fallas por sedimentos del Senoniense, indica que la actividad tectónica cesó en el Turoniense superior, si bien la actividad del margen prebético siguió condicionando la sedimentación durante todo el Senoniense.

En los cortes realizados dentro de la Hoja, no ha sido posible caracterizar el Turoniense superior ni el Senoniense inferior. En las escamas cabalgantes del Cretácico superior, sobre los depósitos paleógenos en la Vall de Laguart, los niveles más inferiores datados corresponden al Santoniense superior-Campaniense.

Al sur de la denominada “franja anómala”, el Senoniense adquiere un fuerte desarrollo y una gran tasa en la sedimentación, sobre todo durante el Campaniense medio-superior y Maastrichtiense (Sierras de la Carrasca, Mediodía y Vall de Laguart).

El límite Cretácico-Terciario, se caracteriza en la región, por una rápida regresión y emersión de la plataforma carbonatada Senoniense (margas de equínidos), con un acusado desplazamiento hacia el sur de la línea de costa, quedando éste límite establecido en las proximidades de la “franja anómala”. Por tanto la sedimentación marina paleógena se restringe, casi en exclusividad, al Prebético Interno. Tan solo se han reconocido como sedimentos del Paleoceno-Eoceno inferior, unas calizas con nummulites y alveolinas al sur de la Vall D’Ebo, así como en el alto Manzaneda, sobre las margas de equínidos del Maastrichtiense superior.

La plataforma prebética emergida durante el Maastrichtiense-Paleoceno, estuvo seguramente sometida a erosión, ya que en la mayoría de los afloramientos Eocenos descansan directamente sobre el Maastrichtiense. El contacto es erosivo y con un “hard-ground glauconífero” (Prebético Interno).

A partir del Eoceno medio hasta el superior, se desarrolla una estrecha plataforma carbonatada al sur de la “franja anómala” en las que se depositan facies de calizas “packstones” y “grainstones” de foraminíferos (nummulites) y calizas algales arcillosas (Sierra de Aitana). Generalmente las series eocenas se encuentran bastante condensadas, como ocurre en los afloramientos occidentales de la Sierra de Benitachell, e incluso no llegan a aparecer.

La plataforma oligocena se instala sobre un evidente fondo de cuenca, ya que las relaciones estratigráficas de sus depósitos, con otros más antiguos, son muy variables. En el Prebético Interno Oriental, parte de las plataformas carbonatadas eocenas, han sido basculadas y levantadas, dándose la circunstancia de no existir sedimentación durante el Eoceno superior-Oligoceno. Posteriormente, ésta plataforma fue nuevamente trasgredida durante el Oligoceno medio y superior. Este hecho se refleja con bastante claridad entre Jalón y Benissa, concretamente en los relieves de la Sierra del Cao. En éste lugar los depósitos del Oligoceno superior, descansan en discordancia angular sobre el Cretácico inferior. A su vez, estos sedimentos reposan sobre términos y/o formaciones más inferiores del Oligoceno e incluso del Eoceno, como puede apreciarse en el extremo meridional de la Sierra del Cao y pié de la Sierra de Bernia.

Durante éste período de tiempo, existe una fuerte actividad tectónica de carácter episódico en todo el Prebético Alicantino. Aparecen fallas sinsedimentarias y basculamientos, que condicionan, de forma ostensible la sedimentación (borde oriental de la Sierra del Cao y Hoya de la Ventolana), dando lugar a la aparición de una serie de discordancias angulares y progresivas, reconocibles en casi todas las zonas en donde aparecen estos depósitos.

5.2. CICLO NEÓGENO

A partir del Oligoceno superior y durante todo el Neógeno, la cuenca prebética sufre uno de los mayores paroxismos en su historia geológica.

La continua alternancia de períodos distensivos y compresivos, así como la relación tectónica-sedimentación, dividen la estratigrafía neógena en cinco etapas tectosedimentarias (que se conozcan), separadas por marcadas discontinuidades de carácter regional, y a nivel de

toda la Cadena Bética. La mayoría de éstas han sido reconocidas en la cartografía de la Hoja de Benissa. Sin embargo estas etapas que se reconocen a lo largo y ancho del Prebético Oriental, no son regionalmente sincrónicas. Todo esto es debido, por una parte a que el plegamiento no es un proceso instantáneo, y por otra a la existencia constatada de discordancias progresivas (bordes del Sinclinal de Benissa).

Las discontinuidades que existen a escala regional, no se forman como respuesta a un solo proceso, sino que intervienen otros de menor escala, como pueden ser las deformaciones locales.

La primera de estas etapas aparece después del plegamiento Oligoceno, con directriz marcada NO-SE (formación de la Cordillera Ibérica) y durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior (Aquitaniense). En ésta, acentúan las estructuras establecidas anteriormente, fallándose de nuevo los bloques Oligocenos. Durante ésta período, se produce una intensa sedimentación detrítica, con gran cúmulo de calcarenitas y margas, las cuales descansan discordantemente sobre distintas formaciones del Paleógeno.

Las estructuras y plegamientos con dirección NO-SE, establecidas durante los tiempos Oligocenos, giran a direcciones ONO-ESE, a principios del Aquitaniense, quedando posteriormente enmascaradas por procesos de compresión, que fracturan la cobertera mesozoica favorecen la extrusión del Triásico con sus fenómenos diapíricos asociados.

Durante el Aquitaniense superior y después de una distensión regional, se produce la segunda gran etapa tectónica en toda la Cordillera Bética. Aparecen los primeros grandes cabalgamientos de las zonas internas, sobre el margen ibérico. Esta fase da lugar a un plegamiento ENE en todo el Prebético Alicantino. El resultado de todo éste proceso trae consigo la aparición de una serie de cuencas, que determinan de una forma ostensible la paleogeografía durante la mayor parte del Neógeno.

La sedimentación en ésta etapa orogénica es fundamentalmente transgresiva, sobre todo en la zona interna prebética, ya que el Prebético Externo debió quedar emergido hasta el Mioceno medio. En el Prebético Interno se produce una sedimentación carbonatada de tipo arrecifal importante, dando lugar a la aparición de grandes arrecifes de algas Melobesias, así como abundantes barras de destrucción o barras parrecifales.

Una fuerte ascensión del nivel del mar, es la característica principal de una nueva etapa tectosedimentaria, la tercera, que acontece a partir del Burdigaliense superior, desarrollándose a todo lo largo del Langhiense. Esta ascensión da lugar a una sedimentación de facies profundas, concretamente de margas hemipelágicas con frecuentes abanicos turbidíticos, en los que aparecen niveles localmente slumpizados. Estos depósitos suelen presentarse en "on lap" sobre los grandes flancos de los anticlinales mayores y frentes de cabalgamiento.

En ésta etapa se producen los primeros deslizamientos gravitacionales, distribuidos a todo lo largo del frente norte del Prebético Interno, dando lugar a las primeras grandes masas olistotrómicas. Todo ésto es debido a una acentuación de las estructuras de dirección ENE-OSO, provocadas en gran parte por la aparición de los fenómenos diapíricos. Como ejemplo de estas masas olistotrómicas cabe señalar algunos de los afloramientos al norte de Sierra Bernia, Aixorta, etc.

La sedimentación en el Prebético Externo, y en concreto al Norte de la "franja anómala" es

de tipo continental, debido a que todavía ésta zona prebética estaría emergida. Sin embargo a partir del Serravaliense inferior y hasta el Tortoniense inferior se produce una nueva gran etapa, caracterizada por la aparición de facies hemipelágicas en toda la zona externa prebética, como consecuencia de una fuerte trasgresión al Norte de la “franja anómala”. La sedimentación en el Prebético interno se realiza a partir de depósitos de naturaleza turbidítica, sobre todo en las cuencas septentrionales de las grandes estructuras, como puede comprobarse al Norte de la Sierra de Aixorta, en la que se produce una sedimentación de carácter turbidítico muy importante (facies turbidíticas de Castell de Castells).

Esta sedimentación que se produce en ésta nueva etapa, es visible al sur de la “franja anómala”. Se deposita discordantemente sobre los materiales sedimentados en la anterior etapa. La mayoría de éstos sedimentos poseen gran cantidad de formas fósiles resedimentadas, procedentes de las plataformas meridionales anteriores a estas cuencas de sedimentación.

Estas cuencas se forman, desde el punto de vista tectónico, a partir de un cambio en la orientación de algunas de las estructuras de la Cadena Bética, y en concreto del Prebético Alicantino. Las direcciones NNO-SSE giran a ONO-ESE (Sierras de Aixorta y Oro). Las fallas 070 N giran a 100 N, originando pequeñas cuencas de “pull-apart”, que son intruidas por el Triásico. Como consecuencia de ello vuelven a aparecer nuevas masas olistostromicas, en las que se encuentran también implicadas las facies Keuper.

El final de ésta etapa se caracteriza por la presencia de una sedimentación de ambientes someros, existente en todo el Prebético, y constituida por secuencias de margas, calcarenitas y calizas micríticas, muy ricas en fragmentos de briozoos, algas coralinas y pectínidos.

La última etapa reconocida en la región y que tiene expresión dentro de la Hoja, aunque no de forma generalizada, es la que se produce en el intervalo de tiempo entre el Tortoniense y el Mesiniense.

Esta etapa marca la culminación del Plegamiento Prebético, en ella se establece una sedimentación preferentemente continental, debido a la emersión y distensión de toda la cuenca prebética.

La sedimentación se restringe a pequeñas cuencas intramontanas, siendo su naturaleza de carácter fluvial o aluvial (conglomerados de la Vall de Laguart y Tárben).

Durante ésta etapa final, siguen existiendo fuertes movimientos de carácter distensivo, los cuales se reflejan de forma visible en la sedimentación de las facies conglomeráticas de los alrededores de Tárben, en cuyos depósitos se aprecian al menos, hasta tres discordancias.

Los movimientos de carácter distensivo que anteriormente han sido citados se producen en zonas localizadas y de extensión reducida.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. MINERÍA Y CANTERAS

Desde el punto de vista minero, la Hoja de Benissa no reúne condiciones de excepción. Tan solo se reconocen indicios de caolín en la franja diapírica del río Jalón, y en concreto bajo los depósitos Oligo-Miocenos que se encuentran en las proximidades de la localidad de Parcent.

En el aspecto de canteras y rocas industriales, la Hoja presenta mejores perspectivas, dado que la mayoría de las unidades cartografiadas, son de naturaleza calcárea y arcillosa. Ambos materiales son en la actualidad objeto de explotaciones varias.

Al hilo de lo anteriormente comentado, existe una gran cantidad de frentes de explotación en los que se obtienen áridos para machaqueo, las cuales se ubican preferentemente cerca de las actuales vías de comunicación. Este es el caso de las canteras existentes en el Cretácico superior, al norte de la localidad de Teulada y junto a la carretera nacional N° 332. Estas labores presentan plantas de machaqueo y de tratamiento para cementos.

Existe otro tipo de explotaciones, como son las que se utilizan para rocas de construcción, aglomerados, áridos y productos cerámicos.

Las rocas que se explotan para construcción, se encuentran generalmente cerca de los núcleos urbanos, y en la actualidad tan solo se han detectado puntos en activo en las cercanías de la localidad de Alcalalí, sobre las calizas del Oligoceno, así como en las cercanías de La Sagra, sobre depósitos del Cuaternario del río Girena. Por otra parte existen explotaciones abandonadas o semiabandonadas, repartidas fundamentalmente por el centro geográfico de la Hoja.

En lo que se refiere a explotaciones para aglomerantes, en éste caso de yeso, existen en la actualidad puntos en las proximidades de Benichembla, junto al río Jalón, así como en las cercanías de Bolulla. Su régimen de trabajo se realiza en función de la demanda local, por lo que en la mayoría de los casos se encuentran abandonadas o semiabandonadas.

Existe una gran cantidad de explotaciones para áridos, la mayoría abandonadas, como consecuencia de la construcción de la Autopista del Mediterráneo A-7. Tan solo se encuentra zonas de pequeño movimiento en áreas cercanas a núcleos urbanos (Benidoleig, Benimali, Pedreguer, Beniarbeig, Orba, etc.). La mayoría se llevan a cabo sobre depósitos de graveras y arenos del Cuaternario.

Otras labores de interés, son las que se dedican a extracción de arcillas para su utilización en productos cerámicos, generalmente en ladrillaría. La mayoría de éstas extracciones se localizan en sedimentos de edad triásica. Se sitúan sobre todo en los alrededores de Alcalalí y Parcent, así como en el Puerto de la Sagra donde existe un gran número de explotaciones (próximas a la carretera a Pego).

6.2. HIDROGEOLOGÍA

6.2.1. Características climáticas generales

La Hoja de Benissa se ubica en la parte septentrional de la provincia de Alicante, y sus características climáticas se pueden catalogar como subhúmedas, en juxtaposición con zonas más meridionales en las que el dominio climático es semiárido.

Los contrastes térmicos, tanto en la región como en la Hoja, son notorios. Así por ejemplo, sobresale la diferencia de los regímenes térmicos en las áreas montañosas y tierras interiores de ambiente continental, con las tierras próximas al litoral.

En la zona interior de la Hoja, las temperaturas medias anuales varían entre 14° y 16°, con mínimos en las Sierras de Aixorta y Oro, en las cuales los inviernos presentan temperaturas por debajo de los 0°. En contraste, la zona litoral es bastante más benigna, con medias anuales entorno a los 16° e incluso los 18°, con inviernos suaves (9°-12°), y sus mínimas rara vez descienden de los 0°. Los veranos suelen ser calurosos (24°-26° de media).

Respecto al régimen pluviométrico, la Hoja de Benissa junto con la de Gandía, se encuentran en el ámbito de máxima pluviometría provincial. En concreto la región de Pego (Hoja de Gandía), Sierras de la Carrasca y Mediodía, presentan unos valores medios anuales entorno a los 1000 litros por metro cuadrado. Este valor disminuye considerablemente hacia el S y SE de la región. Las precipitaciones son relativamente elevadas en la zona de La marina, donde Denia recoge, por término medio anual, sobre los 700 mm, y la zona del Mongó y Javea casi los 600 mm. A diferencia, éstos valores caen de manera muy brusca en áreas como Calpe, Altea e incluso Benissa

En general las precipitaciones son máximas en otoño (Octubre), y con máximos relativos en la primavera y en Diciembre.

De interés es, por los graves riesgos que conlleva, la concentración temporal de las precipitaciones, sobre todo a partir de finales de Septiembre y hasta mediados de Noviembre. En éste intervalo de tiempo se dan registros superiores al doble de los registrados en la mayoría de los observatorios de la Provincia de Alicante. Estas precipitaciones puntuales suelen acontecer en tiempos inferiores a la hora.

6.2.2. Características hidrológicas generales

Las condiciones del relieve, tanto provincial como regional, determinan una acusada fragmentación del ámbito en el que se ubica la Hoja de Benissa.

La práctica totalidad de los cursos fluviales que atraviesan la Hoja, se encuentra dentro del ámbito provincial de Alicante, de entre ellos los más destacados son los de los ríos Guadalest, Girena y Jalón-Gorgos. Estos ríos son de acusada pendiente y de régimen irregular y desnaturalizado y responden a una caracterización pluvial mediterránea, ya que, aunque recorre extensas zonas montañosas, la influencia de la nieve es prácticamente nula.

El primero de los ríos mencionados, pertenece íntegramente al régimen pluvial mediterráneo, Mientras que el Girena y el Jalón-Gorgos, presentan características de ríos-ramblas de rasgos mediterráneos semiáridos.

La irregularidad en las precipitaciones y la escasa alimentación subterránea que presentan éstos ríos-ramblas, dan origen a valles secos y fuertes encajamientos en sus cauces.

El río Jalón-Gorgos, presenta cauce estacionalmente seco, debido a las escasas aportaciones subterráneas que recibe, a lo que se suma la infiltración de su escaso caudal a los acuíferos por los que discurre.

El río Girena recibe un mayor porcentaje de agua subterránea, por lo que existen tramos de cauce con escorrentía permanente, si bien la calidad de sus aguas no es buena, dado el aporte del retorno de riegos, vertido de aguas residuales, etc.

El caso particular del río Guadalest, reúne la mayoría de las características del anterior cauce. Sin embargo la calidad de sus aguas es bastante mejor, siendo óptima para el consumo humano.

A continuación se presentan las principales características de éstos ríos.

RÍO	LONGITUD (Km)	CUENCA (Km²)	APORTACION NATURAL MEDIA (Hms/Año)
GIRENA	38	118	25
GORGOS	53	283	40
ALGAR-GUADALEST	12+16	216	41

En lo que se refiere a aguas embalsadas, poco hay que decir respecto a la Hoja de Benissa, tan solo puntualizar la existencia de un solo embalse, el cual está situado en el cauce del río Ebo, y denominado como Embalse de Isbert.

Este embalse, que en las cartografías actuales figura como abandonado, se puede considerar de funcionamiento atípico, aunque su existencia reúne características beneficiosas, ya que sus 700.000 m³ de almacén, tras las lluvias importantes se infiltran con extremada rapidez, en tan solo 48 horas. Este fenómeno da lugar a la recarga inmediata del acuífero de la Sierra de Mediodía, constituyéndose como un embalse subterráneo.

6.2.3. Características hidrogeológicas

Las características hidrogeológicas de la Hoja de Benissa, están condicionadas sin duda por sus rasgos geológicos y por su clima.

Los condicionantes geológicos de la Hoja, son más o menos favorables a la acumulación de masas de agua en el subsuelo, debido a la gran cantidad de materiales permeables (calizas y dolomías), y a su intensa fracturación. Este último aspecto condiciona, a que los acuíferos existentes dentro de la Hoja sean de extensión media a reducida.

Es en la región donde se ubican las Hojas de Benissa y Altea, donde existen una mayor presencia de rocas carbonatadas permeables, debido a lo cual, aparecen los mejores acuíferos. Estos presentan las mejores características de extensión y almacenamiento. Se trata de acuíferos que aportan caudales altos en bombeos, como una buena recuperación y grandes reservas (Sierras de la Carrasca, Mediodía, Parcent y Ferrer-Bernia) (Fig. 2). Estos acuíferos, sirven hoy día de soporte al abastecimiento de agua potable a las localidades costeras, las cuales presentan un fuerte incremento en su población, sobre todo en los meses estivales. Tal es el caso de Benidorm, que recibe agua de los sondeos que existen en la Sierra del Mediodía.

Desde el punto de vista litológico, la mayoría de las formaciones geológicas que cubren la Hoja de Benissa, son óptimas a la filtración y posterior almacenamiento. Entre todas ellas destacan las formaciones del Cretácico superior (Turoniense-Maastrichtiense), que aparecen en el cuadrante noroccidental de la Hoja. En segundo lugar y siempre en conexión con las anteriores formaciones, destacan las del Terciario inferior (Eoceno-Oligoceno superior), así como las grandes superficies de depósitos cuaternarios. Por último y de menor importancia son los acuíferos del Cretácico inferior y sobre todo del Neógeno, debido la existencia de formaciones margosas y arcillosas de acusada impermeabilidad.

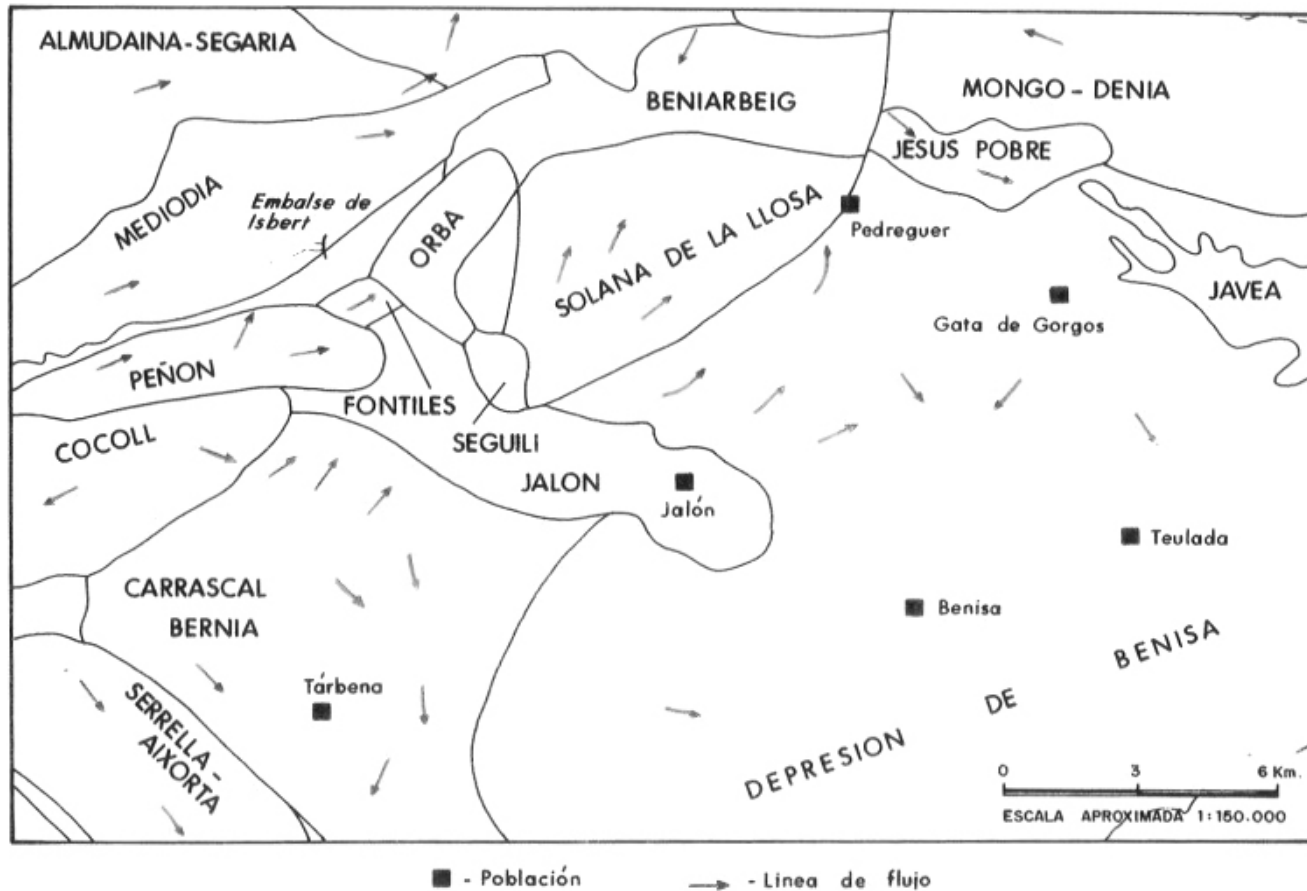


Fig. 2. Distribución de los principales acuíferos de la hoja de Benissa (30-32)

Ya se ha comentado en el primer apartado, las características climáticas de la región y de la Hoja. Se mencionaba en él, que la pluviometría de la provincia de Alicante se distribuye zonalmente, siendo el área donde se ubica la Hoja de Benissa la que mayor índice pluviométrico registra.

Las lluvias ocasionales, a veces de carácter torrencial, junto con una elevada evapotranspiración, lo que unido a una escasa vegetación, ocasiona una escorrentía superficial alta y una tasa de infiltración en el subsuelo baja, salvo en los afloramientos kársticos, abundantes en zonas como en las Sierras de la Carrasca y Mediodía, los cuales reciben la mayor descarga por lluvia, siendo los que reúnen las mejores características hidrogeológicas de la región.

La calidad de los acuíferos se puede considerar como buena. Son aguas bicarbonatadas cálcico-magnésicas de baja mineralización, por lo que son muy óptimas para el consumo humano.

En lo referente al resto de las características hidrogeológicas, éstas quedan reflejadas a continuación en el cuadro adjunto:

CUADRO DE CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS DE LOS ACUÍFEROS DE LA HOJA DE BENISSA (30-32)

ACUIFERO	SUPERFICIE Km2	EXPLOTACION Hms3/año	RECURSOS Hms3/año	EXCEDENTE (+) SOBREEXPLO(-)	CALIDAD	USO
Almunia-Segarla*	190	5	25	+20	Buena	Riego-Abastecim.
Beniarbeig	2	0,2	0,2	0	Buena	Riego-Abastecim.
Carrascal-Bernia*	90	11	13	+2	Buena	Abastecim.-Riego
Cocoll*	17	1	3	+2	Buena	Abastecim.-Riego
Depresión de Benissa*	300	5	15	+10	Buena-Mala	Abastecim.-Riego
Fontiles	0,8	0,05	0,15	+0,10	Buena	Abastecimiento
Jalón	20	0,2	3	+2,8	Regular	Abastecim.-Riego
Javea	13	3	3	0	Regular-Mala	Riego
Jesús Pobre	6	0,5	0,5	0	Buena	Abastecim.-Riego
Mediodía	45	7	15	+8	Buena	Riego-Abastecim.
Mongó-Denia*	45	5	4	-1	Regular-Mala	Riego-Abastecim.
Orbe	6	2	3,7	+1,7	Buena	Riego-Abastecim.
Peñón	15	0,2	2,5	+2,3	Buena	Abastecim.-Riego
Seguili	1	0,2	0,2	0	Buena	Riego
Serrella-Aixorta*	40	2,2	2,5	+2,3	Buena	Abastecim.-Riego
Solana de la Llosa	20	9	9	0	Buena	Abastecim.-Riego

* Corresponde a todo el acuífero.

6.2.4. Manantiales y humedales

Aunque algunos manantiales se han secado debido a la sobreexplotación de los acuíferos, o surgen muy esporádicamente a causa de la regulación a que están sometidos. En la Hoja de Benissa se dispone de un gran número de ellos, variando su caudal en base a las precipitaciones en la zona y del funcionamiento kárstico de los acuíferos en calizas y dolomías.

En el esquema hidrogeológico a escala 1:200.000, adjunto a la Hoja Geológica a escala 1:50.000, se han representado de forma esquemática la distribución de los manantiales que aparecen en la Hoja.

Con caudales superiores a los 50 l/seg, están los manantiales de Bolata de Tormos, con registros entorno a los 4.000 l/seg; el de La Cava en Rafoll de la Almunia con 500 l/seg; el de la Alberca de Pedreguer, con registros históricos de 800 l/seg. Estos caudales pueden ser inexistentes en épocas de estiaje, de tal manera que los caudales medios hiperanuales descienden a 200 l/seg, para los manantiales de La Cava y Bolata.

Otro manantial importante dentro del anterior grupo, es el manantial de La Sagra, con 90 l/seg.

Manantiales con menos de 50 l/seg, que en su mayoría se utilizan para uso de abastecimientos a poblaciones, son en concreto los de Murla, que con un régimen medio inferior a los 35 l/seg, presenta caudales punta por encima de los 130 l/seg.

Existe otro gran número de manantiales dentro de ésta hoja, que con caudales inferiores a los anteriormente citados, se reparten de forma constante a favor de las grandes fracturas, y que por su caudal no son significativos.

Respecto a zonas húmedas de interés ecológico, tan solo cabe señalar que dentro de la Hoja de Benissa, existe un área ubicada en la Albufera de Moraira, que prácticamente ha desaparecido, debido a la acción antrópica y sobre todo a la construcción.

6.2.5. Riesgos e inundaciones

La irregularidad interanual de las precipitaciones, como las prolongadas sequías y esporádicas inundaciones, constituyen el anverso y reverso de los expresados regímenes pluviométricos de la región.

Los ríos y arroyos de la Hoja y en general de la provincia de Alicante, experimentan grandes avenidas y lluvias de excepcional intensidad horaria. Estas lluvias suelen caer a veces sobre terrenos poco permeables y de escasa vegetación, que encuentran una red favorable con fuertes pendientes y frecuentes encajamientos.

Los riesgos de avenidas por extraordinarias y copiosas lluvias en cortos intervalos de tiempo, en el área que cubre la Hoja de Benissa, son elevados. Un ejemplo de lo expuesto es la avenida acaecida el 16 de Noviembre de 1985 del río Gorgos, con un caudal medido de 400 m³/seg, a su paso por la localidad de Gata de Gorgos. La razón primordial de éstos eventos atmosféricos, recae en el Mar Mediterráneo, el cual, constituye al final del Verano una auténtica "olla" de calor húmedo, que emite a la atmósfera una gran cantidad de vapor de agua.

Esta masa de vapor y aire húmedo, coincide en ocasiones con irrupciones de aire frío (gota fría), procedente generalmente del Norte, y que en conjunción dan lugar a las lluvias torrenciales, que con frecuencia se manifiestan en el período comprendido entre Septiembre y Noviembre. Es notable observar precipitaciones superiores a los 200 mm en 24 horas.

Son frecuentes las inundaciones en la Hoja, en concreto en Gata de Gorgos, como consecuencia de las avenidas del río Gorgos, el cual afecta también a la localidad riberena de Javea. También es frecuente observar éstos fenómenos en la localidad de Ondara, producidos éstos por el desbordamiento del Barranco de La Alberca.

7. BIBLIOGRAFÍA

- AZEMA, J. (1966); "Geologie des confins des provinces d'Alicante et de Murcia. (Espagne)". *Bull. Soc. Geol. de France* (7), VIII, pag 80 a 86.
- AZEMA, J. (1977). "Etude geologique des zones externes des Cordilleres Bétiques aux les confins des provinces d'Alicante et Murcia (Espagne)". *Thèse Etat. Université. Paris. VI.* 393 PP.
- BOUMA, A.H. (1962). "Sedimentology of Flysch Deposits". *Elsevier, Amsterdam.* pp, 1-168.
- CINCÚNEGUI, M. (1931). "Nota sobre el Triásico de Alicante". *Boll. Instituto Geológico y Minero de España. Tomo III.*
- DARDER PERICÁS, B. (1945). "Estudio geológico del Sur de la provincia de Valencia y Norte de la de Alicante". *Boll. Instituto Geológico y Minero de España. Tomo XVII.*
- DE RUIG, M.J.; MEIR, R.M. and STEL, M. (1990). "Interference of compressional and wrenching tectonics in the Alicante region, SE Spain". *Mijnbouw.* 66 (3): pp 201-212.
- DE RUIG, M.J. (1990). "Fold trends and stress deviation in the Alicante fold belt, Southeastern. Spain". *Inst. Aardwt. Vrije. Unvers De Boeelaam. Amsterdam.*
- DE RUIG, M.J. (1992). "Tectono-Sedimentary evolution of the Prebetic fold belt of Alicante (SE. Spain). A study of stress fluctuations and foreland basin deformation". *Tesis. Univ. Utrecht.* 207 pp.
- DIPUTACIÓN PROVINCIAL DE ALICANTE. (1992). "Mapa del agua de la provincia de Alicante". *San Vicente. Alicante.*
- FOUCARDE, E. "Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaines Bétiques et Ibériques (Sud-Est de l'Espagne meridional)". *Thesis. Univ. Paris,* 427 pp.
- GARCÍA HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C. and VERA, J.A. (1980). "Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera". *Geol. Mijnbouw,* 59, pp. 155-158.
- GARCÍA RODRIGO, B. (1960). "Sur la structure du Nord de la Provincie d'Alicante". *Bull. Soc. Geol. France,* 7, pp. 273-277.
- GARCÍA RODRIGO, B. (1965). "Nuevos datos sobre el Paleógeno de la Zona Prebética al Norte de Alicante". *Notas y Comun. Instituto Geológico y Minero de España,* 79, pp. 69-88.
- GRANIER, B. et FOUCARDE, E. (1984). "Nouvelles données sur le Crétacé inférieur du Prébétique Oriental (Espagne)". *C. R. Atad. Sc. Paris (II).* vol 299, n° 16, pp 1147-1152.
- I.G.M.E. (1983). "Mapa Geocientífico del Medio Natural de la Provincia de Alicante a Escala 1:100.000".
- I.G.M.E. (1973). "Mapa de Rocas Industriales a escala 1:200.000 de la Hoja de Alicante n°

64”.

- JIMÉNEZ DE CISNEROS (1927). “Geología y Paleontología de Alicante”. *Trab. Mus. Nac. Cien. Natu. Ser. Geol. Madrid*.
- MARTINEZ DEL OLMO, G.; LERFF VERDÚ, G. y SUÁREZ ALBA, J. (1985). “Frentes de olistólitos intraMiocenos en el Prebético Oriental. (Prov. Alicante)”. *Trabalos de Geología Universidad de Oviedo*, 15, pp 147-151.
- MOSELEY, F. (1973). “Diapiric and gravity tectonics in the Pre-Betic. (Sierra Bernia) of South-East. Spain.” *Boll. Geol. Min. España. Tomo LXXXIV-III*: 114-126 pp.
- MOSELEY, F.; CUTTELL, J.C.; LANGE, E.W.; STEVENS, D. and WARBRICK, J.R. (1981). “Alpine tectonics and diapiric structures in the Pre-Betic zone Southeast”. *Journal of Structural Geology*. Vol 3 n°3, pp 237 to 251.
- RONDELL, H.S. y VAN DER GAAG, P. “A two stage diapiric event in the eastern Prebetic”. *Estudios Geológicos n° 42*: 117-125 pp
- RÍOS, J.M.; NAVARRO, D.; TRIGUEROS, E. y VILLALÓN, C. (1961). “Memoria explicativa de la Hoja a escala 1:50.000 de Benissa”. *Instituto Geológico y Minero de España*.
- RÍOS, J.M.; NAVARRO, D.; TRIGUEROS, E. y VILLALÓN, C. (1961). “Memoria explicativa de la Hoja a escala 1:50.000 de Altea”. *Instituto Geológico y Minero de España*.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1977). “Síntesis geológica del Prebético de la Provincia de Alicante”. *Bol. Geol. y Min. Tomo LXXXVIII*, pp 183 a 214.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN
Y CIENCIA