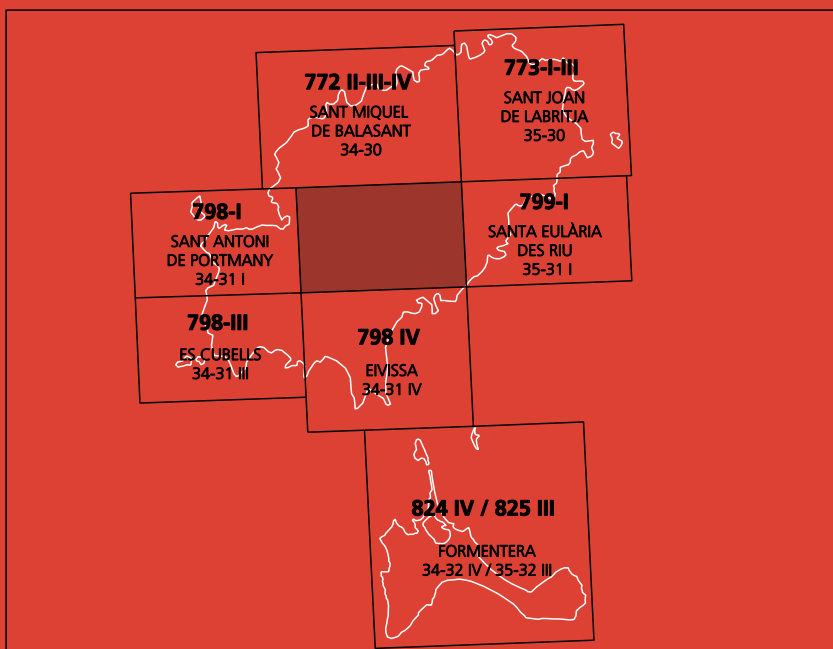




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 25.000

Segunda serie - Primera edición



IBIZA Y FORMENTERA (ISLAS BALEARES)

SANT RAFEL

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

SANT RAFEL

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: 978-84-7840-800-9
Depósito legal: M-27690-2009

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

Las presentes Hoja y Memoria (Sant Rafel – 798 II) 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	9
1.3. MARCO GEOLÓGICO	12
1.3.1. Marco regional	12
1.3.2. Evolución geodinámica	13
1.3.3. Estructura de la Hoja	13
2. ESTRATIGRAFÍA	15
2.1. MESOZOICO	17
2.1.1. Triásico	17
2.1.1.1. Rocas subvolcánicas mesozoicas (“ofitas”) (1). Triásico superior-Jurásico	17
2.1.1.2. Dolomías y calizas tableadas negras (Facies Muschelkalk) (3). Anisiense-Ladiniense	18
2.1.1.3. Arcillas abigarradas y yesos (Facies Keuper) (4). Triásico superior	19
2.1.2. Jurásico	20
2.1.2.1. Dolomías masivas y en bancos (5). Triásico superior-Lías	20
2.1.2.2. Calizas nodulosas blancas y margas rojas (6). Oxfordiense	22
2.1.2.3. Calizas tableadas con intercalación de niveles margosos (7). Oxfordiense-Kimmeridgiense	23
2.1.3. Cretácico	25
2.1.3.1. Calizas tableadas y en bancos (8). Dolomías masivas (9). Titónico-Valanginiense	26
2.1.3.2. Margas con intercalaciones rítmicas de calizas margosas (10). Titónico-Cenomaniense	28
2.1.3.3. Calizas blancas (11). Cenomaniense-Maastrichtiense	30
2.2. TERCIARIO	31
2.2.1. Mioceno	31

2.2.1.1. Margas (12). Burdigaliense-Langhiense	32
2.2.1.2. Conglomerados (13). Burdigaliense-Langhiense	33
2.2.1.3. Calcarenitias (14). Burdigaliense-Langhiense	33
2.2.1.4. Arcillas, yesos y bloques (15). Burdigaliense-Langhiense	34
2.2.2. Rocas ígneas terciarias	35
2.2.2.1. Rocas subvolcánicas (2). Mioceno superior-Plioceno	35
2.3. CUATERNARIO	35
2.3.1. Pleistoceno	35
2.3.1.1. Areniscas (Playas y dunas antiguas: "marés") (16). Pleistoceno	35
2.3.1.2. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Conos de deyección antiguos) (17). Limos y arcillas rojas (Facies distales) (18). Pleistoceno	36
2.3.1.3. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Glacis antiguos y Glacis modernos) (19, 21). Pleistoceno	36
2.3.1.4. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Conos de deyección intermedios y Conos de deyección modernos) (20, 23). Pleistoceno-Holoceno	37
2.3.1.5. Gravas, arenas y arcillas (Terrazas) (22). Pleistoceno-Holoceno	38
2.3.2. Holoceno	38
2.3.2.1. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Coluviones) (24). Holoceno	38
2.3.2.2. Limos y arcillas con cantos (Llanuras de inundación) (25). Holoceno	39
2.3.2.3. Arcillas, gravas y arenas (Aluvial-coluvial) (26). Holoceno	39
2.3.2.4. Limos y arcillas con materia orgánica (Albuferas) (27). Holoceno ..	39
2.3.2.5. Gravas, arenas y arcillas (Fondos de valle) (28). Holoceno	39
2.3.2.6. Arenas y gravas (Playas) (29). Holoceno	39
2.3.2.7. Depósitos antrópicos (30). (Holoceno)	40
3. TECTÓNICA	41
3.1. ASPECTOS GEODINÁMICOS	41
3.1.1. Marco estructural	41
3.1.2. Evolución geodinámica	41
3.2. ESTRUCTURA DE LA ISLA DE EIVISSA	43
3.2.1. Aspectos generales	43
3.2.2. Etapas de deformación	44
3.2.2.1. La extensión mesozoica	44
3.2.2.2. La compresión terciaria	44
3.2.2.3. La distensión del Mioceno superior-Cuaternario	47

3.3. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA DE LA HOJA	47
3.3.1. Cabalgamientos	47
3.3.2. Pliegues.....	49
3.3.3. Fallas inversas	50
3.3.4. Fallas de transferencia y fallas normales	50
3.3.5. Esquistosidad.....	50
4. GEOMORFOLOGÍA.....	51
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	51
4.2. ANTECEDENTES	52
4.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO.....	52
4.3.1. Estudio Morfoestructural	53
4.3.2. Estudio del modelado	53
4.3.2.1. Formas de ladera	53
4.3.2.2. Formas fluviales	54
4.3.2.3. Formas poligénicas	55
4.3.2.4. Formas litorales.....	55
4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES.....	56
4.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA.....	58
5. HISTORIA GEOLÓGICA	60
5.1. ETAPA SEDIMENTARIA	60
5.2. TECTOGENÉISIS ALPINA	63
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	65
6.1. HIDROGEOLOGÍA.....	65
6.1.1. Climatología e Hidrología	65
6.1.1.1. Climatología.....	65
6.1.1.2. Hidrología	65
6.1.2. Descripción hidrogeológica	65
6.1.2.1. Principales acuíferos.....	65
6.1.2.2. Zonas hidrogeológicas	66
6.2. RECURSOS MINERALES.....	69
6.2.1. Rocas industriales	69
6.3. GEOTECNIA	71
6.3.1. Síntesis geotécnica	71
6.3.1.1. Criterios de división	71
6.3.1.2. División en Áreas y Zonas Geotécnicas	73
6.3.2. Estudio de las Áreas y Zonas	74

6.3.2.1. Área I	74
6.3.2.2. Área II	74
6.3.2.3. Área III.....	75
6.3.2.4. Área IV	76

7. BIBLIOGRAFÍA	79
------------------------------	-----------

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja a escala 1:25.000 de Sant Rafel (798 II) se encuentra situada en el sector central de la isla de Eivissa (Fig.1.1). Desde un punto de vista fisiográfico, se caracteriza por un relieve contrastado en el que al sur sobresalen los relieves de la Franja Montañosa Meridional, dominio que con dirección ENE-OSO atraviesa la isla, estando constituido por diversas sierras y montes entre los que se encuentran las principales elevaciones insulares, destacando dentro de la Hoja las sierras Grossa y de sa Murta, que albergan las mayores altitudes, Puig Gros (419 m) y Puig des Merlet (402 m), respectivamente. También el sector norte posee relieves notables, integrantes de la Franja Montañosa Septentrional, si bien menos destacados, de entre los que destaca la Talaia de Sant Llorenç (259 m).

Entre ambas franjas montañosas se extiende una amplia zona de fisonomía poco definida, en la que predominan los relieves alomados y suaves, cuyas cotas sólo ocasionalmente sobrepasan el centenar de metros. En su sector occidental se caracteriza por un progresivo descenso altimétrico hacia el oeste hasta alcanzar la bahía de Portmany, en tanto que en el oriental no sigue una pauta definida, destacando sus amplios piedemontes y valles, que llegan a interrumpir las alineaciones montañosas citadas; de entre ellos destacan el del río de Santa Eulalia y el torrente d'en Planes, cuya desembocadura, en el ámbito de Eivissa, constituye la única manifestación litoral de la Hoja.

La red hidrográfica posee escasa entidad, con total ausencia de cursos permanentes, en consonancia con una baja pluviometría, estando restringida a la presencia del río de Santa Eulalia junto a una serie de torrentes y arroyos que en ocasiones presentan un notable encajamiento pese a su carácter estacional; entre éstos cabe destacar los torrentes d'en Buscatell, Es Regueró y des Fornàs.

A diferencia de lo que acontece a nivel insular, se trata de una zona en la que no se observa una dependencia casi exclusiva del turismo, restringido al ámbito de Talamanca, por lo que el número de habitantes de la zona muestra una cierta estabilidad. Se aprecia un predominio de las ocupaciones agrícolas, ganaderas e industriales. Los principales núcleos de población son Sant Rafel, Nuestra Señora de Jesús y Puig d'en Valls, si bien en los sectores suroriental y occidental se deja sentir la influencia de los dos principales centros de la isla, Eivissa y Sant Antoni de Portmany, respectivamente.

1.2. ANTECEDENTES

Pese a que desde épocas remotas el archipiélago balear ha sido objeto de una gran cantidad de trabajos de diversa índole, la isla de Eivissa ha permanecido en un claro segundo plano en relación con ellos. En las últimas décadas, los principales estudios corresponden a diversos autores de la escuela francesa, con aportaciones puntuales de autores españoles, apreciándose en cualquier caso un claro desinterés por los temas geológicos ibicencos en los últimos años. A continuación se señalan aquellos trabajos que se han considerado del máximo interés durante la elaboración de la Hoja, tanto de carácter local como regional, y que engloban la mayor parte de los conocimientos existentes acerca de la isla.

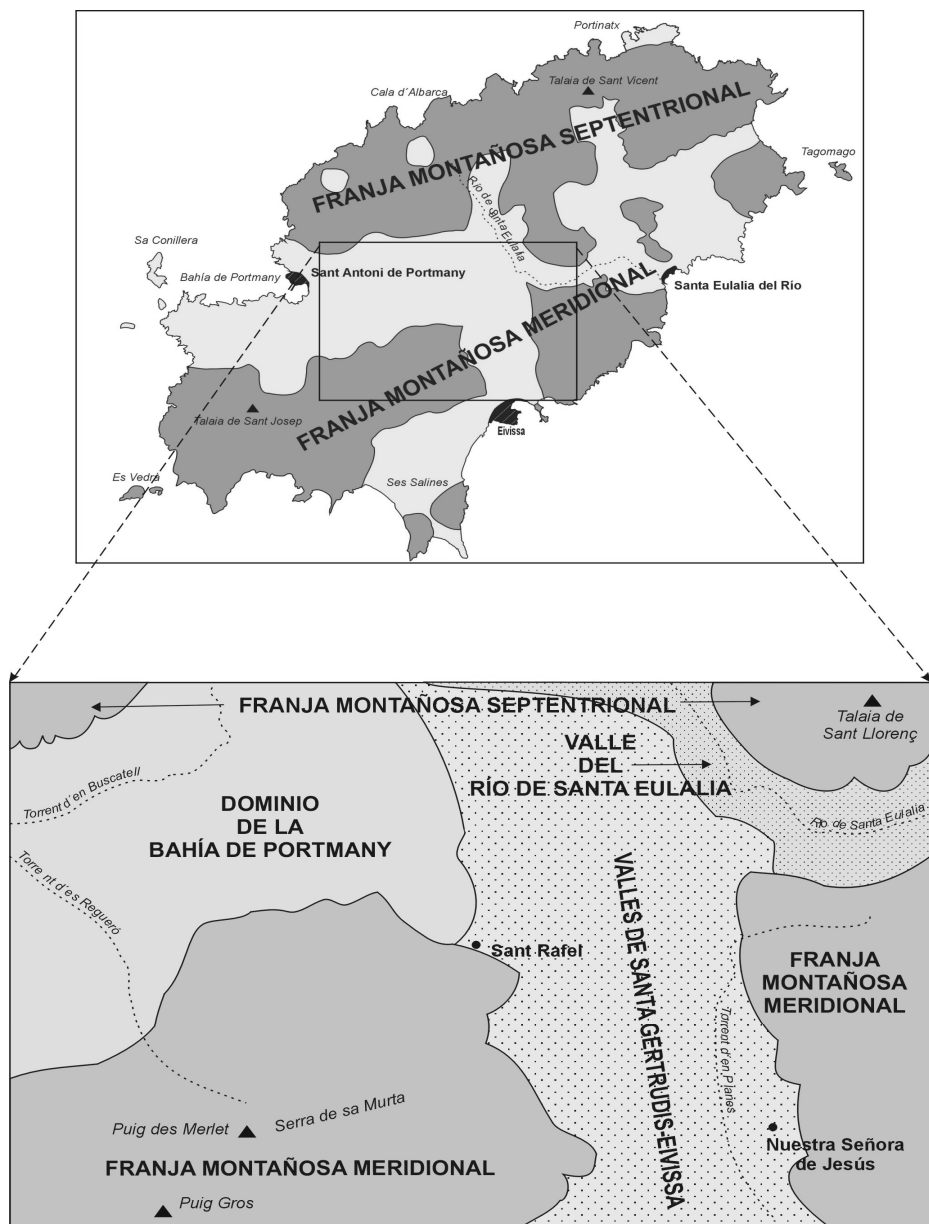


Figura 1.1. Esquema de situación y principales elementos fisiográficos de la Hoja

Entre la literatura histórica es preciso hacer mención de los trabajos de FALLOT (1910-1948), que aunque realizados dentro de un contexto amplio, correspondiente a las Cordilleras Béticas, marcan las líneas maestras de la tectónica de Eivissa, además de aportar numerosos datos de tipo estratigráfico. También las tesis doctorales de HAANSTRA (1935) y SPIKER (1935) ofrecen aportaciones al conocimiento geológico de la isla, si bien su principal interés reside en la realización de las primeras cartografías geológicas de la misma a escala 1:50.000.

Ya en una época más reciente, son muy abundantes los datos micropaleontológicos contenidos en los trabajos de COLOM, tanto de carácter individual (1934-1966) como junto a otros autores (1960-1969), de entre los que cabe citar el relativo a los depósitos cuaternarios de la bahía de Portmany (Sant Antoni) realizado junto con ESCANDELL (1964). Al hablar de los materiales cuaternarios de origen marino, es obligado referirse a los estudios llevados a cabo por SOLÉ SABARÍS (1955-1962).

Sin ningún género de dudas, el conocimiento geológico actual de las islas de Eivissa y Formentera se debe fundamentalmente a los numerosos trabajos efectuados por RANGHEARD, individual o conjuntamente (1962-1971), culminados con la elaboración de su tesis doctoral (1969) y de la cartografía geológica a escala 1:50.000 (1970). En la bibliografía de este autor son innumerables las aportaciones de orden estratigráfico, estructural, paleontológico, petrológico y regional, habiendo sido de notable interés durante la realización de la presente Hoja.

En las dos últimas décadas han predominado los trabajos de síntesis o de carácter regional. Entre ellos, merece la pena citar el de AZÉMA *et al.* (1979b), que elaboran una clara síntesis de diversos aspectos relativos a las Cordilleras Béticas, incidiéndose en las microfacies de las series jurásico-cretácicas, si bien las alusiones al territorio insular son escasas. Una importante aportación al conocimiento de la estratigrafía mesozoica se plasma en la publicación de AZÉMA *et al.* (1979a) en la que se precisan algunos de los datos bioestratigráficos establecidos previamente.

La evolución tectosedimentaria de las Baleares ha sido abordada por POMAR (1979) dentro de un amplio contexto que abarca el Mediterráneo occidental. Igualmente, diversos aspectos tectónicos y estratigráficos relativos exclusivamente a Eivissa han sido señalados por FOURCADE *et al.* (1982), quienes proponen un modelo tectosedimentario que difiere en algunos aspectos de los modelos anteriores.

El conocimiento de los materiales cretácicos de la isla aparece sintetizado por ÁLVARO *et al.* (1982) dentro del libro "El Cretácico de España". De igual manera, en el libro jubilar homenaje a RÍOS, FONTBOTÉ *et al.* (1983) recogen las principales ideas previas, tanto en relación con aspectos estratigráficos como estructurales y evolutivos.

Históricamente, los sedimentos terciarios han sido objeto de una menor atención que los mesozoicos; por ello, resulta de gran interés la aportación de DURAND DELGA *et al.* (1984) al conocimiento bioestratigráfico de la serie miocena ibicenca.

1.3. MARCO GEOLÓGICO

1.3.1. Marco regional

La isla de Eivissa forma parte de las Cordilleras Béticas, ocupando una posición intermedia entre los afloramientos de la provincia de Alicante y los de la isla de Mallorca, que constituye el extremo nororiental de aquéllas.

Las Cordilleras Béticas son el extremo occidental de las cordilleras alpinas europeas; se trata de una zona que, al igual que todo el borde mediterráneo, durante la mayor parte del Mesozoico y del Terciario ha sufrido fenómenos tectónicos de escala continental relacionados con la apertura del Atlántico y la ampliación occidental del Tethys, así como con la colisión de las placas Europea y Africana. Aparecen como una serie de alineaciones montañosas que con directriz N70°E se extienden al sur del valle del Guadalquivir entre las provincias de Cádiz y Alicante, prolongándose hacia el Mediterráneo a través del Promontorio Balear.

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 del orógeno. Por otro lado, las depresiones intramontañosas son el reflejo de la tectónica post-alpina.

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 y se subdividen 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 ciertas unidades de atribución dudosa al Complejo Rondaide (MARTÍN-ALGARRA, 1987).
- Entre las Zonas Internas y Externas afloran, 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 (MARTÍN-ALGARRA, 1987) de que únicamente el Complejo del Campo de Gibraltar pertenece a un dominio paleogeográfico intermedio entre ambas.

Dentro de este contexto general de las Cordilleras Béticas, la Hoja a escala 1:25.000 de Sant Rafel (798 II) se sitúa en el Prebético Interno, con facies similares a las del sector septentrional del Prebético de Alicante.

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: en primer lugar, como condicionantes paleogeográficos durante el resto del Mesozoico y, posteriormente, como zonas de debilidad aprovechadas por los esfuerzos compresivos alpinos, durante el Terciario.

A mediados del Cretácico se produce la rotación de la placa Ibérica, comenzando el desplazamiento de la Zona Bética hacia el oeste debido al acercamiento entre las placas Europea y Africana. Dicho desplazamiento se consuma durante el Mioceno inferior, provocando aloctonías generalizadas hacia el noroeste dentro de las Zonas Externas.

A partir de este momento tienen lugar nuevas fases de deformación, manifestadas de diferente forma y con intensidad variable según los sectores. Hasta finales del Mioceno no se considera acabado el ciclo orogénico alpino, en sentido estricto, 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 la Hoja

A grandes rasgos, la estructura de la zona puede considerarse constituida por el apilamiento de una serie de láminas cabalgantes de SE a NO, láminas estructuradas en amplios pliegues volcados, con algunos de sus flancos intensamente laminados. En su sector suroriental, los materiales aflorantes presentan características estratigráficas próximas a las de las Unidades Intermedias, con facies de mar abierto, a diferencia del sector noroccidental, que muestra series asimilables al Prebético Interno, con una mayor proximidad al continente.

En una primera aproximación pueden distinguirse tres grandes unidades cabalgantes, emplazadas durante la tectogénesis alpina, que en la región tendría lugar durante el Mioceno medio. Dichas unidades cabalgantes coinciden parcialmente con las definidas por RANGHEARD (1969-1971), habiéndose respetado en lo posible sus denominaciones a fin de no aumentar la larga lista de nombres de unidades ya existente. De noroeste a sureste son:

- Unidad de Aubarca. En principio, puede considerarse el autóctono relativo en la isla, estando integrada por materiales mesozoicos, especialmente del Cretácico inferior, y miocenos, con importantes recubrimientos cuaternarios que dificultan notablemente la correlación entre las posibles subunidades diferenciables. Los materiales mesozoicos no afloran en el ámbito de la Hoja.
- Unidad de Llentrisca-Rey, constituida por las subunidades de Roques Altes y Forn Nou (Sant Rafel). Está integrada fundamentalmente por materiales triásicos y miocenos y cabalga sobre los depósitos miocenos de la Unidad de Aubarca, con un trazado difuso debido a la extensión de los depósitos cuaternarios que circundan la bahía de Portmany (Sant Antoni). Es la unidad más compleja.
- Unidad de Eivissa. Es la más elevada tectónica y topográficamente. Aflora extensamente por el sector meridional, estando constituida por sedimentos jurásicos y cretácicos que cabalgan sobre los depósitos miocenos de la Unidad de Llentrisca-Rey. Se estructura en anticlinorios complejos cuyos núcleos corresponden a materiales jurásicos.

2. ESTRATIGRAFÍA

Los materiales más antiguos aflorantes en la Hoja corresponden al Triásico medio, sin registro alguno de restos paleozoicos o del Triásico inferior. La serie estratigráfica de la región se caracteriza por una práctica continuidad de la serie mesozoica, sobre la que se disponen materiales del Mioceno inferior-medio, con una importante laguna estratigráfica que abarca el Paleógeno y parte del Mioceno inferior; tanto los sedimentos mesozoicos como los miocenos albergan manifestaciones ígneas de escasa entidad. Una nueva ausencia de registro afecta al Mioceno superior-Plioceno, apreciándose, por último, una gran variedad de formas y un importante desarrollo superficial del Cuaternario.

En una primera aproximación, los materiales aflorantes pueden agruparse en cuatro conjuntos cuya importancia, tanto por su papel en la historia de la región como por su representación superficial, resulta extremadamente variable:

- Sedimentos mesozoicos, constituyentes fundamentales de la cobertera de la región y condicionantes de la morfoestructura de la misma. Han sufrido diversas etapas de deformación cuyo resultado es el desarrollo de cabalgamientos desplazados hacia el NO, acompañados de apretados pliegues tumbados vergentes en el mismo sentido.
- Sedimentos miocenos, dispuestos discordantemente sobre un paleorrelieve labrado sobre el conjunto anterior e implicados igualmente en la tectónica de cabalgamientos.
- Depósitos cuaternarios, de naturaleza muy variada y distribuidos de forma irregular, configurando en algunas ocasiones afloramientos de gran extensión.
- Rocas ígneas, de naturaleza subvolcánica, mínimamente representadas y encajadas tanto en materiales triásicos como miocenos.

Tradicionalmente, se han distinguido tres dominios estratigráficos para la isla de Eivissa, denominados de SE a NO, series de Ibiza, San José y Aubarca (RANGHEARD, 1971). La definición de las series se basa exclusivamente en las diferencias sedimentarias observadas en el intervalo Titónico-Albiense, al apreciarse una gran uniformidad en los materiales del Triásico, Jurásico, Cretácico superior y Mioceno de todo el territorio insular. Durante dicho intervalo, la Serie de Ibiza se caracteriza por un registro fundamentalmente margoso, correspondiente a facies de plataforma abierta. Hacia el noroeste, la aparición en el intervalo Titónico-Valanginiense de un tramo carbonatado correspondiente a facies de plataforma que indican mayor energía y proximidad al continente, constituye el criterio que permite definir la Serie de San José, sin que se aprecien diferencias en el registro del Hauteriviense-Albiense con respecto a la Serie de Ibiza. Igualmente, la aparición hacia el noroeste de niveles carbonatados de origen arrecifal durante el Aptiense permite definir la Serie de Aubarca, sin que se aprecien otras diferencias notables con respecto a la Serie de San José (Fig. 2.1). Dentro de la Hoja poseen una buena representación las series de Ibiza y San José, pero no así la de Aubarca cuyos términos cretácicos no afloran, quedando ocultos por sedimentos miocenos y cuaternarios.

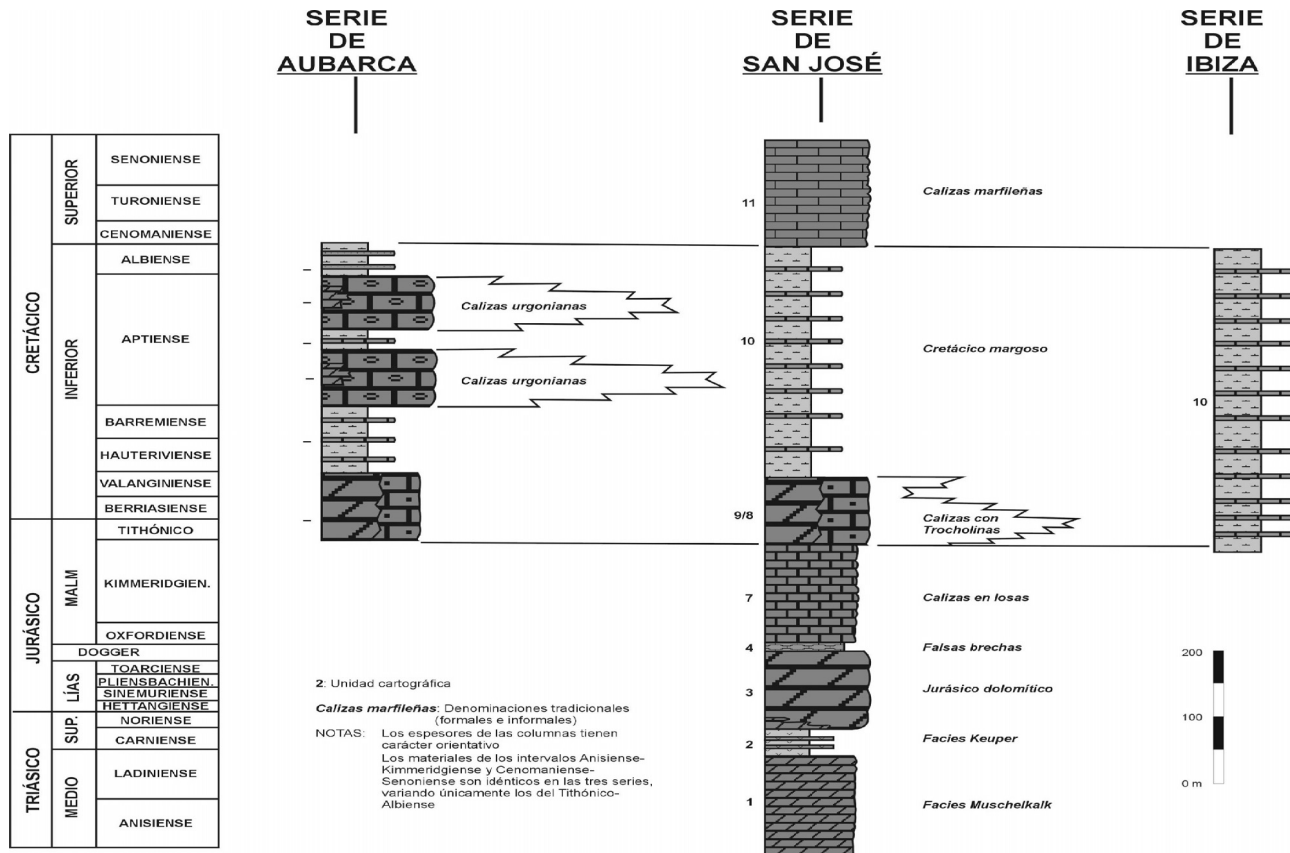


Figura 2. 1. Esquema estratigráfico del Mesozoico de la isla de Eivissa y sus unidades aflorantes de la hoja.

2.1. MESOZOICO

Los sedimentos mesozoicos afloran extensamente, integrando el almacén que configura la estructura fundamental de la zona y desempeñando el papel de sustrato sobre el que se apoyan los materiales miocenos y cuaternarios.

Presentan una serie prácticamente continua entre el Triásico medio y el Cretácico superior, con un claro predominio de sedimentos carbonatados de origen marino, apreciándose una gran homogeneidad, excepto durante el intervalo Titónico-Valanginiense, lo que ha permitido reconocer, de SE a NO, las denominadas series de Ibiza y San José (RANGHEARD, 1969-1971). En cualquier caso, se observa una distribución geográfica muy irregular de los afloramientos de los materiales triásicos, jurásicos y cretácicos.

Además de esta potente serie sedimentaria, se han observado cuerpos ígneos de naturaleza subvolcánica de escasa entidad encajados en ella.

2.1.1. Triásico

Aparece representado por dos unidades perfectamente asimilables a las tradicionales facies germánicas, con un conjunto carbonatado atribuible a la facies Muschelkalk del Triásico medio (unidad 3) sobre el que se dispone un tramo arcilloso-evaporítico correlacionable con la facies Keuper, del Triásico superior (unidad 4). Encajadas en las arcillas de la facies Keuper, aparecen esporádicas masas de las tradicionales "ofitas" de la literatura regional (unidad 1).

2.1.1.1. Rocas subvolcánicas mesozoicas ("ofitas") (1). Triásico superior-Jurásico

Las rocas ígneas constituyen el tipo petrológico de menor entidad entre los aflorantes en la isla, donde tan sólo poseen cierta representación en la costa nororiental, concretamente entre Cala Boix y Punta Grossa. En consecuencia, son escasas las aportaciones bibliográficas relativas a ellas, pudiendo destacarse las de BEAUSEIGNEUR y RANGHEARD (1967-1968). Su representación superficial en la Hoja es mínima, habiéndose establecido dos grupos cartográficos en función de su emplazamiento, ya sea en rocas mesozoicas o terciarias.

Las rocas encajadas en los depósitos arcilloso-yesíferos de la facies Keuper, denominados tradicionalmente "ofitas", han sido diferenciadas en dos pequeños afloramientos localizados en las proximidades de Can Toni Joan y de la Serreta de can Palau. Aparecen como cuerpos subtabulares de espesor inferior a 10 m, disponiéndose sobre materiales triásicos en facies Muschelkalk y Keuper y bajo sedimentos miocenos.

A nivel de afloramiento se presentan como rocas oscuras, de tipo granudo e intensamente alteradas. Como minerales fundamentales se observan piroxeno y plagioclasa, con cuarzo como accesorio junto con ilmenita, magnetita y apatito; también se aprecia la presencia de calcita secundaria. Las plagioclasas aparecen englobadas por grandes cristales de piroxeno, definiendo una típica textura ofítica; las primeras muestran un avanzado grado de sericitización, en tanto que los segundos aparecen parcialmente transformados en clorita. A juzgar por la composición de este tipo de rocas en otros puntos, su composición se puede considerar basáltica en sentido amplio.

Tradicionalmente, este tipo de rocas ha sido asignado al Triásico superior; sin embargo, el hecho de que estén emplazadas en el seno de la facies Keuper permite afirmar que su intrusión tuvo lugar con posterioridad al depósito de aquella, posiblemente durante el Jurásico, período en el que algunos sectores de las Cordilleras Béticas registraron un intenso magmatismo. No obstante, no debe descartarse que en algunos casos estas manifestaciones ígneas correspondan a equivalentes algo más profundos del magmatismo terciario, posibilidad más sugestiva en el caso del afloramiento de Can Toni Joan, próximo a un afloramiento subvolcánico terciario.

2.1.1.2. Dolomías y calizas tableadas negras (Facies *Muschelkalk*) (3). Anisiense-Ladiniense

Son los materiales más antiguos aflorantes en la isla, sin que sean observables ni su sustrato ni su espesor máximo. En algunos casos, sobre la presente unidad se disponen concordantemente las arcillas y yesos de la facies Keuper, aunque generalmente el acusado paleorrelieve configurado sobre las series mesozoicas hace que sean los sedimentos miocenos los que se apoyen discordantemente sobre ella. Con frecuencia constituye la base de las láminas cabalgantes de la Unidad de Llentrisca-Rey, disponiéndose sobre margas miocenas (unidad 12). Finalmente, al norte de la Serra d'en Balansat, aparece a modo de bloques englobados en una matriz miocena (unidad 15).

No presenta cortes dignos de mención en el ámbito de la Hoja, aunque se pueden realizar buenas observaciones parciales de la unidad en el kilómetro 4 de la carretera Sant Rafel-Santa Agnès y en la cantera de Puig de na Parentona. En cualquier caso, existen notables afloramientos en el sector nororiental de la isla, concretamente entre Pou des Lleó y Punta d'en Valls (Hoja a escala 1:25.000 de Sant Joan de Labritja, 773 I-III), así como en la isla de Tagomago.

Aparece como una monótona sucesión de dolomías tableadas negras, con calizas en menor proporción, dispuestas en niveles de 5 a 30 cm y ocasionalmente en bancos superiores a 1 m de espesor, apareciendo atravesadas por una red de venas blancas de calcita y dolomita. Al microscopio predominan los tipos micríticos, con ocasionales inclusiones de granos de cuarzo. El espesor visible es muy variable por las razones expresadas anteriormente, pero su valor máximo sobrepasa los 225 m.

Entre su contenido fosilífero se han encontrado restos de Bivalvos, Equinodermos, Gasterópodos, posibles Algas, espículas y ejemplares de Ostrácodos. FALLOT (1922) cita la presencia de *Hoernesia socialis* y posteriormente, SPIKER y HAANSTRA (1935), señalan la de *Placunopsis teruelensis*, *Ostraea* cf. *difformis*, *Mytilus eduliformis* y *Pecten* sp. Igualmente, RANGHEARD (1971) menciona la presencia de *Daonella franconica*, *D. bergeri*, *Myophoria* cf. *levigata*, *M. goldfussi*, *Placunopsis plana*, *Enantiostreon* cf. *spondyloides*, *Balatonites* sp., *Pleuromya* sp. y *Myophoriopsis* sp. Entre los microfósiles, COLOM y RANGHEARD (1966-1967) mencionan la presencia de *Nodosaria* cf. *raibliana*, *Lingulina* cf. *klebelsbergi*, *Plectofrondicularia*, *Dentalina* y escasos Ostrácodos. FOURCADE *et al.* (1982) citan la presencia de *Lukevinella simplex*, *Cypridacea* sp. y *Bairdiacypris* sp. Entre los icnofósiles destaca la presencia de *Rhyzocorallium*, además de abundantes pistas de tendencia subhorizontal. En base al contenido paleontológico mencionado, se atribuye la unidad al

Triásico medio, probablemente Ladinense, aunque para algunos autores los microfósiles encontrados indican una edad Anisiense-Ladinense inferior.

Entre las estructuras sedimentarias, predominan las de origen biogénico, con abundante bioturbación. Las de origen inorgánico incluyen: laminaciones paralelas de bajo régimen de flujo, estructuras indicativas de corrientes tractivas, como laminación cruzada de pequeña escala, estructuras debidas a estratificación lenticular, bases canalizadas, "rills" bioclásticos y laminación cruzada planar de gran escala. También se encuentran estructuras generadas por acción del oleaje, entre ellas "ripples", laminación cruzada de tipo "hummocky" y laminación cruzada de gran escala, así como intercalaciones de tramos con laminación paralela de origen algal. En la parte superior son frecuentes la porosidad móldica de sales y los pliegues enterolíticos.

La sedimentación de los carbonatos de la facies Muschelkalk se llevó a cabo en una plataforma somera de aguas claras, con predominio de los ambientes submareales, con una tasa de subsidencia compensada por la de sedimentación, cuyo resultado es la monotonía de facies observada. La escasez de organismos señala la existencia de ambientes restringidos, siendo la bioturbación la principal manifestación de actividad biológica. Las ideas anteriores, unidas a una baja energía, sugieren la asociación de la unidad con un extenso "lagoon" de poca profundidad. Hacia la parte superior se percibe el paso a condiciones supramareales de tipo "sebkha", evidenciando condiciones de aridez con sedimentación de evaporitas bajo una delgada lámina de agua, condiciones implantadas definitivamente en el Triásico superior, en el que tuvo lugar la sedimentación de la facies Keuper.

2.1.1.3. Arcillas abigarradas y yesos (Facies Keuper) (4). Triásico superior

Al igual que en el caso de la unidad anterior, se trata de un conjunto de amplia dispersión regional, tanto en el ámbito balear como en el de las cordilleras Bética, Ibérica y Catalánides. Sin embargo, en el marco de la Hoja, sus escasos y reducidos afloramientos van acompañados por una deficiente calidad, siendo posibles tan sólo las observaciones de tipo puntual; la mayor parte de ellos se localizan al norte de Serra Grossa. En cualquier caso, son posibles observaciones de cierto detalle en Can Tonica, dentro de la vecina Hoja a escala 1:25.000 de Sant Miquel de Balansat (772 II-III-IV).

Su aspecto típico es el de arcillas rojas con niveles verdes, amarillos y grises, entre las que se incluyen masas de yesos blancos y negros de dimensiones variables; entre las arcillas es típica la aparición de pequeños cuarzós bipiramidales ("jacintos de Compostela"). Ocasionalmente, también engloban pequeños cuerpos de naturaleza subvolcánica ("ofitas", unidad 1).

Tanto su techo como su muro poseen un carácter original concordante, pero suelen aparecer mecanizados como resultado de su naturaleza plástica y de la intensa deformación que ha sufrido la región. Por la misma razón, su espesor varía considerablemente, llegando a adelgazarse de forma drástica al encontrarse dispuesta entre dos tramos carbonatados de mucha mayor competencia (unidades 3 y 5). Tentativamente, parece que su espesor original debe ser próximo a 50 m.

Con respecto a la edad, su carácter azoico no permite excesivas precisiones, aunque por correlación con otras zonas se atribuye al Triásico superior, no terminal.

Tampoco son posibles las precisiones de tipo sedimentológico, si bien el depósito de la facies Keuper se interpreta en un contexto litoral de tipo "sebkha", en condiciones de aridez que favorecerían el depósito de evaporitas, y que supondría el abandono de las condiciones marinas bajo las que se sedimentó la facies Muschelkalk (unidad 3), ya intuido en los niveles altos de ésta.

2.1.2. Jurásico

Los materiales jurásicos, aflorantes en los sectores meridional y noroccidental de la Hoja, poseen una gran homogeneidad en la totalidad de la isla de Eivissa, reconociéndose en ellos dos grandes conjuntos carbonatados, correspondientes a sedimentos de origen marino. El inferior está integrado por un conjunto dolomítico de aspecto masivo (unidad 5), en tanto que el superior aparece constituido por una sucesión de calizas tableadas (unidad 7); entre ambos se dispone, a modo de nivel guía, un delgado tramo de calizas nodulosas blancas y margas rojas (unidad 6), asignado al Oxfordiense.

El conjunto dolomítico es de dudosa atribución temporal y en él tal vez estén comprendidos el Triásico terminal, el Lías y, con más reservas, parte del Dogger; por lo que respecta al conjunto calcáreo, se enmarca en el Oxfordiense-Kimmeridgiense con una certeza mucho mayor. Se excluyen del presente apartado los materiales margosos y carbonatados del Titónico, que presentan una clara continuidad estratigráfica con los del Cretácico, abordándose su descripción en el apartado correspondiente a éste.

2.1.2.1. *Dolomías masivas y en bancos (5). Triásico superior-Lías*

Sus principales afloramientos se concentran en la Franja Montañosa Meridional, generalmente en relación con el núcleo de estructuras anticlinales volcadas hacia el N y NO. Sus asomos suelen ser deficientes al tratarse de zonas ocultas por una densa cobertera arbórea, pudiendo apreciarse tan sólo su composición dolomítica y su aspecto masivo, que contrastan claramente con la naturaleza arcillosa de la unidad infrayacente (4) y la marcada estratificación de las suprayacentes (6-7).

Aunque su contacto basal con la facies Keuper no es visible en éstos, suele aparecer mecanizado y coincide con un evidente contraste litológico. Su techo está marcado por la aparición del nivel rojo de calizas nodulosas y margas del Oxfordiense. Conviene resaltar que en el sector noroccidental los niveles dolomíticos del Titónico-Valanginiense (9) poseen una gran semejanza con el presente.

A grandes rasgos, la unidad se encuentra constituida por un conjunto de dolomías cristalinas, generalmente gruesas, de colores grises a beige, que ocasionalmente pueden presentar color marrón oscuro o rojizo. Entre las dolomías se intercalan dolomías calcáreas, calizas dolomíticas y calizas, que suelen presentarse recrystalizadas, con tamaños de cristales gruesos a medios.

Aparecen mal estratificadas en bancos medios a gruesos que a veces superan los 1,5 m de espesor y en conjunto presentan un marcado aspecto masivo, a pesar de que ocasionalmente intercalan tramos de capas finas. Con frecuencia las dolomías poseen aspecto brechoide y oqueroso debido a la karstificación y pueden verse afectadas por intensos procesos de alteración.

Por lo que respecta a su espesor, las condiciones de afloramiento dificultan su estimación, que en la mayoría de los casos debe considerarse como un valor mínimo al no aflorar su muro. En cualquier caso, se aprecian importantes diferencias según las zonas, sin que pueda determinarse si tales diferencias tienen origen sedimentario o tectónico; como valor orientativo se pueden señalar 150 m.

En la sección de Punta Grossa (Hoja a escala 1:25.000 de Sant Joan de Labritja, 773 I-III), la parte superior de esta unidad dolomítica contiene una capa de 0,6 m de espesor de calizas "grainstone-packstone" bioclásticas con glauconita, que se encuentra limitada a techo por una costra ferruginosa y una superficie con abundantes perforaciones biogénicas.

La dolomitización ha borrado la práctica totalidad de los vestigios fosilíferos que pudiera haber albergado, lo que ha dado lugar a una gran incertidumbre sobre su edad. Su base ha sido asignada al Noriense superior (RANGHEARD, 1971) por su posición estratigráfica y por correlación con otras regiones (Mallorca, Levante, Catalánides...). En cuanto a su techo, su edad reviste una mayor incertidumbre y ha sido objeto de diversas propuestas. Así, RANGHEARD (1971) lo asignó al Dogger por su posición estratigráfica bajo el nivel oxfordiense; el posterior hallazgo de *Ophtalmidium martanum* (FARINACCI) y *O. leischneri* KRISTAN-KOLLMANN en el nivel calcáreo de techo de la serie de Punta Grossa sugirió la posibilidad de que perteneciese al Lías medio (AZÉMA *et al.*, 1979b). Sin embargo, las determinaciones efectuadas durante la realización del presente trabajo, con presencia de *Vidalina martana*, *Lenticulina* sp., *Epistomina* sp. y Ophtalmídeos, junto a bioclastos de Equinodermos, Lamelibranquios, Gasterópodos y "filamentos", en el corte de Punta Grossa, ha señalado su pertenencia al Toarciense y quizá, al Aalenense. Este hecho sugiere que las dolomías tal vez incluyen parte del Dogger, que podría estar representado en niveles de condensación a techo de la unidad, sin que puedan distinguirse por los efectos de la dolomitización.

De ser correcta esta atribución, las variaciones de espesor señaladas anteriormente podrían ser debidas, al menos en parte, a causas sedimentarias, ya que el intervalo Lías superior-Dogger registra importantes variaciones en todo el ámbito de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.

Apenas han podido observarse estructuras sedimentarias debido a los intensos procesos diagenéticos sufridos. Entre ellas se encuentran laminaciones paralelas generadas por Algas y estructuras debidas a bioturbación, así como perforaciones biogénicas asociadas a la presencia de actividad orgánica relacionada con la colonización de fondos endurecidos ("hard-grounds").

A pesar de su aspecto masivo, en algunos afloramientos puede apreciarse cierta organización secuencial. Las secuencias estratocrecientes son las más frecuentes,

observándose también secuencias de somerización compuestas por un término inferior de dolomías cristalinas gruesas y un término superior de dolomías con laminación de Algas.

Los datos disponibles únicamente permiten afirmar que su sedimentación se llevó a cabo en una plataforma somera de carbonatos, en ambientes que oscilaron de submareales a intermareales. Los escasos datos de biofacies hacen pensar que los ambientes submareales gozaban probablemente de valores de salinidad normal, puesta de manifiesto por la presencia de organismos estenohalinos a techo. Estos ambientes submareales pasaban con cierta frecuencia a intermareales dominados por el crecimiento de Algas capaces de construir estructuras de tipo estromatolítico.

Este tipo de ambientes correlacionaría bien con los registrados durante parte del Lías inferior-medio en la Cuenca Ibérica y especialmente, con los descritos para la Fm Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (GÓMEZ, 1979). Sin embargo, parecen relativamente diferentes de los de la Fm Carbonatada de Sóller definida para Mallorca por ÁLVARO *et al.* (1989), con la que podría ser comparable a su miembro inferior exclusivamente.

2.1.2.2. Calizas nodulosas blancas y margas rojas (6). Oxfordiense

Su reducido espesor, su baja resistencia a la meteorización y su comportamiento incompetente frente al de los dos grandes conjuntos jurásicos entre los que se intercala, dolomítico (unidad 5) y calcáreo (unidad 7), dificultan su observación sobre el terreno, donde con frecuencia tan sólo se aprecia una estrecha franja de tonos rojizos o con pequeños fragmentos calcáreos blancos. Su espesor es variable, pero en cualquier caso inferior a 20 m, pese a lo cual su carácter de nivel-guía ha aconsejado su representación aun a costa de una ligera exageración. Corresponden a las “falsas brechas” descritas por RANGHEARD (1971) y poseen una gran semejanza con los niveles de tipo *ammonítico rosso* de las Cordilleras Béticas.

No existe corte de detalle alguno que permita una descripción precisa de la unidad, que presenta buenas condiciones de observación en Es Botafoc, dentro de la Hoja a escala 1:25.000 de Eivissa (798 IV). Allí, la unidad aparece como una sucesión de calizas micríticas blancas y grises de aspecto noduloso que intercalan margas rojas, con un espesor conjunto que no supera los 10 m. Su límite inferior es neto y viene marcado por la desaparición de las dolomías de la unidad anterior y la aparición de margas y calizas nodulosas, lo que supone un claro contraste morfológico; por contra, el límite superior es gradual y supone la desaparición de los tonos rojizos. En ocasiones, las margas son la litología dominante, presentándose las calizas como nódulos blancos incluidos en ellas.

Son abundantes los restos faunísticos, destacando la presencia de Radiolarios, *Globochaete*, Protoglobigerinas, Ostrácodos, Lagénidos, Belemnites y Ammonites (RANGHEARD, 1971; AZÉMA *et al.*, 1979b). Entre estos últimos, la asociación de *Campylites delmontanus* (OPPEL), *Gregoryceras riasi* (DE GROS), *Perisphinctes* gr. *antecedens* SALF y *P.* gr. *tenuis* ENAY, caracteriza la zona de *Plicatilis* del Oxfordiense medio; igualmente, la asociación de *Epipeltoceras* y diversos *Perisphinctidos* señala el Oxfordiense superior, lo que permite enmarcar este nivel-guía en el Oxfordiense medio-superior.

Las únicas estructuras reconocibles son debidas a bioturbación. El carácter micrítico de los sedimentos y la fuerte nodulización sufrida durante las etapas diagenéticas son dos caracteres en contra de la posible presencia original y preservación de estructuras sedimentarias de origen inorgánico. Se puede observar cierta organización en secuencias estratocrecientes, con variaciones marcadas básicamente por la proporción de margas rojas.

La unidad representa las facies de tipo *ammonítico rosso*, siendo su sedimentación el producto de las condiciones transgresivas alcanzadas tras la importante discontinuidad que provocó la ausencia de registro de al menos parte del Dogger. La discontinuidad y la presencia de lagunas estratigráficas asociadas a ella (aunque normalmente abarcando un intervalo temporal de duración bastante inferior) y las condiciones transgresivas durante el Oxfordiense superior, son fenómenos ampliamente registrados en las plataformas jurásicas europeas.

Su ambiente de sedimentación corresponde a una plataforma de carbonatos sometida a cierto influjo de materiales clásticos finos, en condiciones submareales relativamente someras y de buena comunicación, con salinidad normal, baja energía y por debajo del nivel de acción del oleaje.

Entre los Ammonites es de destacar la presencia de abundantes elementos típicamente mesogeos, tan abundantes en el sector Subbético de las Cordilleras Béticas, lo cual permite establecer durante la sedimentación de la unidad una relación paleogeográfica más estrecha con las Cordilleras Béticas que con la Cordillera Ibérica, en la que los representantes de estos grupos son bastante escasos.

2.1.2.3. Calizas tableadas con intercalación de niveles margosos (7). Oxfordiense-Kimmeridgiense

Corresponden a las "calizas en losas" de RANGHEARD (1971), tratándose de una de las unidades más características de la isla, especialmente cuando es observada en un corte de cierta entidad, donde aparece como una monótona sucesión de calizas tableadas. Junto con la unidad dolomítica jurásica (5) configuran las elevaciones de la Franja Montañosa Meridional, aflorando también en el sector noroccidental. Presentan numerosos cortes parciales de excelente calidad, entre los que se pueden destacar los de las canteras de Serra d'en Balansat y Puig d'en Palau

Tanto su límite inferior como el superior son graduales. El inferior está señalado por la desaparición de los tonos rojizos del nivel-guía jurásico (unidad 6), con persistencia del aspecto noduloso, que se pierde en la vertical a expensas de una estratificación planoparalela que contrasta en mayor medida con el aspecto masivo de la unidad dolomítica (5). En cuanto al superior, en el sector oriental coincide con la adquisición de un carácter eminentemente margoso en la serie, en tanto que en el occidental está marcado por la aparición de calizas fosilíferas (unidad 8) o dolomías (unidad 9) y la desaparición del aspecto tableado en favor de una estratificación en bancos o masiva.

Resulta difícil estimar su espesor original, pues parece sufrir importantes variaciones según las zonas, aunque es probable que en la mayoría de los casos sean debidas a causas

tectónicas, con repetición o laminación de la serie; posiblemente, su espesor original se aproxime a 200 m.

La parte baja de la unidad está constituida por calizas micríticas, “mudstone” y “wackestone” a “packstone” con frecuencia bioclásticas, de color gris, que se disponen en capas finas a medias, rara vez gruesas. Los planos de estratificación suelen ser ondulados, lo que hace que tomen con frecuencia un aspecto noduloso. Entre los bioclastos cabe destacar la presencia de Esponjas, generalmente abundantes, aunque a veces se encuentran en fragmentos de talla pequeña, de tipo “tuberoides”. Los carbonatos intercalan margas de tonos grises a beige que contienen nódulos calcáreos.

El resto de la unidad se encuentra constituido por una alternancia rítmica de calizas “mudstone” grises y margocalizas, margas calcáreas y margas. Estas litologías se agrupan en dos tipos diferentes de asociaciones de facies: por un lado, una ritmita netamente calcárea, y por otro, una alternancia de calizas, margocalizas y margas. La ritmita calcárea se encuentra constituida por una alternancia de calizas micríticas (“mudstone”) grises y margocalizas lamosas grises a beige. Las calizas se disponen bien estratificadas, tableadas en capas finas a medias de 10 a 50 cm, aunque los espesores más frecuentes suelen oscilar entre 20 y 40 cm. Esta ritmita puede contener finas intercalaciones de margas grises, ocasionalmente con nódulos calcáreos.

Las facies con contenido margoso significativo se encuentran compuestas por calizas micríticas (“mudstone”) grises que alternan con margas nodulosas a hojosas grises a beige, a veces amarillentas, y margocalizas beige, a veces nodulosas. Las calizas se disponen bien estratificadas en capas finas a medias, de entre 5 y 40 cm, aunque el espesor de los bancos puede llegar hasta los 80 cm. Es frecuente que estas facies margosas sean más abundantes en la parte alta de la serie.

En toda la unidad es habitual la presencia, de granos de cuarzo dispersos y tanto en el caso de las facies con ritmita calcárea como en el de las facies con contenido margoso, la de nódulos piritosos.

Posee un abundante y variado contenido fosilífero, con Ostrácodos, Lagénidos, Lamelibranquios y, especialmente, Radiolarios y Ammonites, así como Protoglobigerinas en su base y *Saccocoma* y *Globochaete* a techo, que han permitido enmarcar la unidad en el intervalo Oxfordiense superior-Kimmeridiense.

Las estructuras sedimentarias son muy escasas. Se observa bioturbación y ocasionalmente, “rills” bioclásticos en los que pueden encontrarse concentraciones de Belemnites y Equinodermos. La unidad se organiza en secuencias estrato-crecientes, más variadas en las facies de ritmita margosa.

Tanto por sus caracteres litológicos como por parte de su contenido fósil, el tramo noduloso inferior presenta bastantes semejanzas con el Miembro Calizas con Esponjas de Yátova, ampliamente representado en la Cordillera Ibérica (GÓMEZ y GOY, 1979), y que a su vez es la manifestación de una amplia plataforma de naturaleza predominantemente espongiolítica que se desarrolló durante el Oxfordiense en un amplio sector de Europa

occidental. Representa un evento transgresivo de gran extensión tras el hiato del Lías medio-Oxfordiense, en este caso cubierto por las facies *ammonítico rosso*, representadas por la unidad anterior (6).

Su ambiente de sedimentación corresponde al de una plataforma de carbonatos somera, abierta y bien comunicada, de aguas predominantemente claras y bien oxigenadas, con salinidad normal, en la que los fondos se encontraban poblados por una abundante y variada comunidad biológica. Aunque en otras partes de esta plataforma puede observarse el constante intento de las esponjas de levantar bioconstrucciones de tipo montículo arrecifal de fango, no se han encontrado este tipo de estructuras en los afloramientos de Eivissa, pero las facies observadas, en comparación con las reconocidas en la Cordillera Ibérica, podrían representar las partes más o menos distales de destrucción de las plataformas espongiolíticas por la acción de las tormentas, las cuales podrían barrer al menos circunstancialmente estas plataformas de carbonatos.

Desde un punto de vista paleobiogeográfico cabe resaltar la coexistencia de Ammonites de hábitat típicamente mesogeo (Phylloceratinos), que permite establecer la existencia de una clara comunicación con la Cuenca Bética, y la de frecuentes Perisphinctidos, más típicos de áreas como la Cordillera Ibérica. Este hecho refleja la amplia comunicación durante el Oxfordiense de la plataforma de Eivissa tanto con la región del Tethys como con la región Atlántica.

Por su parte, el resto de la unidad muestra notables similitudes litológicas y bioestratigráficas con la Fm Ritmita Calcárea de Loriguilla, presente en prácticamente toda la Cuenca Ibérica. Su sedimentación se llevó a cabo en un ambiente de plataforma somera con una abundante producción y acumulación de carbonatos. A esta plataforma llegaban aportes de materiales terrígenos finos que, junto con los carbonatos, fueron rellenando una cuenca que, por referencia a zonas próximas, se encontraba compartimentada por un sistema de fracturas sinsedimentarias.

La escasez de organismos bentónicos hace pensar en la presencia de ambientes relativamente restringidos, poco aptos para llevar a cabo la colonización de los fondos. La dismiución de organismos neotónicos en la plataforma respecto a la etapa precedente hace pensar que el ambiente no sólo era inadecuado para el desarrollo de estos organismos, sino que la escasa proporción de conchas flotadas puede tomarse como indicio de una defectuosa comunicación con las partes más abiertas de la plataforma.

2.1.3. Cretácico

Se encuentra representado casi exclusivamente en las zonas montañosas, apareciendo puntualmente en el ámbito de la bahía de Portmany. Junto con los materiales cretácicos se describen en el presente apartado los correspondientes al Titónico, al existir entre ellos una clara continuidad estratigráfica. Como ya se ha señalado, a diferencia de lo observado durante el Jurásico, el intervalo Titónico-Albiense supone en Eivissa una diversificación de los ambientes sedimentarios marinos, reflejada en la aparición de litofacies netamente diferentes y que han dado lugar a la definición de tres series estratigráficas, denominadas de SE a NO: Serie de Ibiza, Serie de San José y Serie de Aubarca (RANGHEARD, 1969-1971), si bien los materiales cretácicos de esta última no afloran en la Hoja (Fig. 2.1).

La Serie de Ibiza, que aflora en el sector suroriental, se caracteriza por una gran uniformidad litológica, con un conjunto eminentemente margoso (unidad 10) característico de ambientes marinos abiertos, alejados de la línea de costa. La aparición a partir de la sierra de sa Murta de un conjunto carbonatado correspondiente a ambientes de plataforma somera, exclusivamente durante el Titónico-Valanginiense (unidades 8 y 9), permite determinar la presencia de la Serie de San José en el sector occidental.

El Cretácico superior supone una nueva uniformización de la cuenca, puesta de manifiesto mediante la sedimentación de un típico conjunto de calizas blancas (unidad 11) en una plataforma somera, representado en afloramientos de pequeña entidad del sector occidental.

La distribución de los materiales cretácicos en la isla de Eivissa sugiere un modelo paleogeográfico que presenta extraordinarias semejanzas con los propuestos para el Prebético de Alicante (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982), representando los sedimentos margosos del sector suroriental el tránsito al dominio de las Unidades Intermedias.

2.1.3.1. Calizas tableadas y en bancos (8). Dolomías masivas (9). Titónico-Valanginiense

A grandes rasgos, se trata de un conjunto de calizas tableadas y en bancos de cierta heterogeneidad (unidad 8) que ha sufrido un proceso posterior de dolomitización, de distribución geográfica y estratigráfica irregular (unidad 9). Cualquiera de las dos unidades puede aparecer englobada en la otra, en ocasiones en masas carentes de entidad cartográfica. Por su litología, distribución de facies y edad, son equivalentes de la Fm Sierra del Pozo del Prebético peninsular (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982). Los principales afloramientos de la unidad calcárea se localizan al noroeste de Serra Grossa, en tanto que los de la unidad dolomítica son los del Puig des Castell.

Su límite inferior coincide con la desaparición del típico aspecto tableado de las calizas kimmeridgienses (unidad 7) y un brusco aumento del contenido fosilífero; con frecuencia, también con la pérdida del carácter micrítico de la serie y la aparición de un resalte morfológico, especialmente cuando la unidad comienza mediante dolomías masivas. El límite superior es más evidente, por aparición de un típico conjunto margoso, que intercala de forma rítmica finos niveles de calizas margosas (unidad 10) y que confiere al paisaje un aspecto alomado de tonalidades amarillentas.

El aspecto del conjunto del Titónico-Valanginiense varía sensiblemente de sureste a noroeste, sentido en el que aumenta su espesor. Así, en el sector de Serra de Sa Murta se reconocen calizas de aspecto micrítico y tonos oscuros en corte fresco, atravesadas por venas blancas de calcita, recordando en algunos casos a la facies Muschelkalk (unidad 3). Por su parte, los afloramientos noroccidentales muestran el predominio de calizas micríticas y calcarenitas azuladas y grises estratificadas en bancos de orden métrico, adquiriendo la unidad un espesor cercano a 150 m, así como un mayor desarrollo de la dolomitización.

En detalle, la litofacies calcárea está constituida por calizas "wackestone", "packstone" y "grainstone" bioclásticas, a veces con intraclastos y "pellets", y ocasionalmente "mudstone" de colores grises, beige o amarillentos; se disponen estratificadas en bancos

medios a gruesos (20-50 cm) y a veces muy gruesos, por lo que con frecuencia muestran cierto aspecto masivo. Es relativamente frecuente la presencia de oolitos calcáreos y de granos de cuarzo y ocasional, la de glauconita.

Los afloramientos del noreste de Sant Antoni reflejan la acción de los procesos de dolomitización sobre el conjunto calcáreo, siendo especialmente ilustrativo el corte de la cantera de Can Germà de la Hoja de Sant Antoni de Portmany (798 l); donde se aprecia un irregular desarrollo de la dolomitización, con un conjunto calizo bien estratificado que pasa lateralmente a un tramo dolomítico masivo en el que ha sido borrada cualquier huella de la serie preexistente. Aquí, las dolomías están constituidas por cristales angulosos gruesos de color blanco, disgregables fácilmente.

Entre los restos fosilíferos señalados por RANGHEARD (1971), cabe destacar la presencia de *Clypeina jurassica*, *C. inopinata*, *Cayeuxia moldavica*, *C. piaie*, *Bacinella irregularis*, *Trocholina alpina*, *T. elongata*, *T. friburgensis*, *Globochaete alpina*, *Calpionella alpina*, *C. gr. elliptica*, *Vaginella striata*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Pseudocyclammina lituus*, *Nautiloculina oolithica*, *Lenticulina* sp., *Solenopora* sp., *Bacinella* sp., *Ammobaculites* sp., *Boueina* sp., *Gaudryina* sp., *Ammodiscus* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Nannoconus*, *Saccocomidae*, Textuláridos, Miliólidos, Valvulinidos, Ophtalmídeos y Lituólidos. En esta misma unidad, AZÉMA *et al.* (1979a) mencionan además la presencia de *Salpingoporella annulata*, *Tubiphytes morronensis*, *Bacinella irregularis*, *Pseudotextulariella salevensis*, *Conicospirillina basiliensis*, *Triploporella* sp., *Macroporella* sp. y Codiáceas. Entre el material bioclástico cabe mencionar la presencia de Corales, Ostreidos, Gasterópodos, Equinodermos, Lamelibranquios, Radiolarios y espículas.

En base a la asociación de microfósiles encontrada, el presente conjunto carbonatado puede asignarse al Titónico-Valanginiense, o al menos a la parte inferior de éste, aunque no debe descartarse que los niveles basales pudieran pertenecer al Kimmeridgiense.

Las estructuras sedimentarias son escasas. Con cierta frecuencia se observan pequeñas formas canalizadas de tipo "rill", puestas de manifiesto por la presencia de concentraciones bioclásticas en cuerpos con la base suavemente irregular. En la litofacies dolomítica la diagénesis prácticamente ha borrado cualquier vestigio textural o estructural. Únicamente las estructuras de origen orgánico debidas a bioturbación son visibles en ambos tipos de litologías.

Tanto las litofacies de calizas como las dolomíticas se organizan en secuencias estratocrecientes, de características prácticamente idénticas en ambas litologías. Este hecho, junto con su distribución irregular y sus cambios laterales, confirma que la litofacies dolomítica es un producto de la diagénesis de la litofacies calcárea. Ésta muestra un espectacular aumento en la proporción de restos de organismos, generalmente planctónicos, con respecto a la unidad precedente (7). Como se ha señalado en otras áreas, los importantes cambios tanto en lito como en biofacies, así como en la paleogeografía de la cuenca, pueden ser indicativos de la presencia de una discontinuidad entre ambas unidades (GÓMEZ, 1991).

La sedimentación de la unidad se llevó a cabo en una plataforma somera de aguas limpias, dentro de la zona fótica, con una importante producción y sedimentación de carbonatos. La relativa uniformidad lateral y vertical de las facies es el resultado de las elevadas tasas de sedimentación registradas, las cuales fueron capaces de contrarrestar los espacios de acomodación generados como consecuencia de la etapa de rifting que comienza durante la sedimentación de esta unidad y se desarrolla durante el Cretácico inferior. Esta configuración de cuenca en régimen distensivo ocasionado por la presencia de fallas sinsedimentarias, condicionó la ausencia de esta unidad carbonática en la Serie de Ibiza, donde fue sustituida por la unidad margosa (10), depositada en ambientes más externos y profundos de la plataforma.

La plataforma de carbonatos se encontraba generalmente bien oxigenada y bajo condiciones de salinidad normal, con abundantes comunidades biológicas que poblaban sus fondos. Esta plataforma podría verse ocasionalmente barrida por las corrientes inducidas por las tempestades, dando lugar a depósitos de tipo tempestítico, entre los que se podrían incluir desde los depósitos de "grainstone" intraclásticos hasta los depósitos con "rills" bioclásticos en calizas micríticas, que representarían las facies distales.

Este conjunto carbonatado correlaciona aceptablemente con la plataforma propuesta para el Prebético de Alicante durante este período (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982). La presencia de Carofitas, Ostrácodos y Gasterópodos de agua dulce en el sector del Puig de Can Coll ha sugerido la existencia de ambientes lagunares de tipo "purbeckiense" (RANGHEARD, 1971).

2.1.3.2. Margas con intercalaciones rítmicas de calizas margosas (10). Titónico-Cenomaniense

Constituyen una típica y monótona sucesión, de carácter eminentemente margoso, característica del Jurásico terminal-Cretácico inferior del sector suroriental (Serie de Ibiza), en tanto que hacia el sector noroccidental sus términos inferiores evolucionan lateralmente a los carbonatos del Titónico-Valanginiense (unidades 8 y 9, Serie de San José). Sus litofacies y su relación con otras unidades cretácicas sugieren una gran semejanza con la Fm Los Villares (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1982), si bien en su sector tipo ésta queda restringida al intervalo Valanginiense-Barremiense.

En el ámbito de la Serie de Ibiza, la presente unidad se apoya mediante un contacto gradual sobre las calizas tableadas kimmeridgienses (unidad 7), apareciendo sobre ella tan sólo depósitos cuaternarios. En la Serie de San José muestra una menor representación estratigráfica, ya que se apoya sobre las calizas valanginienses (unidad 8) y bajo las típicas calizas blancas del Cretácico superior (unidad 11).

Sobre el terreno dan lugar a característicos relieves suaves y alomados, de tonos amarillentos, que configuran afloramientos de deficiente calidad y que contrastan con los del resto de las unidades mesozoicas. Por contra, su semejanza con las margas miocenas (unidad 12) complica extraordinariamente la separación de ambas, que tan sólo se hace evidente por intercalación de conglomerados y calcarenitas en los sedimentos miocenos o por la presencia de un abundante contenido fosilífero en las margas cretácicas.

Sus afloramientos principales se localizan en las sierras de sa Murta y de Balansat, así como al norte de ésta; no se ha observado corte alguno de la totalidad de la unidad, aunque sí numerosos de carácter puntual en los que observar sus principales características. En detalle, aparece como una potente y monótona sucesión de margas grises a beige, en ocasiones muy oscuras e incluso rojizas por alteración, entre las que se intercalan, de forma rítmica, niveles planoparalelos de calizas margosas grisáceas de 15 a 50 cm de espesor. En ocasiones, tanto las margas como las calizas presentan estratificación nodulosa. La alteración da lugar a coloraciones amarillentas y blanquecinas; con frecuencia, su abundante contenido fosilífero resalta por su aspecto piritizado, con tonos ocres y anaranjados. En el sector suroriental, el espesor, muy difícil de estimar, parece sobrepasar 250 m, disminuyendo hacia el noroeste por las razones sedimentarias señaladas, hasta reducirse a unos 100 m de potencia.

El contenido fosilífero es muy abundante, destacando la alta proporción de Foraminíferos, Ammonites, Belemnites, Equinodermos, Braquiópodos y Ostrácodos (RANGHEARD, 1971; AZÉMA *et al.*, 1979). En concreto, la presencia de *Globochaete alpina*, *Stomiosphaera moluccana* y *S. missolensis*, así como una variada asociación de Calpionellas, ha permitido asignar la base de la unidad al Titónico en el sector suroriental. Igualmente, el hallazgo de *Hedbergella washitensis*, *Ticinella primula*, *T. roberti*, *Arenobulimina macfadyeni*, *Tritaxia pyramidata*, *Patellina subcretacea*, *Glomospirella gaultina*, *Citharina arguta*, *Cytherella ovata* y *Asciocythere aff. brevis*, señala el Albiense para el techo de la unidad y, probablemente, el Cenomaniense inferior.

La estratificación nodulosa y las estructuras de bioturbación, que además son poco frecuentes, son las únicas estructuras sedimentarias destacables, excepto en los escasos cuerpos arenosos intercalados, en los que se reconoce la presencia de bases canalizadas, así como de laminación cruzada de surco y planar de gran escala y estructuras "flaser".

La unidad representa un importante cambio en cuanto a su organización secuencial con respecto a las unidades precedentes, abandonándose las tendencias somerizantes por secuencias interpretables como generadas bajo condiciones de profundización. Observando la evolución de conjunto de varias secuencias elementales puede apreciarse que el espesor del término margoso tiende a aumentar hacia la parte alta de la secuencia, apreciándose así una organización en secuencias margoso-crecientes.

El presente conjunto margoso se ha depositado en ambientes de plataforma externa bien comunicada, en la que se crearon notables espacios de acomodación debido a una subida relativa del nivel del mar, probablemente condicionada o al menos amplificada por la fracturación sinsedimentaria. Quedó diferenciado así un dominio de plataforma externa ligado al dominio hundido del sistema de fracturas. En estas áreas subsidentes, la sedimentación se produjo en ambientes de baja energía, generalmente por debajo del nivel de acción del oleaje, en los que se acumularon los sedimentos detríticos finos, producto del lavado de la plataforma. Sólo de manera local y ocasional la plataforma subsidente se ve invadida por materiales siliciclásticos, testigos de la presencia de corrientes tractivas en los fondos y de macizos emergidos sometidos a erosión. En este sentido, la mayor proporción de términos areniscosos en el sector noroccidental, señala su mayor proximidad a la línea de costa.

2.1.3.3. Calizas blancas (11). *Cenomaniense-Maastrichtiense*

Se trata de una de las unidades típicas de la isla, si bien en la presente Hoja aparece en afloramientos de reducidas dimensiones que generalmente coronan pequeñas elevaciones. Configuran resaltes morfológicos que contrastan con los materiales margosos miocenos sobre los que cabalgan (unidad 12), menos resistentes a la erosión; en cuanto a su techo, ha sido afectado por el vacío erosional desarrollado durante el Terciario.

No existe corte alguno representativo de la totalidad de la unidad, destacando en cualquier caso los de Serra des Graner (Llentrisca) y Pujol de sa Caseta, localizados en la Hoja a escala 1:25.000 de Es Cubells (798 III). Aparecen como una monótona sucesión de calizas tableadas blancas, cuya típica coloración ha sugerido la denominación de “calizas marfileñas” (RANGHEARD, 1971); esporádicamente, intercala niveles margosos de tonos claros. Pese a que en alteración las calizas poseen aspecto masivo, en corte muestran una estratificación difusa, de geometría ondulada o nodulosa.

Aunque no es observable debido a su tectonización, su muro original coincide con la desaparición de los niveles margosos del Cretácico inferior (unidad 10), sobre los que se dispone como una sucesión de calizas “mudstone, wackestone” y en ocasiones “packstone-wackestone” bioclásticas; los colores más frecuentes varían de gris claro a blanquecino y ocasionalmente se observan tonos beige a marrones y rojizos. Entre las calizas se intercalan calizas margosas y margocalizas nodulosas, así como margas blanquecinas, grises y verdosas. Las calizas suelen disponerse estratificadas en capas finas a medias, de unos 10 a 40 cm de espesor, aunque el grosor de los bancos llega a alcanzar con frecuencia los 50 cm; ocasionalmente aparecen masivas a mal estratificadas. Es frecuente la presencia de glauconita, que puede superar el 6%; algunas veces, en las calizas se puede observar una dolomitización incipiente. Su espesor, que debe considerarse como un valor mínimo debido a su tectonización, es inferior a 60 m, si bien en otras zonas sobrepasa los 200 m.

Dentro de su contenido fosilífero destaca la presencia de Globotruncánidos sobre el de restos de Bivalvos, Equinodermos, Gasterópodos y espículas, habiendo permitido caracterizar todos los pisos del Cretácico superior. La presencia de *Rotalipora* gr. *cushmani*, *R. gr. apenninica*, *Thalmanella* sp., *Heterohelix* sp., *Pithonella sphaerica* y *P. ovalis* ha permitido asignar la base al Cenomaniense. Igualmente, la asociación de *Globotruncana arca*, *G. prae-contusa*, *G. marinata*, *G. fornicata*, *G. bollii*, *G. andori*, *G. elevata*, *G. stuartifomis*, *G. cf. stuarti*, *G. falsostuarti*, *G. gr. lapparenti*, *G. Tricarinata* y *Heterohelix plummerae*, indica la pertenencia del techo de la unidad al Campaniense y, tal vez, al Maastrichtiense.

Las estructuras sedimentarias son muy escasas, con ocasional presencia de “rills” bioclásticos y estructuras de bioturbación puestas de manifiesto por la concentración de bioclastos que los rellenan.

Los componentes litológicos son bastante monótonos, asociándose en secuencias estratocrecientes compuestas en su totalidad por calizas “wackestone” en secuencias con un término inferior margoso, ocasionalmente con intercalaciones de calizas nodulosas, y un término superior de calizas “wackestone” bioclásticas.

No se tiene un conocimiento suficientemente amplio de las condiciones de sedimentación de la unidad, pero parecen representar la relativa uniformización de una plataforma compartimentada entre finales del Malm y comienzos del Cretácico superior. La sedimentación se llevó a cabo en un ambiente de plataforma somera con una tasa aceptable de producción y sedimentación de carbonatos, en la que coexistían los organismos bentónicos y nectónicos, especialmente representados por los Foraminíferos. La plataforma se rellenaría progresivamente mediante el apilamiento de secuencias de somerización estratocrecientes que irían compensando los espacios de acomodación generados durante las sucesivas etapas de subidas relativas del nivel del mar, bajo un ambiente tectónico relativamente estable con respecto a etapas precedentes.

2.2. Terciario

Presenta una importante superficie de afloramiento, tanto en el ámbito de la Hoja como en el de la isla. Está representado por sedimentos marinos de edad miocena, sin evidencia alguna de restos Paleógenos, lo que sugiere que durante este período tuvo lugar una intensa acción erosiva sobre la cobertera mesozoica, así como una primera etapa de estructuración de ésta.

Dentro de la serie sedimentaria miocena aparecen esporádicos afloramientos de rocas subvolcánicas de escasa entidad.

2.2.1. Mioceno

El enérgico paleorrelieve generado durante el Paleógeno tiene como principal resultado el carácter discordante de la sedimentación miocena y su disposición sobre cualquier unidad mesozoica; no obstante, se aprecia una cierta distribución de éstas bajo el conjunto mioceno. Así, en el sector occidental, correspondiente a la Unidad tectónica de Aubarca, el sustrato, no visible en la Hoja, está constituido por los depósitos carbonatados y margosos del Cretácico inferior; por contra, en el suroriental, perteneciente a la Unidad de Eivissa, la serie miocena carece de afloramientos, sin que pueda determinarse si este hecho se debe a falta de depósito o a la acción de procesos erosivos posteriores, pareciendo más probable la segunda hipótesis; por lo que respecta a la franja central, asimilable a la Unidad de Llentrisca-Rey, el sustrato es más variado, con predominio de los materiales carbonatados y arcillosos del Triásico. Su implicación en las estructuras tectónicas y su posición dentro de ellas hacen que con frecuencia los afloramientos miocenos permitan delimitar la geometría de las escamas cabalgantes.

La mayor parte de los trabajos en los que se ha tenido en cuenta la serie miocena señalan su pertenencia al Burdigaliense-Langhiense y su implicación en las estructuras generadas durante la etapa tectogenética alpina (RANGHEARD, 1969-1971; FOURCADE *et al.*, 1982), si bien algunos han sugerido la presencia de términos más recientes con ciertas reservas (DURAND DELGA *et al.*, 1984). De cualquier forma, no se han individualizado materiales equivalentes del conjunto postorogénico existente en el sector septentrional de la isla (Cala Portinatx) y en Formentera.

Se han diferenciado cuatro unidades sedimentarias miocenas en función de la litología dominante: una potente sucesión margosa (unidad 12), que constituye el conjunto mayoritario; una serie de tramos conglomeráticos (unidad 13), dispuestos tanto a techo como a muro de la serie margosa o como intercalaciones dentro de ella; un conjunto de

niveles calcareníticos (unidad 14) relacionados con el resto de la sucesión miocena mediante cambio lateral; y por último, un tramo heterogéneo (15) mínimamente representado en el sector oriental.

2.2.1.1. *Margas (12). Burdigaliense-Langhiense*

Constituyen la litología predominante en la serie miocena, distribuyéndose sus afloramientos al norte de los prominentes relieves relacionados con la Unidad tectónica de Eivissa. Configuran terrenos de típicas morfologías suaves y alomadas de tonos blanco-amarillentos, fácilmente confundibles con los correspondientes al conjunto margoso del Cretácico inferior (unidad 10). Bajo esa aparente monotonía se esconde una cierta variedad de litofacies, asimilables a grandes rasgos a tres tipos.

El primero de ellos muestra la unidad bajo un típico aspecto de margas blancas de aspecto hojoso entre las que tan sólo se aprecian esporádicas intercalaciones de niveles calcareníticos o conglomeráticos. El segundo es el más parecido a la unidad cretácica (10), al presentarse como una sucesión margosa de coloración gris, amarillenta por alteración, en la que se intercalan niveles rítmicos de calizas margosas de orden decimétrico; en este tipo de afloramientos, la presencia de intercalaciones calcareníticas o conglomeráticas en la unidad miocena o la abundancia fosilífera en la unidad cretácica, son los únicos criterios de campo bajo los cuales se pueden discriminar ambas. La tercera litofacies predomina en el ámbito de Sant Rafel y muestra un importante contenido arenoso, pero sin que su envergadura ni su compactación aconsejen su inclusión en la unidad calcarenítica (14).

En todos los casos, la unidad puede intercalar calcarenitas y conglomerados que, cuando sus dimensiones lo han permitido, han sido individualizados en la cartografía; el contacto con ellos puede ser neto o gradual.

Su disposición sobre el paleorelieve mesozoico y el desigual truncamiento que ha sufrido, bien por procesos erosivos o por efecto de los cabalgamientos, hacen que su espesor visible sea muy variable, pudiendo sobrepasar los 150 m.

Poseen un abundante contenido fosilífero, que en su práctica totalidad ha señalado el Burdigaliense-Langhiense (RANGHEARD, 1971). Entre las asociaciones de Foraminíferos cabe destacar la presencia de *Globigerinoides triloba*, *G. cf. irregularis*, *Cibicides* gr. *lobatulus*, *C. cf. maioricensis*, *Globigerina bulloides*, *G. cf. bolli*, *G. sp.*, *Globorotalia* aff. *mayeri*, *Globorotalia* sp., *G. gr. altispira*, *Elphidium* sp., *Praeorbulina glomerosa circularis*, *Ammonia beccarii*, *Nonion* cf. *boueanus* y *Orbulina* cf. *suturalis*, junto con Ostrácodos y Gasterópodos que confirman la edad señalada.

En base a una asociación palinológica hallada en las proximidades de Sant Rafel, ha sido sugerida con ciertas reservas la pertenencia de los niveles altos de la unidad al Tortoniense (DURAND DELGA *et al.*, 1984). Sin embargo, esta atribución parece complicar en exceso la secuencia de acontecimientos próximos al período tectogenético alpino y además no ha encontrado el apoyo de las dataciones efectuadas posteriormente, ni el de las cartografías elaboradas, razones por las que ha preferido conservarse la atribución al Burdigaliense-Langhiense.

Son escasas las estructuras sedimentarias, pero las faunas señaladas sugieren un ambiente deposicional marino de carácter somero y cercano a la línea de costa, interpretación apoyada por las delgadas intercalaciones de lignito existentes en algunos puntos (Sant Rafel). Por su relación con los niveles conglomeráticos (unidad 13), su sedimentación se interpreta en un contexto de frente deltaico o prodelta.

2.2.1.2. Conglomerados (13). *Burdigaliense-Langhiense*

Poseen una amplia distribución superficial, siendo el de Beniferri su afloramiento principal. Aparecen discordantes sobre la serie mesozoica, o bien concordantes sobre el conjunto magoso anterior (unidad 12) o intercalados en él.

Presentan aspecto masivo o aparecen en bancos gruesos de 1 a 2 m de espesor, con estratificación difusa. Están constituidos por cantos poligénicos que tienen su origen en cualquier unidad mesozoica, ígnea e incluso miocena, siendo muy deficiente su selección, con tamaños que varían desde unos pocos centímetros hasta bloques que se aproximan a 1 m, aunque los tamaños más frecuentes están comprendidos entre 5 y 10 cm. En la mayor parte de los casos, los cantos son redondeados o subredondeados, pero en ocasiones constituyen auténticas brechas. Pueden aparecer con soporte clástico o matriz areniscosa, con un cemento calcáreo que les confiere tonalidades de conjunto grises.

Su espesor es muy variable por idénticas razones que en el caso de la unidad anterior (12) habiéndose estimado valores cercanos a 70 m en Talaia de Sant Llorenç y superiores a 100 m en Beniferri.

El cemento calcáreo puede incluir microfósiles, entre los que destacan *Operculina* sp., *Amphistegina* cf. *lessonii*, *Cibicides lobatulus*, *Elphidium* sp., *Planulina* cf. *renzi* y *Globigerina* cf. *falconensis*, que confirman la atribución al Burdigaliense-Langhiense para la serie miocena de la que forman parte.

En conjunto, estas facies conglomeráticas se interpretan como sedimentos aluviales depositados en masa por flujos hiperconcentrados o avenidas en lámina, representando facies de abanico deltaico proximal a intermedio; el grado de redondez y la distribución de tamaños indicarían la mayor o menor distalidad dentro del abanico.

En principio, los niveles conglomeráticos que coronan la serie miocena, como en el sector de Beniferri, podrían estar relacionados con la reactivación del relieve ocasionada por los movimientos tectogénicos alpinos, responsables de la puesta en marcha de los cabalgamientos de la región. Este hecho supondría que la unidad conglomerática fosilizaría cualquier estructura orogénica alpina, pero son varios los afloramientos donde los conglomerados superiores se encuentran cabalgados por diversas unidades tectónicas, lo que confirma que la actividad orogénica prosiguió en la región una vez depositada la serie del Burdigaliense-Langhiense.

2.2.1.3. Calcarenitas (14). *Burdigaliense-Langhiense*

Poseen una representación superficial muy inferior a la de las unidades precedentes, localizándose su principal afloramiento al pie del Puig Gros, donde pueden efectuarse buenas observaciones parciales. Aparecen como intercalaciones en la serie miocena,

apoyándose generalmente sobre su tramo margoso (unidad 12), por lo que confieren al relieve un cierto resalte morfológico. Su espesor, variable por su relación de cambio lateral con el resto de la serie miocena, puede alcanzar los 90 m.

A escala de afloramiento poseen geometría tabular, con capas de espesor decimétrico a métrico, a menudo amalgamadas o con contactos difusos debido a bioturbación; en ocasiones intercalan niveles de margas blancas cuyo espesor no suele sobrepasar 10 cm. Presentan coloraciones grises y beige, aunque por alteración aparecen con típicas tonalidades ocre.

Los granos de composición calcárea son claramente mayoritarios, pudiendo existir una elevada proporción de bioclastos; con frecuencia aparecen compactados por un cemento calcáreo. Raramente se observa la estructura interna, que puede consistir en laminación paralela o cruzada de bajo ángulo y “ripples” de corriente o de ola; más raramente, también se pueden observar estructuras producidas por escape de fluidos.

En el cemento se ha hallado microfauna de entre la que destaca la presencia de *Amphistegina* cf. *lessonii*, *Cibicides* cf. *lobatulus*, *Globigerinoides* cf. *triloba*, *Operculina* sp. y *Heterostegina* sp., que está en consonancia con la atribución del conjunto mioceno al Burdigaliense-Langhiense.

Se interpretan como el depósito de tempestitas en un ambiente energético, probablemente asociadas a avenidas deltaicas, cuyas facies proximales y medias estarían representadas por la unidad conglomerática (13). Otros niveles podrían corresponder a facies litorales o a pequeñas barras deltaicas.

2.2.1.4. Arcillas, yesos y bloques (15). Burdigaliense-Langhiense

Se trata de un conjunto mínimamente representado, concretamente entre Can Carrasco y Puig d'en Tancas. Es una unidad que plantea ciertas dudas, tanto cartográficas como interpretativas, por su extremada semejanza con la facies Keuper (unidad 4) y que, en cualquier caso, posee una mejor exposición en la Hoja a escala 1:25.000 de Sant Joan de Labritja (773 I-III); por dicha semejanza, no debe descartarse la posibilidad de que, al menos parte de la superficie atribuida a la presente unidad, pueda corresponder a la unidad triásica señalada.

En el afloramiento en cuestión, de mala calidad, predominan las arcillas de tonos rojizos, entre las que se pueden encontrar esporádicas masas de yesos y bloques, denunciando su origen a partir de afloramientos triásicos en facies Keuper. Su espesor es muy variable, llegando a sobrepasar los 50 m.

Por su naturaleza litológica y su relación con las restantes unidades miocenas, su depósito se interpreta en el marco de procesos de “debris flow” alimentados por el desmantelamiento de los afloramientos triásicos.

Ya que la facies Keuper posee carácter azoico, en la presente unidad no se han encontrado restos fosilíferos que permitan establecer su edad, habiéndose atribuido al Burdigaliense-

Langhiense por su relación con las restantes unidades miocenas, deducible en la vecina Hoja de Sant Joan de Labritja (773 I-III).

2.2.2. Rocas ígneas terciarias

Son menos conocidas que las rocas ígneas mesozoicas debido a su menor representación regional. Tan sólo se ha diferenciado un pequeño afloramiento, aunque en el sector nororiental de la isla poseen buena representación entre Cala Boix y Aigua Blanca.

2.2.2.1. Rocas subvolcánicas (2). Mioceno superior-Plioceno

Su único afloramiento se localiza en las inmediaciones de Can Toni Joan, mostrándose como un cuerpo subtabular de tono oscuro y espesor métrico, encajado en las margas amarillentas del Mioceno inferior-medio, con las que contrasta de forma evidente.

Sus reducidas dimensiones y sus malas condiciones de afloramiento permiten pocas precisiones sobre su composición y textura, pudiendo señalarse su carácter granudo, que sugiere un origen subvolcánico. No obstante, en función de los datos de otros afloramientos correlacionables de la isla, se puede aventurar una composición próxima a la diorítica.

El encajamiento en sedimentos del Mioceno inferior-medio implica su intrusión posterior a dicho período, probablemente tras la compresión alpina, es decir, durante el Mioceno superior-Plioceno. De ser correcta la atribución, este episodio magmático estaría relacionado con el proceso de fracturación y vulcanismo asociado que afectó a parte de Europa central y del Mediterráneo occidental a finales del Neógeno. Por otra parte, no debe descartarse que algunos afloramientos de rocas ígneas encajados en materiales mesozoicos puedan haber intruído durante este evento.

2.3. CUATERNARIO

Entre los depósitos más recientes destacan los de carácter fluvial y poligénico, siendo también de interés las formaciones de ladera, que junto con las litorales y antrópicas completan el espectro cuaternario.

2.3.1. Pleistoceno

2.3.1.1. Areniscas (Playas y dunas antiguas: “marés”) (16). Pleistoceno

Los típicos depósitos de “marés” tienen una escasa representación, localizándose sus afloramientos en el ámbito de Nuestra Señora de Jesús. Son depósitos que actualmente no poseen una morfología concreta 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 casi 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 cm 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. Sobrepasan los 10 m de espesor en diversos afloramientos.

2.3.1.2. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Conos de deyección antiguos) (17). Limos y arcillas rojas (Facies distales) (18). Pleistoceno

Aparecen exclusivamente al sur de Puig d'en Valls, constituyendo el extremo oriental del extenso sistema de conos y abanicos que orlan el borde sur de la Franja Montañosa Meridional en la Hoja a escala 1:25.000 de Eivissa (798 IV), desde donde descienden suavemente hasta alcanzar el mar. Son formas cónicas o en abanico, que debido a la proximidad de sus ápices, se interdentan lateralmente dando lugar a una franja continua de sedimentos, aunque en foto aérea sea reconocible cada una de las formas. Están incididos por la red fluvial y por procesos de arroyada actuales. Sus características litológicas y texturales son similares a las de los conos de deyección más recientes.

Se ha individualizado cartográficamente su zona distal por consistir en un conjunto de arcillas y limos rojos, sin apenas cantos, con una morfología absolutamente plana. La edad asignada a este conjunto es Pleistoceno.

2.3.1.3. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Glacis antiguos y Glacis modernos) (19, 21). Pleistoceno

Los glacis constituyen el conjunto cuaternario más representativo 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 su posición se han diferenciado dos tipos: glacis antiguos (unidad 19) y glacis modernos (unidad 21). Los primeros alcanzan mayor extensión y en general están incididos por la red fluvial, apareciendo colgados; por lo que respecta a los segundos, poseen menores dimensiones y el encajamiento fluvial con respecto a ellos es mínimo. Presentan una gran continuidad lateral, mostrándose como una orla alrededor de los relieves, como puede observarse en torno a la bahía de Portmany o en el valle del torrente d'en Planes. Debido a su baja pendiente, su superficie presenta numerosas manifestaciones de procesos de arroyada difusa.

Sobre estos glacis se instalan conos aluviales que cubren las cabeceras. En otras ocasiones, los conos se interdentan lateralmente con ellos, ocupando una parte importante de las vertientes.

Aunque se han diferenciado dos generaciones de glacis, sus características litológicas y texturales son prácticamente iguales. Los cortes existentes nunca pertenecen a las facies proximales, sino a las medias y distales, observándose una serie de lutitas rojas con niveles de gravas y cantos. Estos niveles tienen matriz arenoso-limosa, cicatrices erosivas y estratificación cruzada tendida. En las lutitas se constatan 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; en los perfiles observados se han medido hasta 7 m de espesor, pero sin determinar la profundidad del sustrato. La edad asignada a estas formaciones es Pleistoceno.

2.3.1.4. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Conos de deyección intermedios y Conos de deyección modernos) (20, 23). Pleistoceno-Holoceno

Se incluyen en el presente apartado los conos de deyección o conos aluviales de génesis más reciente que los conos denominados antiguos (unidad 17), cuya presencia se restringe al ámbito de Puig d'en Valls. Aparecen relacionados con los fondos de valle y son formas muy frecuentes, generándose en la confluencia de los barrancos y arroyos con cauces de rango superior.

De forma general se han diferenciado dos tipos tanto por su cronología como por sus características. Los más antiguos de ellos (conos intermedios, unidad 20), pero no así de la isla, son casi siempre de mayor tamaño y de baja pendiente. Estos depósitos coalescen lateralmente y están incididos en algunos sectores por la red fluvial actual.

Como formas más recientes (unidad 23) se han considerado los conos de pequeño tamaño y mayor pendiente procedentes de cursos que desembocan en otros cauces. Su presencia también es abundante en una misma ladera debido a su proximidad y al número de arroyos que las surcan, interdentándose lateralmente para dar una orla continua alrededor de los relieves. Dada la naturaleza de los materiales que configuran los relieves, la litología de

ambos es muy similar, diferenciándose por las dimensiones de las zonas apical, media y distal, así como por el 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. Como es habitual en este tipo de depósitos, la granulometría disminuye desde 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 en la isla es la presencia a techo de estos depósitos de una costra calcárea, más o menos desarrollada, en general de tonos blanquecinos y rosados y 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 tentativamente a los conos más antiguos es Pleistoceno y a los más recientes, Holoceno.

2.3.1.5. Gravas, arenas y arcillas (Terrazas) (22). Pleistoceno-Holoceno

Sólo se ha reconocido un nivel a +3-10 m del cauce actual. Su morfología es alargada y estrecha, con una disposición paralela al cauce, y su superficie, absolutamente plana, con un escarpe neto hacia el cauce como consecuencia de su encajamiento. Sus principales ejemplos se localizan en el río de Santa Eulalia y en los torrentes d'en Planes y Es Regueró.

Las terrazas tienen una litología y textura muy similares a la de los fondos de valle, aunque quizás el tamaño medio de los elementos más gruesos es algo mayor. La potencia varía de 1,5 a 3 m, pero no siempre es posible ver el depósito completo. La edad asignada es Pleistoceno superior, no descartándose la posibilidad de que puedan alcanzar el Holoceno.

2.3.2. Holoceno

2.3.2.1. Gravas, arcillas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (Coluviones) (24). Holoceno

Son depósitos de poco espesor aunque con una representación superficial importante. Su composición depende de la naturaleza del sustrato sobre el que se desarrollan, pero son muy similares debido a la homogeneidad litológica de éste. Predominan las lutitas blanco-amarillentas envolviendo clastos y bloques angulosos de naturaleza carbonatada. A veces se puede observar un cierto ordenamiento debido a 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, conocida como "costra de ladera", con estructuras laminares y brechoides. Su edad, tanto por su situación como por su aspecto, se considera Holoceno.

2.3.2.2. Limos y arcillas con cantos (Llanuras de inundación) (25). Holoceno

Se desarrollan exclusivamente en el curso bajo del torrente d'en Planes. Tienen una anchura aproximada de 1 km y sobre su superficie se observan surcos de arroyada difusa y algunos cauces de circulación estacional. Sus características litológicas son muy similares a las de los fondos de valle pero con un porcentaje más elevado de elementos finos. Se les asigna una edad Holoceno.

2.3.2.3. Arcillas, gravas y arenas (Aluvial-coluvial) (26). Holoceno

Tienen una escasa representación, apareciendo en valles abiertos de sección redondeada, donde los flujos son esporádicos y poco definidos, mezclándose los sedimentos del fondo del valle con los aportes de las laderas.

Sus depósitos presentan características mixtas entre ambas génesis, por lo que no se describen aquí de forma detallada. La potencia no es visible, pero no parece superar los 3-4 m. En cuanto a su edad, se consideran holocenos.

2.3.2.4. Limos y arcillas con materia orgánica (Albuferas) (27). Holoceno

Son zonas contiguas al mar, localizadas a la salida de algunos cauces, por lo que existe aporte de agua dulce. Se localizan en el ámbito de Eivissa y Sant Antoni, tratándose de áreas con encharcamientos temporales y con sedimentos de color oscuro debido al ambiente reductor, en las que se da una vegetación típica de zonas con drenaje deficiente. Su edad se considera Holoceno.

2.3.2.5. Gravas, arenas y arcillas (Fondos de valle) (28). Holoceno

Los fondos de valle están formados por depósitos de gravas, arenas y arcillas, siendo estas últimas muy abundantes. Su morfología en planta es alargada, estrecha y más o menos serpenteante, aunque a veces se observan tramos muy rectilíneos. Destacan el del río de Santa Eulalia y los de los torrentes de Buscatell y Es Regueró.

Se caracterizan por una matriz areno-arcillosa roja muy abundante, con 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; puntualmente puede variar, con un tamaño máximo observado de 15 cm, no existiendo grandes bloques. Los cantos varían de subredondeados a subangulosos. La potencia es difícil de precisar pues no existe ningún corte en el que haya podido observarse el sustrato, pero se puede suponer una potencia máxima 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.

2.3.2.6. Arenas y gravas (Playas) (29). Holoceno

Aunque se trata de depósitos muy abundantes en la isla, dentro de la Hoja tan sólo aparecen en Cala Talamanca, donde constituyen una banda alargada y estrecha con trazado semicircular formada por arenas. Tienen un carácter actual.

2.3.2.7. Depósitos antrópicos (30). (Holoceno)

Se han diferenciado como tales diversas acumulaciones de materiales sueltos de tipo escombrera o vertido, correspondiendo a materiales sueltos de naturaleza y tamaño heterogéneo. No se han diferenciado las numerosas construcciones representadas ya 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-Serravalliense.

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-baleares, con una clara vergencia hacia el NO (SABAT *et al.*, 1988; GELABERT *et al.*, 1992).

Como consecuencia del avance de los cabalgamientos bético-baleares, 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 ("bac-karc") 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).

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 (3%), cifra que no supone un acortamiento cortical importante.

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 principales de deformación: 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). Si bien existen variaciones en cuanto a la nomenclatura y 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).

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	ROQUES ALTES				
	AUBARCA		AUBARCA	EUBARCA	EUBARCA	EUBARCA	
							EUBARCA

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

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.

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 estratigráfica 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.

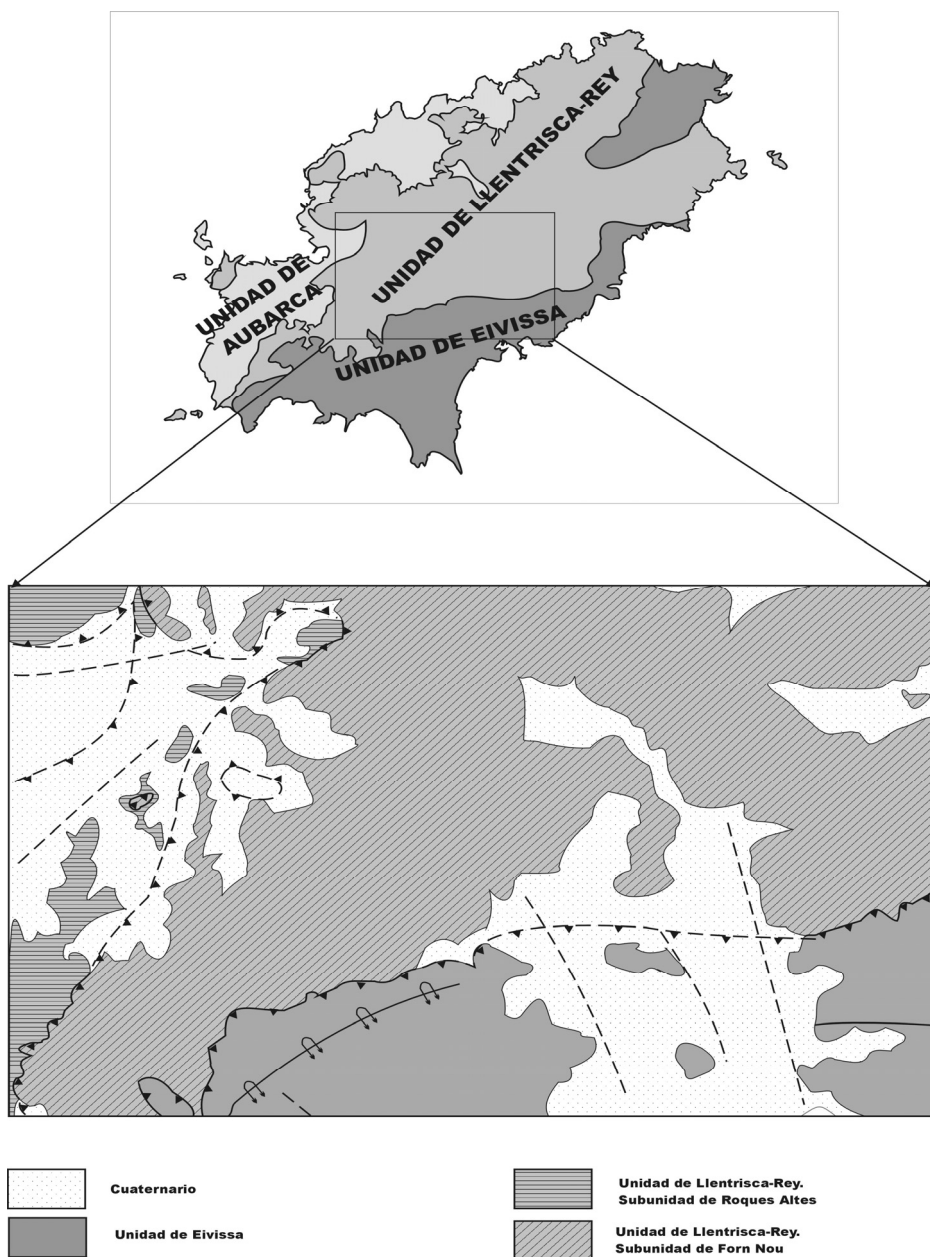


Figura 3.1. Esquema tectónico de la Hoja

El acusado paleorrelieve sobre el que se depositó la serie burdigaliense refleja nítidamente la intensa acción de 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, afectada 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, en detalle la secuencia de imbricación es difícil de establecer, 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 en el notable aumento de su granulometría y la incorporación de olistolitos a la cuenca, procedentes de los frentes de cabalgamiento 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

Dentro de este marco general, la presente Hoja ocupa el sector central de la isla de Eivissa, incluyendo parte de las tres unidades tectónicas señaladas (Fig. 3.1), distinguiéndose en la de Llentrisca-Rey las subunidades de Roques Altes y Forn Nou (Sant Rafel). En cada una de ellas se observan numerosas estructuras deformativas de génesis y escala variables, las más importantes de las cuales se describen en el presente apartado.

3.3.1. Cabalgamientos

Son las estructuras tectónicas más relevantes y las que marcan la macroestructura de la región. Presentan una traza curvilínea, en general próxima a las curvas de nivel, denotando una gran subhorizontalidad, aunque en conjunto se observa una disposición monoclinal con buzamientos hacia el SE. Su continuidad lateral es notable, interrumpida tan sólo por los afloramientos de materiales cuaternarios y por fallas normales de cierta envergadura.

Sus geometrías más comunes corresponden a rellanos de bloque superior sobre rellanos de bloque inferior, propias de grandes traslaciones. Debido al carácter subhorizontal de las láminas cabalgantes y al reducido espesor que presentan en ocasiones, como en el caso de

la Unidad de Llentrisca-Rey, el propio relieve pone de manifiesto la presencia de “klippes” y ventanas tectónicas.

El cabalgamiento de la Unidad de Llentrisca-Rey sobre la de Aubarca se presenta muy difuminado debido a la abundancia de depósitos cuaternarios en torno a la bahía de Portmany. No obstante, puede reconstruirse a partir de una serie de afloramientos mesozoicos aislados, siendo su delimitación más evidente al norte de Sant Antoni de Portmany, en la Hoja del mismo nombre (798-I), donde los relieves mesozoicos de Can Germà se disponen sobre depósitos miocenos que afloran esporádicamente en torno a la bahía, interpretándose como el techo de la Unidad de Aubarca, que aflora en semiventana. El desplazamiento relativo mínimo entre ambas unidades es de 10 km.

En otras zonas, donde el plano de cabalgamiento es observable, muestra un acusado buzamiento hacia el SE debido a la geometría de rellano de bloque superior sobre rampa inferior.

El cabalgamiento de la Unidad de Eivissa sobre la de Llentrisca-Rey es en general más evidente que el anterior. Aunque el desplazamiento relativo deducido en la zona es próximo a 4 km, en el sector nororiental de la isla se han calculado traslaciones cercanas a 10 km, que con toda certeza no reflejan el grado de acortamiento real, a juzgar por los acusados plegamientos observables en la Unidad de Eivissa. Los relieves de Puig des Merlet, Puig Gros, Serra Grossa, Serra de sa Murta y Serra Llarga marcan perfectamente esta estructura, sugiriéndose su enlace con las elevaciones del Puig de sa Creu a través de la llanura de Pla de sa Vila; en general, las unidades carbonatadas jurásicas se apoyan sobre el conjunto mioceno, aunque en el sector de Puig Gros-Serra de sa Murta, entre ambos se disponen retazos de calizas cretácicas cuya posición resulta un tanto problemática.

La Unidad de Llentrisca-Rey también pone de manifiesto su complejidad, no sólo por la dificultad para establecer su frente cabalgante, sino por la difícil interpretación de su estructura interna. Su accidente más importante es el cabalgamiento que insinúan una serie de afloramientos triásicos dispuestos sobre margas miocenas, localizados en el ámbito de Puig d'en Sunyer y Puig de Can Coll, Serra de Portmany, Forada y Puig des Forn, y que supone el cabalgamiento de la Subunidad de Forn Nou (Sant Rafel) sobre la de Roques Altes.

Sin duda alguna, el cabalgamiento de esta unidad es peor conocido que los anteriores, en buena medida porque sus trazas parciales se encuentran muy separadas entre sí. En este sentido, es preciso añadir la incertidumbre existente sobre la geometría de la ventana o semiventana de Can Toni Arabi o sobre la interpretación de los retazos cretácicos que coronan S'Olivera, Es Puig y Puig de Gerxo y que podrían corresponder a “klippes” de la Subunidad de Forn Nou o a relieves estructurales en serie invertida derivados de sinclinales volcados. Además, no se tienen evidencias concluyentes sobre la magnitud de su flechas, pudiendo darse el caso de que alguna de las trazas parciales señaladas no sea tal, sino tan sólo la apariencia producida por un anticlinal volcado formado por el conjunto de la facies Muschelkalk y las margas miocenas. En cualquier caso, su plano de cabalgamiento se muestra nuevamente muy tendido.

3.3.2. Pliegues

Constituyen otro elemento estructural fundamental en la región, tanto a escala cartográfica como de afloramiento. Predominan los de dirección NE-SO con ejes subhorizontales y vergencias hacia el NO. Su relación con los cabalgamientos y las fallas inversas es evidente, correspondiendo en su mayor parte a pliegues de propagación “fault propagation folds” o pliegues despegados “detachment folds”.

El pequeño espesor de la Unidad de Llentrisca-Rey hace que su respuesta a la deformación sea aparentemente más caótica. Sin embargo, aunque se observan estructuras de enorme complejidad, la mayor parte de la unidad parece responder a amplios y laxos pliegues debidos a la acomodación a imbricaciones en la lámina infrayacente.

La Unidad de Eivissa es indudablemente en la que el plegamiento ha dejado un registro mayor, siendo característicos los pliegues tumbados con los flancos inversos intensamente laminados y con frecuencia, despegados. La rotura se efectúa tanto por la charnela anticlinal como por la del sinclinal. La presencia de la potente serie margosa del Cretácico inferior favorece los despegues, de tal modo que es frecuente la individualización de pequeñas subunidades constituidas por rocas carbonatadas jurásicas. Pese al predominio de los pliegues de despegue, en algunos puntos se reconocen geometrías más propias de pliegues de acomodación “fault bend folds”.

Merece la pena hacer hincapié en la compleja representación que acompaña a los estilos de plegamiento observados y muy especialmente en el ámbito de la Unidad de Eivissa. Debido al carácter subhorizontal de los ejes de los pliegues y al efecto de la erosión sobre las láminas volcadas, aquéllos se aproximan en buena medida a las curvas de nivel, de tal manera que su representación puede llegar a ser caótica, además de dar lugar a una interpretación errónea de la geometría de la zona. Este hecho es especialmente patente en el ámbito del macizo integrado por las sierras Grossa, de ses Fontanelles, Llarga y de sa Murta, donde además las láminas parecen estar afectadas por un plegamiento secundario relacionado con una probable adaptación a la unidad infrayacente. Debido a ello, en la cartografía se ha intentado esquematizar la estructura general, aunque para ello se hayan tenido que omitir algunas trazas.

A escala de afloramiento, los pliegues presentan las mismas características que a escala cartográfica, mereciendo mención aparte el espectacular plegamiento que afecta las calizas tableadas kimmeridgienses, en las que su condición de formación multicapa da lugar a geometrías particulares, como pliegues en chevron y “kink-bands”, y favorece los pliegues de acomodación. El plegamiento se produce por deslizamiento flexural, como demuestran las abundantes estrías observadas sobre los planos de estratificación.

Además de los pliegues genéticamente relacionados con la dinámica de cabalgamientos, en la isla de Eivissa se reconoce un plegamiento sobrepuesto al edificio de escamas apiladas, de mayor incidencia en el sector suroriental, y con el cual podría estar relacionada la génesis de algunos cabalgamientos “fuera de secuencia” observados y que corresponderían a los últimos impulsos del evento compresivo principal.

3.3.3. Fallas inversas

En virtud del estilo deformativo señalado, en el que los cabalgamientos están genéticamente relacionados con el plegamiento, es fácil comprender que existe toda una gradación entre ambos, pasando por los pliegues-falla y las fallas inversas. De este modo, se han considerado cabalgamientos a este tipo de estructuras en las que no resulta evidente la relación original entre los materiales situados a ambos lados de la discontinuidad tectónica debido a su importante desplazamiento, a diferencia de las fallas inversas, en las que el reducido salto permite deducir la continuidad que poseían originalmente los bloques de techo y muro. Son muy escasas y afectan en todos los casos a la serie mesozoica.

3.3.4. Fallas de transferencia y fallas normales

Las fallas de transferencia, que en un orógeno típico se disponen transversales a los cabalgamientos, individualizando segmentos de desplazamiento diferencial sin afectar al autóctono relativo, no han sido identificadas con nitidez, tal vez porque durante la distensión acaecida en el intervalo Mioceno superior-Cuaternario han jugado como fallas normales. Entre las fallas que han podido actuar de esta manera, cabe señalar las que limitan los valles del sector Eivissa-Santa Gertrudis, aunque en todo caso sus desplazamientos habrían sido mínimos.

En cuanto a las fallas normales, generadas durante etapas distensivas más recientes, son muy abundantes, correspondiendo en buena parte a reajustes tardíos del edificio de escamas. No obstante, las más destacadas son las que limitan las cuencas cuaternarias y que coinciden con importantes contrastes morfológicos en el terreno; entre ellas cabe destacar las que limitan la Depresión de Sant Antoni, y los valles citados de la banda Eivissa-Santa Gertrudis.

3.3.5. Esquistosidad

En algunas charnelas de pliegues apretados y, más raramente, en sus flancos, se observa la presencia de una esquistosidad de plano axial generada mediante un mecanismo de presión-disolución; se trata de una esquistosidad grosera, o esquistosidad de espaciado en los tramos calizos, a diferencia de la del tipo "slaty cleavage" de los materiales pelítico-margosos, mucho mejor desarrollada.

Asociadas a cabalgamientos pueden aparecer cataclasitas foliadas; la foliación es una fábrica compuesta de tipo SC, producida en condiciones frágiles como consecuencia del movimiento de cizalla a lo largo del plano mecanizado.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La presente Hoja se localiza en el sector central de la isla de Eivissa. Su relieve se caracteriza por la existencia de importantes diferencias altimétricas y por las variaciones orográficas, que permiten diferenciar distintos dominios morfoestructurales (Fig. 1.1). Dichos dominios son:

- Fanja Montañosa Meridional

Corresponde al conjunto de sierras que con una dirección NE-SO atraviesa el sector suroriental de la isla y de la Hoja, donde se observa una neta disminución altimétrica al norte de la misma. En dicha franja se localizan las principales elevaciones, destacando Puig Gros (419 m) y Puig des Merlet (402 m), observándose un profundo encajamiento de la red fluvial.

- Dominio de la Bahía de Portmany (Sant Antoni)

Se localiza al noroeste del dominio anterior, caracterizándose por una orografía suave de lomas, colinas y cerros aislados (Es Puig, S'Olivera, etc.), con una altitud que disminuye progresivamente hacia la bahía de Portmany.

- Fanja Montañosa Septentrional

Aparece al noreste de la localidad de Sant Antoni, alzándose bruscamente sobre el dominio anterior, dando lugar a importantes relieves, destacando Puig des Castell con una altura que supera los 200 m.

- Piedemontes y Valles Cuaternarios

Se localizan en el sector oriental, donde se disponen como una zona deprimida entre ambas franjas montañosas, a las cuales también interrumpen con una orientación N-S entre Eivissa y Santa Gertrudis. Los principales valles corresponden al río de Santa Eulalia, que procediendo del norte gira hasta discurrir hacia el este, y al torrente d'en Planes.

Su única manifestación litoral se localiza en el sector suroriental, concretamente en Cala Talamanca.

La red de drenaje tiene escasa entidad, no existiendo cauces permanentes. En general, las aguas circulan de forma intermitente cuando las precipitaciones lo permiten. La red, por tanto, queda restringida a un conjunto de cursos que, debido a su carácter estacional, a veces muestran importantes encajamientos. Hay que destacar el río de Santa Eulalia y los torrentes de Buscatell, d'en Planes y Es Reguero.

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. Por otra parte, la precipitación media anual está comprendida entre los 450 y 500 mm, con importantes variaciones interanuales.

La red viaria ofrece una infraestructura muy completa, ya que la proximidad de Sant Antoni y Eivissa ha llevado consigo la construcción de algunas de las principales carreteras de la isla. Además, la existencia de urbanizaciones y casas de recreo ha requerido la construcción de numerosos caminos, tanto revestidos como de tierra, que facilitan el acceso la mayor parte de la zona.

A diferencia de lo que acontece en el resto de la isla, la práctica ausencia de costa hace que la agricultura sea la actividad más extendida, observándose cierta actividad ganadera e industrial. Por lo que se refiere al turismo, principal fuente de ingresos insular, queda restringido a las proximidades de Eivissa y Sant Antoni. Los principales núcleos de población son Sant Rafel y Nuestra Señora de Jesús.

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 en sentido SE-NO de una serie de láminas cabalgantes que, a grandes rasgos, se estructuran en amplios pliegues volcados y con los flancos intensamente laminados, agrupándose en tres unidades tectónicas principales: Aubarca, Llentrisca-Rey y Eivissa. En la presente Hoja están representadas las tres, dando lugar a relieves muy diferentes.

La Unidad de Aubarca se localiza en el sector occidental, donde posee una pequeña y deficiente representación, aflorando exclusivamente materiales miocenos y cuaternarios. Los primeros constituyen lomas y pequeños cerros en torno a los cuales se observan extensos piedemontes que enlazan con los depósitos litorales de la bahía de Portmany.

La Unidad de Llentrisca-Rey es la más compleja y extensa, cabalgando sobre la Unidad de Aubarca con un trazado difuso al alcanzar los depósitos cuaternarios que circundan dicha bahía. Predominan los afloramientos triásicos y miocenos, excepto en los sectores noroccidental, donde afloran materiales jurásicos, y oriental, donde asoman sedimentos cretácicos. La abundancia de materiales blandos provoca la existencia de un relieve más suavizado, en el que predominan lomas y colinas.

La Unidad de Eivissa es la más elevada, aflorando ampliamente en el sector suroccidental, entre Puig Gros y Serra d'en Balansat. Presenta una compleja sucesión de pliegues volcados. El cabalgamiento de la Unidad de Eivissa sobre la de Llentrisca-Rey es más evidente que el anterior, estando marcado principalmente por el resalte de las calizas y dolomías jurásicas sobre los depósitos miocenos cabalgados.

Hay que hacer hincapié en el escaso desarrollo de las morfologías estructurales en toda la isla. Sólo cabe señalar la presencia de cerros cónicos dispersos, así como algunos resaltes estructurales y cuevas. Probablemente, la presencia generalizada de costras ha difuminado considerablemente este tipo de estructuras.

La distribución de la red de drenaje es uno de los elementos que más claramente refleja la disposición estructural de los materiales. La linearidad de algunos cauces y la orientación preferente de buena parte de ellos, marcan las principales direcciones tectónicas, 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, elaboradas por la acción de los procesos externos. También se describen dichos procesos según su importancia, agrupándolos según su origen (fluvial, poligénico, etc.)

4.3.2.1. Formas de ladera

Dentro de este grupo se han reconocido coluviones, que 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, cubriendo las cabeceras de los glaciares y de los conos aluviales. En planta configuran una serie de bandas estrechas paralelas a los valles.

4.3.2.2. Formas fluviales

Son abundantes y variadas, alcanzando en algunas zonas un gran desarrollo. Entre las formas fluviales con depósito destacan los conos de deyección, los fondos de valle, las llanuras de inundación 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. Destacan los fondos del río de Santa Eulalia y de los torrentes de Buscatell, Es Regueró y d'en Planes.

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 a cauces de rango superior, habiéndose reconocido tres grupos en función de su atribución temporal.

Los más antiguos son los desarrollados en la Plana de San Jorge, dentro de la Hoja a escala 1:25.000 de Eivissa (798 IV), cuyo extremo nororiental se localiza en las inmediaciones de Puig d'en Valls. Partiendo de la vertiente sur de la Franja Montañosa Meridional descienden suavemente hasta alcanzar el mar. Son formas en abanico que debido a la proximidad de sus ápices se interdentan lateralmente, dando lugar a formas coalescentes. Están incididos por la red fluvial actual y por los procesos de arroyada. Su zona distal ha sido cartografiada por consistir en un conjunto de arcillas y limos rojos de morfología absolutamente plana.

Los dos grupos restantes poseen una distribución más amplia, repartiéndose por toda la zona. Entre ellos se diferencian principalmente porque los más antiguos de ellos, denominados intermedios, son casi siempre de mayor tamaño y menor pendiente. Al igual que en el caso de los anteriores, su frecuencia en un mismo valle hace que los depósitos medios y distales se interdigiten, dando formas coalescentes que constituyen una franja continua de sedimentos a modo de piedemonte. En algunos sectores están incididos por la red fluvial actual.

Otra de las formas fluviales con depósito son las terrazas, aunque su representación es bastante menor. Sólo se ha reconocido un nivel a +3-10 m del cauce, cuyos escasos afloramientos se localizan junto a los cursos principales. Su morfología es plana, alargada y estrecha, con una disposición paralela al cauce, hacia el que presenta un escarpe neto como consecuencia de su encajamiento. Los principales ejemplos corresponden al río de Santa Eulalia y a los torrentes des Fornàs, d'en Planes y Es Regueró.

Dentro de este grupo se incluye la llanura de inundación desarrollada en el curso bajo del torrente d'en Planes. Tiene un área aproximada de 1km² y sobre su superficie se observan surcos de arroyada difusa y algunos cauces de circulación estacional.

Las formas erosivas de carácter fluvial están representadas por una importante red de incisión, desarrollada en los valles y barrancos menores, y por divisorias con morfología en

arista. En algunos puntos donde la litología es blanda, la red de incisión se desarrolla formando pequeñas cárcavas y barranqueras. Por otra parte, en zonas de escaso relieve, no es raro observar pequeños surcos originados por los procesos de arroyada difusa que indican la máxima pendiente.

4.3.2.3. Formas poligénicas

Son aquellas en cuya formación interviene más de un proceso. Las más representativas son los glacia, formas muy abundantes 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.

Por sus características y posición 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, como puede observarse en todo el sector occidental. Poseen una gran continuidad lateral, mostrándose como una orla alrededor de los relieves. Sobre estos glacia se instalan conos aluviales, cubriendo sus cabeceras. En otras ocasiones los conos se interdentan lateralmente con ellos, abarcando una parte importante de las vertientes. Debido a su baja pendiente, en su superficie se desarrollan procesos de arroyada difusa.

Los glacia modernos son de menor tamaño y aparecen en pequeños valles, muy cerca del cauce.

Las otras formas poligénicas cartografiadas son los aluviales-coluviales. Son frecuentes en el sector oriental debido a la mayor amplitud de sus valles, donde los flujos son esporádicos y poco definidos, mezclándose los sedimentos del fondo del valle con los aportes procedentes de las laderas.

4.3.2.4. Formas litorales

Son exclusivamente sedimentarias, habiéndose cartografiado playas y dunas antiguas, conocidas tradicionalmente como “marés”, playas actuales y albuferas.

Los depósitos de “marés” tienen cierta representación en el ámbito de Nuestra Señora de Jesús. Debido a la erosión, actualmente no poseen una morfología definida. 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.

La única playa existente es la de Cala Talamanca, de planta casi semicircular y de carácter arenoso.

Las albuferas se localizan en Eivissa y Sant Antoni. Son zonas contiguas al mar, a las que llegan algunos cauces que aportan agua dulce. Se trata de áreas con encharcamientos temporales y con sedimentos de color oscuro debido al ambiente reductor, colonizadas por una vegetación típica de zonas con drenaje deficiente.

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 es variable, dependiendo 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, hay tres clases de conos: antiguos, intermedios y modernos, en base a la cronología establecida en la isla. Dada la naturaleza de los materiales que configuran los relieves, su litología es muy similar, diferenciándose por la extensión de las zonas apical, media y distal y por el 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, en general de tonos blanquecinos y rosados y 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 conos antiguos poseen una amplia zona distal constituida por arcillas y limos rojos diferenciados en la cartografía debido a las sensibles diferencias litológicas que presentan con respecto a las zonas apicales.

Los fondos de valle están constituidos también por cantos y gravas calcáreas, pero la matriz areno-arcillosa roja es muy abundante, con 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, y el máximo observado es de 15 cm, no existiendo

grandes bloques. Los cantos varían de subredondeados a subangulosos. La potencia, tanto en los conos de deyección como en los fondos de valle, es difícil de precisar, pues no existe ningún corte en el que haya podido observarse 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.

Con una representación muy inferior, las llanuras de inundación están constituidas por limos y arcillas con niveles de arenas y gravas cuyo espesor no debe sobrepasar 3 m. Se asignan al Holoceno.

Las terrazas tienen una litología y textura muy similar a la de los fondos de valle, aunque quizás el tamaño medio de los elementos groseros es algo mayor. La potencia varía de 1,5 a 3 m, aunque en puntos donde no se ve todo el depósito 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 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 de color rojo con niveles de gravas y cantos. Estos niveles tienen una 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 la distancia a las cabeceras, pero en los perfiles observados se han medido hasta 7 m, aunque sin determinar la profundidad del 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, multiacintadas, 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 ocre 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 “marés” 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 cm 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) cita los siguientes: 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 hemprichii* (EHRENB.), *Ophtalmidium 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, si bien 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 en algunos afloramientos.

En cuanto a las playas actuales, su único representante tiene carácter arenoso, con granos de tamaño medio-grueso. Su color es blanco-amarillento o blanco-rosado. Se incluyen en el Holoceno.

También son destacables los depósitos de albufera, constituidos por limos y arcillas grises con un alto contenido en materia orgánica. Pertenecen al 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 dismantelaron 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 glaciés 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 lapiares. 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

Los afloramientos más antiguos de la isla de Eivissa corresponden a la facies Muschelkalk, por lo que la historia previa, correspondiente al Paleozoico y Triásico inferior, tan sólo puede sustentarse en las hipótesis elaboradas a partir del conocimiento de su registro sedimentario en el territorio peninsular y en las islas de Mallorca y Menorca. Por contra, el resto del Mesozoico y el Cenozoico son períodos relativamente bien conocidos en los ámbitos bético, ibérico y balear, articulándose su historia en torno a dos acontecimientos geodinámicos de notable envergadura: la apertura del Atlántico Norte y del Tethys occidental, desarrollada a lo largo del Mesozoico, y la colisión de las placas Europea y Africana, acontecida durante el Terciario y responsable de la orogenia alpina.

Así pues, la historia geológica de la isla de Eivissa puede subdividirse en dos grandes etapas: una etapa distensiva mesozoica, a lo largo de la cual predominan los procesos de sedimentación, y una etapa compresiva terciaria, responsable fundamental de la estructuración actual de la región.

5.1. ETAPA SEDIMENTARIA

La historia geológica del Mediterráneo occidental sugiere que la sedimentación triásica se desarrolló sobre un zócalo paleozoico previamente peneplanizado y posteriormente estructurado durante el período tardihercínico; éste se caracterizó a nivel peninsular por la creación de una red de fallas de gran envergadura que condicionaron la evolución posterior al delimitar las cuencas sedimentarias mesozoicas, invirtiendo más tarde su comportamiento durante la compresión alpina, al actuar como zonas de debilidad a favor de las cuales se desarrollarían cabalgamientos.

En cualquier caso, la estructuración tardihercínica tuvo como resultado inmediato la creación de una serie de umbrales y surcos (horsts y grabens), que condicionaron el desarrollo sedimentario en el Triásico inferior bajo un régimen subsidente, durante el cual se depositó la facies Buntsandstein, cuyo registro aparece en Mallorca y Menorca sugiriendo su posible relación con la Cuenca Ibérica. Sus típicos sedimentos detríticos rojos responden a procesos fluviales y aluviales, con probable progresión hacia el sureste, de tal forma que Eivissa ocuparía una posición más bien distal con respecto a dicha cuenca.

El relleno de los surcos daría lugar a una nivelación del relieve que, acompañada de un ascenso relativo del nivel del mar, favorecería el desarrollo de la primera transgresión mesozoica en la región. Con ella, durante el Triásico medio se produjo la instalación de una extensa plataforma carbonatada en la que tuvo lugar la sedimentación de la facies Muschelkalk (unidad 3) llevada a cabo bajo condiciones submareales someras, probablemente en un extenso “lagoon”. No obstante, también se produjeron diversos episodios intermareales que aumentaron su frecuencia con el paso del tiempo e incluso dieron paso a episodios supramareales precursores de las condiciones paleogeográficas reinantes durante buena parte del Triásico superior.

A comienzos de este período, un retroceso marino permitió la implantación de ambientes supramareales de tipo “sebkha” en un clima árido, con intensa evaporación y

sedimentación de evaporitas bajo una delgada lámina de agua, y con llegada de materiales siliciclásticos finos. En este contexto, se produjo la acumulación arcilloso-evaporítica característica de la facies Keuper (unidad 4), que en el territorio peninsular tuvo notables consecuencias en la evolución posterior, bien como nivel plástico que actuó a modo de nivel de despegue de los mantos y cabalgamientos alpinos o bien como desencadenante de procesos diapíricos. Sin embargo, en el ámbito ibicenco, el moderado espesor de este conjunto ha mermado su importancia estructural, comportándose como un nivel de despegue de menor envergadura.

De forma coetánea con la sedimentación de la facies Keuper, en Mallorca tuvo lugar un intenso vulcanismo, justificado por su posición en la intersección del Margen Bético con el Aulacógeno Ibérico. En cualquier caso, las intercalaciones de rocas ígneas entre las arcillas y yesos de la facies Keuper podrían corresponder a este evento o a alguno posterior.

El magmatismo del Triásico superior estaría relacionado con el cambio geodinámico acontecido durante dicho período, que implica el paso de un régimen caracterizado por el juego diferencial de bloques a otro de estiramiento. Con ello, la subsidencia deja de estar condicionada por la fracturación y pasa a estarlo por el adelgazamiento cortical. Esta nueva situación provocó el hundimiento de zonas que hasta ese momento emergidas, dando lugar a una transgresión generalizada en el sector oriental ibérico durante el Jurásico-Cretácico, aunque con diversas pulsaciones eustáticas.

Así, el ambiente marino fue restaurado a finales del Triásico con la creación de una extensa plataforma carbonatada, que en la región ibicenca estaría representada por una llanura de mareas en la que la producción de calizas, posteriormente dolomitizadas (unidad 5), se prolongó durante el Lías; en cualquier caso, dicha dolomitización ha borrado prácticamente cualquier rasgo sedimentario o paleontológico que pudiese ayudar a esclarecer la evolución del período Lías-Dogger.

Durante el Pliensbachiense, un proceso de fragmentación relacionado con la apertura del Atlántico Norte y del Tethys occidental, fragmentó la plataforma carbonatada que lenta y uniformemente se había ido construyendo en el Lías inferior a lo largo de los dominios bético e ibérico. La fragmentación se produjo como respuesta a la creación de sistemas de fallas cuya orientación en Eivissa y en todo el ámbito bético (NE-SO) condicionaría la historia posterior. Su reflejo inmediato fue la compartimentación de la cuenca mediante surcos y umbrales, que junto con una acusada subsidencia diferencial provocaría importantes variaciones de espesor en las acumulaciones sedimentarias. De esta forma, es en el Pliensbachiense cuando aconteció la individualización de las Zonas Prebética, en la que se enmarca Eivissa, y Subbética, así como los diferentes dominios de ésta: Subbético Externo, Medio e Interno.

En relación con este proceso de fragmentación dio comienzo el ascenso de magmas basálticos, a los que pudieran estar asociados los cuerpos subvolcánicos encajados en la facies Keuper (ofitas, unidad 1) en el ámbito de las Zonas Externas.

Una interrupción sedimentaria afectó a las plataformas europeas durante el Dogger, aunque con una duración variable, que en el caso de Eivissa abarcaría al menos una parte del

intervalo Toarciense-Oxfordiense, aún mal determinada. La sedimentación se restableció con la transgresión oxfordiense, en un ambiente de plataforma carbonatada abierta y bien comunicada, iniciándose con un cierto flujo de materiales clásticos finos (unidad 6). Coincidiendo con el cese de estos aportes, la plataforma adquirió carácter espongiolítico a finales del Oxfordiense, sin que en la zona llegasen a edificarse montículos arrecifales como en otros puntos del dominio ibérico, tal vez debido a su destrucción por acción de las tormentas. Las calizas nodulosas depositadas bajo estas condiciones dieron paso a una importante y característica acumulación calcárea durante el Kimmeridgiense (unidad 7), llevada a cabo en una plataforma somera en la que la producción de carbonatos compensaría la subsidencia.

El tránsito Kimmeridgiense-Titónico supuso nuevas modificaciones paleogeográficas relacionadas con la fase de rifting correspondiente a la apertura del Golfo de Vizcaya, correlacionable con los tradicionales movimientos neokimméricos. Este período de inestabilidad, caracterizado por un juego de bloques, se prolongó a lo largo del Cretácico inferior, incluyendo los movimientos áustricos, y tuvo una incidencia directa en la estructuración de la plataforma prebética, en la que se enmarca la isla de Eivissa.

Así, a comienzos del Titónico, la plataforma ibicenca quedó estructurada en dos dominios, separados por una asociación de fracturas de dirección NE-SO: un bloque noroccidental, caracterizado por el depósito de carbonatos de ambientes someros, y un bloque suroriental, caracterizado por depósitos margosos de ambientes más externos, bien comunicados y algo más profundos. Esta distribución se mantuvo, al menos hasta parte del Valanginiense, constituyendo el criterio paleogeográfico empleado para diferenciar la Serie de Ibiza (dominio margoso, unidad 10), de las de San José y Aubarca (dominio carbonatado, unidades 8 y 9).

Un ascenso eustático favoreció la instalación de las condiciones externas, de sedimentación margosa (unidad 10), en toda la zona, que adquiriría una gran uniformidad durante el intervalo Hauteriviense-Barremiense; esta uniformidad sería trastocada únicamente por la llegada de esporádicos aportes terrígenos al sector noroccidental, reflejando su mayor proximidad a la línea de costa.

Este mismo sector registró durante el Aptiense el avance de los sectores internos de la plataforma, caracterizados por el desarrollo de barras y, especialmente, construcciones arrecifales, que proporcionan el criterio utilizado para individualizar la Serie de Aubarca. En cualquier caso, el avance no se produjo mediante una sola pulsación, sino a través de varias, indicativas de una desigual distribución de las condiciones externas a lo largo del tiempo.

Éstas se implantaron nuevamente en la totalidad de la zona durante el Albiense, período en el que remiten las deformaciones áustricas, habiéndose alcanzado una nueva configuración regional, de mayor reflejo en el ámbito peninsular. No obstante, a lo largo de este período la plataforma vuelve a sufrir la llegada de descargas terrígenas de procedencia noroccidental, esta vez con mayor intensidad.

A partir del Cenomaniense, la cuenca, que durante buena parte del Jurásico y Cretácico inferior había permanecido compartimentada, adquirió un elevado grado de uniformización, que perduraría hasta finales del Cretácico. La sedimentación de este intervalo se llevó a cabo en una extensa plataforma somera, abierta y bien comunicada, mediante una tasa aceptable de producción de carbonatos (unidad 11).

5.2. TECTOGENESIS ALPINA

La ausencia de registro del Paleógeno y de parte del Mioceno inferior dificulta notablemente la reconstrucción de los acontecimientos acaecidos a lo largo de dicho período; no obstante, una serie de hechos parecen evidentes aunque son difícilmente precisables en el tiempo. A nivel geodinámico, el régimen distensivo y de desgarre que caracteriza el Mesozoico es sustituido a finales del Cretácico por un régimen compresivo, resultante del acercamiento entre las placas Europea y Africana, con la placa Ibérica dispuesta entre ambas.

En cualquier caso, las primeras manifestaciones de este período están relacionadas con la emersión del ámbito balear a comienzos del Terciario, emersión acompañada por una etapa de deformación. En Eivissa, su resultado es la elevación de una franja montañosa, de dirección NE-SO, incluida a grandes rasgos en la posterior Unidad tectónica de Llentrisca-Rey; menos evidentes resultan las causas de dicha elevación, pudiendo deberse a un plegamiento de amplio radio, al juego de las fracturas de idéntica dirección generadas durante el Mesozoico, o a una combinación de ambas.

Durante el resto del Paleógeno y comienzos del Mioceno, el macizo ibicenco fue sometido a la acción de los procesos erosivos, que alcanzaron su máxima intensidad en la franja meridional, donde fue dismantelada prácticamente toda la cobertera mesozoica, proliferando los afloramientos triásicos; a ambos lados, la tasa erosiva fue mucho menor, sin llegar a desaparecer la totalidad de la cobertera cretácica.

De esta forma, durante el Aquitaniense la zona aparecería como un relieve irregular labrado sobre los materiales mesozoicos deformados, configuración sobre la que se produciría un episodio transgresivo que abarcaría parte del Burdigaliense-Langhiense. No obstante, la posterior erosión sufrida por los depósitos de este período y su distorsión por la principal fase tectónica alpina, no permiten excesivas precisiones sobre su dispositivo sedimentario. Éste, de características marinas someras, parece basarse en abanicos deltaicos representados por depósitos conglomeráticos (unidad 13), que evolucionarían a ambientes de prodelta caracterizados por acumulaciones margosas (unidad 12). La presencia de niveles calcareníticos (unidad 14) sugiere la existencia de playas y barras deltaicas.

La tendencia profundizante de la sedimentación burdigaliense se vería interrumpida por el desarrollo de la principal fase de estructuración alpina en la isla; ésta, correspondiente a una compresión de dirección NO-SE, se manifestaría en primera instancia por el desarrollo de pliegues vergentes hacia el NO. La consiguiente elevación del relieve acentuó la acción de los procesos erosivos, provocando el dismantelamiento de aquél y la acumulación de masas conglomeráticas (unidad 13) correspondientes a abanicos costeros y, tal vez, continentales.

La progresión del régimen compresivo acentuó la vergencia noroccidental de los pliegues, que adoptaron una clara disposición volcada, con ruptura de las charnelas sinclinales. Ya

que los núcleos de éstos estarían constituidos fundamentalmente por los niveles plásticos correspondientes a las margas cretácicas y miocenas, se crearían cabalgamientos cuyo desplazamiento hacia el NO alcanzaría proporciones de orden decakilométrico. Así, la isla adoptaría a grandes rasgos su estructuración actual, con la superposición, de NO a SE, de las unidades tectónicas de Aubarca, Llentrisca-Rey y Eivissa.

El paso del Mioceno medio al superior supuso una nueva modificación del régimen estructural, abandonándose la prolongada compresión alpina a expensas de una distensión, relacionada con la creación de fosas en el Mediterráneo occidental a finales del Neógeno y que posiblemente está ligada con el ascenso de los magmas emplazados en los materiales burdigalienses (unidad 2).

A comienzos del período distensivo, Eivissa prácticamente habría adquirido su configuración actual, a modo de promontorio, pero rodeada al menos parcialmente por una llanura en la que se desarrollarían aparatos aluviales (Portinatx), suelos y acumulaciones eólicas (Formentera). Aún en el Tortoniense, se produjo un nuevo impulso transgresivo, reflejado por el desarrollo de construcciones arrecifales (Portinatx y Formentera). Aunque este período es considerado postectónico con respecto a la compresión alpina, la actividad distensiva no ha cesado hasta la actualidad, como consecuencia de la ubicación de la región en un dominio tectónicamente activo. De hecho, la fracturación finineógena y los cambios eustáticos han condicionado en buena medida la evolución cuaternaria, que en Eivissa ha propiciado una extraordinaria riqueza de formas y procesos.

Entre los depósitos más antiguos y característicos de la isla se encuentran las acumulaciones arenosas eólicas y de playas ("marés") y los conglomerados marinos, cuya distribución a diversas alturas proporciona información sobre las variaciones del nivel del mar a lo largo del Cuaternario. Los procesos fluviales parecen haber desempeñado un papel relevante en la morfogénesis reciente en algunos períodos y zonas, pero quedan relegados a un segundo plano frente al desarrollo alcanzado por diversas generaciones de glaciares y abanicos aluviales, como puede apreciarse en el valle del río de Santa Eulalia.

La alta proporción de materiales carbonatados ha dado lugar a un importante desarrollo kárstico, cuya máxima expresión tiene lugar en los poljes de Santa Agnès y Sant Mateu, aunque en la mayor parte de los casos se manifiesta únicamente a nivel de afloramiento. La presencia de zonas deprimidas cercanas a la línea de costa ha dado lugar a áreas encharcadas de tipo albufera, que han propiciado el depósito de materiales arcillosos ricos en materia orgánica.

Entre los depósitos más recientes cabe destacar los relacionados con cordones dunares y playas, sin olvidar las transformaciones antrópicas que han acompañado al desarrollo de algunos núcleos urbanos costeros, de mínima representación en el ámbito de la Hoja.

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 cm, con variaciones interanuales muy importantes y coeficientes de irregularidad superiores a 6. La media del trienio seco es de 1.020,4 cm, mientras que la del trienio húmedo es de 1.669,9 cm y la del trienio medio, 1.313 cm. 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 cm según el método de Thornthwaite, en tanto que 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 cm.

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 en algunos sectores, debido a la naturaleza carbonatada de los clastos y a la cementación calcárea posterior, su funcionamiento es similar al de los acuíferos mesozoicos.

6.1.2.2. Zonas hidrogeológicas

Para facilitar la comprensión del funcionamiento de las aguas subterráneas, se han diferenciado tres 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 Antoni, Sant Rafel y Eivissa; no se considera la Zona de Santa Agnès-Sant Miquel por estar mínimamente representada en la Hoja.

Excepción hecha de la Zona de Sant Antoni, a nivel insular los límites entre Zonas tienen un fuerte componente estructural, pues los cabalgamientos han dispuesto los acuíferos carbonatados mesozoicos sobre tramos de baja permeabilidad, generalmente margas miocenas, que los aíslan hidráulicamente.

– Zona de Sant Antoni

Está formada por un único acuífero, constituido por los materiales cuaternarios que rodean la bahía de Portmany (Sant Antoni). Su límite septentrional coincide con la aparición de los acuíferos carbonatados mesozoicos de la Zona de Santa Agnès-Sant Miquel, en tanto que los límites oriental y meridional, con la Zona de Sant Rafel, están constituidos por los afloramientos margosos del Mioceno inferior-medio. En cuanto al límite occidental con la Zona de Cala Vadella, localizado en la Hoja de Sant Antoni de Portmany (798 I), es más impreciso, basándose en la aparición de afloramientos mesozoicos y miocenos bajo el tapiz cuaternario.

Litológicamente, el acuífero está integrado por materiales detríticos, mostrando una permeabilidad alta los de mayor granulometría y mejor selección, entre ellos los fondos de valle y las terrazas fluviales, constituidos por gravas, arenas y arcillas. Los depósitos de arenas y gravas de dunas y playas, así como las areniscas del “marés” poseen una permeabilidad mayor. Los sedimentos relacionados con las vertientes (coluviones, glaciés, conos de deyección), constituidos fundamentalmente por arcillas, cantos y arenas, son menos permeables en general, aunque existen áreas de claro predominio arenoso en las que la permeabilidad es alta. La menor permeabilidad corresponde a las arcillas y limos de albufera localizados al este de la bahía.

El espesor del acuífero cuaternario es muy variable y difícil de estimar, aunque en cualquier caso resulta bajo en comparación con el de otras unidades, no pareciendo superar 25 m. Sus parámetros hidráulicos son muy variables, dependiendo del contenido arcilloso del depósito. No obstante, se pueden considerar transmisividades de unos 100 m²/día, aunque pueden alcanzar valores en torno a 1.000 m²/día, con caudales específicos que varían entre 0,1 y 10 l/s/m.

El acuífero se presenta en régimen libre, siendo su sustrato impermeable los materiales margosos del Mioceno inferior-medio de las Zonas de Sant Rafel y Cala Vadella. Su recarga se realiza por infiltración directa del agua de lluvia y en menor medida, por descarga de los acuíferos mesozoicos de la Zona de Santa Agnès-Sant Miquel. Así mismo, puede existir

cierta conexión con los acuíferos cuaternarios que forman parte de las Zonas de Sant Rafel y Cala Vadella, conexión que supondría un aumento de las reservas de la Zona de Sant Antoni.

Su conexión hidráulica con el mar en todo el ámbito de la bahía hace que el nivel de aquél sea el condicionante fundamental del nivel piezométrico, de tal forma que en épocas de intensa recarga, el mar es el destino principal de sus descargas; por contra, en la actualidad se asiste a una intensa sobreexplotación mediante pozos, hecho que provoca problemas de intrusión marina a lo largo de la franja costera.

– *Zona de Sant Rafel*

Es la más extensa dentro de la Hoja. Hacia el norte limita con la Zona de Santa Agnès-Sant Miquel, delimitada por la aparición de una serie de acuíferos mesozoicos, mayoritariamente jurásicos, en tanto que el límite con la Zona de Eivissa, localizada al sur y al este, está definido por el cabalgamiento de la Unidad tectónica de Eivissa sobre la de Llentrisca-Rey; por otra parte, los depósitos cuaternarios de la Zona de Sant Antoni marcan su límite occidental.

Está integrada por un conjunto de sedimentos margosos de amplia representación superficial que intercalan lentejones de niveles conglomeráticos y areniscosos cementados, de naturaleza calcárea; entre ellos aparecen diversos afloramientos carbonatados en facies Muschelkalk que constituyen su sustrato. El conjunto margoso conforma la base impermeable de la Zona de Eivissa, confinando a su vez los acuíferos calcáreos de la Zona de Sant Miquel. Igualmente, los carbonatos de la facies Muschelkalk, que constituyen el acuífero principal de la Zona, se disponen sobre un sustrato de baja permeabilidad correspondiente a margas miocenas y cretácicas de diversas Zonas.

Los niveles detríticos intercalados en las margas poseen una porosidad intergranular que depende del grado de cementación; así, cuando los procesos diagenéticos han actuado con intensidad, se comportan como un auténtico acuífero calcáreo, con karstificación y fisuración. El conjunto constituye un acuífero multicapa cuyo régimen de funcionamiento es de confinamiento-semiconfinamiento-libre, en función de su posición en la masa margosa; ésta posee carácter semipermeable, actuando como un acuitardo a través del cual se recargan los niveles acuíferos más profundos por goteo. El espesor varía ostensiblemente, tanto para el conjunto terciario como para los niveles acuíferos incluidos en él, con valores máximos de 250 m y 150 m, respectivamente.

Los carbonatos de la facies Muschelkalk poseen una permeabilidad alta por fisuración y karstificación, presentándose como un acuífero confinado, excepto en sus reducidas áreas de afloramiento, donde poseen carácter libre. Su espesor, no determinable al no aflorar el muro, probablemente supere los 200 m. Es posible que algunos de sus afloramientos del sector oriental sean bloques, tratándose en tal caso de acuíferos libres o semiconfinados de pequeña envergadura.

Se ha diferenciado un acuífero cuaternario caracterizado por su porosidad intergranular, cuya permeabilidad varía en función del contenido arcillo-limoso; su espesor, muy variable,

resulta inferior al de los restantes acuíferos, pudiendo alcanzar en cualquier caso valores superiores a 20 m. Posee carácter libre.

Los niveles acuíferos se recargan esencialmente por el agua de lluvia, produciéndose una aportación adicional de los niveles detríticos terciarios a los carbonatados cuando se encuentran en contacto, o por goteo a través de los tramos margosos. Igualmente, el acuífero cuaternario puede incrementar la recarga de los anteriores, al igual que el acuífero cuaternario de la Zona de Sant Antoni. Es preciso señalar la posibilidad de que la recarga pueda incrementarse notablemente mediante el trasvase subterráneo de los acuíferos mesozoicos de la Zona de Eivissa, especialmente en aquellas zonas en que el tramo dolomítico liásico de ésta se encuentre en contacto con los carbonatos triásicos de la presente Zona.

En cuanto a la descarga, existen aportaciones a diversos acuíferos cuaternarios y a la Zona de Santa Agnès-Sant Miquel, sin olvidar las extracciones encaminadas a resolver demandas agrícolas o de abastecimiento.

Los valores de transmisividad de los niveles carbonatados triásicos son elevados, disminuyendo en los niveles terciarios y cuaternarios.

– *Zona de Eivissa*

Se localiza en el sector meridional, presentando una gran extensión. Su límite septentrional coincide con el cabalgamiento de la Unidad tectónica de Eivissa sobre la de Llentrisca-Rey, en tanto que su límite meridional está marcado por la línea de costa. Al oeste, en las Hojas de Sant Antoni de Portmany (798 I) y Es Cubells (798 III), limita con los depósitos miocenos de la Zona de Cala Vadella y al norte, con los de la de Sant Rafel. Está constituida por tres acuíferos principales, en los que se observan sensibles diferencias: acuífero carbonatado jurásico, acuífero calcáreo del Cretácico superior y acuífero detrítico cuaternario.

El acuífero principal está integrado por el tramo dolomítico del Lías y la ritmita calcárea kimmeridgiense. En el ámbito de la Hoja, a grandes rasgos forma parte de una unidad cabalgante hacia el NNO, estructurada a modo de anticlinal volcado e intensamente distorsionado. Su base se dispone sobre los niveles margosos de baja permeabilidad del Cretácico inferior y Mioceno y, ocasionalmente, sobre las arcillas y yesos de la facies Keuper; en cualquier caso, los niveles más favorables para el almacenamiento de agua son las dolomías del Lías, cuya elevada permeabilidad deriva de su notable karstificación y tectonización. Debido a la estructuración de la región, el acuífero se encuentra compartimentado en diversas subunidades, pudiendo aparecer con carácter libre o confinado. Su espesor alcanza los 300 m.

El acuífero calcáreo del Cretácico superior aflora extensamente en el sector suroccidental de la isla, configurando relieves elevados, pero lo hace de forma exigua en la Hoja, donde en unos casos configura pequeños acuíferos colgados y en otros constituye un acuífero único con los carbonatos jurásicos. Se dispone sobre los tramos margosos de baja permeabilidad del Mioceno. Presenta una permeabilidad alta por fisuración y karstificación. Su espesor puede aproximarse a 200 m.

En cuanto al acuífero cuaternario, posee una gran superficie de afloramiento pero una capacidad de almacenamiento inferior, estando constituido por depósitos detríticos cuya permeabilidad por porosidad intergranular varía en función del contenido arcilloso. Posee carácter libre, disponiéndose su afloramiento principal sobre las margas cretácicas.

La recarga de los acuíferos de la Zona se efectúa por infiltración del agua de lluvia, sin olvidar la conexión de algunos de ellos con el mar en las zonas costeras. También existen trasvases subterráneos entre el acuífero cuaternario y los acuíferos mesozoicos. Más difícil resulta establecer las posibles descargas, pues a la conexión entre acuíferos y con el mar hay que añadir las posibles aportaciones de los acuíferos mesozoicos a las Zonas de Cala Vadella y Sant Rafel, pareciendo mucho más probable esta última. Mención aparte merecen las extracciones efectuadas a través de pozos, extracciones cuyo efecto inmediato en la proximidad de la costa es la intrusión de agua marina con el consiguiente fenómeno de salinización.

Se han calculado transmisividades superiores a $1.000 \text{ m}^2/\text{día}$ y un coeficiente de almacenamiento de 0,01 para el acuífero jurásico, así como transmisividades de $100 \text{ m}^2/\text{día}$ para el acuífero cuaternario, con un rendimiento específico de 0,1 a 10 l/s/m .

Las aguas de los acuíferos mesozoicos son de naturaleza bicarbonatada, pasando a cloruradas en las áreas costeras; por su parte, las de los acuíferos cuaternarios son cloruradas y bicarbonatadas-cloruradas.

6.2. RECURSOS MINERALES

La actividad minera de la Hoja se ha enmarcado exclusivamente en el campo de las rocas industriales, desconociéndose cualquier intento de aprovechamiento de minerales energéticos o metálicos. Entre éstos, la abandonada mina de S'Argentera (Hoja a escala 1:25.000 de Sant Joan de Labritja, 773 I-III) constituye la única evidencia de explotación en la isla. Por contra, no cabe duda de que el aprovechamiento de rocas industriales ha gozado de gran interés, especialmente en el sector suroccidental de la isla, donde existe una importante concentración de canteras.

6.2.1. Rocas industriales

Se entienden por tales todos aquellos materiales rocosos, granulares o pulverulentos susceptibles de ser utilizados directamente o a través de una pequeña manipulación y preparación en función de sus propiedades físicas y químicas, y no en función de las sustancias potencialmente extraíbles de los mismos.

De entre el elevado número de canteras inventariado (24), se observa un reparto casi equitativo entre las correspondientes a arenas (9) empleadas como árido natural, materiales carbonatados (8), utilizados como árido de machaqueo y rocas de construcción, y margas (7), aprovechadas como productos cerámicos. Tan sólo se han encontrado evidencias de actividad en 3 de ellas, de notables dimensiones, que explotan caliza; entre las restantes se observan importantes variaciones en cuanto a su envergadura, con algunos indicios de actividad puntual encaminada a la resolución de problemas locales (cuadro 6.1).

Número (*)	Coordenadas		Sustancia	Término municipal	Provincia	Estado de actividad	Magnitud	Usos
	X	Y						
1	355.050	4.317.700	Dolomías	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido de machaqueo
2	359.175	4.314.300	Arenas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido natural
3	359.725	4.314.150	Margas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Cerámica
4	365.800	4.314.250	Margas	Santa Eulalia	Baleares	Inactiva	Mediana	Cerámica
5	365.925	4.314.200	Margas	Santa Eulalia	Baleares	Inactiva	Mediana	Cerámica
6	366.100	4.313.700	Margas	Santa Eulalia	Baleares	Inactiva	Mediana	Cerámica
7	367.050	4.313.950	Margas	Santa Eulalia	Baleares	Inactiva	Mediana	Cerámica
8	355.200	4.313.850	Margas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Cerámica
9	357.425	4.331.250	Arenas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido natural
10 (64)	360.650	4.313.250	Calizas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Mediana	Árido de machaqueo. Piedra de construcción
11	355.900	4.312.750	Arenas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido natural
12	358.900	4.312.350	Arenas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido natural
13 (63)	360.700	4.312.750	Arenas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido natural
14	360.925	4.312.550	Arenas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido natural
15	356.900	4.311.850	Arenas	Sant Josep	Baleares	Inactiva	Mediana	Árido natural
16	358.250	4.311.225	Arenas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido natural
17	358.425	4.311.125	Arenas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido natural
18	366.175	4.311.600	Calizas	Santa Eulalia	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido de machaqueo
19 (45)	367.750	4.311.500	Calizas	Santa Eulalia	Baleares	Activa	Grande	Árido de machaqueo
20 (46)	367.550	4.310.950	Calizas	Santa Eulalia	Baleares	Activa	Mediana	Árido de machaqueo
21 (62)	361.350	4.309.900	Calizas	Eivissa	Baleares	Activa	Grande	Árido de machaqueo
22	364.800	4.309.750	Margas	Santa Eulalia	Baleares	Inactiva	Pequeña	Cerámica
23	367.750	4.309.700	Dolomías	Santa Eulalia	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido de machaqueo
24	358.450	4.316.450	Calizas	Sant Antoni	Baleares	Inactiva	Pequeña	Árido de machaqueo

Cuadro 6.1. Resumen de indicios de Rocas Industriales.

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

– Arenas

La gran abundancia de depósitos arenosos cuaternarios y su facilidad de extracción con respecto a otras sustancias de aplicación similar, han favorecido la proliferación de sus explotaciones desde épocas remotas, especialmente en las vertientes que descendiendo de la Franja Montañosa Meridional, rodean la bahía de Portmany (Sant Antoni).

Su aplicación como árido natural en diversas obras de infraestructura hace que su aprovechamiento esté condicionado al desarrollo de ellas. Predominan las de pequeñas dimensiones que, pese a su abandono, son objeto de explotaciones ocasionales que ofrecen solución a problemas puntuales.

– Calizas

Se trata de la sustancia de mayor producción, pese a que su número de canteras es inferior al correspondiente a arenas. En este grupo se incluyen las calizas y dolomías mesozoicas, si bien las explotaciones activas aprovechan los niveles de calizas kimmeridgienses.

Su principal concentración se halla en las sierras Llarga y d'en Balansat, donde también se localizan las activas hoy día, bajo el radio de influencia de Eivissa, produciendo un fuerte impacto paisajístico.

Aunque se aplican fundamentalmente como árido de machaqueo, en épocas pasadas fueron frecuentemente utilizadas en la construcción, tal como se deduce de su abundancia en bordillos y bloques de diversas localidades, e incluso con carácter ornamental.

– Margas

Sus manifestaciones corresponden a pequeñas canteras abandonadas, abiertas sobre afloramientos del Cretácico inferior y del Mioceno, observándose su máxima concentración al norte del Puig d'en Picaferro.

Pese a su baja calidad, su mezcla con otros productos arcillosos para rebajar el contenido en carbonatos, permitió su empleo en ladrillería. En otros casos, la realización de extracciones ha tenido por objeto extender el material como impermeabilizante o para reparación del bacheado de caminos.

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 (cuadro 6.2). 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.

Área	Zona	Unidad Cartográfica	Litología	Estructura	Hidrogeología	Características Geotécnicas
IV	IV ₆	30	Vertidos, escombreras			Q: Baja R: Desprendimientos y hundimientos
	IV ₅	16	Arenas finas bien seleccionadas.	Playas y dunas compactadas	P: Permeables A: Superficiales D: Infiltración	RP: No ripables Q: Elevada R: Desprendimientos en zonas escarpadas
	IV ₄	29	Arenas finas bien seleccionadas.	Playas y dunas	P: Permeables A: Superficiales y salinos D: Infiltración	RP: Ripables Q: Media-Baja R: Asientos no tolerables y encharcamiento con carácter permanente
	IV ₃	18 y 27	Limos y arcillas con materia orgánica	Subhorizontal. Baja compactación	P: Impermeables A: No presenta D: Superficial	RP: Ripables Q: Baja R: Asientos diferenciales
	IV ₂	17, 19, 20, 21, 23, 24 y 26	Gravas, arenas y arcillas. Encostramientos generalizados	Cuerpos tabulares. Pendientes variables	P: Permeables/Impermeables A: No presenta D: Infiltración/Supercial	RP: Ripables/No ripables Q: Media-Baja R: Asientos diferenciales, baja compacidad, nivel freático superficial
	IV ₁	22, 25 y 28	Gravas, arenas, limos y arcillas. Encostramientos locales	Cuerpos canalizados. Terrazas. Baja consolidación	P: Permeables/Impermeables A: Superficiales D: Superficial/Infiltración	RP: Ripables Q: Baja R: Asientos diferenciales, nivel freático superficial, inundaciones eventuales
	III	III ₃	Calcarenitas muy cementadas. Intercalaciones de conglomerados	Estratificación tabular en bancos	P: Permeables A: Locales D: Infiltración	RP: No ripables Q: Elevada R: Desprendimientos ocasionales en zonas escarpadas
		III ₂	Margas. Intercalaciones de calizas arcillosas, conglomerados y areniscas	Potentes tramos margosos y alternancias rítmicas	P: Impermeables A: No presenta D: Superficial	RP: Ripables/No ripables Q: Media-Alta R: Erosionabilidad, deslizamientos
		III ₁	Conglomerados calcáreos muy cementados	Masiva. Muy fracturados. Localmente karstificados	P: Impermeables/Permeables A: Locales D: Superficial/Infiltración	RP: No ripables Q: Elevada R: Desprendimientos y hundimientos en áreas fracturadas y karstificadas
		II ₃	Margas con intercalaciones de calizas margosas	Potentes tramos margosos, alternancias rítmicas	P: Impermeables A: No presenta D: Superficial	RP: Ripables/No ripables Q: Media R: Erosionabilidad, asientos, deslizamientos
		II ₂	Arcillas con yesos. Localmente resedimentados	Muy deformada por plegamiento y transporte tectónico	P: Impermeables A: No presenta D: Superficial	RP: Ripables/No ripables Q: Media-Baja R: Asientos, colapsos, agresividad de las aguas, expansividad, deslizamientos
		II ₁	Dolomías, calizas, calizas nodulosas, calizas tableadas y calizas dolomíticas	Masiva, grosera o tabular. Localmente, fracturadas y karstificadas	P: Permeables/Semipermeables A: Profundos importantes D: Infiltración	RP: No ripables Q: Elevada R: Desprendimientos en áreas escarpadas, fracturadas y karstificadas
	I	I ₁	Rocas ígneas subvolcánicas	Intrusiva. Fracturación y alteraciones variables	P: Impermeables/Semipermeables A: No presenta D: Superficial	RP: No ripables Q: Elevada R: No se esperan

P: Permeabilidad
Q: Capacidad de carga

RP: Ripabilidad
D: Drenaje

A: Acuíferos
R: Riegos

Cuadro 6.2. Características geotécnicas de los materiales aflorantes.

Se describen de forma somera 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

- 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 por lo tanto, de 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.

- 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 mesozoicas y terciarias (unidades 1 y 2)

ÁREA II

- Zona II₁. Incluye el conjunto de materiales carbonatados del Triásico (facies Muschelkalk), Jurásico y Cretácico (unidades 3, 5, 6, 7, 8, 9 y 11).
- Zona II₂. Corresponde a arcillas abigarradas y yesos en facies Keuper (unidad 4), así como a sus resedimentaciones miocenas (unidad 15).
- Zona II₃. Engloba los materiales margosos del Cretácico inferior, que presentan intercalaciones rítmicas de calizas margosas (unidad 10).

ÁREA III

- Zona III₁. Corresponde a conglomerados calcáreos miocenos cementados (unidad 13).
- Zona III₂. Incluye margas miocenas con algunas intercalaciones de calizas arcillosas y niveles conglomeráticos (unidad 12).
- Zona III₃. Está constituida por un conjunto de calcarenitas lajosas de color ocre con niveles de conglomerados intercalados (unidad 14).

ÁREA IV

- Zona IV₁. Engloba todos los depósitos relacionados con la red fluvial, como fondos de valle, llanuras de inundación y terrazas (unidades 22, 25 y 28).
- Zona IV₂. Corresponde a materiales heterométricos ligados a depósitos de gravedad y corto transporte por agua, tales como glacis, conos de deyección, aluviales-coluviales y coluviones (unidades 17, 19, 20, 21, 23, 24 y 26).
- Zona IV₃. Engloba depósitos eminentemente arcillosos correspondientes a facies distales de conos de deyección y a albuferas (unidades 18 y 27).
- Zona IV₄. Se incluyen en este apartado los depósitos de playa actuales (unidad 29).
- Zona IV₅. Está compuesta por arenas de playas y dunas antiguas, fuertemente cementadas (unidad 16).
- Zona IV₆. Engloba depósitos antrópicos exclusivamente (unidad 30).

6.3.2. Estudio de las Áreas y Zonas

6.3.2.1. Área I

Corresponde a materiales ígneos subvolcánicos asociados a depósitos triásicos y miocenos. Aparecen en afloramientos de reducidas dimensiones, pudiendo presentar un pequeño tapiz de alteración superficial.

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 asentamientos. 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 y Cretácico superior.

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 del 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 posibilidad 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 todo 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 lajas 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, llanuras de inundación 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, glaciares, 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, localizadas normalmente a pie de laderas integradas por materiales carbonatados mesozoicos.

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 asentamientos 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 depósitos de albuferas y facies distales de conos de deyección, de naturaleza limo-arcillosa, que en ocasiones pueden presentar una alta concentración de materia orgánica, como en el caso de las albuferas.

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 asentamientos diferenciales en cimentaciones superficiales y de encharcamientos, en algunos casos con carácter permanente.

Zona IV₄

En ella se engloban depósitos de playa constituidos por arenas finas.

Su elevada permeabilidad favorece un drenaje por infiltración. Son fácilmente excavables y presentan 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 compuesta por un conjunto de areniscas finas de playas y dunas antiguas, que desde un punto de vista geotécnico se diferencian de los materiales de la Zona IV₄ por presentar un fuerte grado de cementación, factor decisivo en el control de sus características geotécnicas.

Son materiales permeables y su drenaje se realiza por infiltración. No son ripables, presentan una capacidad de carga elevada sin posibilidad de asentamientos y admiten taludes fuertes. Los riesgos geotécnicos más importantes están en relación con la posibilidad de desprendimientos a favor de planos de fracturación en zonas escarpadas.

Zona IV₆

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

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 desprendimientos y deslizamientos.

7. BIBLIOGRAFÍA

- ÁLVARO, M.; BARNOLAS, A.; CABRA, P.; COMAS-RENGIFO, M.J.; FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S.R.; GOY, A.; DEL OLMO, P.; RAMÍREZ DEL POZO, J.; SIMÓ, A. y URETA, S. (1989). "El Jurásico de Mallorca (Islas Baleares)". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13, 67-120.
- ÁLVARO, M.; DEL OLMO, P. y RAMÍREZ DEL POZO, J. (1982). "Baleares". En: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense de Madrid, 10, 633-653.
- AZÉMA, J.; CHABRIER, G.; CHAUVE, P. y FOURCADE, E. (1979a). "Nouvelles données stratigraphiques sur le Jurassique et le Crétacé du Nord-Ouest d'Ibiza (Baléares, Espagne)". *Geologica 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.
- 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. Universidad de Besançon*. 3ª serie, *Geol.*, 5, 9-12.
- COLOM, G. (1934). "Contribución al conocimiento de las facies litopaleontológicas del Cretácico de las Baleares y del SE de España". *Geol. Médit. 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. y ESCANDELL, B. (1960-1962). "L'évolution du géosynclinal baléaire". *Livre Mém. Prof. P. Fallot. Mém. h. sér. S.G.F.*, I, 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.

- 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". *Imprenta Elzeviriana y Lib. Com. Barcelona*.
- FALLOT, P. (1948). "Les Cordillères bétiques". *Est. Geol. Madrid y Barcelona*, 83-172.
- 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.; 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-HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ-GARRIDO, A. C. y VERA, J. A. (1982). "El Cretácico de la zona Prebética". *En: El Cretácico de España. Universidad Complutense de Madrid*, 9, 526-569.
- GELABERT, B; SABAT, F. y RODRÍGUEZ-PEREA, A. (1992). "A structural outline 1 the Serra de Tramontana 1 Mallorca (Balearic Islands)". *Tectonophysics*, 203, 167-183.
- GÓMEZ, J.J. (1979). "El Jurásico en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica". *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*, 4, 683pp.
- GÓMEZ, J.J. y GOY, A. (1979). "Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica". *Estudios Geológicos*, 35, 569-598.

- 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.
- POMAR, L. (1979). "La evolución tectonosedimentaria de las Baleares: análisis crítico". *Acta Geológica Hispánica. Homenaje a Lluís Solé i Sabarís*, 14, 293-310.
- 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). "Données 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 (Balears), comprendidas entre el Titónico y el Valanginiense". *Notas y Comunicaciones IGME*, 77, 165-174.
- RANGHEARD, Y. y COLOM, G. (1967). "Microfauna de las calizas del Muschelkalk de Ibiza (Balears)". *Notas y Comunicaciones IGME*, 94, 7-24.
- RANGHEARD, Y. y COLOM, G. (1967). "Microfauna del Cretácico de Ibiza (Balears)". *Boletín IGME*, 76, 279-306.
- 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.
- SIMÓ, A. y GINER, J. (1983). "El Neógeno de Ibiza y Formentera (Islas Baleares)". *Rev. Inv. Geol.*, 36: 67-81.
- SOLÉ SABARIS, L. (1955). "Sobre el Cuaternario marino de Ibiza". *Asoc. Española Estudios Cuaternarios*.
- SOLÉ SABARIS, 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.

