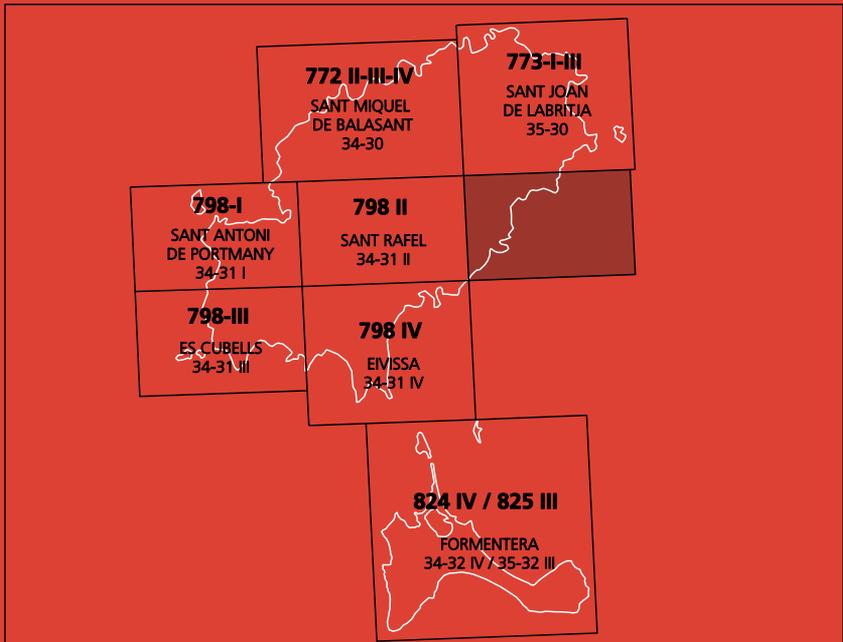




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 25.000

Segunda serie - Primera edición



IBIZA Y FORMENTERA (ISLAS BALEARES)

SANTA EULÀRIA DES RIU

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

SANTA EULÀRIA DES RIU

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

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 474-09-015-5
ISBN: 978-84-7840-803-0
Depósito legal: M-27693-2009

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

Las presentes Hoja y Memoria (Santa Eulària des Riu - 799 I) han sido realizadas por Informes y Proyectos, S.A. (INYPSA), dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Autores

- A. García de Domingo (INYPSA). Cartografía y Memoria. Hidrogeología. Jefe de proyecto.
- J. A. Díaz de Neira (INYPSA). Cartografía y Memoria. Recursos Naturales.
- J. Gil Gil (INYPSA). Cartografía y Memoria. Geotecnia.
- P. Cabra Gil (INYPSA). Cartografía y Memoria. Geomorfología.
- P. P. Hernaiz Huerta (INYPSA). Tectónica y Neotectónica.
- M. Zamorano Cáceres (INYPSA). Sedimentología
- C. Gálvez García (INYPSA). Hidrogeología.
- J. Palacios Suárez (INYPSA). Patrimonio Cultural Geológico (PIG).

Estudios de muestras

- P. Aguilar. Nannofósiles.
- L. Granados. Micropaleontología.
- C. P. Calvo (UCM). Petrología de carbonatos.

Dirección y supervisión

- 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 documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Informes y fichas petrográficas, paleontológicas y sedimentológicas de dichas muestras
- Columnas estratigráficas de detalle
- Álbum de fotografías
- Informe sedimentológico
- Puntos de Interés Geológico



ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA.....	9
1.2. ANTECEDENTES	11
1.3. MARCO GEOLÓGICO	12
1.3.1. Marco regional.....	12
1.3.2. Evolución geodinámica	13
1.3.3. Estructura de Eivissa	13
2. ESTRATIGRAFÍA	16
2.1. ROCAS ÍGNEAS	16
2.1.1. Rocas subvolcánicas.....	18
2.1.1.1. Ofitas (1).....	18
2.2. MESOZOICO	18
2.2.1. Triásico.....	18
2.2.1.1. Dolomías (Facies Muschelkalk) (2). Anisiense-Ladiniense	18
2.2.1.2. Arcillas y yesos (Facies Keuper) (3). Triásico superior	19
2.2.2. Jurásico	20
2.2.2.1. Dolomías y brechas dolomíticas (4). Triásico superior-Lías.....	20
2.2.2.2. Margas y calizas nodulosas rojas (5). Oxfordiense	21
2.2.2.3. Calizas tableadas (6). Oxfordiense-Kimmeridgiense.....	22
2.2.3. Cretácico.....	22
2.2.3.1. Margas con intercalaciones de margocalizas (7). Titónico-Albiense	23
2.2.3.2. Dolomías (8). Titónico-Hauteriviense.....	23
2.3. TERCIARIO	24
2.3.1. Mioceno.....	24
2.3.1.1. Margas, areniscas y conglomerados (9). Burdigaliense-Langhiense	25
2.3.1.2. Conglomerados (10). Burdigaliense-Langhiense	25
2.3.1.3. Calcarenitas (11). Burdigaliense-Langhiense.....	26

2.3.1.4. Arcillas y bloques (12). Burdigaliense-Langhiense.....	26
2.4. CUATERNARIO	27
2.4.1. Pleistoceno.....	28
2.4.1.1. Areniscas (Playas y dunas antiguas: “marés”) (13). Pleistoceno...	28
2.4.1.2. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados (Glacis antiguo y Glacis moderno) (14, 17). Pleistoceno.....	28
2.4.1.3. Conglomerados (Depósitos marinos) (15). Pleistoceno.....	29
2.4.1.4. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados (Cono de deyección intermedio y Cono de deyección moderno) (16, 19). Pleistoceno-Holoceno.	29
2.4.1.5. Gravas, arenas y arcillas (Terraza) (18). Pleistoceno-Holoceno	30
2.4.2. Holoceno	30
2.4.2.1. Arcillas, gravas y arenas (Aluvial-coluvial) (20). Holoceno.....	30
2.4.2.2. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Coluvión) (21). Holoceno	30
2.4.2.3. Gravas, arenas y arcillas (Fondo de valle) (22). Holoceno	30
2.4.2.4. Arcillas y limos con materia orgánica (Albufera) (23). Holoceno..	31
2.4.2.5. Arenas y gravas (Playa) (24). Holoceno.....	31
2.4.2.6. Depósitos antrópicos (25). (Holoceno).....	31
3. TECTÓNICA.....	32
3.1. ASPECTOS GEODINÁMICOS.....	32
3.1.1. Marco estructural	32
3.1.2. Evolución geodinámica	32
3.2. ESTRUCTURA DE LA ISLA DE EIVISSA.....	35
3.2.1. Aspectos generales	35
3.2.2. Etapas de deformación	36
3.2.2.1. La extensión mesozoica.....	36
3.2.2.2. La compresión terciaria	37
3.2.2.3. La distensión del Mioceno superior-Cuaternario	38
3.3. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA DE LA HOJA	38
3.3.1. Unidad de Eivissa	39
3.3.1.1. Anticlinal de Cala Llonga.....	39
3.3.1.2. Cabalgamiento de Valverde	39
3.3.1.3. Accidente de Sol d’en Serra.....	39
3.3.1.4. Cabalgamiento de Cas Maricano	39
3.3.2. Unidad de Llentrisca-Rey. Subunidad de Forn Nou.....	40
3.3.2.1. Bloques de Puig d’en Llätzer.....	40
3.3.2.2. Unidad olistostrómica	40

4. GEOMORFOLOGÍA	41
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA.....	41
4.2. ANTECEDENTES.....	42
4.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO.....	42
4.3.1. Estudio Morfoestructural.....	42
4.3.2. Estudio del modelado.....	43
4.3.2.1. Formas de ladera.....	43
4.3.2.2. Formas fluviales.....	44
4.3.2.3. Formas poligénicas.....	44
4.3.2.4. Formas litorales.....	45
4.3.2.5. Formas antrópicas.....	46
4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES.....	46
4.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA.....	49
5. HISTORIA GEOLÓGICA	50
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	54
6.1. HIDROGEOLOGÍA.....	54
6.1.1. Climatología e Hidrología.....	54
6.1.1.1. Climatología.....	54
6.1.1.2. Hidrología.....	54
6.1.2. Descripción hidrogeológica.....	54
6.1.2.1. Principales acuíferos.....	54
6.1.2.2. Zonas hidrogeológicas.....	55
6.2. RECURSOS MINERALES.....	57
6.2.1. Rocas Industriales.....	57
6.2.1.1. Calizas.....	57
6.2.1.2. Margas.....	58
6.2.1.3. Dolomías.....	58
6.3. GEOTECNIA.....	58
6.3.1. Síntesis geotécnica.....	58
6.3.1.1. Criterios de división.....	58
6.3.1.2. División en Áreas y Zonas Geotécnicas.....	59
6.3.2. Estudio de las Áreas y Zonas.....	62
6.3.2.1. Área I.....	62
6.3.2.2. Área II.....	62
6.3.2.3. Área III.....	63
6.3.2.4. Área IV.....	64

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO (PIG)	66
7.1. TESTIFICACIÓN DE LA METODOLOGÍA	66
7.2. ITINERARIO RECOMENDADO	66
8. BIBLIOGRAFÍA	67

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La isla de Eivissa, que posee una superficie de 572 km², se encuentra incluida junto con la isla de Formentera en el grupo de islas denominadas Pitiusas. La presente Hoja a escala 1:25.000 de Santa Eulària des Riu (799 I) ocupa el sector oriental de Eivissa y en ella se pueden observar dos dominios con características orográficas contrastadas (Fig. 1.1): el septentrional, formado por las llanuras del valle del río de Santa Eulalia y la plana de Es Compàs, separadas por las elevaciones de Puig d'en Ribes (221 m) y el Puig de sa Creu d'en Ribes (175 m); y el meridional, constituido por un relieve alomado en el que destacan las elevaciones de Puig d'en Pep (243 m), Puig de ses Terrets (220 m), Serra des Puig (201 m), Puig d'en Purredó (175 m), Puig des Moltons (165 m) y Puig d'en Llätzer (155 m), separadas por valles más o menos amplios.

Dentro de la red hidrográfica cabe destacar el río de Santa Eulalia, que constituye el único curso fluvial de cierta entidad en la isla, y a su afluente el torrente de Labritja. El primero separa los dos dominios fisiográficos señalados y desemboca al sur de Santa Eulalia del Río.

El clima es de tipo Mediterráneo, con temperaturas medias de 17°C, máximas de 35°C y mínimas de 0°C. La precipitación media anual es del orden de 475 mm, registrando variaciones interanuales muy importantes, con coeficientes de irregularidad superiores a 6. La evapotranspiración real media varía entre el 60-100% de la pluviometría, para una capacidad de retención del suelo de 25 mm. La humedad relativa se mantiene prácticamente constante a lo largo de todo el año, con valores en torno al 70%. Los vientos dominantes son los del norte (Tramontana) y suroeste (Lebeig).

La distribución de la población en la isla es muy variable, con zonas que han duplicado su población desde 1960 debido al turismo y a las migraciones internas; es el caso del término municipal de Santa Eulalia del Río, que ha duplicado su población entre 1960 y 1986. La mayor parte de la Hoja está incluida en dicho término, exceptuándose el vértice noroccidental, que se incluye en el de Sant Joan de Labritja. El principal núcleo de población es Santa Eulalia del Río, centro comercial y administrativo de la zona. Junto a él, cabe destacar la existencia de numerosas urbanizaciones, como las de Es Canar, Punta Arabí, Miramar, Cala Llonga, Roca Llista y Can Vildes.

La principal actividad económica se centra en el turismo, que representa un alto porcentaje del producto interior bruto. En cuanto al sector agrícola, carece de relevancia económica como consecuencia de la limitación de los recursos hidráulicos. En general, la isla de Eivissa se clasifica en la categoría de Agrícola-Forestal, predominando el monte maderable, que se extiende aproximadamente por un 40% de la superficie agraria total útil. Con respecto al sector industrial, prácticamente no existe, estando representado por pequeñas industrias de los sectores agrario y alimentario.

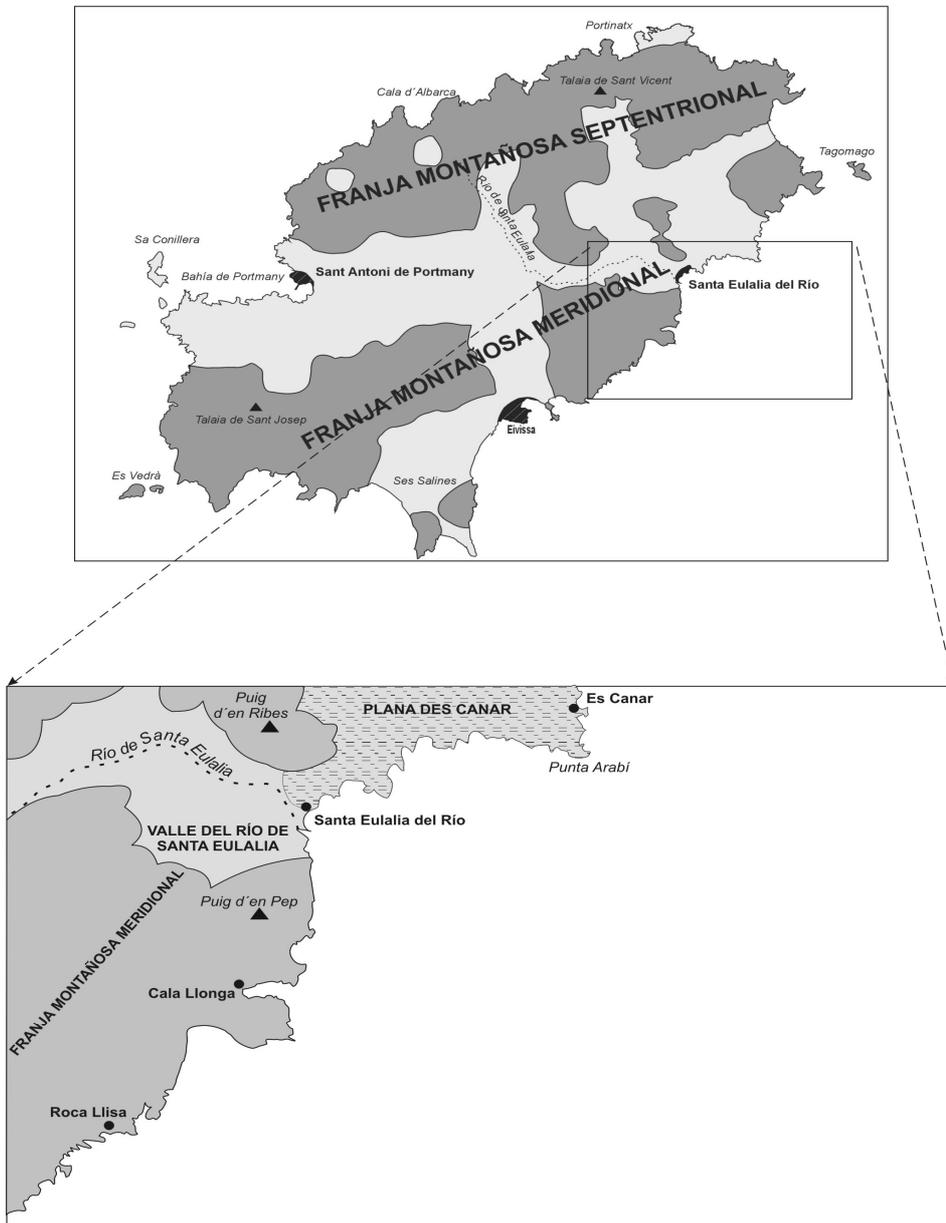


Figura 1.1. Esquema de situación y principales elementos fisiográficos de la Hoja.

1.2. ANTECEDENTES

Los primeros trabajos geológicos sobre la isla de Eivissa son los realizados por VIDAL y MOLINA (1888) y NOLAN (1893, 1895), en los que reconocen los materiales aflorantes desde el Triásico al Mioceno y describen la estructura de la isla como dos grandes anticlinales de dirección E-O, afectados por numerosas fracturas.

Durante el segundo decenio de nuestro siglo surge una nueva hipótesis interpretativa desarrollada en los trabajos de FALLOT (1910-1948) y DARDER-PERICÁS (1925), indicando la superposición de tres series tectónicas o escamas, que de sureste a noroeste son las de Ibiza (la más elevada), Llentrisca-Rey (intermedia) y Aubarca (basal). Esta hipótesis deriva de la aplicación de los mantos de corrimiento al contexto insular, basándose en argumentos paleontológicos para su estratigrafía y geométricos para su disposición estructural.

La cartografía a escala 1:50.000 de SPIKER y HAANSTRA (1935) confirma la existencia de las tres grandes escamas definidas por FALLOT, aunque modifica el límite entre las escamas de Aubarca y Llentrisca-Rey. Años más tarde, COLOM (1934-1973) hace aportaciones sobre la estratigrafía de la isla basadas en estudios micropaleontológicos.

Posteriormente, RANGHEARD (1969) realiza su tesis doctoral en Eivissa y Formentera, elaborando una cartografía detallada a escala 1:50.000 y una importante monografía regional. En este trabajo se indica que las series son idénticas en toda la isla desde el Triásico medio hasta el Kimmeridgiense, individualizándose tres dominios paleogeográficos para el Cretácico inferior mediante cambios laterales de facies, dominios correspondientes a las series de Ibiza, San José y Aubarca. El Eoceno y el Oligoceno no son reconocidos, mientras que el Mioceno está representado en todos los dominios por facies idénticas. Desde un punto de vista estructural, este autor señala nuevamente las tres unidades definidas por FALLOT: Ibiza, Llentrisca-Rey, equivalente a la escama de Cirer-Rey, y Aubarca.

En estos últimos años hay que destacar los estudios de AZÉMA *et al.* (1979a), sobre la estratigrafía del Jurásico y Cretácico del noroeste de Eivissa, y FOURCADE *et al.* (1982), que incorpora nuevos conceptos sedimentarios a esta zona de las Béticas, indicando la presencia de unidades olistostrómicas, ya descritas por BOURGOIS (1978) en otros sectores de la cordillera.

En cuanto a los materiales neógenos, han sido estudiados por SIMÓ y GINER (1983), describiendo cinco secuencias deposicionales, y por DURAND-DELGA *et al.* (1984), que definen la serie salobre y continental del Mioceno medio y superior. Asimismo, el complejo arrecifal tortoniense ha sido abordado por BARÓN (1980).

Los depósitos cuaternarios han sido tratados por SOLÉ SABARÍS (1955, 1962), con especial atención a los depósitos marinos, y COLOM y ESCANDELL (1960-1962) y ESCANDELL y COLOM (1964), centrándose en la bahía de Portmany (Sant Antoni).

La evolución tectosedimentaria de las Baleares ha sido analizada por POMAR (1979) dentro del contexto del Mediterráneo occidental.

Por último, la hidrogeología de la isla ha sido estudiada por BARÓN, dentro de los planes dependientes de la Comunidad Autónoma, y por BATLLE (1978).

1.3. MARCO GEOLÓGICO

1.3.1. Marco regional

Las Islas Baleares se sitúan sobre un umbral submarino denominado Promontorio Balear, que posee unos 400 km de longitud y una anchura superior a 100 km. Dos depresiones transversales dividen el promontorio en tres sectores: al suroeste, la porción correspondiente a la plataforma continental de la Península; en el centro, las Pitiusas; y al noreste, Mallorca y Menorca.

Todos los autores que han trabajado en Eivissa están de acuerdo en considerarla como la prolongación de las Cordilleras Béticas hacia el este. Éstas constituyen la terminación occidental del Orógeno Alpino Perimediterráneo, constituido por una sucesión de cordilleras orientadas en dirección E-O preferentemente, cuyo rasgo más característico es que presentan una estructura de mantos de corrimiento originados durante el Cretácico y Terciario (MARTÍN-ALGARRA, 1987).

El Orógeno Alpino del Mediterráneo Occidental está formado por una alineación de cadenas que presentan una estructura centrífuga con respecto al área ocupada por el mar. Dentro de él se pueden distinguir tres segmentos principales: el segmento meridional, constituido por las Cordilleras Norteafricanas del Rif y del Tell; el segmento oriental, que se extiende a través de Sicilia, mediante el Arco Calabro-Peloritano, conectando con el Apenino; y el segmento noroccidental, unido con el Rif mediante el Arco de Gibraltar, integrado por las Cordilleras Béticas.

De acuerdo con la concepción clásica del geosinclinal, las Cordilleras Béticas han sido divididas tradicionalmente en Zonas Internas y Externas. Las Zonas Internas presentan deformaciones profundas que afectan al zócalo, acompañadas de metamorfismo, mientras que las Zonas Externas se caracterizan por la ausencia de afloramientos del zócalo y por una cobertera sedimentaria plegada y despegada, con desarrollo de cabalgamientos y mantos de corrimiento. El resto de la cordillera queda configurado por depresiones neógenas de origen diverso. Por una parte, la Depresión del Guadalquivir constituye la antefosa que separa el orógeno del margen continental estable, representado por la Meseta, habiendo recibido aportes siliciclásticos de ésta y de carácter olistostrómico procedentes de aquél. Por otro lado, las depresiones intramontañosas son el reflejo de la tectónica postalpina. La distribución de las unidades anteriores es de norte a sur: Meseta, Depresión del Guadalquivir, Zonas Externas y Zonas Internas.

Las Zonas Externas se encuentran ubicadas sobre un zócalo paleozoico correspondiente a la prolongación de la Meseta, subdividiéndose a su vez en Zona Prebética y Zona Subbética. Por su parte, las Zonas Internas están constituidas por la Zona Bética.

- La Zona Prebética corresponde a la parte más proximal del margen continental ibérico. Se divide en Prebético Externo e Interno de acuerdo con las diferentes facies del Cretácico.
- La Zona Subbética, situada al sur de la anterior, corresponde a la parte distal del margen continental, habiéndose subdividido en Subbético Externo, Medio e Interno, de acuerdo con las variaciones estratigráficas del Jurásico.
- Entre las Zonas Prebética y Subbética se disponen las Unidades Intermedias, que presentan ciertas características híbridas entre ambas.
- En la Zona Bética afloran extensamente rocas paleozoicas, a diferencia de las Zonas Externas, aunque también alberga rocas mesozoicas. Tradicionalmente se distinguen en ella tres complejos superpuestos, de abajo arriba: Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide; algunos autores asignan diversas unidades de atribución dudosa al Complejo Rondaide (MARTÍN-ALGARRA, 1987).
- Entre las Zonas Internas y Externas aflora, de forma discontinua, una serie de unidades de origen incierto y que han recibido denominaciones diversas. El análisis detallado de todas ellas ha llevado a la conclusión de que únicamente el Complejo del Campo de Gibraltar pertenece a un dominio paleogeográfico intermedio entre ambas (MARTÍN-ALGARRA, 1987).

1.3.2. Evolución geodinámica

El primer acontecimiento destacado de la historia geológica de la cordillera se registra a finales del Lías medio, como consecuencia de procesos de fracturación de envergadura continental relacionados con la apertura del Atlántico. Las grandes fallas originadas juegan a partir de este momento un importante papel: como condicionantes paleogeográficos durante el resto del Mesozoico y posteriormente, a lo largo del Terciario, como zonas de debilidad aprovechadas por los esfuerzos compresivos alpinos.

A mediados del Cretácico se produce la rotación de la placa Ibérica, comenzando el desplazamiento de la Zona Bética hacia el oeste, como consecuencia del acercamiento entre las placas Europea y Africana. Dentro de las Zonas Externas, dicho desplazamiento provoca aloctonías generalizadas hacia el noroeste durante el Mioceno inferior.

A partir de este momento tienen lugar nuevas fases de deformación, manifestadas de diferente forma y con intensidad variable según los sectores. En sentido estricto, hasta finales del Mioceno no se considera acabado el ciclo orogénico alpino, pero en cualquier caso las deformaciones persisten actualmente como reflejo de una zona tectónicamente activa, al igual que todo el borde mediterráneo.

1.3.3. Estructura de Eivissa

Con respecto a las características estratigráficas de Eivissa, se han definido tres series tipo asociadas a dominios paleogeográficos contiguos.

Los materiales correspondientes al Triásico y Jurásico son muy similares en los tres dominios, observándose una laguna estratigráfica entre el Pliensbachiense y el Oxfordiense que puede reducirse en algunos sectores a la falta de los términos finales del Dogger.

A partir del Titónico y durante todo el Cretácico inferior comienza la compartimentación de la plataforma formada durante el Lías, diferenciándose de sureste a noroeste: un dominio interno, localizado al sureste y relleno por materiales margosos y margo-calcáreos en facies de cuenca; un dominio intermedio, en el que el Titónico-Valanginiense está constituido por calizas de plataforma, mientras que durante el Hauteriviense-Albiense continúa rellenándose con materiales margosos en facies de cuenca; y un dominio externo, en el que además de las calizas y dolomías del Titónico-Valanginiense presenta facies de plataforma carbonatada en el Aptiense.

Las variaciones de las litofacies indican la persistencia de una plataforma carbonatada en el noroeste, correspondiente a la Serie estratigráfica de Aubarca, que evolucionaría a una cuenca abierta hacia el sureste, perteneciente a la Serie de Eivissa, con un dominio intermedio entre ambas correspondiente a la Serie de San José (RANGHEARD, 1969). Con respecto al Cretácico superior, aflora en facies carbonatadas sin diferenciación aparente dentro de las distintas series sedimentarias señaladas.

En la isla sólo afloran materiales terciarios pertenecientes al Mioceno, no habiéndose datado con seguridad el Paleógeno; tan sólo POMAR (1979) y FONTBOTÉ *et al.* (1983) citan en Portitxol la posible presencia de un conglomerado en facies continentales de esa edad.

Dentro del Neógeno se pueden diferenciar dos tipos de depósitos: preorogénicos y postorogénicos. Los materiales preorogénicos, de edad Burdigaliense-Langhiense, están implicados en las estructuras de corrimiento y plegamiento correspondientes a la última etapa de deformación alpina. Este conjunto mioceno aflora discordante y extensivo sobre un paleorrelieve modelado sobre los materiales mesozoicos, pudiendo diferenciarse dos grupos litoestratigráficos según el origen de los mismos. En el sector occidental afloran conglomerados calcáreos, margas y calcarenitas, de carácter marino con pasadas salobres, en los que SIMÓ y GINER (1983) han descrito dos secuencias deposicionales, enmarcando la primera en el Aquitaniense-Burdigaliense. En el sector oriental se puede observar una formación de carácter netamente olistostrómico formada como consecuencia de la fase diastrófica paroxismal; esta fase tectónica provocaría la dilaceración, el despegue y el corrimiento gravitacional de los materiales calco-dolomíticos del Jurásico sobre los niveles plásticos del Keuper, que se introducirían en las cuencas precedentes de los bordes tectónicos activos.

El Mioceno posttectónico sólo aflora en la costa septentrional, en facies fundamentalmente arrecifales, en las que SIMÓ y GINER (1983) han descrito tres secuencias deposicionales.

Las variaciones litoestratigráficas que se observan en los materiales del Jurásico terminal-Cretácico inferior determinan su pertenencia a las distintas unidades definidas en el Orógeno Bético. No obstante, su atribución varía en función de los diferentes autores. Así, FALLOT (1922-1948) incluye las series con facies de cuenca dentro del Subbético, al igual que DARDER-PERICÁS (1925) y COLOM (1946), a diferencia de DURAND-DELGA (1960),

BOURROUILH (1970) y RANGHEARD (1971), que las incluyen en el Prebético Interno-Prebético meridional; posteriormente, DURAND-DELGA (1980) se ratifica en esta misma atribución, incluyéndolos en el Prebético de Alicante. Por su parte, FOURCADE *et al.* (1977) atribuyen el noroeste de Eivissa a la plataforma citrabética, mientras que el sureste de la isla y Mallorca, a la cuenca citrabética. Finalmente, CHAUVE *et al.* (1978) y FOURCADE *et al.* (1982) incluyen las series de cuenca dentro de las Unidades Subbéticas, indicando que durante el Langhiense, entre el Prebético y el Subbético existe un surco sedimentario en el que se depositan unidades olistostrómicas con bloques.

Con respecto a la tectónica de Eivissa, las hipótesis de estructuración han evolucionado con el tiempo dependiendo de los distintos autores; no obstante, todos ellos están de acuerdo en afirmar que el momento paroxismal de la deformación es posterior al Langhiense inferior y que ésta se caracteriza por una superposición de unidades tectónicas.

El primer trabajo moderno que delimita varias unidades tectónicas superpuestas, basándose en las definidas por FALLOT (1914-1948) es el realizado por RANGHEARD (1969), que define tres unidades tectónicas cabalgantes hacia el NO. La Unidad de Ibiza es la más elevada estructuralmente, con series estratigráficas de tipo Ibiza y San José. La Unidad de Llentrisca-Rey, tectónicamente subyacente a la anterior, se corresponde con la escama de Cirer-Rey de FALLOT (1917) y presenta facies de las series de San José y Aubarca. Por último, la Unidad de Aubarca, la inferior dentro del edificio estructural, está formada por materiales asimilados a la Serie de Aubarca. La región está afectada por una tectónica tangencial reflejada por pliegues vergentes hacia el NO, con los flancos inversos estirados formando láminas y cabalgados a su vez por los flancos normales.

Posteriormente, FOURCADE *et al.* (1982) definen otras unidades tratando de asignar los distintos tipos de facies a cada unidad estructural. Estos autores indican que Eivissa está constituida por cinco unidades y subunidades estructurales con vergencia NO que pueden reagruparse en dos grandes dominios estructurales separados por una formación miocena que incluye bloques sedimentarios de distinto tamaño y naturaleza. El dominio septentrional, parautóctono, está constituido por la Unidad de Aubarca-Fornou-Rey y el meridional, cabalgante, por las unidades de la Talaia de San José y de Eivissa.

Por último, DURAND-DELGA *et al.* (1984) elaboran una nueva hipótesis tectónica, incluyendo en la Unidad de Eivissa a la Subunidad occidental de San José, bajo la cual definen la Subunidad de Roques Altes, prolongación occidental de la Unidad de Sant Rafel. Como parautóctono siguen considerando a la Unidad de Aubarca, al igual que en el esquema precedente de RANGHEARD (1969).

En la realización de la presente Hoja, a nivel de las grandes unidades tectónicas se ha mantenido dentro de lo posible la terminología usada por los autores anteriores, si bien con ciertas modificaciones de sus límites.

2. ESTRATIGRAFÍA

La Hoja a escala 1:25.000 de Santa Eulària des Riu (799 I) presenta una gran variedad litológica, con materiales carbonatados, detríticos, evaporíticos e ígneos de edades comprendidas entre el Triásico medio y el Cuaternario. No obstante, también muestra importantes lagunas estratigráficas en el Dogger, Cretácico superior-Mioceno inferior y Mioceno superior.

Su descripción estratigráfica se ha realizado estudiando los distintos materiales aflorantes, considerando sus características litológicas, estratigráficas y sedimentológicas dentro de su contexto paleogeográfico original. Posteriormente, debido a fenómenos tectónicos, los dominios paleogeográficos primitivos sufrieron grandes transformaciones, aproximándose geográficamente unos a otros y llegando a disponerse sin ninguna relación estratigráfica ni sedimentológica aparentemente.

A nivel insular, se aprecia una notable uniformidad estratigráfica en el Triásico y Jurásico, pero no así en el Cretácico inferior, cuyas variaciones han permitido definir tres series correspondientes a otros tantos dominios paleogeográficos. De noroeste a sureste son las series de Aubarca, San José e Ibiza (Fig. 2.1). La Serie de Aubarca (dominio más externo) se caracteriza por depósitos de plataforma, en tanto que la Serie de Ibiza (dominio más interno) está constituida por depósitos de cuenca, con la Serie de San José (dominio intermedio) integrada por depósitos de transición entre ambas.

En la Hoja no aflora el dominio septentrional, pero sí los restantes: el dominio intermedio está representado en las proximidades de Puig d'en Tancas, donde afloran margas del Hauteriviense-Barremiense y niveles dolomíticos del Titónico-Hauteriviense; y el dominio interno, que aflora en los sectores meridional y oriental, ocupando prácticamente toda la costa y estando caracterizado por sedimentos margosos del Cretácico inferior en facies de cuenca.

El Mioceno está representado fundamentalmente en facies detríticas, con bloques de calizas jurásicas incluidas entre ellas, y facies de la unidad olistostrómica en el sector septentrional.

El registro estratigráfico se completa con la presencia de rocas ígneas, mínimamente representadas, y depósitos cuaternarios ampliamente distribuidos por la zona.

2.1. ROCAS ÍGNEAS

Afloran principalmente en la costa oriental de Eivissa, entre la playa de Aigues Blancas y Es Canar, y con menor extensión y calidad en pequeños asomos del interior. En la presente Hoja, aparecen incluidas entre las arcillas de la facies Keuper del Triásico superior y como bloques de la unidad olistostrómica miocena. Han sido estudiados por BEAUSEIGNEUR y RANGHEARD (1967, 1968), que describen sus principales afloramientos.

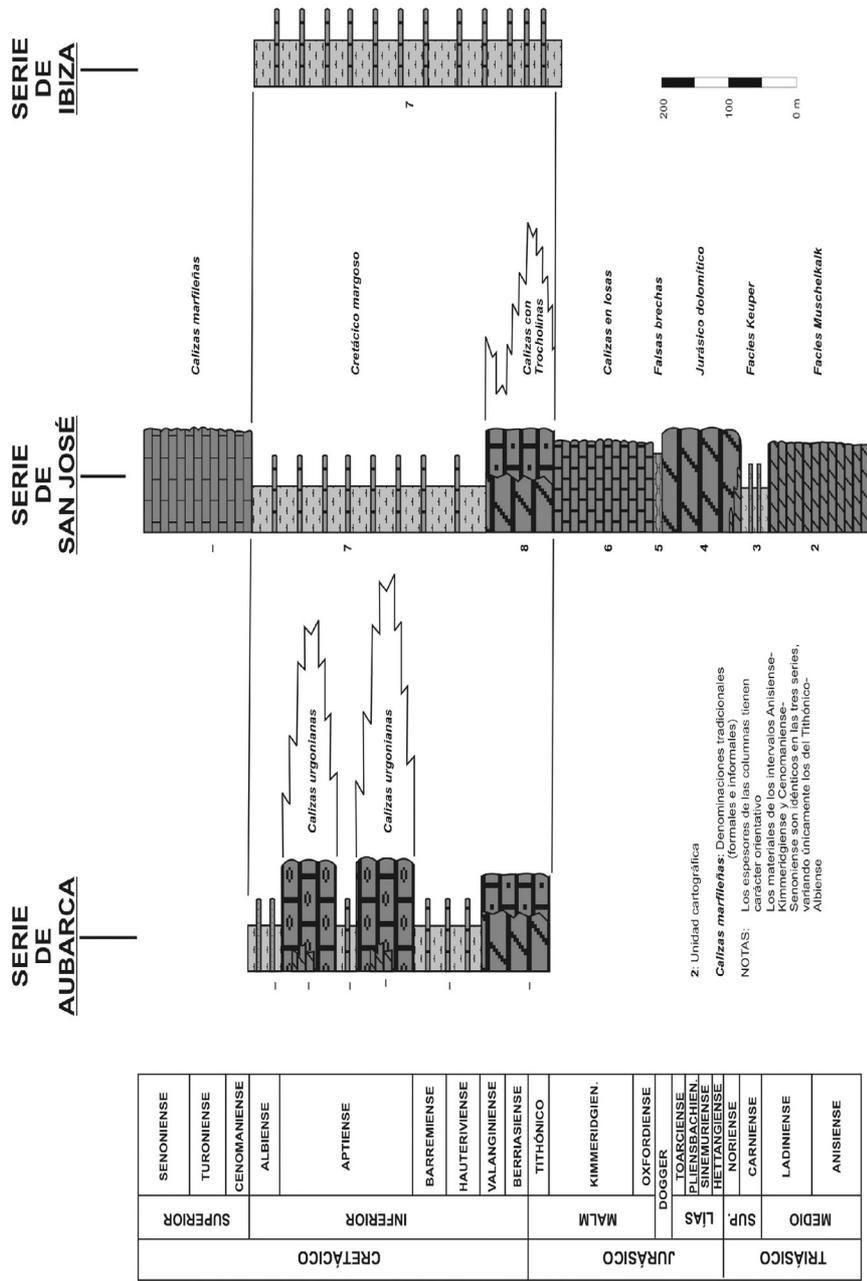


Figura 2.1. Esquema estratigráfico del Mesozoico de la isla de Eivissa y sus unidades aflorantes en la Hoja

2.1.1. Rocas subvolcánicas

2.1.1.1. *Ofitas (1)*

Sólo se ha cartografiado un pequeño afloramiento, situado junto a Can Botigues, que posiblemente sea un bloque del Mioceno inferior. Se trata de una roca oscura de aspecto masivo surcada por numerosas diaclasas y que se altera fácilmente a elementos arcillosos de tonos claros.

Según VIDAL y MOLINA (1888), HAANSTRA (1935) y SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1936), en fresco presentan un tono gris verdoso, aspecto masivo y textura porfídica intersertal. Los fenocristales representan el 9% del volumen total de la roca, con dimensiones que oscilan entre 0,2 y 1,5 mm. La mayor parte de los fenocristales está constituida por plagioclasa (8%) de tipo andesina, mientras que el 1% restante está formado por piroxenos, que se alteran fácilmente a clorita. Como accesorio señalan la presencia de esfena, apareciendo calcita secundaria. Se clasifican como andesitas.

En otros puntos de la isla se ha observado cómo sus materiales encajantes originales son los sedimentos del Triásico superior, aunque también se han observado en materiales del Jurásico, aceptando esta última edad como la más probable para su emplazamiento.

2.2. MESOZOICO

2.2.1. Triásico

Los materiales triásicos afloran en el sector septentrional de la Hoja, asociados a la base de cabalgamientos, aunque también se pueden observar materiales carbonatados del Triásico medio incluidos dentro de la unidad olistostrómica. Se presenta en facies germánica, con un tramo inferior carbonatado en facies Muschelkalk y un tramo superior arcilloso-evaporítico en facies Keuper.

La presencia de los materiales carbonáticos atribuidos al Triásico ha sido señalada desde finales del siglo pasado por NOLAN (1893) y VIDAL y MOLINA (1888), así como en algunas notas previas en las que se abordan aspectos bioestratigráficos (COLOM y RANGHEARD, 1966). Los primeros estudios estratigráficos realizados de manera sistemática sobre estos materiales fueron llevados a cabo por RANGHEARD (1969-1971). Posteriormente, varios autores se han referido a estos sedimentos (FOURCADE *et al*, 1982; FONTBOTÉ *et al* 1983), generalmente utilizando los datos aportados por trabajos anteriores.

2.2.1.1. *Dolomías (Facies Muschelkalk) (2). Anisiense-Ladiniense*

Sus afloramientos se localizan en el ámbito de Can Joan Durban y en la Punta de s'Església Vella. Se trata de una serie muy homogénea formada totalmente por dolomías cristalinas grises de tamaño de grano fino a grueso, agrupadas en capas de espesor fino a medio y con pasadas de niveles de calizas a techo. Incluyen una gran cantidad de venas de dolomita y calcita espática, dando lugar a una facies de tipo "franciscana", con superficies de estratificación onduladas, a veces discontinuas, y en ocasiones de aspecto noduloso. Su

espesor es difícil de establecer, ya que su serie aflora incompleta, superando en cualquier caso el centenar de metros.

Entre las estructuras sedimentarias cabe destacar la presencia de laminación paralela de bajo régimen de flujo, laminación cruzada a pequeña escala debida a la presencia de "ripples" y estratificación lenticular. Así mismo, es frecuente encontrar bases canalizadas y laminación cruzada de gran escala, "ripples" de oleaje, laminación cruzada de tipo "hummocky" y laminación cruzada de gran escala. Toda la serie está afectada por una intensa bioturbación. Hacia techo es más frecuente observar laminaciones de algas y porosidad móldica de yesos discoidal y láminas rotas.

Su datación es imprecisa, no habiéndose reconocido fauna determinativa; no obstante, RANGHEARD (1971) cita microfauna del Triásico medio (Ladiniense) en unos niveles calcáreos incluidos entre las dolomías en la Hoja a escala 1:50.000 de San Juan Bautista (773).

Su sedimentación tuvo lugar en una plataforma somera de carbonatos de aguas claras, en ambientes submareales someros a muy someros, con intercalaciones de depósitos de tormenta y un sistema de barras que prograda sobre sus propios sistemas tempestíficos asociados.

2.2.1.2. Arcillas y yesos (Facies Keuper) (3). Triásico superior

Aparecen en el sector septentrional, constituyendo el nivel de despegue del cabalgamiento de la Unidad de Eivissa. Sus mejores afloramientos se localizan en Can Marí y en Santa Eulalia del Río. También se pueden reconocer bloques de estos materiales entre los depósitos de la unidad olistostrómica, que aflora en el sector noroccidental.

Se trata de niveles de arcillas de tonos rojos, verdes, amarillos y grises, que contienen cuarzos bipiramidales y yeso blanco fibroso que ha sido explotado en varias canteras, presentándose el conjunto en típicas facies Keuper. Su espesor es muy difícil de precisar ya que los contactos con las unidades infra y suprayacente se encuentran muy mecanizados debido a la naturaleza plástica de la unidad.

No ha sido posible su datación debido a su carácter azoico; no obstante, por comparación con otras zonas de las Cordilleras Béticas donde la facies Keuper sí ha sido datada, se le ha asignado una edad Carniense-Noriense.

Sedimentológicamente, corresponde a facies de transición encuadradas posiblemente en ambientes supramareales salinos de tipo "sebkha", bajo un clima árido y con etapas de influencia continental y llegada de materiales silicicláticos finos.

2.2.2. Jurásico

Sus afloramientos se distribuyen por una banda paralela a la costa, con diversos puntos de observación de buena calidad. Excepto los pequeños afloramientos incluidos en los materiales miocenos, pertenecen a la Unidad tectónica de Eivissa.

Los materiales jurásicos han sido objeto de estudio en diferentes etapas, tanto como parte de estudios geológicos de tipo regional como en estudios específicos, estos últimos escasos. Las primeras atribuciones estratigráficas (VIDAL y MOLINA, 1888; NOLAN, 1895; FALLOT, 1922) atribuyen al Muschelkalk el tramo de dolomías que hoy prácticamente todos los autores aceptan como perteneciente al Lías y descubren los primeros yacimientos fosilíferos en los materiales del Jurásico superior.

Los trabajos realizados por FALLOT y TERMIER (1921, 1923), COLOM (1934, 1946), SPIKER y HAANSTRA (1935), RANGHEARD (1962, 1964), COLOM y RANGHEARD (1966) y RANGHEARD y COLOM (1965) tratan de precisar la estratigrafía de estos materiales y algunos de ellos realizan los primeros bosquejos de síntesis estratigráfica y paleogeográfica; otros (COLOM y ESCANDELL, 1960-1962) sugieren que la isla de Eivissa constituyó un macizo emergido durante el Jurásico Inferior. Posteriormente, RANGHEARD (1969-1971) detalla la sucesión estratigráfica aceptada hoy día.

Durante el Jurásico, exceptuando el Titónico, no existen variaciones de facies que permitan diferenciar dominios paleogeográficos. Su término inferior está constituido por un conjunto dolomítico en el que están comprendidos el Triásico terminal, el Lías y, tal vez, parte del Dogger. Sobre él aparece un tramo margoso de reducido espesor (Oxfordiense), sobre el que se dispone un tramo calcáreo superior (Kimmeridgiense).

Se excluyen del presente apartado los sedimentos margosos y carbonatados del Titónico, que presentan una clara continuidad estratigráfica con la serie del Cretácico. Las unidades litoestratigráficas cartografiadas poseen una evidente correlación con otras unidades de dominios adyacentes, como el ibérico y el bético.

2.2.2.1. Dolomías y brechas dolomíticas (4). Triásico superior-Lías

Sus mejores afloramientos se localizan en los alrededores de Roca Llisa y en Cala Llonga, donde se ha levantado una serie. Se trata de un conjunto de dolomías y brechas dolomíticas masivas, mal estratificadas o en bancos gruesos, de tonos grises. Las dolomías están constituidas por cristales gruesos y presentan intercalaciones de bancos con aspecto brechoide y niveles de capas finas con laminaciones de algas; estos últimos son más frecuentes en los tramos basales, llegando a coincidir en facies con los depósitos dolomíticos de la facies Muschelkalk (unidad 2), con los que resulta fácil confundir. En la parte superior se observa un nivel calcáreo con una costra ferruginosa, sobre el que las margas rojas oxfordienses (unidad 5) marcan un cambio litológico evidente.

Se apoya en contacto mecánico sobre las arcillas y yesos de la facies Keuper (unidad 3), por lo que su espesor es difícil de calcular. En la serie de Cala Llonga se han medido 75 m, pero no aflora el muro; no obstante, en zonas próximas llega a alcanzar 150 m.

La intensa dolomitización que ha sufrido ha borrado su contenido fosilífero; no obstante, su base ha sido asignada al Triásico por FALLOT (1922) y RANGHEARD (1971) la precisa en el Noriense superior. Por lo que respecta a su techo, ha sido asignado al Lías por AZÉMA *et al.* (1979b), citando la presencia de *Ophthalmidium martanum* (FARINACCI) y *Ophthalmidium leischneri* KRISTAN-TOLLMANN. No obstante, RANGHEARD (1971) lo asigna al Dogger por su posición estratigráfica bajo el nivel oxfordiense (unidad 5). En la serie de Punta Grossa (Hoja a escala 1:25.000 de Sant Joan de Labritja, 773 I-III), se ha muestreado un tramo calcáreo bajo la costra ferruginosa que incluye Ophthalmídeos, *Lenticulina* sp., *Epistomina* sp. y *Vidalina martana*, que indican que puede comprender el Toarciense-Aaleniense, aunque su asociación con *Ophthalmidium* parece indicar que no pasaría del Lías.

Sus rasgos sedimentológicos originales han sido borrados en su mayor parte por la intensa dolomitización sufrida, observándose sólo laminaciones paralelas generadas por algas; no obstante, su sedimentación tuvo lugar en una extensa plataforma carbonatada, en condiciones submareales e intermareales, que se fragmentó durante el Lías medio aunque mantuvo sus características sedimentológicas durante el Lías superior.

2.2.2.2. Margas y calizas nodulosas rojas (5). Oxfordiense

Afloran sobre los niveles dolomíticos de la unidad anterior (4), disponiéndose sobre su costra ferruginosa terminal; por el contrario, su límite con la unidad suprayacente (6) es gradual. Corresponde a las "falsas brechas" de RANGHEARD (1971), que poseen una notable semejanza con los niveles de tipo *ammonítico rosso* de las Cordilleras Béticas. Sus principales afloramientos se localizan en Cala Llonga y Roca Llisa, dando lugar a afloramientos discontinuos con variaciones sustanciales de espesor.

De muro a techo se puede observar un conjunto noduloso rojo de calizas ("mudstone" y "wackstone") organizadas en capas finas e irregulares, con intercalaciones de margas rojas que pasan a techo a otro conjunto constituido por calizas nodulosas grises ("mudstone" y "wackstone") bioclásticas dispuestas en capas finas con intercalaciones de margas grises. Su espesor total es muy variable, llegando a alcanzar unos 15 m, pero reduciéndose hacia el sector septentrional, donde carece de entidad cartográfica.

Se trata de un nivel muy fosilífero, citándose por RANGHEARD (1971) y AZÉMA *et al.* (1979b) varias asociaciones de Ammonites tales como *Gregoryceras transversarium*, *Epipeltoceras bimammatum* e *Idoceras planula*, que indican que la unidad está comprendida entre las zonas de *Plicatulus* del Oxfordiense medio y *Ephiltoceras* del Oxfordiense superior. Los estudios de microfauna han determinado *Globochaete*, *Protoglobigerina*, *Vidalina*, Radiolarios, Ophthalmídeos, *Dentalina* y Lagénidos, que la datan como Oxfordiense.

Este conjunto alternante se dispone en secuencias estratocrecientes, con un término inferior más margoso y otro superior más calcáreo. Sedimentológicamente, el tramo inferior se organiza en secuencias estratocrecientes, asociándose a facies de tipo *ammonítico rosso*, resultado de las condiciones transgresivas alcanzadas tras la importante discontinuidad que provocó la ausencia de registro de, al menos, parte del Dogger. El ambiente sedimentario corresponde a una plataforma submareal, abierta y bien comunicada, con salinidad normal, en ambientes de baja energía por debajo del nivel de acción del oleaje y relativamente

someros. El tramo superior se interpreta en el contexto de una plataforma de carbonatos somera, abierta y bien comunicada, con salinidad normal.

2.2.2.3. Calizas tableadas (6). Oxfordiense-Kimmeridgiense

Corresponde a las "calizas en losas" de RANGHEARD (1971). Sus mejores puntos de observación se localizan en Cala Llonga, donde se ha levantado una serie, Cala Blanca y Cap des Llibrell.

Se trata de un conjunto rítmico de calizas micríticas ("mudstone") grises con intercalaciones de margas y margocalizas, distribuidas en capas finas a medias. A techo, los niveles margosos son más potentes y llegan a predominar, pasando transicionalmente a los niveles margosos o calco-dolomíticos superiores, dependiendo del dominio paleogeográfico. Es frecuente la presencia de granos de cuarzo dispersos y nódulos piritosos. Los niveles de calizas se encuentran muy bioturbados, observándose abundantes nódulos calcáreos entre los niveles margosos. Su espesor es del orden de 200 m, organizándose en bancos con estratificación planoparalela de 0,1-0,5 m de potencia, agrupados en secuencias estratocrecientes.

Se disponen en tránsito gradual sobre el tramo anterior (5); en las zonas en que el nivel de calizas nodulosas y margas del Oxfordiense no tiene entidad cartográfica, se encuentra incluido en la presente unidad. El paso a las unidades suprayacentes se realiza de modo gradual.

Los estudios micropaleontológicos realizados han determinado la presencia de Radiolarios, *Globochaete alpina*, *Nubecularia*, *Saccocoma*, Ophthalmídeos y Lagénidos. Además, en Hojas próximas se ha citado la presencia de *Clypeina jurassica*, *Trocholina alpina* y *Lithocodium aggregatum*, que asignan la unidad al Oxfordiense-Kimmeridgiense.

La presente sucesión se encuentra muy replegada tectónicamente, además de afectada por "slumps". El ambiente de sedimentación corresponde a una plataforma somera en la que tuvo lugar una abundante producción y acumulación de carbonatos. A esta plataforma llegarían aportes de material terrígeno fino que, junto con los carbonatos, fueron rellenando una cuenca que se encontraba compartimentada por un sistema de fracturas sinsedimentarias.

2.2.3. Cretácico

Los materiales del Cretácico que afloran en la isla de Eivissa han sido objeto de estudio en los trabajos realizados desde el siglo pasado (VIDAL y MOLINA, 1888; NOLAN, 1895; FALLOT, 1922; FALLOT y TERMIER, 1921, 1923; SPIKER y HAANSTRA, 1935; COLOM, 1946; RANGHEARD, 1962, 1964, 1965; COLOM y RANGHEARD, 1966; RANGHEARD y COLOM, 1965; y COLOM y ESCANDELL, 1960-1962), pero una vez más el mayor avance en su conocimiento está relacionado con los trabajos llevados a cabo por RANGHEARD (1969-1971), en los que se establece el modelo aceptado actualmente. Posteriormente, se ha seguido avanzando en el conocimiento estratigráfico de estos materiales mediante publicaciones tales como las llevadas a cabo por AZÉMA *et al.* (1979a) y FOURCADE *et al.* (1982).

Como ya se ha indicado, es a partir del Titónico cuando se pueden reconocer en Eivissa tres dominios paleogeográficos que de NO a SE se han denominado series de Aubarca, San José e Ibiza (Fig. 2.1). La plataforma carbonatada fragmentada a finales del Jurásico dio lugar a un surco situado en una posición interna de la cordillera, en el que se depositaron fundamentalmente depósitos de cuenca (Serie de Ibiza). En dominios paleogeográficos más externos continuó el depósito de facies carbonatadas de plataforma (Serie de Aubarca) con una de transición en la que se observan facies margosas de cuenca y facies carbonatadas de plataforma (Serie de San José).

En el presente apartado también se describen los depósitos correspondientes al Titónico, por mostrar una clara continuidad estratigráfica con los materiales cretácicos.

2.2.3.1. *Margas con intercalaciones de margocalizas (7). Titónico-Albiense*

Se disponen en una banda de dirección próxima a NE-SO. Se trata de un conjunto monótono de margas y margocalizas nodulosas, de color blanco o amarillo, con una gran cantidad de nódulos piritosos. Presentan intercalaciones de calizas margosas, margocalizas, calizas "mudstone", calizas arenosas y ocasionalmente, areniscas con bases canalizadas y laminación cruzada de surco y planar de gran escala y estructuras "flaser". Aunque es difícil de calcular, su espesor debe superar 250 m, disminuyendo hacia el noroeste por razones sedimentarias.

En la Serie de Ibiza se apoyan en contacto transicional sobre por las calizas tableadas kimmeridgienses (unidad 6), sin que se observe ninguna interrupción sedimentaria importante. Por lo que respecta a la serie de San José, su base se encuentra oculta bajo depósitos cuaternarios. Al sur de Puig d'en Tancas presentan intercalaciones de niveles dolomíticos que indican su paso al dominio paleogeográfico de plataforma.

Es muy frecuente la presencia de pequeños Ammonites piritosos y restos de Belemnites. Los estudios micropaleontológicos han determinado la asociación de *Lagena* sp., *Lenticulina* sp., *Astaculus* sp., *Britalina* sp., *Discorbis* sp., *Patellina* sp., *Ammodiscus* sp. y *Dentalina* sp., que data la unidad como Cretácico inferior, estando comprendido posiblemente también el Titónico. En S'Estanyol, RANGHEARD (1971) cita el hallazgo de *Calpionella alpina*, *Crassicollaria massutiniana*, C. cf. *Parumla* y *Spirillina* sp., indicativo del Titónico superior. Igualmente, la presencia en Sol d'en Serra de *Duvalina* cf. *ensifer*, *Conobelus* sp., *Calpionella alpina*, *Tintinnopsella carpathica*, *T. longa* y *Calpionellites neocomiensis* señala el Barremiense medio.

La mayoría de las secuencias de la unidad se han generado en condiciones de profundización dentro un ambiente de plataforma externa bien comunicada, afectada por un sistema de fracturas que darían lugar a áreas subsidentes con ambientes de baja energía.

2.2.3.2. *Dolomías (8). Titónico-Hauteriviense*

Afloran en el ámbito de Puig d'en Xumeu, en dos asomos de escasa entidad. Corresponden a niveles dolomíticos de tono gris claro, con cristales pequeños, angulosos e irregulares. El espesor visible no supera la veintena de metros.

Su origen está relacionado con la diagénesis de materiales calcáreos, habiéndose preservado restos de ellos a modo de enclaves. Debido a esta relación, se les asigna al Titónico-Hauteriviense, edad atribuida a los materiales calcáreos en zonas próximas.

2.3. TERCIARIO

En la isla de Eivissa no ha sido datado ningún sedimento del Paleógeno, indicando que durante este período se produjo un intenso proceso erosivo que afectó en algunos sectores a gran parte de la cobertera mesozoica, incluso a los sedimentos triásicos. Dentro del registro terciario existen dos grandes grupos de materiales, ambos miocenos: pretectónicos, ampliamente distribuidos, y postectónicos, aflorantes exclusivamente en el litoral septentrional.

La serie miocena pretectónica aflorante en la Hoja se localiza exclusivamente en el ámbito de la Serie de San José, en el que a nivel insular se distinguen dos subdominios diferentes, ambos constituidos por series muy monótonas y características. En el subdominio centro-occidental se depositaron materiales detrítico-margosos en un contexto marino somero, en tanto que en el subdominio oriental se depositaron materiales de tipo olistostrómico. En cualquier caso, existen zonas de transición en las que convergen los dos tipos de facies.

Durante el Mioceno ya no existirían los dominios de plataforma y cuenca vigentes en el Jurásico superior-Cretácico inferior, habiendo sido reemplazados por un surco marino somero con sedimentación homogénea, dentro del cual se depositaría una unidad olistostrómica (12). Este surco se encontraría muy compartimentado debido a la acción de los procesos tectónicos alpinos. La génesis del olistostroma está asociada al levantamiento de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, cuyo rápido e intenso desmantelamiento suministraría el material necesario que, debido a su gran plasticidad, caería mediante fenómenos de transporte en masa a una cuenca subsidente situada al norte (GARCÍA CORTÉS *et al.*, 1991). En esta cuenca se diferenciarían los dos subdominios citados, con sedimentación del material autóctono en el sector septentrional, fundamentalmente, y de la unidad olistostrómica, en el meridional.

Con respecto a los sedimentos postectónicos, de edad Tortoniense-Messiniense, se encuentran representados únicamente en las proximidades de Cala Portinatx, estando constituidos por un conjunto de calizas organógenas.

2.3.1. Mioceno

Una buena parte de los trabajos efectuados sobre la serie miocena en Eivissa señalan que sus depósitos se enmarcan en el Burdigaliense-Langhiense, considerando a las estructuras que los afectan integradas dentro de la tectónica alpina (RANGHEARD, 1971; FOURCADE *et al.*, 1982), si bien otros estudios han sugerido la presencia de términos más recientes (DURAND DELGA *et al.*, 1984).

2.3.1.1. Margas, areniscas y conglomerados (9). Burdigaliense-Langhiense

Se encuentran representadas en el sector central, apareciendo cabalgadas por la Unidad tectónica de Eivissa, localizándose sus mejores afloramientos en la subida a Puig d'en Recó y en el Puig d'en Llätzer, donde incluyen bloques de calizas jurásicas y triásicas. Litológicamente, la unidad está constituida por un conjunto de margas de aspecto hojoso, margocalizas y calizas arcillosas con intercalaciones de niveles de areniscas y calcarenitas y conglomerados, presentando numerosos granos de cuarzo, glauconita y moscovita. Presentan tonos amarillos, blancos y grises, dependiendo del grado de alteración.

Su contacto con las unidades mesozoicas infrayacentes es muy neto debido al intenso proceso erosivo pre-mioceno. Por este mismo motivo, su espesor varía notablemente, con valores comprendidos entre 50 y 150 m.

En el afloramiento de Can Benet, RANGHEARD (1971) cita la siguiente microfauna: *Globigerinoides triloba*, *G. cf. bisphaerica*, *Globigerina cf. bulloides*, *Globoquadrina altispiraglobosa*, *G. gr. scitula*, *Bolivinosia carinata*, *Elphidium* sp. y *Amphistegina* sp. Igualmente, en Puig d'en Tancas señala *Globigerinoides* sp., *Globigerina* sp. y *Globoquadrina cf. deshicens*, asociaciones indicativas del Burdigaliense-Langhiense.

Sedimentológicamente, estos niveles se encuadran en un contexto de sedimentos marinos poco profundos, en un ambiente energético de "offshore".

2.3.1.2. Conglomerados (10). Burdigaliense-Langhiense

Aparecen en las mismas zonas que la unidad anterior (9), localizándose sus mejores afloramientos en la subida a Puig d'en Sala y a Puig d'en Recó. Se disponen tanto a muro como a techo de la serie miocena; en el primer caso, se apoyan discordantemente sobre la serie mesozoica y en el segundo, de forma concordante sobre los sedimentos margosos.

Se trata de conglomerados poligénicos con cantos de tamaño variable entre 1 y 50 cm de diámetro, cuya procedencia se reparte entre los diversos materiales carbonatados mesozoicos. El cemento es calcáreo y la matriz, arenosa con granos de cuarzo detrítico y glauconita.

Poseen aspecto masivo o de bancos gruesos, de 1 a 2 m de potencia, con estratificación difusa y bases erosivas, pasando lateral y verticalmente a calcarenitas y margas. Su espesor es muy variable debido a su relación de cambio lateral con los niveles margosos de la unidad anterior, estimándose un valor medio de 75 m; lateralmente, pueden acuíñarse hasta desaparecer.

Se les ha asignado una edad Burdigaliense-Langhiense también por su relación con la serie margosa miocena. Además, RANGHEARD (1971) cita en el cemento la presencia de *Operculina* sp., *Amphistegina cf. lessonii*, *Cibicides cf. lobatulus*, *Elphidium* sp., *Planulina cf. renzi* y *Globigerina cf. falconensis*, confirmando dicha edad.

Se interpretan como sedimentos aluviales depositados en masa por flujos hiperconcentrados o avenidas en lámina, representando facies de abanico deltaico proximal a medio; el grado de redondez y la distribución de tamaños indican la mayor o menor distalidad dentro del abanico.

2.3.1.3. *Calcarenitas (11). Burdigaliense-Langhiense*

Tan sólo el afloramiento de la ladera septentrional de Puig d'en Tancas, donde constituyen la base de la serie miocena, posee suficiente entidad para su representación cartográfica, si bien se pueden observar finas intercalaciones entre las margas de la unidad (9). Se trata de calcarenitas bioclásticas de color marrón claro, algo recristalizadas y ocasionalmente, muy karstificadas.

Se presentan en capas de espesor centimétrico a decimétrico y geometría tabular, con frecuentes amalgamaciones de capas e intensa bioturbación. Generalmente son de grano fino y cemento calcáreo. Su espesor es muy variable, llegando a alcanzar 20 m en las zonas de máximo desarrollo, pero acuciándose lateralmente.

Su estructura interna consiste en laminación paralela y "ripples" de corriente y oscilación. Ocasionalmente pueden presentar laminación convolucionada y láminas onduladas a gran escala, probablemente por deformación hidroplástica.

Por su relación con las margas del Burdigaliense-Langhiense se les ha asignado esta edad, confirmada por RANGHEARD (1971), que cita en el cemento la presencia de *Globigerinoides triloba*, *Amphistegina* cf. *lessonii*, *Operculina* sp. y *Cibicides* sp.

Sedimentológicamente, se asocian con depósitos litorales o sublitorales y en algunas zonas representan niveles de tempestitas depositadas en un ambiente de "offshore", probablemente relacionadas con avenidas de abanicos deltaicos.

2.3.1.4. *Arcillas y bloques (12). Burdigaliense-Langhiense*

Afloran en el sector septentrional, localizándose sus mejores exposiciones en la carretera Eivissa-Sant Joan de Labritja. Su extremada semejanza con la facies Keuper, sobre todo en las zonas de afloramientos deficientes, provoca la confusión entre ambas, pudiendo haberse cartografiado como facies Keuper algunos afloramientos de esta unidad olistostrómica.

Litológicamente está constituida por una megabrecha en la que predominan los materiales triásicos resedimentados. Los clastos son subangulosos o moderadamente redondeados e incluso pueden corresponder a fragmentos replegados de naturaleza muy heterogénea: yesos, calizas, etc. La matriz es areniscoso-lutítica de coloraciones ocras, rojizas, verdosas y anaranjadas. El tamaño medio de los clastos oscila entre unos pocos centímetros y varios decímetros, aunque es muy frecuente la presencia de grandes bloques de dimensiones decamétricas y hectométricas.

La litología de los clastos es variada, entre otras: calizas y dolomías del Muschelkalk y ofitas, yesos y lutitas versicolores del Keuper. Los grandes bloques están constituidos fundamentalmente por calizas y dolomías del Muschelkalk y del Jurásico. El espesor de la unidad es muy variable, con valores medios de 30 m, si bien en otras zonas puede alcanzar varios centenares.

Se han muestreado intentando determinar la sedimentación autóctona, pero el porcentaje de muestras estériles es muy elevado, tanto en los estudios de Foraminíferos como en los de Nannofósiles calcáreos; no obstante, algunas muestras contienen *Microcodium*, *Globigerinidos* y *Bulimina*.

Estos depósitos han sido estudiados desde hace décadas por diversos autores dentro del contexto de las Cordilleras Béticas. En concreto, BOURGOIS (1975), MARTÍNEZ DEL OLMO *et al.* (1985) y más recientemente, GARCÍA CORTÉS *et al.* (1991), que los han denominado informalmente "unidad olistostrómica", localizándola en el sector oriental de las Cordilleras Béticas. No obstante, aparecen sedimentos idénticos a éstos en las proximidades del frente subbético desde Cádiz hasta Alicante, habiéndose asignado al Triásico, igual que ha sucedido anteriormente en esta zona de Eivissa.

GARCÍA CORTÉS *et al.* (1991) datan esta unidad como Burdigaliense superior-Serravaliense medio, aunque en Eivissa no debe superar el Langhiense, de acuerdo con la edad de los sedimentos con los que se relaciona.

En Cala Boix (Hoja a escala 1:25.000 de Sant Joan de Labritja, 773 I-III) se pueden apreciar superficies de erosión y una cierta gradación en los depósitos, por lo que se podrían incluir dentro del grupo de "facies organizadas" descritos por GARCÍA CORTÉS *et al.* (1991), que indican que este tipo de depósitos son típicos de flujos de derrubios y de fango que resedimentan materiales triásicos y, en menor medida, mesozoicos y cenozoicos en la cuenca situada al norte de importantes cabalgamientos deslizados a favor del Triásico como principal nivel de despegue. El surco donde se depositó la unidad olistostrómica no sería paralelo al cabalgamiento de las unidades subbéticas, por lo que es posible que quede soterrado en gran parte por el propio cabalgamiento, impidiendo su afloramiento en el resto de la isla. No obstante, se observan los cambios laterales de la unidad olistostrómica hacia el margen de la cuenca, con intercalaciones de estas resedimentaciones entre los materiales miocenos marinos autóctonos.

2.4. CUATERNARIO

Entre los depósitos más recientes destacan por su extensión los de carácter fluvial y poligénico, aunque también se han reconocido formaciones kársticas, de ladera, endorreicas, litorales y eólicas.

2.4.1. Pleistoceno

2.4.1.1. Areniscas (Playas y dunas antiguas: "marés") (13). Pleistoceno

Los depósitos de "marés" tienen una importante representación en el litoral del sector meridional, destacando los parajes de Can Serra y Coll de sa Plana. Son depósitos que actualmente no poseen una morfología definida debido a la erosión. Genéricamente, se trata de restos de playas o dunas e incluso de un transporte eólico de aquéllas, por lo que pueden encontrarse a alturas muy diferentes, si bien aquí se localizan próximos al nivel del mar.

El "marés" está constituido por areniscas de naturaleza calcárea y color de tonos claros, pudiendo ser blanco-amarillento, amarillo-anaranjado, rosa, gris y marrón claro. Están formadas por granos esféricos y ovoides, con un tamaño medio de 0,5-1 mm de diámetro. El cemento también es calcáreo y contiene pequeños granos angulosos de cuarzo; a veces se observan oolitos.

Contiene abundantes microorganismos. En concreto, RANGHEARD (1971) encuentra los siguientes en la isla de Eivissa: Algas (Melobesias), *Elphidium cripus*, *E. complanatum* D'ORB., *E. cf. complanatum* D'ORB., *E. sp.*, *Ammonia beccarii*, *Cibicides lobatulus* (WALK. JAC.), *Discorbis* sp., *Globorotalia inflata* (D'ORB.), *Globigerinoides rubra* (D'ORB.), *Nubecularia lucifuga* DEFR., *Textularia* sp., *T. pseudotrochus* CUSHM., *Sphaerogypsina globula* (REUSS), *Aceroulina adherens* (SCHUTZE), *Guttulina* sp., *Amphisorus hemprichri* (EHRENB.), *Ophthalmidium glomerosum* COLOM, Miliólidos (*Adelosina* sp., *Quinqueloculina* sp. y *Triloculina* sp.) y *debris* de Briozoos, Lamelibranquios, Gasterópodos y Equinodermos. Pese a la abundancia de fauna, no ha podido precisarse su edad, pero por su posición y cementación se consideran pertenecientes al Pleistoceno inferior, no descartando la existencia de niveles más recientes.

Su estructura interna denuncia un medio litoral constituido por dunas con niveles intercalados de playa. En general, lo que se observa en los cortes son "sets" de estratificación cruzada planar separados por superficies de reactivación netas; a veces se observan encostramientos incipientes a techo. En diversos puntos sobrepasa los 10 m de espesor.

2.4.1.2. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados (Glacis antiguo y Glacis moderno) (14, 17). Pleistoceno

Los glacis constituyen una de las unidades más representativas de la Hoja. Son formas de relieve muy suave, originadas al pie de los relieves y que en la mayoría de los casos sirven de enlace entre las divisorias y los fondos de los valles.

Por sus características y posición en el paisaje se han diferenciado dos tipos: glacis antiguos (unidad 14) y glacis modernos (unidad 17). Los primeros alcanzan mayor extensión y en general están incididos por la red fluvial, apareciendo colgados. Poseen una gran continuidad lateral, configurando una orla alrededor de los relieves, como puede observarse en el valle del río de Santa Eulalia o al pie de Puig d'en Ribes. Debido a su baja pendiente,

su superficie presenta numerosas manifestaciones de procesos de arroyada difusa. Por su parte, los glaciares modernos están representados exclusivamente en Can Joan des Puig y la red de drenaje se encuentran mínimamente encajada en ellos.

Ambas generaciones de glaciares poseen características litológicas y texturales prácticamente iguales. Los cortes observados nunca pertenecen a las facies proximales, sino a las medias y distales, caracterizadas por una serie de lutitas rojas con niveles de gravas y cantos; éstos poseen matriz areno-limosa, cicatrices erosivas y estratificación cruzada tendida. En las lutitas, se observan varios ciclos de carbonatación edáfica que culminan en costras calcáreas desarrolladas tanto en los términos más finos como en los intervalos clásticos. Los niveles de cantos muestran bases erosivas y canalizadas laxas, así como estratificación cruzada tendida.

La potencia total de estos depósitos es muy variable dependiendo del tamaño y de la distancia a las cabeceras, aunque en los perfiles observados se han medido hasta 7 m, pero sin determinar la profundidad del sustrato. La edad asignada a estas formaciones es Pleistoceno.

2.4.1.3. Conglomerados (Depósitos marinos) (15). Pleistoceno

Se ha cartografiado un único afloramiento de conglomerados marinos localizado en Cala Llonga, aproximadamente a +2 m sobre el nivel del mar. Se trata de un pequeño afloramiento con fragmentos de moluscos marinos, cubierto por limos rojos. Algunos autores citan otros afloramientos en Santa Eulalia, donde sólo se han encontrado limos rojos con costras de probable carácter continental.

2.4.1.4. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados (Cono de deyección intermedio y Cono de deyección moderno) (16, 19). Pleistoceno-Holoceno.

Aparecen en relación con los fondos de valle. Son formas muy frecuentes y se generan a la salida de barrancos y arroyos hacia cauces de rango superior, habiéndose diferenciado dos tipos, tanto por su cronología como por sus características morfológicas. Los más antiguos de la zona (unidad 16), no así de la isla, suelen coincidir con los de mayor tamaño, siendo además muy planos y de poca pendiente. A veces son tan frecuentes en una ladera que interdentan sus depósitos medios y distales dando lugar a una franja continua de sedimentos. En algunos casos están incididos por la red fluvial actual.

Las formas más modernas (unidad 19) las constituyen todos aquellos conos de pequeño tamaño relacionados directamente con los aluviales de los cauces con los que se relacionan. Es frecuente que tengan mayor pendiente y se presenten como formas aisladas.

Son depósitos de textura granular y heterométrica, constituidos por gravas y cantos de calizas, dolomías, calcarenitas y en ocasiones, areniscas y otras litologías. La matriz es arenosarcillosa con abundantes carbonatos en la base de los canales. Como es frecuente en este tipo de depósitos, la granulometría disminuye de la zona apical a la distal, por lo que en los conos de mayor tamaño esta última consiste en un conjunto arcillo-limoso rojo. Una característica muy frecuente es la presencia a techo de una costra calcárea, más o menos desarrollada, de tonos blanquecinos y rosados y carácter diagenético; su estructura interna

es muy variada, siendo frecuente la formación de costras laminares, aunque no es raro observar tipos brechoides, micríticos o nodulosos. Estas diferencias dependen de la textura y la pendiente del depósito, pues tanto los encharcamientos como la profundidad del nivel freático son de suma importancia.

2.4.1.5. Gravas, arenas y arcillas (Terraza) (18). Pleistoceno-Holoceno

Otra de las formas fluviales que adquiere importancia en la zona son las terrazas fluviales, aunque su representación es bastante menor. Sus principales afloramientos son los del río de Santa Eulalia y el torrente Arabí. Su morfología es de bandas alargadas y estrechas paralelas al cauce y su superficie es absolutamente plana, con un escarpe neto hacia el cauce como consecuencia de su encajamiento.

En cuanto a su litología y textura, son muy similares a los fondos de valle, aunque quizás el tamaño medio de los elementos groseros sea algo mayor. La potencia varía de 1,5 a 3 m, pero no siempre es posible observar todo el depósito, por lo que no se descarta un espesor mayor. Se asignan al Pleistoceno superior pero pueden llegar al Holoceno.

2.4.2. Holoceno

2.4.2.1. Arcillas, gravas y arenas (Aluvial-coluvial) (20). Holoceno

Se localizan en valles abiertos de perfil transversal redondeado, donde los flujos son esporádicos y muy poco definidos, mezclándose los sedimentos del fondo del valle con los aportes laterales procedentes de las laderas. Por tanto, tienen características mixtas entre los depósitos fluviales y los de la vertiente. Su potencia, no siempre visible, oscila entre 2 y 5 m. Se asignan al Holoceno.

2.4.2.2. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Coluvión) (21). Holoceno

Son depósitos de poco espesor y con una representación superficial moderada. Su composición es variable puesto que dependen de la naturaleza del sustrato sobre el que se desarrollan, aunque son muy similares debido a la homogeneidad litológica de éste. Lo más frecuente son lutitas blanco-amarillentas que envuelven clastos y bloques angulosos de naturaleza carbonatada. Los clastos poseen un grado de heterometría acusado y una morfología muy angulosa. A veces puede observarse cierto ordenamiento debido a diferentes episodios de aporte. Estos depósitos desarrollan también una costra a techo, conocida como "costra de ladera", con estructuras laminares y brechoides.

Su edad, tanto por su localización como por su morfología, se considera Holoceno.

2.4.2.3. Gravas, arenas y arcillas (Fondo de valle) (22). Holoceno

Presentan una morfología alargada y estrecha, más o menos serpenteante, aunque a veces se observan tramos muy rectilíneos, como sucede en el río de Santa Eulalia y en los torrentes Arabí y de sa Gravada.

Están constituidos por depósitos de gravas, cantos y arcillas, estas últimas muy abundantes, presentando un cierto contenido en carbonatos que en ocasiones se acumulan en pequeños niveles o alrededor de los cantos, cuyo tamaño medio está comprendido entre 3 y 5 cm, con un tamaño máximo observado de 15 cm, no existiendo grandes bloques. Los cantos varían de subredondeados a subangulosos. Su potencia es difícil de precisar, pues no se ha observado en corte alguno el sustrato, pero se supone una potencia máxima de 4 m, aunque lo normal sea de 2-3 m. En algunos puntos aparece una pequeña costra de tipo laminar. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

2.4.2.4. Arcillas y limos con materia orgánica (Albufera) (23). Holoceno

Destaca por sus dimensiones la de Cala Llonga, siendo preciso citar también la de Cala Pada, de menores dimensiones. Son zonas adyacentes al mar, pero separadas de él por dunas o por un cordón arenoso, y que reciben aportes de aguas continentales. Configuran áreas bajas que en épocas húmedas pueden encharcarse. Destacan por su color gris o gris negruzco, debido al ambiente reductor.

2.4.2.5. Arenas y gravas (Playa) (24). Holoceno

Las playas actuales aparecen en pequeñas calas como las de Gat y Cala Llonga, así como en Santa Eulalia. Constituyen bandas alargadas y estrechas con trazado semicircular y están formadas por arena o grava. La presencia de una costa acantilada en la mitad meridional impide la génesis de este tipo de formas. Su edad es Holoceno.

2.4.2.6. Depósitos antrópicos (25). (Holoceno)

Se han diferenciado como tales aquellas acumulaciones de materiales de origen antrópico que han supuesto una modificación sustancial de la superficie del terreno. Corresponden a escombros y en general, acumulaciones sin compactar. No se han diferenciado las numerosas construcciones representadas en la base topográfica (carreteras, edificaciones, etc.).

3. TECTÓNICA

3.1. ASPECTOS GEODINÁMICOS

3.1.1. Marco estructural

La evolución estructural de la isla de Eivissa debe ser contemplada en el contexto geodinámico correspondiente a la Cuenca Catalano-Balear y áreas adyacentes, contexto ampliamente tratado por ROCA (1994).

La cuenca comprende el sector más oriental de la placa Ibérica, en el que se engloban no sólo zonas actualmente sumergidas (Surco de Valencia) sino también emergidas (Baleares, Cadena Costero-Catalana y sector suroriental de la Cordillera Ibérica). A escala de la tectónica de placas, se sitúa en el Mediterráneo occidental, zona compleja sometida a campos de esfuerzos muy variados como consecuencia de los movimientos relativos entre las placas Europea, Ibérica y Africana desde su individualización en el Mesozoico.

3.1.2. Evolución geodinámica

Durante la evolución de la Cuenca Catalano-Balear se reconocen cuatro etapas de deformación principales, cuya distribución temporal puede variar ligeramente según las zonas: Mesozoico, Paleógeno, Oligoceno superior-Mioceno medio y Mioceno superior-Cuaternario.

La etapa mesozoica es la peor conocida, pero en cualquier caso se relaciona con una extensión generalizada durante el Pérmico-Cretácico inferior, cuyo resultado fue la creación de una serie de umbrales y cuencas subsidentes, delimitados por fallas normales. Este régimen distensivo favoreció la extrusión de rocas volcánicas alcalinas en el intervalo Triásico superior-Jurásico, poniendo de manifiesto un proceso de rifting, asociado a un adelgazamiento litosférico; este proceso de rifting no sería constante a lo largo del tiempo, reconociéndose cuatro etapas de máxima intensidad (Pérmico-Triásico inferior, Lías inferior, Carixiense-Toarciense y tránsito Jurásico-Cretácico) seguidas por períodos de mayor estabilidad. Esta primera etapa está ligada a los procesos de apertura del Atlántico Norte y del "Tethys" occidental.

Durante la etapa paleógena, la región sufrió un proceso compresivo con el que se produjo una inversión de la estructura mesozoica, llevada a cabo esencialmente mediante la reactivación contractiva de las fallas que delimitaban las cubetas mesozoicas; el resultado sería la creación de zonas emergidas y escasamente deformadas a favor de pliegues de amplio radio y fallas menores, zonas limitadas por áreas marginales donde se concentraría la deformación y donde tendrían lugar los procesos tectónicos más importantes.

Las características geométricas y cinemáticas de las estructuras generadas en estas áreas marginales estarían relacionadas con el ángulo existente entre la dirección de las estructuras mesozoicas y la del esfuerzo máximo, de orientación pirenaica (N-S). Cuando dichas direcciones son perpendiculares, el resultado es la creación de sistemas de pliegues y cabalgamientos, en tanto que si son oblicuas, el desarrollo corresponde a sistemas

transpresivos formados por fallas con movimiento en dirección y cabalgamientos con importante componente direccional.

Esta segunda etapa corresponde a una situación de convergencia N-S entre la placa Europea y el conjunto de las placas Ibérica y Africana, que comenzaría a finales del Cretácico en el sector pirenaico y a finales del Eoceno en el sector bético, evidenciando una clara diacronía de la deformación. El resultado es la elevación de la cadena pirenaica a partir de la subducción de la placa Ibérica bajo la Europea. En cualquier caso, el acortamiento de 4-6 km calculado para la Cuenca Catalano-Balear durante este período (ROCA, 1994) no supone una modificación sustancial del espesor cortical al final de la etapa de extensión mesozoica.

Durante la etapa del Oligoceno superior-Mioceno medio se produjo la estructuración principal de la Cuenca Catalano-Balear como consecuencia de la coexistencia de un cinturón de pliegues y cabalgamientos en el sector suroriental, con un rift en los sectores noroccidental y central, pudiendo diferenciarse dos períodos de características diferentes: Oligoceno superior-Burdigaliense inferior y Burdigaliense superior-Serravallense.

A lo largo del intervalo Oligoceno superior-Burdigaliense inferior, la región sufrió una distensión de directriz ONO-ESE a E-O que estructuró la cuenca en una serie de horsts y grabens orientados según ENE-OSO y N-S, con hundimiento de las zonas que durante el Paleógeno habían sido levantadas. Al mismo tiempo, al sureste del Promontorio Balear habían comenzado a emplazarse los cabalgamientos bético-balears, con una clara vergencia hacia el NO (SABAT *et al.*, 1988; GELABERT *et al.*, 1992).

Debido al avance de los cabalgamientos bético-balears durante el Burdigaliense superior-Langhiense, las áreas de régimen extensivo quedaron restringidas al sector noroccidental de la región, observándose además una menor intensidad de la deformación. El apilamiento de láminas cabalgantes que dieron lugar al prisma bético-balear se produjo en dos niveles estructurales separados por la facies Keuper, de los que el superior, integrado por la cobertera sedimentaria postríasica, es el observable en superficie, caracterizándose generalmente por sus láminas imbricadas.

El régimen geodinámico de la etapa del Oligoceno superior-Mioceno inferior estaría regido por la subducción de la placa Africana bajo el conjunto de las placas Ibérica y Europea, en cuyo caso las cuencas extensionales noroccidentales corresponderían a cuencas de retroarco ("back-arc") de tipo mediterráneo, en tanto que el Promontorio Balear constituiría el arco externo que separaría dichas cuencas y la Placa Africana. De esta forma, a lo largo de dicha etapa, la Cuenca Catalano-Balear habría pasado de ser una cuenca de rift a una cuenca de antepaís del edificio bético-balear. La magnitud mínima del acortamiento ha sido estimada en 105 km (60%), si bien se desconoce la estructura contractiva del zócalo (ROCA, 1994).

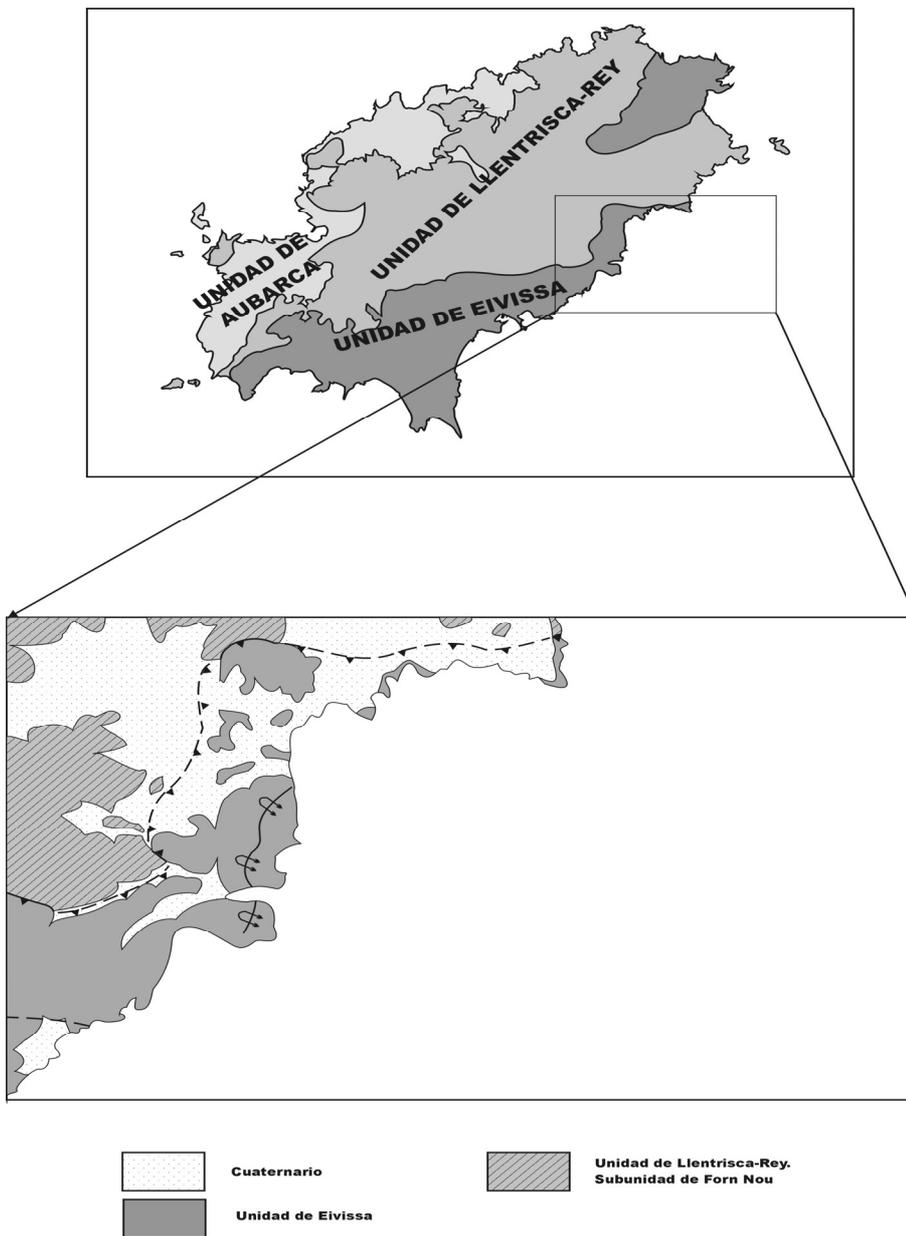


Figura 3.1. Esquema tectónico de la Hoja

Por lo que respecta a la etapa del Mioceno medio-Cuaternario, supone la implantación de un régimen distensivo en toda la cuenca, aunque con un cierto desfase entre las distintas áreas, régimen caracterizado por la efusión de magmas alcalinos. Las causas geodinámicas de esta etapa son menos claras, invocándose desde un colapso gravitatorio del edificio bético hasta movimientos diapíricos del manto. En cualquier caso, se trata de un estiramiento de dirección NNO-SSE a NO-SE que implica un acortamiento de 8 km, cifra que no supone un acortamiento cortical importante (3%).

3.2. ESTRUCTURA DE LA ISLA DE EIVISSA

3.2.1. Aspectos generales

La estructura de la isla de Eivissa es el resultado de la sucesión de tres fases de deformación principales: distensión mesozoica, caracterizada por un notable desarrollo de los procesos sedimentarios, favorecidos por las cuencas generadas bajo un régimen distensivo cuyas estructuras no son reconocibles sobre el terreno debido a la superposición de las fases posteriores; compresión terciaria, de mayor reflejo en la estructura actual, caracterizada por el apilamiento de cabalgamientos hacia el NO, con un buzamiento general de las láminas hacia el SE; y distensión finimiocena-actual, de menor envergadura, pero con gran incidencia en la morfoestructura visible en la actualidad.

La estructuración de la isla de Eivissa en escamas apiladas ha sido reconocida en todos los trabajos de índole cartográfica y estructural realizados a lo largo del presente siglo (FALLOT, 1917-1922; SPIKER y HAANSTRA, 1935; RANGHEARD, 1969). Aunque existen variaciones en cuanto a la nomenclatura y a algunos límites de las unidades definidas en ellos, todos coinciden al considerar básicamente tres unidades tectónicas principales de dirección NE-SO, apiladas en sentido NO. En el presente trabajo se sigue para ellas la denominación establecida por RANGHEARD (1969), aunque en algunos casos existan variaciones en cuanto a sus límites (cuadro 3.1).

La Unidad de Aubarca es la inferior y la más noroccidental, considerándose el autóctono relativo. Sobre ella se dispone la Unidad de Llentrisca-Rey (Fig. 3.1), a modo de unidad intermedia. La Unidad de Eivissa es la más suroriental y también la más alta estructuralmente.

En detalle, este esquema puede sufrir modificaciones, así como una subdivisión de las unidades que en algunos casos resulta evidente, pero en otros adquiere un elevado grado de subjetividad. Así, en el presente trabajo, la Unidad de Llentrisca-Rey, sin duda la más compleja estructuralmente, ha sido dividida en tres subunidades, denominadas de noreste a suroeste: Rey, Forn Nou y Roques Altes, de acuerdo con su definición (FOURCADE *et al.*, 1982; DURAND-DELGA *et al.*, 1984).

Modificando el esquema de superposición de cabalgamientos se ha sugerido la relación de los depósitos miocenos de la isla con cuencas de antepaís asociadas a las escamas cabalgantes (FOURCADE *et al.*, 1982). La más importante de estas cuencas ocuparía la franja central de la isla, incluyendo olistolitos de tamaños variables procedentes de las láminas cabalgantes. Pese a las dudosas relaciones cartográficas existentes en dicha franja, este complejo tectosedimentario ha sido reconocido en el sector nororiental de la isla.

AUTORES	IGME	DURAND-DELGA ET AL.	FOURCADE ET AL.	RANGHEARD	SPIKER Y HAANSTRA	FALLOT	
	(1997)	(1984)	(1982)	(1971)	(1935)	(1917)	
UNIDADES TECTÓNICAS	EIVISSA	EIVISSA	IBIZA	IBIZA	IBIZA	IBIZA	
		SANT JOSEP	ATALAYA DE S. JOSÉ				
	LLENTRISCA-REY	REY	SANT RAFEL	REY	LLENTRISCA-REY	CIRER-REY	CIRER-REY
		FORN NOU (SANT RAFEL)		FORN NOU			
		ROQUES ALTES					
	AUBARCA	AUBARCA	EUBARCA	EUBARCA	EUBARCA	EUBARCA	

Cuadro 3.1. Relación entre Las Unidades Tectónicas definidas en la Isla de Eivissa

3.2.2. Etapas de deformación

3.2.2.1. La extensión mesozoica

El registro estructural de la extensión mesozoica es escaso, no reconociéndose estructuras significativas que se puedan relacionar con este período, en buena medida debido a las profundas modificaciones que acompañaron a la compresión terciaria. No obstante, la serie stratigráfica mesozoica permite suponer una geometría extensional poco acusada que controlaría los espesores y las facies, observándose variaciones de ambos en sentido NO-SE, lo que sugiere una extensión próxima a dicha dirección.

De cualquier manera, se aprecia un cierto desajuste entre los cambios de facies y las direcciones estructurales compresivas, probablemente coincidentes con las mesozoicas, desajuste puesto de manifiesto por las variaciones de facies dentro de una misma unidad tectónica. A grandes rasgos, la paleogeografía propuesta para el Jurásico terminal-Cretácico inferior señala una plataforma marina compartimentada por accidentes de dirección NE-SO a E-O, con bloques más subsidentes hacia el SE. Por el contrario, el resto de la serie mesozoica aflorante sugiere períodos de gran estabilidad en la cuenca, en la que predominan los procesos de subsidencia térmica por relajación isostática, a modo de "calma tectónica" subsiguiente a las fases de rifting por estiramiento del Triásico inferior y Cretácico inferior.

3.2.2.2. La compresión terciaria

La fase compresiva principal, durante la que se produjo la estructuración general de la isla, tuvo lugar en el intervalo Langhiense superior-Serravalliense, a juzgar por la edad de los materiales involucrados en las estructuras orogénicas. No obstante, pese a la ausencia de registro paleógeno se puede deducir la existencia de deformaciones terciarias previas, atendiendo a la geometría de los sedimentos mesozoicos y miocenos.

El acusado paleorrelieve sobre el que se depositó la serie burdigaliense refleja nítidamente la intensa acción de los procesos erosivos sobre la cobertera mesozoica y, tal vez, sobre los materiales paleógenos que se hubieran podido depositar. Así, la serie del Burdigaliense-Langhiense se dispone con un espesor muy variable sobre un sustrato mesozoico igualmente variable en litología y espesor, conformando zonas de distinto comportamiento geológico ante la posterior compresión.

En concreto, en el ámbito de la unidad de Aubarca la serie miocena se dispone sobre el conjunto carbonatado del Cretácico inferior, en tanto que en la unidad de Llentrisca-Rey lo hace sobre un sustrato más variado, pero en buena parte triásico; por lo que respecta a la Unidad de Ibiza, no se ha hallado registro mioceno alguno, pero en caso de estar oculto bajo depósitos cuaternarios, se encontraría sobre el tramo margoso del Cretácico inferior. Con esta distribución de espesores y litologías, la unidad de Aubarca se ha comportado de un modo más competente, siendo afectada por pliegues de mayor radio de curvatura; la unidad de Llentrisca-Rey posee una mayor heterogeneidad y su escaso espesor ha favorecido un desarrollo preferente de la deformación discontinua, de tal manera que en sus afloramientos se aprecia un aspecto fragmentario y de apariencia caótica, apariencia justificada en el caso del conjunto olistostrómico del sector nororiental insular; en cuanto a la Unidad de Ibiza, posee también una mayor continuidad aparente que la anterior, si bien la plasticidad de su serie cretácica favorece el deslizamiento en las charnelas sinclinales, con fuerte laminación del flanco superior debido a la escala de los desplazamientos.

Todo lo anterior permite suponer una estructuración paleógena que generaría un antiforme central, afectado posteriormente por una mayor tasa erosiva que permitiría la proliferación de afloramientos de la facies Muschelkalk.

Por lo que respecta a la fase compresiva principal, su resultado más destacado es el apilamiento de escamas tectónicas vergentes hacia el N, escamas delimitadas por cabalgamientos enraizados en la serie triásica; junto a ellos, no deben olvidarse los cabalgamientos secundarios ni las fallas inversas y los pliegues, con los que se encuentran relacionados genéticamente.

A grandes rasgos, el sentido de transporte es hacia el NO, como se deduce de: la dirección de los planos de cabalgamiento; la dirección y la vergencia de los pliegues asociados; y la dirección de las fallas de transferencia. Además, las medidas micro y macroestructurales tomadas en diversos puntos de la isla han confirmado dicho sentido.

La secuencia de propagación parece ser la normal, es decir, hacia el antepaís, ya que las escamas estructuralmente superiores parecen plegadas o basculadas por las imbricaciones de las láminas infrayacentes. No obstante, es difícil establecer la secuencia de imbricación en detalle, dados los particulares mecanismos de emplazamiento de la Unidad de Ibiza y el grosero conocimiento cronoestratigráfico de la serie del intervalo Burdigaliense-Langhiense involucrado en la deformación. De cualquier forma, debe tenerse en cuenta la posible existencia de cabalgamientos fuera de secuencia o procesos de "breaching" que hayan alterado la secuencia normal hacia el antepaís.

En primera instancia, la edad de la fase compresiva principal está acotada por la edad Langhiense inferior de los depósitos cobijados por los cabalgamientos y la edad tortoniense de los materiales posttectónicos del litoral septentrional. Sin embargo, aunque a grandes rasgos la serie del Burdigaliense-Langhiense está involucrada en las estructuras compresivas, pudiendo considerarse pretectónica, sus niveles más modernos parecen evidenciar una cierta sincronía con la deformación. Estas evidencias son el incremento en el régimen energético de los depósitos, reflejado por el notable aumento de su granulometría y por la incorporación de olistolitos procedentes de los frentes de cabalgamiento a la cuenca, en el sector nororiental. Por todo ello, se considera el Langhiense-Serravalliense como el período durante el que se llevó a cabo la etapa compresiva principal.

3.2.2.3. La distensión del Mioceno superior-Cuaternario

Pese a su importancia regional, que de hecho determinó la individualización del Promontorio Balear (ROCA, 1994), la distensión del Mioceno superior-Cuaternario posee una incidencia relativamente pequeña a nivel de afloramiento en la isla de Eivissa. Al margen del tapiz cuaternario, el único registro estratigráfico de este período son los depósitos del Mioceno superior del sector de Portinatx.

Las principales macroestructuras generadas durante esta fase corresponden a fallas normales que limitan pequeñas cuencas cuaternarias, como la que circunda la bahía de Portmany (Sant Antoni) o la de Sa Plana (San Jorge). La dirección de las estructuras es muy variable, con orientaciones NE-SO, E-O, NO-SE y N-S, apareciendo jalonadas por depósitos aluviales; en algunos casos puede tratarse de cabalgamientos y fallas de transferencia reactivadas como fallas normales.

La escasa incidencia de esta fase en la macroestructura contrasta con su frecuente aparición a nivel de afloramiento, destacando por su profusión las diaclasas y las fallas normales, estas últimas con abundantes planos estriados. También parecen existir basculamientos, como se deduce de la inclinación en sentido mar-tierra de algunos depósitos cuaternarios localizados en el litoral.

3.3. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA DE LA HOJA

En la presente Hoja aparecen dos de las principales unidades tectónicas de la isla: la de Eivissa, estructuralmente superior, y la de Llentrisca-Rey, cobijada por la anterior; esta última ha sido dividida en varias subunidades, de las que aquí aflora la de Forn Nou (Fig. 3.1).

La Unidad de Eivissa se extiende a lo largo de una banda paralela a la costa, caracterizándose por pliegues vergentes hacia el NO, como el anticlinal de Cala Llonga, con flancos muy tendidos; sus flancos inversos suelen encontrarse muy estirados y laminados, dando lugar a estructuras en escamas. El desplazamiento de esta unidad sobre la de Llentrisca-Rey debe rebasar los 7 km, según RANGHEARD (1971).

La estructura de la subunidad de Forn Nou es más difícil de establecer debido a la abundancia de materiales margo-arcillosos del Cretácico inferior y del Mioceno.

3.3.1. Unidad de Eivissa

3.3.1.1. Anticlinal de Cala Llonga

Posee una dirección submeridiana, adoptando una dirección NE-SO en las proximidades de Punta de sa Guàila. Su vergencia es hacia el O, con el flanco occidental invertido. El núcleo del anticlinal está constituido por las dolomías del Lías, observándose hacia techo los niveles de margas del Oxfordiense, en tanto que la ritmita del Kimmeridgiense se encuentra totalmente replegada. El flanco normal presenta buzamientos comprendidos entre 20° y 30° al E, mientras que los flancos inversos buzaban entre 45° y 70°, también al E.

En Es Castellar sólo aflora el flanco invertido, con un buzamiento de 45° hacia el E. En el sector de Puig d'en Pep se encuentra muy replegado, observándose varias estructuras menores con la misma dirección y vergencia.

Este tipo de estructuras llegan a romper por los ejes, dando lugar a incipientes cabalgamientos (pliegues-falla) y a una gran cantidad de series invertidas.

3.3.1.2. Cabalgamiento de Valverde

Posee una dirección N-S y se encuentra afectado en el sector meridional por una fractura de dirección NNO-SSE. Presenta una fuerte vergencia hacia el oeste, precursora de los pliegues-falla característicos de esta unidad tectónica.

3.3.1.3. Accidente de Sol d'en Serra

Está cubierto por depósitos cuaternarios, por lo que su traza es supuesta. Separa una lámina invertida que buza hacia el E y otra normal, que lo hace hacia el O. A partir de este accidente, el cabalgamiento principal de la Unidad de Eivissa, que hacia el oeste mantiene una dirección subparalela, pasa a tomar una dirección submeridiana.

3.3.1.4. Cabalgamiento de Cas Maricano

Se trata de una esqurila de materiales calcáreos del Kimmeridgiense que ha sido arrastrada por el cabalgamiento de la Unidad de Eivissa sobre los materiales margosos miocenos.

3.3.2. Unidad de Llentrisca-Rey. Subunidad de Forn Nou

3.3.2.1. Bloques de Puig d'en Llätzer

Se trata de una serie de afloramientos de dolomías del Lías, con restos de materiales triásicos resedimentados próximos al cabalgamiento de la Unidad de Eivissa. Son bloques heterométricos que alcanzan dimensiones hectométricas y han sido interpretados como "klippes" o restos del cabalgamiento. Según BATLLE (1978), se trata de olistones incluidos dentro de los depósitos miocenos.

Además de estos bloques, se han observado otros de menor tamaño y distinta naturaleza incluidos igualmente entre los depósitos margoso-detríticos del mioceno.

3.3.2.2. Unidad olistostrómica

Como ya se ha señalado, aflora en el sector septentrional, estando constituida por grandes bloques, generalmente de calizas jurásicas, englobados en una matriz derivada de la resedimentación de materiales triásicos.

La disposición de los distintos bloques no tiene un carácter tectónico propiamente dicho, siendo el resultado del depósito de un conjunto olistostrómico durante el Burdigaliense-Langhiense, en una cuenca de antepaís situada entre los depósitos de plataforma prebéticos y los sedimentos de cuenca subbéticos.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIGRÁFICA

Desde un punto de vista morfoestructural, se diferencian en la zona dos de los principales dominios de la isla de Eivissa, la Franja Montañosa Meridional y los Piedemontes y Valles Cuaternarios.

El primero de ellos es el dominio que alberga las mayores alturas a nivel insular, si bien en la Hoja su altitud se sitúa generalmente bajo los 200 m. Ocupa los sectores central y meridional, donde destacan las elevaciones de Puig d'en Pep (243 m), Puig de ses Terrets (220 m), Puig d'en Purredó (175 m) y Puig de sa Creu d'en Ribes (175 m); su litoral se caracteriza por una costa acantilada en la que se intercalan esporádicas calas. En el sector septentrional se encuentra representado por el Puig d'en Ribes (221 m), que se encuentra separado de las elevaciones anteriores por las amplias depresiones correspondientes a los Piedemontes y Valles Cuaternarios (Fig. 1.1).

Éstos configuran zonas de relieve suave, destacando el valle del río de Santa Eulalia y la extensa plana de Es Compàs. Los piedemontes son muy frecuentes en la mitad septentrional, configurando una serie de planicies ligeramente inclinadas hacia los valles o hacia el mar, como sucede en los alrededores del torrente Arabí.

La red de drenaje es de poca envergadura, no existiendo ningún cauce permanente. En general las aguas circulan intermitentemente cuando las precipitaciones lo permiten. El curso de mayores dimensiones es el río de Santa Eulalia, al que se asocia un nivel de terrazas de gran extensión. También son destacables los torrentes Arabí y Sa Gravada.

La región se enmarca dentro de un clima Mediterráneo Templado, con temperaturas medias de unos 17°C, máximas de 35°C y mínimas de 0°C. La precipitación media anual está comprendida entre 450 y 500 mm, con importantes variaciones interanuales.

La red viaria ofrece una infraestructura de carreteras bastante completa, aunque algunos sectores, dado lo accidentado del terreno, son completamente inaccesibles. No obstante, la existencia de numerosas urbanizaciones y casas de recreo ha llevado a la construcción de multitud de caminos, tanto revestidos como de tierra, que favorecen el acceso a la mayor parte de la superficie de la Hoja.

El principal núcleo de población es Santa Eulalia de Río, que ha duplicado su número de habitantes en los últimos años debido al aumento del turismo, factor que ha provocando la migración desde el interior hacia la costa.

La principal fuente de ingresos en la isla es el turismo, siendo el sector agrícola menos favorecido, con escasa incidencia económica. Predomina el monte maderable, que ocupa aproximadamente el 40% de la superficie agraria útil.

4.2. ANTECEDENTES

Los trabajos relativos a los aspectos geomorfológicos de la isla de Eivissa son mínimos en comparación con otras islas del conjunto balear. Dentro de esta escasez, se señala a continuación una serie de publicaciones que de una u otra manera se han considerado de interés en diversos aspectos geomorfológicos de la Hoja.

Entre las obras más antiguas, hay que hacer mención a VIDAL y MOLINA (1888) que realizan un breve estudio de los depósitos cuaternarios y actuales de las islas de Eivissa y Formentera.

Algo más tarde, FALLOT (1922) llama la atención sobre la localización de depósitos dunares antiguos ("marés") a diferentes alturas y sobre los cambios del nivel de base acaecidos durante el Cuaternario. SPIKER y HAANSTRA (1935) mencionan las grandes extensiones que alcanzan los depósitos cuaternarios en las llanuras ibicencas y citan nuevos afloramientos de "marés".

También son de interés los trabajos de SOLÉ SABARÍS (1955, 1962) en los que hace un estudio detallado de los numerosos afloramientos litorales de Eivissa, ilustrados con una serie de cortes geológicos. Por otra parte, ESCANDELL y COLOM (1964) describen depósitos con abundante fauna de edad flandriense en Sant Antoni de Portmany.

Es preciso destacar de forma especial la tesis doctoral de RANGHEARD (1969), en la que los aspectos relativos al Cuaternario ocupan una parte importante del estudio.

4.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO

El presente apartado trata dos aspectos fundamentales: uno de carácter estático o morfoestructural y otro de carácter dinámico. El primero se ocupa del relieve como resultado de la naturaleza y la disposición del sustrato y el segundo analiza la importancia de los procesos exógenos al actuar sobre dicho sustrato.

4.3.1. Estudio Morfoestructural

La estructura de la isla de Eivissa se caracteriza por el apilamiento de una serie de láminas cabalgantes de SE a NO que, a grandes rasgos, se estructuran en amplios pliegues volcados con los flancos intensamente laminados, agrupándose en tres unidades tectónicas principales: Aubarca, Llentrisca-Rey y Eivissa. De ellas, en la presente Hoja tan sólo afloran las dos últimas, dando lugar a relieves diferentes.

La Unidad de Llentrisca-Rey cabalga sobre la de Aubarca, que aquí no aflora. Su fisonomía, mal definida, resulta de la actuación de los procesos externos sobre sus materiales, mayoritariamente margosos y arcillosos.

Por lo que se refiere a la Unidad de Eivissa, aparece en los sectores meridional y oriental, fuertemente plegada, de forma que los núcleos anticlinales resaltan por el afloramiento de

rocas carbonatadas jurásicas, en contraste con los núcleos de los sinclinales, constituidos por margas cretácicas.

La morfología resultante de la actuación de los procesos externos sobre estas estructuras consiste en un relieve de lomas y colinas, más accidentado en el litoral meridional, donde se observan grandes acantilados, algunos con un salto de 200 m, como en el sector de Cap des Llibrell. En las zonas montañosas, el conjunto de elevaciones (lomas, colinas y pequeñas sierras) aparece como un sistema de aristas alternante con la red de incisión vertical. Sin embargo, las formas se suavizan entre las zonas montañosas dando valles de mayor amplitud con desarrollo de depósitos aluviales y depósitos de piedemonte.

Los elementos estructurales de menor entidad son bastante escasos, limitándose a una serie de cerros con forma cónica dispersos. La disposición estructural, con contactos subhorizontales, favorece la formación de costras que contribuyen a disimular la morfología estructural.

La geometría de la red de drenaje es uno de los elementos que mejor refleja la distribución litológica y la estructura. La linealidad y las orientaciones preferentes de algunos cauces marcan las principales direcciones de plegamiento y fracturación, así como las zonas de debilidad litológica.

4.3.2. Estudio del modelado

Se describen aquí todas aquellas formas que se han cartografiado en el Mapa Geomorfológico, tanto erosivas como sedimentarias, que han sido elaboradas por la acción de los procesos externos. También se describen dichos procesos según su importancia, agrupándolos según su origen (fluvial, litoral, etc.)

4.3.2.1. Formas de ladera

Dentro de este grupo se han reconocido coluviones y desprendimientos.

Los coluviones constituyen una de las formas más frecuentes, aunque no de las más extensas. Se originan en las laderas, unas veces al pie de las mismas e interdentándose con los fondos de valle y otras, en sectores más altos de las vertientes, cubriendo las cabeceras de los glaciares y de los conos aluviales. En planta configuran una serie de bandas estrechas paralelas a los valles. Los mejores ejemplos se localizan en el sector nororiental, donde su continuidad da lugar a orlas en torno a los relieves.

En cuanto a los desprendimientos, se restringen a los acantilados litorales como consecuencia de la fracturación y la alteración de los niveles calcáreos superiores. El resultado es una serie de bloques de gran tamaño que caen a zonas inferiores de la ladera o al mar por inestabilidad gravitatoria.

4.3.2.2. *Formas fluviales*

Son abundantes y variadas, alcanzando un gran desarrollo en algunas zonas. Entre las formas fluviales con depósito destacan los conos aluviales, los fondos de valle y las terrazas.

Los fondos de valle están constituidos por depósitos de gravas, cantos y arcillas, estas últimas muy abundantes. La morfología en planta es alargada, estrecha y más o menos serpenteante, aunque a veces se observan tramos muy rectilíneos, como en el caso del río de Santa Eulalia y de los torrentes Arabí y de sa Gravada, entre otros.

Relacionados con los fondos de valle aparecen los conos de deyección o conos aluviales. Son formas muy frecuentes y se generan a la salida de barrancos y arroyos hacia cauces de rango superior. Se han diferenciado dos tipos, tanto por su cronología como por sus características.

Los conos más antiguos son casi siempre de mayor tamaño y de baja pendiente. Su frecuencia en un valle hace que los depósitos medios y distales se interdigiten, configurando una franja continua de sedimentos, a modo de piedemonte; el caso más llamativo es el de la vertiente meridional de Serra Grossa. En algunos sectores están incididos por la red fluvial actual.

Más recientes son los conos procedentes de cursos menores, que desembocan en otros cauces. Son de menores dimensiones y de mayor pendiente. Al igual que los anteriores, abundan en una misma ladera debido al elevado número de arroyos que las surcan, interdentándose lateralmente y formando una orla alrededor de los relieves.

Otra de las formas fluviales con depósito son las terrazas, aunque su representación es bastante menor. Sus principales afloramientos son los del río de Santa Eulalia y los del torrente Arabí. Su morfología es alargada y estrecha, con una disposición paralela al cauce y su superficie, plana, con un escarpe neto hacia el cauce como consecuencia de su encajamiento.

Por lo que se refiere a las formas erosivas, destacan la importante red de incisión de los barrancos menores, las divisorias con morfología en aristas y los pequeños surcos de las zonas de relieve suave originados por los procesos de arroyada difusa; estos últimos son frecuentes en la superficie de los grandes glaciares y abanicos, indicando la máxima pendiente, a favor de la que circula la escorrentía superficial.

4.3.2.3. *Formas poligénicas*

Son aquellas en cuya formación interviene más de un proceso. Las más representativas son los glaciares, que rodean todo tipo de elevaciones a modo de piedemontes. Constituyen formas muy suaves, originadas al pie de los relieves y que en la mayoría de los casos sirven de enlace entre las divisorias y los cauces. Son especialmente abundantes en los grandes valles.

Por sus características y su posición en el paisaje se han diferenciado dos tipos: antiguos y modernos. Los primeros alcanzan mayor extensión y en general están incididos por la red fluvial, apareciendo incluso colgados. Poseen una gran continuidad lateral, mostrándose como una orla alrededor de los relieves, hecho que se observa claramente en la vertiente meridional del valle del río de Santa Eulalia o rodeando el Puig d'en Ribes y el Puig de sa Creu d'en Ribes.

Tan sólo en el sector noroccidental se ha reconocido un ejemplar de los glacis modernos, que en la isla se caracterizan por su menor tamaño, apareciendo en pequeños valles, muy cerca del cauce hacia el que descienden.

Las otras formas poligénicas cartografiadas son los aluviales-coluviales, formas con muy escasa representación. Se forman en valles algo abiertos de fondo redondeado, en los que los flujos son esporádicos y muy poco definidos, mezclándose los sedimentos del fondo de valle con aportes de las laderas.

4.3.2.4. Formas litorales

Son sedimentarias y erosivas. Por lo que a las primeras se refiere, se han cartografiado playas y dunas antiguas conocidas como "marés", depósitos marinos antiguos, playas actuales y albuferas.

Los depósitos de "marés" tienen una moderada representación en el litoral meridional, destacando los parajes de Can Serra y Coll de sa Plana. Son depósitos que actualmente no poseen una morfología definida debido a la erosión, tratándose de restos de playas, dunas o incluso de un transporte eólico de aquéllas, por lo que pueden encontrarse a alturas diferentes.

Por lo que se refiere a los depósitos marinos antiguos, denominados en la literatura regional playas tyrrenienses, se ha cartografiado un único afloramiento en Cala Llonga, aproximadamente a +2 m sobre el nivel del mar. Posee reducidas dimensiones, estando constituido por conglomerados con fragmentos de moluscos marinos y apareciendo cubierto por limos rojos. Algunos autores citan otros afloramientos en Santa Eulalia, pero en este caso sólo se han encontrado limos rojos con costras, posiblemente de carácter continental.

La principal playa actual es la de Santa Eulalia, destacando además las de algunas pequeñas calas, como Cala de Gat y Cala Llonga. La presencia de una costa rocosa acantilada en la mitad meridional dificulta la generación de este tipo de formas. Constituyen bandas alargadas y estrechas con trazado semicircular y están constituidas por arena o cantos.

Entre las albuferas destaca por su tamaño la de Cala Llonga, pero también hay que señalar la de Cala Pada. Están independizadas del mar por dunas o por un cordón arenoso y reciben aportes de aguas continentales. Son zonas bajas que en épocas húmedas pueden encharcarse. Destacan por su color gris o gris negruzco debido al ambiente reductor.

En cuanto a las formas erosivas, su máxima representación corresponde a los acantilados, representados principalmente en el sector meridional. Su envergadura es muy variable, localizándose los de mayor espectacularidad entre Cap des Llibrell y Salt d'en Serra, que superan los 100 m de desnivel.

En estas paredes prácticamente verticales se producen importantes procesos erosivos. Uno de ellos es la caída de bloques de las partes superiores, a veces de gran tamaño, y otro, el socavamiento de la base del acantilado por la acción del oleaje.

4.3.2.5. Formas antrópicas

Aparecen próximas al paraje de Coll de sa Plana. Consisten en una serie de escombros acumulados en la cabecera de diversos arroyos. Son depósitos heterométricos, caóticos, poco consolidados y que pueden representar algunos riesgos desde un punto de vista geotécnico.

4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

Se consideran como formaciones superficiales todos aquellos depósitos coherentes o no, en general sueltos, que han podido sufrir una consolidación posterior y que están relacionados con la evolución del relieve existente en la actualidad. Su característica fundamental es la cartografiabilidad a la escala de trabajo y su definición por una serie de atributos tales como geometría, textura, litología, potencia y en algunas ocasiones, edad.

Las formaciones superficiales de ladera se limitan a los coluviones. Son depósitos de poco espesor, aunque con una representación superficial importante. Su composición varía en función de la naturaleza del sustrato sobre el que se desarrollan, pero son muy similares debido a la homogeneidad litológica de éste. Lo más frecuente son lutitas blanco-amarillentas incluyendo clastos y bloques angulosos de naturaleza carbonatada. A veces se puede observar un cierto ordenamiento que indica diferentes episodios de aporte. El grado de heterometría es acusado y la morfología de los clastos, muy angulosa. Estos depósitos también desarrollan una costra a techo, denominada "costra de ladera", con estructuras laminares y brechoides. Su edad, tanto por su situación como por su aspecto, se considera Holoceno.

Entre las formaciones superficiales más representativas se encuentran las de carácter fluvial, destacando entre ellas los conos de deyección. Como se ha señalado, se han diferenciado dos clases de conos en función de su edad. Dada la naturaleza de los materiales que configuran los relieves, la litología de ambos es muy similar, variando la extensión de sus zonas apical, media y distal y su grado de consolidación.

Son depósitos de textura granular y heterométrica constituidos por gravas y cantos de calizas, dolomías, calcarenitas y en ocasiones, de areniscas y otras litologías. La matriz es areno-arcillosa, con abundantes carbonatos que se acumulan frecuentemente en la base de los canales. La granulometría desciende desde la zona apical a la distal, por lo que en los conos de mayor tamaño esta última aparece como un conjunto lutítico rojo. Una característica muy frecuente es la presencia a techo de una costra calcárea más o menos

desarrollada. Esta costra adquiere en general tonos blanquecinos y rosados y es de carácter diagenético. Su estructura interna es muy variada, siendo normal la formación de costras laminares, aunque no es raro observar algunas brechoides, micríticas o nodulosas; estas diferencias dependen de la textura y la pendiente del depósito, pues tanto los encharcamientos como la profundidad del nivel freático son de suma importancia. La edad asignada a los conos más antiguos es Pleistoceno y a los más recientes, Holoceno.

Los fondos de valle están constituidos también por cantos y gravas calcáreas, pero la matriz areno-arcillosa roja es muy abundante, presentando un cierto contenido en carbonatos que en ocasiones se acumulan en pequeños niveles o alrededor de los cantos. El tamaño medio de éstos está comprendido entre 3 y 5 cm, con un tamaño máximo de 15 cm y ausencia de grandes bloques. Los cantos varían de subredondeados a subangulosos. La potencia es difícil de precisar, tanto en los conos de deyección como en los fondos de valle, pues no existe ningún corte en el que se haya podido observar el sustrato, pero se puede suponer un valor máximo de 4 m, aunque lo normal sean 2-3 m. En algunos puntos aparece una pequeña costra de tipo laminar. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

Las terrazas tienen una litología y textura muy similares a las de los fondos de valle, aunque quizás el tamaño medio de los elementos groseros sea algo mayor. Su potencia varía de 1,5 a 3 m, aunque en puntos donde no aflora el sustrato no se descarta un espesor mayor. Por lo que se refiere a su edad, se asignan al Pleistoceno superior, pero pueden llegar al Holoceno.

Las formaciones superficiales de carácter poligénico están representadas por los glaciares y por los aluviales-coluviales. Aunque por la edad se han diferenciado dos tipos de glaciares, antiguos y modernos, sus características litológicas y texturales son prácticamente iguales. Los cortes existentes nunca pertenecen a las facies proximales, sino a las medias y distales, en las que se observa una serie de lutitas rojas con niveles de gravas y cantos. Estos niveles tienen matriz areno-limosa, cicatrices erosivas y estratificación cruzada tendida. En las lutitas se observan varios ciclos de carbonatación edáfica que culminan en costras calcáreas, desarrolladas tanto en los términos más finos como en los intervalos clásticos. Los niveles de cantos muestran bases erosivas y canalizadas laxas, así como estratificación cruzada tendida. Su potencia total es muy variable dependiendo del tamaño y de la distancia a las cabeceras; no obstante, en los perfiles observados se han medido hasta 7 m de espesor, pero sin observarse el sustrato. La edad estimada para estas formaciones es Pleistoceno.

Los otros depósitos poligénicos son los aluviales-coluviales, con características mixtas entre los fondos de valle y los depósitos de vertiente. Su potencia no es visible, no pareciendo superior a los 3-4 m. Su edad se considera Holoceno.

Se incluye en este punto una descripción de las costras calcáreas, ampliamente desarrolladas. En general, se trata de una costra tabular bastante continua que se superpone a la mayoría de los depósitos cuaternarios e incluso a gran parte del sustrato rocoso. Presenta un espesor medio comprendido entre 10 y 30 cm, aunque a veces puede llegar a alcanzar algo más de 1 m. Sus facies son muy variadas, con estructuras hojosas, laminares, multicintadas, nodulosas, granulares o brechoides, dependiendo de la textura del depósito sobre el que se originan, de la pendiente y del clima. El color es también

variable, pero en general claro, encontrando tonalidades desde ocres hasta blanquecinas, pasando por rosadas, amarillentas y anaranjadas.

Según RANGHEARD (1971) esta costra se ha formado bajo un clima húmedo y cálido, en el que el agua de lluvia que penetra en el suelo provoca la disolución de las calizas y las soluciones contenidas en el suelo ascienden durante la estación seca, depositándose el carbonato de calcio en la superficie. En cualquier caso, el gran desarrollo de esta formación edáfica y la variedad de tipos que ofrece sugieren la existencia de todo un universo que merece un tratamiento exclusivo y detallado.

Otras características muy diferentes ofrecen las formaciones superficiales de origen litoral, constituidas por el denominado "marés", los conglomerados tyrrenienses, las albuferas y las playas actuales.

El "marés" está compuesto por areniscas de naturaleza calcárea cuyos granos son esféricos y ovoides, con un tamaño medio de 0,5-1 mm de diámetro. El cemento es también calcáreo y contiene pequeños granos angulosos de cuarzo. A veces se observan oolitos. En general, su color es de tonos claros, pudiendo ser blanco-amarillento, amarillento-anaranjado, rosa, gris claro o marrón claro.

Entre los abundantes microorganismos que incluye, RANGHEARD (1971) encuentra los siguientes: Algas (Melobesias), *Elphidium crispus*, *E. complanatum* D'ORB., *E. cf. complanatum* D'ORB., *E. sp.*, *Ammonia beccarii*, *Cibicides lobatulus* (WALK. JAC.), *Discorbis* sp., *Globorotalia inflata* (D'ORB.), *Globigerinoides rubra* (D'ORB.), *Nubecularia lucifuga* DEFR., *Textularia* sp., *T. pseudotrochus* CUSHM., *Sphaerogypsina globula* (REUSS), *Aceroulina adherens* (SCHULTZE), *Guttulina* sp., *Amphisorus hemprichii* (EHRENB.), *Ophthalmidium glomerosum* COLOM, Miliólidos (*Adelosina* sp., *Quinqueloculina* sp. y *Triloculina* sp.) y *debris* de Briozoos, Lamelibranquios, Gasterópodos y Equinodermos. Pese a la abundancia de fauna, no ha podido precisarse su edad, pero por su posición y cementación se consideran pertenecientes al Pleistoceno inferior, no descartando la existencia de niveles más recientes.

Su estructura interna denuncia un medio litoral constituido por dunas, con algunos niveles de playa intercalados. En general, lo que se observa en los cortes son *sets* de estratificación cruzada planar separados por superficies de reactivación netas. A veces se observan encostramientos incipientes a techo. El espesor de los depósitos de "marés" pueden superar los 10 m.

Los conglomerados marinos poseen abundantes fragmentos de moluscos y se encuentran recubiertos por limos rojos. Su espesor es de orden decimétrico a métrico.

Los depósitos de albufera están constituidos por limos y arcillas grises con un alto contenido en materia orgánica. Aunque su espesor es desconocido, podría alcanzar 10 m.

En cuanto a las playas actuales, son mayoritariamente arenosas y están compuestas por granos de tamaño medio-grueso. Su color es blanco-amarillento o blanco-rosado. Se incluyen en el Holoceno.

4.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

La evolución geomorfológica de la isla de Eivissa se encuentra enmarcada dentro de la evolución del conjunto balear, por lo que es necesario remontarse a periodos anteriores al Cuaternario para comprender su configuración actual.

La isla de Eivissa se estructura a lo largo de dos grandes etapas: una etapa mesozoica de carácter distensivo, a lo largo de la cual predominan los procesos sedimentarios, y una etapa terciaria compresiva, ligada a la orogenia alpina y responsable fundamental de su morfoestructura actual.

Las primeras manifestaciones alpinas están relacionadas con la emersión del ámbito balear a comienzos del Terciario. Durante el resto del Paleógeno y comienzos del Mioceno, las elevaciones generadas, de dirección NE-SO, quedaron sometidas a la acción de los procesos externos, que desmantelaron gran parte de la cobertera mesozoica. La persistencia de la compresión dio lugar al desarrollo de pliegues y cabalgamientos vergentes al NO y su posterior erosión produjo grandes acumulaciones conglomeráticas de edad Mioceno inferior-medio. El paso al Mioceno superior está marcado por una distensión que redistribuiría los relieves y a la que probablemente se liga el ascenso de los magmas emplazados en los sedimentos burdigalienses.

Es probable que al iniciarse el periodo distensivo, Eivissa ya tuviera una configuración general muy similar a la actual, a modo de promontorio rodeado en buena medida por una llanura en la que se produciría la interfase entre sedimentos continentales y marinos.

La actividad distensiva no ha cesado, considerándose la isla tectónicamente activa. Así, la fracturación finineógena y los cambios eustáticos han condicionado en gran medida la evolución cuaternaria, que ha dado lugar a una gran variedad de procesos y formas.

Concretamente, en la presente Hoja los procesos erosivos han dado lugar a un relieve bastante agreste e incidido en la franja litoral, suavizándose hacia el sureste mediante un modelado de colinas y lomas. Esta disposición y distribución de los relieves refleja la estructuración tectónica regional de dirección NE-SO.

Entre los depósitos más antiguos de la isla se encuentran una serie de acumulaciones de arenas eólicas y playas conocidas con el nombre de "marés". Existen además una serie de conglomerados de carácter marino (Tyrrenienses) a diferentes alturas, que proporcionan cierta información sobre las variaciones del nivel del mar a lo largo del Cuaternario. Por otra parte, los procesos fluviales han jugado un importante papel en la elaboración del relieve, pero quedan bastante disminuidos frente a la formación de piedemontes, tanto glaciales como conos aluviales, que orlan la mayor parte de los relieves.

La gran abundancia de materiales carbonatados ha favorecido los procesos kársticos, que han dejado su huella en poljés, dolinas y lapiaces. Además, la presencia de áreas deprimidas cercanas a la línea de costa ha producido zonas encharcadas de tipo albufera en las que se han acumulado sedimentos arcillosos ricos en materia orgánica.

Finalmente, no hay que olvidar las transformaciones antrópicas que han acompañado al desarrollo de algunos núcleos urbanos.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La evolución geológica de Eivissa está condicionada por su encuadre dentro de la Cuenca Catalano-Balear, cuya complejidad estructural y magmática es el resultado de los diferentes movimientos relativos de las placas Africana, Ibérica y Euroasiática desde su individualización en el Mesozoico. Según ROCA (1994), el sector occidental del Mediterráneo está sometido a situaciones compresivas y extensivas que reflejan las dos grandes fases diferenciadas en la evolución del Atlántico: a) Apertura del Atlántico central, que produjo la separación de África y Eurasia durante el Jurásico-Cretácico inferior; b) Apertura del Atlántico norte y del Golfo de Vizcaya, que ha dado lugar a una convergencia de Eurasia y África desde el Cenomaniense-Turonense. A su vez, en ésta se han diferenciado dos etapas, una primera (Cretácico superior-Oligoceno inferior), en que la convergencia de Europa y África tuvo lugar entre Iberia y Eurasia, y una segunda (post-Oligoceno superior) en la que aquélla se resolvió en el límite Iberia-África. El paso gradual entre estas etapas no fue sincrónico a lo largo de los límites entre las distintas placas, lo que hace que sea muy difícil acotar temporalmente las diversas fases evolutivas meso-cenozoicas.

Los materiales más antiguos aflorantes en la isla de Eivissa están constituidos por los depósitos carbonatados del Triásico medio, no existiendo materiales más antiguos que puedan asignarse al Triásico inferior o al Paleozoico, aflorantes sin embargo en Mallorca y Menorca. Allí, los materiales triásicos reposan sobre un zócalo hercínico peneplanizado. A lo largo del Triásico dio comienzo una subsidencia generalizada que alcanzó su máxima intensidad durante el Anisiense, en el que se produjo la transgresión marina que establecería un régimen de aguas someras con sedimentación de depósitos de tipo mareal. Durante el Triásico superior tuvo lugar una regresión generalizada bajo condiciones de aridez acentuada, con el depósito de sedimentos arcillosos y evaporíticos que evocan la existencia de un ambiente de tipo "sebkha".

A finales del Triásico superior, una nueva transgresión restauró el régimen marino en el ámbito balear. Los materiales correspondientes al Lías se depositaron en una plataforma carbonatada subsidente de aguas muy someras, con desarrollo de amplias llanuras de mareas.

En muchas áreas del dominio alpino, durante el Lías superior se produjo la ruptura de la plataforma debido a la separación de las placas Euroasiática y Africana, favoreciéndose el desarrollo de un proceso de subsidencia diferencial. Con dicha ruptura se crearía un surco subsidente en el que se sedimentarían más tarde los materiales del dominio subbético.

Debido a estos procesos tectónicos, el Dogger presenta una historia compleja, no encontrándose representado al menos en buena parte de la isla, posiblemente como consecuencia de una emersión temporal que podría ser la causa de la dolomitización de los sedimentos calcáreos depositados desde el Triásico terminal.

Estos procesos extensionales, que dieron lugar a un conjunto de umbrales y cubetas muy subsidentes limitados por fallas normales, también favorecieron la extrusión de rocas volcánicas alcalinas entre el Triásico superior y el Dogger.

A comienzos del Malm se produjo el movimiento relativo de Iberia con respecto a Europa y África, agudizándose las condiciones de subsidencia diferencial progresiva, comenzando a crearse un surco acentuado progresivamente hacia el sureste. No obstante, Eivissa quedaría fuera del surco durante esta época, con desarrollo de una plataforma carbonatada en el dominio noroccidental, si bien el suroriental, más interno, podría corresponder al comienzo del talud. Los primeros compases de esta etapa, de fuerte subsidencia tectónica e intensa estructuración extensional, registrarían nuevas erupciones de basaltos olivínicos.

A partir del Titónico, la individualización del surco subsidente es completa, delimitándose tres dominios paleogeográficos correspondientes a las series de Ibiza, San José y Aubarca. El dominio más interno, localizado al sureste (Serie de Ibiza), se relaciona con el surco subsidente, estando caracterizado por el depósito de margas y margocalizas blancas. El intermedio (Serie de San José) está definido por el depósito de carbonatos en el Titónico-Valanginiense, indicativo de la persistencia de la plataforma calcárea kimmeridgiense, junto con un post-Valanginiense margoso relacionado con la instalación de ambientes más abiertos y profundos. En el dominio más externo (Serie de Aubarca), localizado al noroeste, la plataforma jurásica persistió mediante el depósito de materiales carbonatados hasta el Albiense, con intercalación de margas en el intervalo Hauteriviense-Barremiense, indicando etapas de subsidencia diferencial de la plataforma y el comienzo de una nueva transgresión. Los cambios observados en esta etapa del Malm-Cretácico inferior van estrechamente unidos a los movimientos verticales neokimméricos, que regulan la distribución, el espesor y la naturaleza de los depósitos.

El final del Cretácico inferior está marcado por el desarrollo de la fase Áustrica, con la que se homogeneiza la cuenca. Así, el Cretácico superior está constituido por un conjunto de calizas blancas muy homogéneas, propias de una plataforma externa carbonatada con sedimentación pelágica, bajo condiciones de gran uniformidad y escasa profundidad. El paso del Cretácico inferior al superior supuso un cambio en el marco geodinámico general debido al movimiento relativo de separación entre las placas Euroasiática y Norteamericana, aunque en el ámbito balear no parece registrarse un cambio tan importante.

No existe depósito del intervalo Paleógeno- Aquitaniense en la zona, dificultando la interpretación sobre esta época. No obstante, se puede aceptar una emersión general, con desarrollo de procesos de deformación compresivos. Posteriormente se produciría una intensa erosión que llegó a afectar incluso a los depósitos carbonatados en facies Muschelkalk.

Dichos procesos tectónicos están dominados en la Cuenca Catalano-Balear por una compresión generalizada que daría lugar a una inversión de la topografía mesozoica; con ella, las cubetas mesozoicas se convirtieron en áreas emergidas sometidas a procesos de erosión y las áreas mesozoicas emergidas, en áreas deprimidas en las que se depositaron potentes sucesiones detríticas y evaporíticas. Esta inversión del relieve se produjo por la reactivación de las fallas que configuraban los márgenes de las antiguas cubetas mesozoicas. Según ROCA (1994) las cubetas mesozoicas se estructuraron en una zona central emergida, deformada únicamente por pliegues de gran radio y fallas de salto decamétrico y hectométrico, y unas áreas marginales donde se concentró gran parte de la deformación y se produjeron los levantamientos tectónicos más importantes. Esta etapa compresiva se desarrolló en las Béticas entre el Eoceno terminal y el Mioceno basal.

Esta estructuración se sitúa en el marco del movimiento convergente N-S entre el conjunto Iberia-África y Eurasia que, iniciado en el Cretácico superior, finalizó con la soldadura de estas dos placas entre el Oligoceno medio y el Mioceno medio. Durante este último período se estructuró la Cuenca Catalano-Balear como consecuencia del desarrollo simultáneo de un sistema de rift en las partes centrales y noroccidentales de dicha cuenca y un cinturón de pliegues y cabalgamientos en las partes suroccidentales del área, en las que se sitúa Eivissa. Así pues, la evolución del Oligoceno superior-Mioceno medio se caracterizó por la coexistencia en el tiempo, aunque no en el espacio, de procesos de tipo compresivo y extensivo.

A partir del Burdigaliense se produjo una nueva transgresión marina y se acentuaron los procesos de subsidencia diferencial, individualizándose un surco subsidente hacia el que avanzarían los frentes de los cabalgamientos de las Zonas Externas Béticas a partir del Langhiense.

La sedimentación en las zonas limítrofes al surco se realizó mediante depósitos marinos someros, detríticos y margosos, y facies de transición, mientras que el surco se rellenó con los depósitos incluidos en la unidad olistostrómica, constituidos fundamentalmente por olistolitos. Estas cuencas sólo se desarrollarían en los frentes de los cabalgamientos importantes y por ello no afectan a la relativa estabilidad del proceso sedimentario general. En Eivissa, la presencia de este surco únicamente en el sector oriental tal vez indique que la traslación de la Unidad tectónica de Eivissa puede haber llegado a sobrepasar al propio surco en el sector occidental.

Con posterioridad a la sedimentación de estos materiales se produjo la estructuración principal de la isla, caracterizada por la superposición de tres unidades tectónicas principales. La unidad inferior (Aubarca) constituye un autóctono relativo con respecto a las otras dos, estando constituida por materiales pertenecientes a la Serie de Aubarca y se estructura mediante pliegues volcados y tumbados, así como escamas vergentes hacia el NO. La unidad tectónica intermedia (Llentrisca-Rey) está integrada fundamentalmente por materiales de la Serie de San José, aunque la Subunidad de Rey presenta facies de la Serie de Aubarca y se caracteriza por la existencia de numerosas escamas vergentes hacia el NO. En cuanto a la unidad superior (Eivissa) comprende materiales de la Serie de Ibiza, encontrándose muy replegada y deslizada sobre la Unidad de Llentrisca-Rey; los pliegues son vergentes hacia el NO, con flancos inversos estrados y laminados hasta constituir planos de cabalgamiento.

Según MAILLARD *et al.* (1993), la interpretación geodinámica global pone de manifiesto que la evolución del Mediterráneo occidental está caracterizada por el desarrollo de un sistema de rift de dirección NE-SO que, dispuesto paralelamente al límite entre las placas Ibero-Euroasiática y Africana, separa un área noroccidental poco deformado de otro sudoriental intensamente deformado, con numerosas manifestaciones volcánicas calcoalcalinas. Estas características indican que la evolución del Mediterráneo occidental está regida en esta época por la subducción de África bajo el conjunto de Iberia-Eurasia, de tal manera que la cuenca extensiva Catalano-Balear correspondería a una cuenca de retroarco, mientras que el Promontorio Balear se encuadraría en el arco externo que separaría las cuencas de retroarco de la placa Africana.

Ya en el Tortoniense inferior comenzaría una etapa extensiva generalizada, que según ROCA (1994) se caracteriza por el colapso extensivo del edificio de cabalgamiento Bético-Balear a partir de la reactivación con movimiento normal de todo el sistema de cabalgamientos formados durante el Mioceno medio. Ello daría lugar a un sistema de horsts y fosas de dirección ENE-OSO que individualizan el Promontorio Balear y hundien gran parte de las áreas estructuradas durante la etapa del Mioceno medio. En esta etapa se depositaron los materiales calcáreos arrecifales que afloran al norte de Eivissa y en Formentera.

Durante el Plioceno-Cuaternario alternan los depósitos marinos y continentales, prolongándose en algunas zonas la etapa distensiva, con desarrollo de fallas normales como las observadas en Formentera, que originan cubetas en las que se acumulan los depósitos cuaternarios.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. HIDROGEOLOGÍA

6.1.1. Climatología e Hidrología

6.1.1.1. Climatología

El clima en Eivissa es Mediterráneo con temperaturas medias del orden de 17°C, máximas de 35°C y mínimas de 0°C. La temperatura media del mes más frío (enero) es superior a los 10°C y la del mes más cálido (agosto) alcanza los 25°C.

La pluviometría media anual es del orden de los 475 mm, con variaciones interanuales muy importantes y coeficientes de irregularidad superiores a 6. La media del trienio seco es de 1.020,4 mm, mientras que la del trienio húmedo es de 1.669,9 mm y la del trienio medio, 1.313 mm. En general, enero, mayo y julio son los meses que presentan menor volumen de lluvias, sin precipitación en algunos casos, mientras que los valores máximos se dan en los meses de octubre y noviembre. La evapotranspiración potencial para Eivissa es de 897 mm según el método de Thornthwaite. La evapotranspiración real media para el período comprendido entre 1973 y 1985 es del orden del 80% de la precipitación. Este parámetro varía entre el 60 y el 100%, para una capacidad de retención del suelo de 25 mm.

Los vientos dominantes son los del norte (tramontana) y los del suroeste (llebeig), mientras que en verano también aparece el siroco.

6.1.1.2. Hidrología

En la isla de Eivissa no existe ningún curso permanente de agua debido al reducido tamaño de las cuencas hidrográficas, a las irregularidades de las precipitaciones y a las características hidrogeológicas del terreno. La mayoría de los cauces permanecen secos buena parte del año, exceptuándose aquellos que reciben precipitaciones torrenciales o aportaciones de manantiales en períodos húmedos.

En la isla, las cuencas fluviales más importantes son las del torrente de Buscatell y el río de Santa Eulalia, que reciben aportaciones subterráneas mediante fuentes.

6.1.2. Descripción hidrogeológica

6.1.2.1. Principales acuíferos

Los materiales mesozoicos constituyen acuíferos carbonatados, mientras que los correspondientes a materiales terciarios y cuaternarios son fundamentalmente detríticos, aunque debido a la naturaleza carbonatada de los clastos y a la cementación calcárea posterior, su funcionamiento es similar al de los acuíferos mesozoicos en algunos sectores.

6.1.2.2. Zonas hidrogeológicas

Para facilitar la comprensión del funcionamiento de las aguas subterráneas del territorio ocupado por la Hoja, se han diferenciado dos Zonas Hidrogeológicas, delimitadas por criterios puramente hidrogeológicos. A pesar de que cada una de ellas puede incluir varios acuíferos, a grandes rasgos poseen una cierta independencia en cuanto al comportamiento hídrico, independencia derivada fundamentalmente de su constitución litológica y su estructura. Dichas Zonas son las de Sant Rafel y Eivissa.

Los límites entre Zonas tienen un fuerte componente estructural, pues los cabalgamientos han dispuesto los acuíferos mesozoicos sobre tramos de baja permeabilidad, generalmente margas miocenas, que los aíslan hidráulicamente.

– Zona de Sant Rafel

La presente Hoja incluye el sector oriental de esta Zona. Su límite con la Zona de San Carlos, situada al noreste, está definido por el aluvial del torrente de Labritja, en tanto que el meridional, con la Zona de Eivissa, está delimitado por el cabalgamiento de los materiales carbonatados jurásicos sobre los depósitos miocenos. En cuanto al límite septentrional, con la Zona de Sant Miquel, se localiza fuera de la Hoja.

Está constituida fundamentalmente por sedimentos margosos de muy baja permeabilidad que constituyen el límite hidráulico para las zonas de Sant Miquel y Eivissa, donde existen acuíferos carbonatados.

Intercalados en la sucesión margosa, aparecen varios niveles detríticos lentejonares muy cementados, generalmente de naturaleza calcárea, que conforman un acuífero multicapa. Poseen permeabilidad por porosidad intergranular, variable en función de su grado de cementación. Cuando la diagénesis ha sido muy importante presentan porosidad kárstica y por fisuración, comportándose como un acuífero calcáreo.

Su régimen de funcionamiento es de confinamiento-semiconfinamiento-libre, según su posición en la serie, actuando junto con la serie margosa como un acuitardo a través del cual se recargan por goteo los niveles acuíferos más profundos.

Se recargan principalmente por infiltración directa del agua de lluvia y por aportes de los acuíferos cuaternarios. En cuanto a la descarga, se produce principalmente por trasvase a los aluviales y mediante bombeo de pozos.

Este acuífero ha sido estudiado en las proximidades de Cala Llonga (BATLLE, 1978), indicando que en el muro de los depósitos miocenos existen unos tramos conglomeráticos con transmisividad del orden de 900 m²/día y que el acuífero se encuentra incomunicado con el mar y por lo tanto no sufre intrusión marina al bajar el nivel piezométrico.

Estos materiales incluyen bloques sedimentarios de materiales carbonatados mesozoicos que funcionan en régimen confinado o semiconfinado, cuyas características hidrogeológicas son similares a las descritas para los niveles lentejonares detríticos, pero con

transmisividades más altas. También los procesos de recarga y descarga de estos niveles acuíferos son similares a los de los niveles detríticos.

El acuífero superficial cuaternario está constituido principalmente por materiales detríticos no consolidados, variando su permeabilidad según el contenido de finos. Así, los depósitos del río de Santa Eulalia son más permeables que los materiales coluvionares situados al pie de los relieves; no obstante, todos ellos constituyen un acuífero único.

Los depósitos aluvionares del río de Santa Eulalia se recargan directamente por infiltración del agua de lluvia y por aportaciones laterales del resto de los acuíferos, fundamentalmente carbonatados, descargando al mar y mediante bombeos, principalmente en su curso bajo.

– Zona de Eivissa

Se localiza en los sectores oriental y meridional. Su límite suroriental está constituido por la costa, mientras que los límites septentrional y occidental con la Zona de Sant Rafel están constituidos por el cabalgamiento de la Unidad tectónica de Eivissa sobre la de Llentrisca-Rey.

Esta Zona está dividida en dos sectores por una fractura de dirección submeridiana: un sector oriental, constituido por un anticlinal volcado con vergencia hacia el O, y un sector occidental, formado por una serie monoclinal que constituye el flanco normal del sinclinal volcado contiguo.

En el sector oriental, el núcleo del anticlinal está constituido por materiales carbonatados jurásicos aislados por los niveles margosos del Cretácico inferior, que en el flanco occidental constituyen la base impermeable del acuífero y su límite con la zona de Sant Rafel.

El acuífero del sector occidental está constituido por los mismos materiales jurásicos, dispuestos monoclinalmente hacia el norte y formando parte del flanco normal de un sinclinal volcado, cuyo núcleo se encuentra afectado por la fractura submeridiana citada.

El espesor de este acuífero es del orden de 250 m. Su recarga se produce por infiltración directa del agua de lluvia y por trasvase de los aluviales cuaternarios de Cala Llonga, en tanto que la descarga se produce directamente al mar y a los depósitos cuaternarios.

El mayor problema para la explotación de este acuífero es la posibilidad de desarrollo de procesos de intrusión marina, máxime teniendo en cuenta la alta transmisividad del acuífero.

Los acuíferos superficiales cuaternarios están constituidos fundamentalmente por los depósitos aluviales de los torrentes d'en Tur y de sa Gravada y por depósitos de ladera, que aunque con menor permeabilidad, forman parte del sistema hidrogeológico cuaternario de Cala Llonga. Litológicamente, están formados por conglomerados, arenas y limos. Se recargan por infiltración directa del agua de lluvia y por aportes de los acuíferos carbonatados jurásicos y detríticos terciarios. La descarga se produce directamente al mar,

por bombeo y mediante trasvase a otros acuíferos. Se encuentran afectados por una fuerte intrusión marina.

Las aguas son cloruradas en los acuíferos de la Zona de Eivissa, cloruradas-sulfatadas en el tránsito a la Zona de Sant Rafel y bicarbonatadas-sulfatadas en esta última.

6.2. RECURSOS MINERALES

Tan sólo se han reconocido tres indicios, correspondientes a canteras inactivas de escaso interés (cuadro 6.1), aunque existen algunos de pequeña entidad que no se han inventariado debido a su mínima importancia como recurso minero.

Número (*)	Coordenadas		Sustancia	Término municipal	Provincia	Estado de actividad	Magnitud	Usos
	X	Y						
1	372.600	4.317.700	Calizas	Santa Eulalia	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido de machaqueo
2	369.400	4.315.900	Margas	Santa Eulalia	Baleares	Inactiva	Pequeña	Zahorra
3	372.200	4.312.325	Dolomías	Santa Eulalia	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido de machaqueo

(*) Los números entre paréntesis corresponden a la numeración del Mapa de Rocas Industriales a escala 1:200.000 del IGME (1975)

Cuadro 6.1 Resumen de indicios de rocas industriales

6.2.1. Rocas Industriales

6.2.1.1. Calizas

Se ha inventariado una antigua explotación situada en las proximidades del frente del cabalgamiento de la Unidad de Eivissa sobre la de Llentrisca-Rey, en concreto sobre la unidad olistostrómica. El material explotado son las calizas tableadas micríticas del Kimmeridgiense, que en esta zona se encuentran muy fracturadas debido a procesos tectónicos. Se han empleado fundamentalmente como árido de machaqueo; no obstante, conviene señalar que estas calizas se han utilizado en Eivissa como piedras de construcción, en concreto para hacer bordillos.

6.2.1.2. Margas

Se trata de las margas del Mioceno inferior-medio, que presentan intercalaciones de calcarenitas y conglomerados. Han sido explotadas con fines muy locales, fundamentalmente como zahorra para adecuar los caminos locales al tránsito rodado. Se trata de una cantera pequeña de carácter intermitente, permaneciendo en explotación exclusivamente mientras funciona la obra.

Existen ensayos para la determinación de límites de Atterberg, con los siguientes resultados:

Límite líquido	35,90
Límite plástico	16,40
Índice plástico	19,50

6.2.1.3. Dolomías

Se ha localizado una pequeña explotación, actualmente abandonada, en Cap des Llibrell. Se trata del conjunto dolomítico del Lías, que aflora en serie invertida. Son dolomías muy cristalinas de grano grueso y tonos grises, que alteradas adquieren tonos anaranjados.

En dolomías similares se ha realizado el ensayo de Los Ángeles, obteniendo un coeficiente que oscila entre 28,21 y 28,44. Con respecto a la adhesividad frente a los betunes, es del orden del 90%.

6.3. GEOTECNIA

En este apartado se describen de forma sintetizada las principales características geotécnicas de los materiales aflorantes, siendo el objetivo principal aportar al usuario una información complementaria de carácter general que pueda orientar hacia futuros trabajos de tipo geotécnico o de planificación territorial.

6.3.1. Síntesis geotécnica

6.3.1.1. Criterios de división

La superficie de la Hoja ha sido dividida en Áreas y cada una de ellas, en Zonas. El criterio utilizado para esta división ha sido fundamentalmente geológico, sintetizando los aspectos litológicos, estructurales, geomorfológicos e hidrogeológicos, que caracterizados en conjunto dan a cada Zona entidad propia y una cierta homogeneidad en el comportamiento geotécnico de sus materiales.

Se describen de forma sintética las características geotécnicas principales: permeabilidad, drenaje, ripabilidad, posibilidad de deslizamientos, hundimientos y otros riesgos, valorándose cuantitativamente la capacidad de carga media del terreno. Todas estas

estimaciones son orientativas, por lo que deben utilizarse únicamente a nivel de estudio informativo o de anteproyecto.

6.3.1.2. División en Áreas y Zonas Geotécnicas

De acuerdo con los criterios anteriores se han diferenciado cuatro Áreas de características y comportamiento geotécnico diferente (cuadro 6.2):

- Área I. Corresponde a rocas ígneas subvolcánicas.
- Área II. Incluye el conjunto de materiales mesozoicos, de naturaleza arcillosa, margosa y carbonatada.
- Área III. Corresponde a los materiales miocenos implicados en los cabalgamientos y en las estructuras de plegamiento correspondientes a la última etapa de deformación alpina. Se ha individualizado una unidad cartográfica de gran complejidad litológica y comportamiento geotécnico diferencial, compuesta por resedimentaciones de arcillas y yesos de la facies Keuper y por bloques de tamaño métrico a hectométrico de materiales carbonatados del Triásico medio y del Jurásico.

Esta variabilidad no supone una gran complejidad geotécnica, ya que cada litología presenta el mismo comportamiento geomecánico que los materiales de los que procede. Así, los bloques y el complejo arcilloso-yesífero removilizado se encuadran, respectivamente, en las Zonas geotécnicas II₁, y II₂.

- Área IV. Incluye los depósitos cuaternarios, de naturaleza detrítica, génesis variada, y gran representación superficial.

Cada Área, a su vez, queda subdividida en las siguientes Zonas:

ÁREA I

- Zona I₁. Está constituida por rocas ígneas subvolcánicas emplazadas en las arcillas de la facies Keuper (unidad 1).

ÁREA II

- Zona II₁. Incluye el conjunto de materiales carbonatados del Triásico (facies Muschelkalk), Jurásico y Cretácico (unidades 2, 4, 5, 6 y 8).
- Zona II₂. Corresponde a arcillas abigarradas y yesos en facies Keuper (unidad 3), así como a sus resedimentaciones miocenas (unidad 12).
- Zona II₃. Engloba los materiales margosos del Cretácico inferior, que presentan intercalaciones rítmicas de calizas margosas (unidad 7).

Área	Zona	Unidad Cartográfica	Litología	Estructura	Hidrogeología	Características Geotécnicas
IV	IV ₅	25	Escombros, vertidos			Q: Baja R: Desprendimientos ocasionales en zonas escarpadas
	IV ₄	13 y 24	Arenas finas bien seleccionadas. Gravas	Playas y dunas	P: Permeables	RP: Ripables
					A: Superficiales y salinos	Q: Media-Baja
				D: Infiltración	R: Erosionabilidad, nivel freático superficial	
	IV ₃	23	Limos y arcillas con materia orgánica	Subhorizontal. Baja compactación	P: Impermeables	RP: Ripables
					A: No presenta	Q: Baja
				D: Superficial	R: Asientos no tolerables y encharcamientos con carácter permanente	
	IV ₂	14, 15, 16, 17, 19, 20 y 21	Gravas, arenas y arcillas. Encostramientos generalizados	Cuerpos tabulares. Pendientes variables	P: Permeables/Impermeables	RP: Ripables/No ripables
					A: No presenta	Q: Media-Baja
				D: Infiltración/Superficial	R: Asientos diferenciales, baja compacidad, nivel freático superficial	
IV ₁	18 y 22	Gravas, arenas, limos y arcillas. Encostramientos locales	Cuerpos canalizados. Terrazas. Baja consolidación	P: Permeables/Impermeables	RP: Ripables	
				A: Superficiales	Q: Baja	
				D: Superficial/Infiltración	R: Asientos diferenciales, nivel freático superficial, inundaciones eventuales	
III	III ₃	11	Calcarenitas muy cementadas. Intercalaciones de conglomerados	Estratificación tabular en bancos	P: Permeables	RP: No ripables
					A: Locales	Q: Elevada
					D: Infiltración	R: Desprendimientos ocasionales en zonas escarpadas
	III ₂	9	Margas. Intercalaciones de calizas arcillosas, conglomerados y areniscas	Potentes tramos margosos y alternancias rítmicas	P: Impermeables	RP: Ripables/No ripables
					A: No presenta	Q: Media-Alta
				D: Superficial	R: Erosionabilidad, deslizamientos	
III ₁	10	Conglomerados calcáreos muy cementados	Masiva. Muy fracturados. Localmente karstificados	P: Impermeables/Permeables	RP: No ripables	
				A: Locales	Q: Elevada	
				D: Superficial/Infiltración	R: Desprendimientos y hundimientos en áreas fracturadas y karstificadas	
II	II ₃	7	Margas con intercalaciones de calizas margosas	Potentes tramos margosos y alternancias rítmicas	P: Impermeables	RP: Ripables/No ripables
					A: No presenta	Q: Media
					D: Superficial	R: Erosionabilidad, asientos, deslizamientos
	II ₂	3 y 12	Arcillas con yesos. Localmente resedimentados	Muy deformada por plegamiento y transporte tectónico	P: Impermeables	RP: Ripables/No ripables
					A: No presenta	Q: Media-Baja
				D: Superficial	R: Asientos, colapsos, agresividad de las aguas, expansividad, deslizamientos	
II ₁	2, 4, 5, 6 y 8	Dolomías, calizas y calizas dolomíticas	Masiva, grosera o tabular. Localmente, fracturadas y karstificadas	P: Permeables/Semipermeables	RP: No ripables	
				A: Profundos importantes	Q: Elevada	
				D: Infiltración	R: Desprendimientos en áreas escarpadas, fracturadas y karstificadas	

P: Permeabilidad RP: Ripabilidad A: Acuíferos
Q: Capacidad de carga D: Drenaje R: Riegos

Cuadro 6.2 Características Geotécnicas.

Área	Zona	Unidad Cartográfica	Litología	Estructura	Hidrogeología	Características Geotécnicas
I	I ₁	1	Rocas ígneas subvolcánicas	Bloque	P: Impermeables / Semipermeables	RP: No ripables
				Fracturación y alteraciones variables	A: No presenta	Q: Elevada
					D: Superficial	R: No se esperan

P: Permeabilidad

Q: Capacidad de carga

RP: Ripabilidad

D: Drenaje

A: Acuíferos

R: Riegos

Cuadro 6.2 Características Geotécnicas (continuación).

ÁREA III

- Zona III₁. Corresponde a conglomerados calcáreos miocenos cementados (unidad 10).
- Zona III₂. Incluye margas miocenas con algunas intercalaciones de calizas arcillosas y niveles conglomeráticos (unidad 9).
- Zona III₃. Está constituida por un conjunto de calcarenitas lajosas de color ocre, con niveles de conglomerados intercalados (unidad 11).

ÁREA IV

- Zona IV₁. Engloba todos los depósitos relacionados con la red fluvial, como terrazas y fondos de valle (unidades 18 y 22).
- Zona IV₂. Corresponde a materiales heterométricos ligados a depósitos de gravedad y corto transporte por agua, tales como glacia, conos de deyección, aluviales-coluviales y coluviones, así como a depósitos conglomeráticos marinos (unidades 14, 15, 16, 17, 19, 20 y 21).
- Zona IV₃. Engloba arcillas y limos relacionados con depósitos de albufera (unidad 23).
- Zona IV₄. Se incluyen en este apartado los depósitos de playas y dunas exclusivamente (unidades 13 y 24).
- Zona IV₅. Corresponde a depósitos antrópicos (unidad 25).

6.3.2. Estudio de las Áreas y Zonas

6.3.2.1. Área I

Zona I₁

Está representada por un pequeño afloramiento de rocas subvolcánicas mesozoicas, que constituye un olistolito englobado por sedimentos miocenos.

En general son impermeables y su drenaje es superficial, si bien pueden presentar cierto grado de permeabilidad por fracturación. No son ripables y la capacidad de carga es alta, sin que se esperen asientos. Admiten taludes fuertes y no presentan riesgos geotécnicos destacables.

6.3.2.2. Área II

Zona II₁

Abarca todas las unidades carbonatadas mesozoicas: dolomías y calizas del Muschelkalk, dolomías del Lías, margas rojas y calizas nodulosas del Oxfordiense, calizas tableadas del Kimmeridgiense y carbonatos del Titónico-Valanginiense.

En conjunto se comportan de forma permeable, tanto por fisuración como por karstificación, exceptuándose las calizas kimmeridgienses y el nivel oxfordiense en los que la presencia local de niveles margosos intercalados les confiere un carácter semipermeable. Su drenaje se realiza fundamentalmente por infiltración. No son ripables y su capacidad de carga es alta, aunque en las zonas con mayor grado de diaclasado y karstificación disminuye sensiblemente. Admiten taludes fuertes. El riesgo más frecuente está relacionado con la posibilidad de hundimientos y caída de bloques en áreas fracturadas y karstificadas.

Zona II₂

Corresponde a los materiales de la facies Keuper, compuestos por arcillas abigarradas y niveles yesíferos. Su espesor es variable y actúan como nivel plástico ante la deformación. Se incluyen también en esta zona los afloramientos de arcillas triásicas resedimentadas durante el Mioceno.

Son materiales impermeables, por lo que su drenaje se realiza en su totalidad por escorrentía superficial. Localmente puede existir un cierto grado de permeabilidad por disolución de los términos yesíferos, presentando en este caso drenaje por infiltración. La ripabilidad es muy variable desde los términos arcillosos a los yesíferos. La capacidad de carga es media-baja, si bien hay que esperar la existencia de asientos importantes. Las condiciones de estabilidad son bajas, sobre todo si son alteradas por la acción humana. Los riesgos geotécnicos más importantes están relacionados con la presencia de sulfatos, que pueden provocar asientos de gran magnitud, hundimientos, colapsos por disolución y agresividad de las aguas al hormigón. Las arcillas pueden presentar problemas de expansividad. Por último, en zonas abruptas cabe la posibilidad de deslizamientos.

Zona II₃

Incluye el conjunto de margas y calizas margosas cretácicas correspondientes al intervalo Titónico-Albiense.

Se trata de un conjunto de muy baja permeabilidad, cuyo drenaje se efectúa fundamentalmente por escorrentía superficial. En general son ripables, salvo los niveles más calcáreos, y presentan una capacidad de carga media. Su fácil erosionabilidad y la posibilidad de asientos y deslizamientos en las cimentaciones constituyen los condicionantes geotécnicos más destacables.

6.3.2.3. Área III

Zona III₁

Corresponde al conjunto de conglomerados poligénicos que se disponen discordantes sobre el Mesozoico y también en ocasiones, sobre el conjunto margo-arenoso mioceno. A su vez, se hallan recubiertos en varios puntos por distintas estructuras cabalgantes.

En general, aparecen fuertemente cementados, por lo que su erosionabilidad es baja, al igual que su permeabilidad, si bien en algunos sectores la karstificación a favor de los constituyentes carbonatados es importante, aumentando considerablemente dicho parámetro. Aunque en principio la escorrentía es superficial, estos procesos de karstificación favorecen un drenaje por infiltración. Por su elevada dureza no son ripables, presentando una capacidad de carga elevada. Admiten taludes fuertes. Sus principales riesgos geotécnicos son los derivados de los procesos de fracturación y karstificación.

Zona III₂

Está constituida por depósitos margosos miocenos de gran espesor que contienen intercalaciones más o menos importantes de calizas arcillosas, conglomerados y calcarenitas.

Se trata de un conjunto de fácil erosionabilidad y permeabilidad muy baja, cuyo drenaje se realiza por escorrentía superficial. Presenta una fácil ripabilidad, salvo las intercalaciones detríticas y carbonatadas, y una capacidad de carga media-alta, aunque en zonas superficiales alteradas puede ser menor. La posibilidad de asientos es baja y en caso de producirse son tolerables. La alta erosionabilidad y la posibilidad de deslizamientos en afloramientos de elevadas pendientes son los riesgos geotécnicos más destacables.

Zona III₃

Corresponde a un conjunto detrítico formado fundamentalmente por calcarenitas lajosas muy cementadas, que intercalan pequeños bancos de conglomerados. Se encuentran en afloramientos reducidos e irregularmente distribuidos, siempre asociadas a otros depósitos miocenos.

Son materiales permeables, por lo que su drenaje se realiza por infiltración. No son ripables y presentan una capacidad de carga elevada. No poseen condicionantes geotécnicos importantes, salvo la posibilidad de desprendimientos en zonas escarpadas donde la orientación de la estratificación y el diaclasado favorezcan el descalce de bloques.

6.3.2.4. Área IV

Zona IV₁

Incluye los depósitos relacionados con la red fluvial, como fondos de valle y terrazas, integrados fundamentalmente por depósitos de grano fino, limos y arcillas, con niveles de gravas y arenas finas de escasa continuidad lateral.

El alto contenido en finos hace que presenten una plasticidad elevada. Se consideran permeables o semipermeables, por lo que su drenaje se realiza por escorrentía superficial e infiltración. La ripabilidad está asegurada, salvo en zonas encostradas, y la capacidad de carga es baja. Los principales condicionantes geotécnicos se relacionan con asientos diferenciales y con la presencia del nivel freático a escasa profundidad, lo que puede provocar problemas de agotamiento en zanjas y excavaciones. Se trata de zonas con riesgo de inundaciones eventuales.

Zona IV₂

Está constituida por depósitos poligénicos y de gravedad correspondientes a coluviones, glacia, conos de deyección y aluviales-coluviales. Están compuestos por gravas, arcillas y arenas, de espesor variable, que se encuentran con frecuencia cubiertas por costras calcáreas de diversa extensión; se localizan normalmente al pie de laderas integradas por materiales carbonatados mesozoicos. También se incluyen en esta zona los conglomerados marinos con matriz areno-arcillosa que aparecen fuertemente cementados y presentando algunas características comunes con los encostramientos de las formas anteriores.

Su permeabilidad es muy variable, presentándose todos los términos posibles, por lo que el drenaje se efectúa tanto por infiltración como por escorrentía superficial. Son fácilmente ripables, salvo en zonas con encostramientos importantes, y su capacidad de carga varía entre media, para los materiales más consolidados, y baja, para los más arcillosos. Los riesgos geotécnicos más importantes están relacionados con la posibilidad de asientos diferenciales, baja compacidad y presencia de un nivel freático alto que puede dar lugar a problemas de agotamiento en zanjas y excavaciones.

Zona IV₃

En ella se engloban los depósitos de albufera, de naturaleza limo-arcillosa, que en ocasiones pueden presentar una alta concentración de materia orgánica.

Su grado de permeabilidad es bajo. Son perfectamente excavables y poseen una capacidad de carga baja. Sus principales riesgos geotécnicos están en relación con la posibilidad de

asientos diferenciales en cimentaciones superficiales y de encharcamientos con carácter permanente.

Zona IV₄

En ella se engloban los depósitos de playa, constituidos por arenas finas y en ocasiones, por gravas sueltas de tamaño medio. Se incluyen también los depósitos de playas y dunas antiguas, que se encuentran débilmente cementados.

Su elevada permeabilidad favorece un drenaje por infiltración. Son fácilmente excavables y presentan una capacidad de carga baja. Los principales riesgos geotécnicos están relacionados con una fácil erosionabilidad y con la presencia de un nivel freático alto.

Zona IV₅

Está definida por un conjunto de depósitos antrópicos de naturaleza litológica variada, correspondientes a escombros y vertidos.

Por su propia naturaleza, carece de relevancia cualquier consideración sobre permeabilidad, drenaje y ripabilidad. Presentan una capacidad portante baja. Los riesgos geotécnicos más importantes son inherentes a su inestabilidad gravitacional.

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO (PIG)

Se han inventariado y catalogado dos Puntos o Lugares de Interés Geológico: Calizas de Cala Llonga y Desembocadura del río de Santa Eulalia.

7.1. TESTIFICACIÓN DE LA METODOLOGÍA

Pese a que sólo se han inventariado dos puntos con características suficientes para ser catalogados como de interés geológico, la costa posee una gran belleza y un gran atractivo turístico. Los puntos inventariados reflejan que el interés principal se centra en aspectos geomorfológicos y estratigráficos.

Puntos de Interés Geológico

Interés principal

Calizas de Cala Llonga

Estratigráfico

Desembocadura del río de Santa Eulalia

Geomorfológico

Además de su interés por su contenido, se ha tenido en cuenta su interés por su utilización (didáctica, científica y económica), así como por su repercusión (local, regional...).

7.2. ITINERARIO RECOMENDADO

A fin de facilitar la divulgación de estos puntos, se propone la realización de un itinerario por la costa, entre Cala Llonga y Santa Eulalia del Río.

En los alrededores de Cala Llonga son espectaculares los acantilados de Puig de ses Terrets, que ponen de manifiesto una serie monoclinial invertida correspondiente a las series jurásica y cretácica de la Unidad tectónica de Eivissa.

En Cala Llonga, la serie jurásica está integrada por sus tres términos característicos, que se exponen en un buen corte en la carretera que se dirige hacia Punta Roja, en la margen izquierda de la cala: el término inferior, constituido por las dolomías masivas del Lías; el intermedio, formado por las margas y margocalizas rojizas del Oxfordiense; y el superior, constituido por la ritmita calcárea del Kimmeridgiense. La serie forma un anticlinal volcado de dirección N-S y vergencia hacia el oeste, de manera que el flanco occidental se encuentra invertido, apoyándose sobre las margas y margocalizas del Titónico-Cretácico inferior.

Junto a la playa existe un buen afloramiento de conglomerados de origen marino fuertemente cementados, datados como tyrrenienses.

Llegando a Cala Blanca, paraje de gran belleza con abruptos acantilados, se puede apreciar la intensa deformación que afecta a la ritmita calcárea kimmeridgiense, con pliegues en chevron.

El itinerario finaliza en la Urbanización Siesta, junto a la que se localiza la desembocadura del río de Santa Eulalia, único curso con régimen prácticamente permanente de la isla de Eivissa. Sus márgenes se encuentran urbanizados, observándose flechas litorales y barras de desembocadura.

8. BIBLIOGRAFÍA

- AZÉMA, J.; CHABRIER, G.; CHAUVE, P. y FOURCADE, E. (1979a). "Nouvelles données stratigraphiques sur le Jurassique et le Crétacé du Nord-Ouest d'Ibiza (Balears, Espagne)". *Geológica Rom.* 18, 1-21.
- AZÉMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; GONZÁLEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, D.; LÓPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979b). "Las microfácies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *Publicaciones Universidad de Granada*, 83pp.
- BARÓN, A. (1980). "El desarrollo arrecifal en las islas de Ibiza y Formentera". *Boletín del IGME (en prensa)*.
- BATTLE, A. (1978). "Importancia de la estructura geológica en el aprovechamiento integral de acuíferos costeros. Ejemplo de Cala Llonga (Ibiza)". *Tecniterrae*, s-135, nº 22.
- BEAUSEIGNEUR, C. y RANGHEARD, Y. (1967). "Contribution à l'étude des roches éruptives de l'île d'Ibiza". *Bulletin Société Géologique France*, 7, 221-224.
- BEAUSEIGNEUR, C. y RANGHEARD, Y. (1968). "Nouvelles observations sur les roches éruptives de l'île d'Ibiza (Baléares)". *Ann. Scient. Université de Besançon. 3^a serie, Geol.*, 5, 9-12.
- BOURGOIS, J. (1978). "La transversale de Ronda. Cordillères bétiques. Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar". *Tesis Doctoral. Univ. Besançon*.
- BOURROUILH, R. (1970). "Carte géologique de Minorque au 1/200.000 avec notice". *IGME*.
- CHAUVE, P.; AZÉMA, J. y FOURCADE, E. (1978). "Place structurale des Balears dans l'édifice bétique". *C. R. Ac. Sc.*, 237, 435-438.
- COLOM, G. (1934). "Contribución al conocimiento de las facies litopaleontológicas del Cretácico de las Baleares y del SE de España". *Geol. Medit. Occid.* v. 3, 2, 1-11.
- COLOM, G. (1945). "Los sedimentos cretácicos de las Baleares". *Rev. de Menorca. Mahón*, 193-212.
- COLOM, G. (1946). "Los sedimentos burdigalienses de las Baleares (Ibiza-Mallorca)". *Est. Geol.*, III, 21-112.
- COLOM, G. (1973). "Esbozo de las principales litofácies de los depósitos jurásico-cretácicos de las Baleares y su evolución pre-orogénica". *Mem. Real Acad. 9., Madrid, ser. 9, nat.* 25, 2, 1-116.

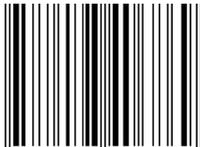
- COLOM, G. y ESCANDELL, B. (1960-1962). "L'évolution du géosynclinal baléare". *Livre Mém. Prof. P. Fallot. Mém. h. sér. S.G.F.*, 1, 125-136.
- COLOM, G.; MAGNE, J. y RANGHEARD, Y. (1969). "Age des formations miocènes d'Ibiza (Baléares) impliquées dans la tectonique tangentielle". *C.R. Ac. Sc. Paris*, 270, 1348-1440.
- COLOM, G. y RANGHEARD, Y. (1966). "Les couches à Protoglobigérines de l'Oxfordien supérieur de l'île d'Ibiza et leurs équivalents à Majorque et dans le domaine subbétique". *Rev. Micropal.*, IX, 1, 29-36.
- COLOM, G. y RANGHEARD, Y. (1966). "Microfaunes des calcaires du Muschelkalk d'Ibiza (Baléares)". *Ann. Scient. Universidad de Besançon, 3 sér., Géol.*, 2, 33-35.
- DARDER-PERICÁS, B. (1925). "La tectonique de la région orientale de l'île de Majorque". *Bulletin Société Géologique France*, 25, 245-278.
- DURAND-DELGA, M. (1960) "Introduction a la séance sur les Cordillères bétiques". *Bulletin Société Géologique France* (7), 11, p. 263-266.
- DURAND-DELGA, M. (1980) "La méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés a celle-ci". *Bulletin Société Géologique France*, 10, 203-224.
- DURAND-DELGA, M.; FRENEIX, S.; MAGNE, J.; MEON, H. y RANGHEARD, Y. (1984). "La série saumâtre et continentale d'âge Miocène moyen et supérieur d'Eivissa (ex-Ibiza, Baléares)". *Acta Geológica Hispánica*, 28 (1ª), 33-46.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1964). "Notas estratigráficas y paleontológicas sobre los depósitos flandrienses del Puerto de San Antonio Abad (Ibiza)". *Notas y Comunicaciones IGME*, 75, 95-118.
- FALLOT, P. (1910). "Sur quelques fossiles pyriteux du Gault des Baléares". *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, IX, 2, 62-90.
- FALLOT, P. (1917). "Sur la Géologie de l'île d'Ibiza (Baléares)". *C. R. Ac. Sc.*, 164, 103-104.
- FALLOT, P. (1917). "Sur la tectonique d'Ibiza (Baléares)". *C.R. Ac. Sc.*, 164, 186-187.
- FALLOT, P. (1922). "Etude géologique de la Sierra de Majorque". *Tesis Doctoral. Universidades de París y Lieja*, 481 pp.
- FALLOT, P. (1931-34). "Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles. Le Trias, le Lias, le Dogger, le Jurassique supérieur". *Impronta Elzeviriana y Lib. Com. Barcelona*.
- FALLOT, P. (1948). "Les Cordillères bétiques". *Est. Geol. Madrid y Barcelona*, 83-172.

- FALLOT, P. y TERMIER, H. (1921). "Sur l'extension verticale du faciès marneux à Céphalopodes pyriteux dans l'île d'Ibiza". *C. R. Ac. Sc.*, 173. 91-94.
- FONTBOTÉ, J.M.; OBRADOR, A. y POMAR, L. (1983). "Islas Baleares". *En: Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*, 2, 343-391.
- FOURCADE, E.; AZÉMA, J.; CHABRIER, G.; CHAUVE, P.; FOUCAULT, A. y RANGHEARD, Y. (1977). "Liaisons paléogéographiques au Mésozoïque entre les Zones Externes Bétiques, Corso-Sardes et alpines". *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn.* (2), 19, 4.377-389.
- FOURCADE, E.; CHAUVE, P. y CHABRIER, G. (1982). "Stratigraphie et tectonique de l'île d'Ibiza, témoin du prolongement de la nappe subbétique aux Baléars (Espagne)". *Eclogae geol. Helv.*, 75, 2, 415-436.
- GARCÍA CORTÉS, A.; MANSILLA, H. y QUINTERO, I. (1991). "Puesta de manifiesto de la Unidad Olistostrómica del Mioceno medio, en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas (provincias de Jaén, Almería, Murcia y Alicante)". *Boletín Geológico y Minero*, 102-4 (524-535).
- GELABERT, B.; SABAT, F. y RODRÍGUEZ-PEREA, A. (1992). "A structural outline of the Serra de Tramontana of Mallorca (Balearic Islands)". *Tectonophysics*, 203, 167-183.
- HAANSTRA, V. (1935). "Geologie von Ost-Ibiza". *Tesis Doctoral. Universidad de Utrecht (Holanda)*, 4-62.
- IGME. "Mapa de rocas industriales de España. Escala 1:200.000. Hoja nº 65". *Ibiza*.
- MARTÍN-ALGARRA, A. (1987). "Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *Tesis Doctoral. Universidad de Granada*. 2 tomos.
- MARTÍNEZ DEL OLMO, W.; GARCÍA-MALLO, J.; LERET-VERDÚ, G.; SERRANO-OÑATE, A. y SUÁREZ-ALBA, J. (1985). "Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir". *I Congr. Esp. Geol.*, 1, 199-213.
- NOLAN, H. (1893). "Sur les terrains triasiques et jurassiques des îles Baléares". *C. R. Ac. Sc.*, 117.
- NOLAN, H. (1895). "Sur le Jurassique et le Crétacé des îles Baleares". *C. R. Ac. Sc.*, 117. 821-823.
- POMAR, L. (1979). "La evolución tectonosedimentaria de las Baleares: análisis crítico". *Acta Geológica Hispánica. Homenaje a Lluís Solé i Sabarís*, 14, 293-310.

- POMAR, L.; ESTABAN, M.; CALVET, F. y BARÓN, A. (1984) "La Unidad Arrecifal del Mioceno superior de Mallorca". En: "El Terciario de las Baleares". *Guía de las Excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología. Menorca, 26-30 septiembre.*
- RANGHEARD, Y. (1962). "Los yacimientos fosilíferos del Oxfordiense superior del sur de la isla de Ibiza (Baleares)". *Notas y Comunicaciones IGME, 68, 217-220.*
- RANGHEARD, Y. (1964). "Sur le Jurassique supérieur de l'extrémité sud d'Ibiza (Baléares)". *Ann. Sec. Univ. Besançon, 2^a ser. Geol. 19, 45-51.*
- RANGHEARD, Y. (1965). "Donées nouvelles sur la stratigraphie du Crétacé inférieur dans la moitié sud de l'île d'Ibiza (Baléares)". *C.R. Ac. Sc., 260, 4005-4007.*
- RANGHEARD, Y. (1969). "Etude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares). Tesis Doctoral. Universidad de Besançon, 478 pp.
- RANGHEARD, Y. (1970). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 772, San Miguel". *IGME.*
- RANGHEARD, Y. (1970). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 773, San Juan Bautista". *IGME.*
- RANGHEARD, Y. (1970). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 798, Ibiza". *IGME.*
- RANGHEARD, Y. (1970). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 799, Santa Eulalia del Río". *IGME.*
- RANGHEARD, Y. (1970). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hojas 824 y 849, San Francisco Javier". *IGME.*
- RANGHEARD, Y. (1970). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hojas 825 y 850, Nuestra Señora del Pilar y Faro de Formentera". *IGME.*
- RANGHEARD, Y. (1971). "Etude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares). Memoria IGME, 82, 1-340.
- RANGHEARD, Y. y COLOM, G. (1965). "Sobre la edad de las calizas "urgonianas" de Ibiza (Baleares), comprendidas entre el Titónico y el Valanginiense". *Notas y Comunicaciones IGME, 77, 165-174.*
- ROCA, E. (1994). "La evolución geodinámica de la Cuenca Catalano-Balear y áreas adyacentes desde el Mesozoico hasta la actualidad". *Acta Geológica Hispánica, 29, 1, 3-25.*

- SABAT, F.; MUÑOZ, J.A. y SANTANACH, P. (1988). "Transversal and oblique structures at the Serres de Llevant thrust belt (Mallorca Island)". *Geol. Rundschau*, 77, 529-538.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1936). "Estudios de las rocas eruptivas de España". *Mem. Ac. Cienc. ex., fis. y nat. Madrid. Ser. Cienc. nat.*, t. 6. 660 p.
- SIMÓ, A. y GINER, J. (1983). "El Neógeno de Ibiza y Formentera (Islas Baleares)". *Rev. Inv. Geol.*, 36: 67-81.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1955). "Sobre el Cuaternario marino de Ibiza". *Asoc. Española Estudios Cuaternarios*.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1962). "Le Quaternaire marin des Baléares et ses rapports avec les côtes méditerranéennes de la Péninsule Ibérique". *Quaternaria*, 6, 309-342.
- SPIKER, E. N. (1935). "Geologie von West-Ibiza (Balearen)". *Tesis Universidad de Utrecht*, 66 pp.
- SPIKER, E. T. y HAANSTRA, U. (1935). "Geologie von Ibiza (Balearen). *Géologie de la Méditerranée occidentale*. t 3, V 3, 1-89.
- VIDAL, L. M. y MOLINA, E. (1888). "Reseña física y geológica de las islas de Ibiza y Formentera". *Bol. Com. Mapa Geol. España, Madrid*, VII, 67-113.

ISBN 847840686-7



9 784068 406869