



Instituto Tecnológico
Geominero de España

698/723(IV)

38-27/38-28

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA ESCALA 1:50.000

Primera edición



PALMA I. DEL TORO Y CAP DE CALA FIGUERA



Instituto Tecnológico
Geominero de España

El Instituto Tecnológico Geominero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D. 1.270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1949.

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

PALMA
I. DEL TORO Y CAP
DE CALA FIGUERA

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1991

Depósito Legal: M-29.024-1992

I.S.B.N.: 84-7840-135-0

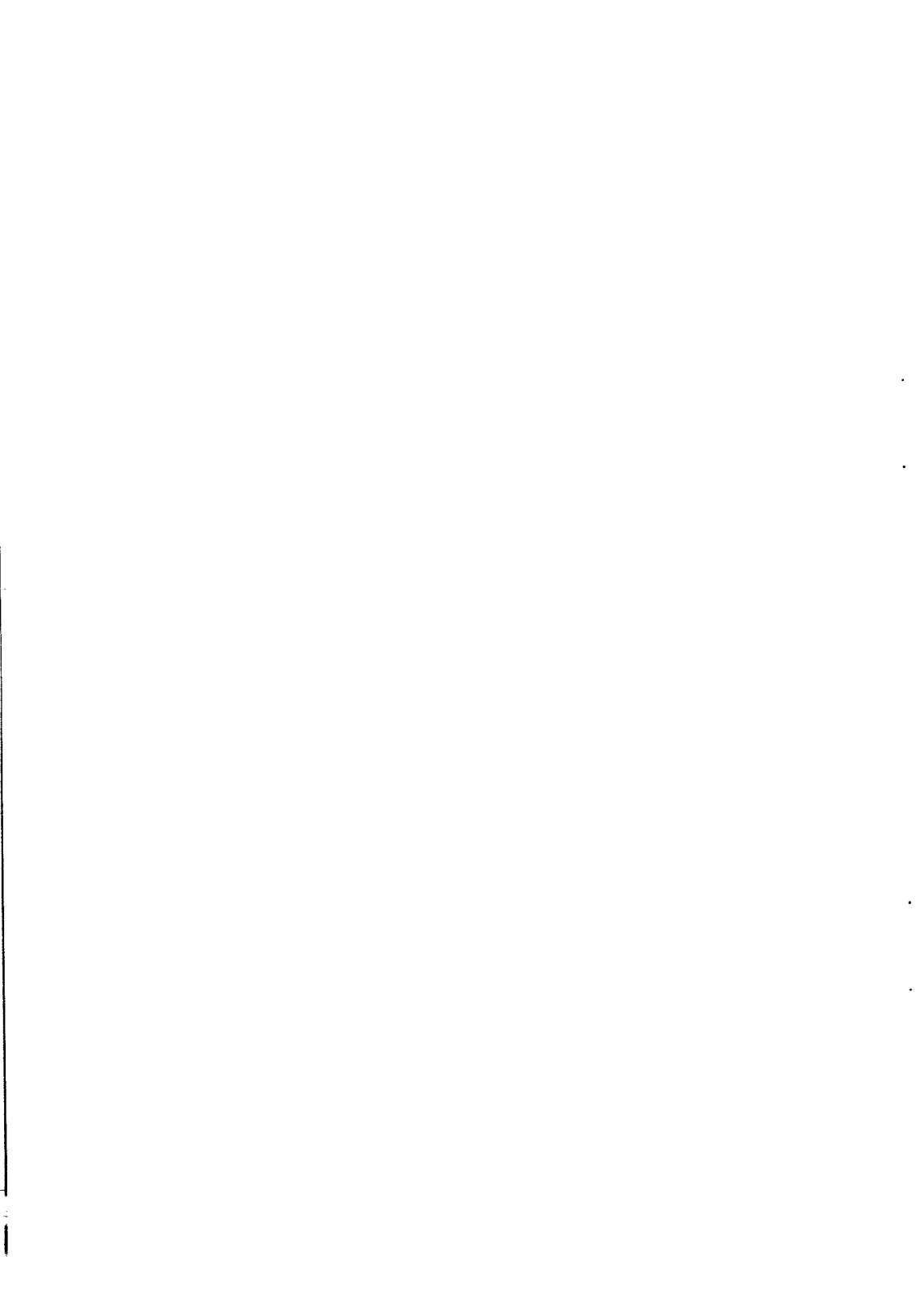
NIPO: 241-92-011-7

Imprime: Gráficas Topacio, S.A.

c/ Príncipe de Vergara, 210 - 28002 MADRID

HAN INTERVENIDO:

Cartografía:	M.Alvaro López y P. del Olmo Zamora.
Estratigrafía:	J. Ramírez del Pozo, P. del Olmo Zamora y M. Alvaro López.
Tectónica:	M. Alvaro López.
Sedimentología:	A. Simó Marfá y P. del Olmo Zamora.
Geomorfología:	P. del Olmo Zamora.
Prospección de micromamíferos:	R. Adrover (Univ. Lyon).
Micropaleontología:	J. Ramírez del Pozo.
Petrografía y Sedimentología:	M. Aguilar Tomás.
Cuaternario marino:	J. Cuerda Barceló (Palma de M.)
Terciario postectónico:	A. Barón (Serv. Hidráulico Baleares).
Memoria:	P. del Olmo Zamora, M. Alvaro López, J.Ramírez del Pozo y M. J. Aguilar Tomás.
Dirección de Proyecto y Supervisión:	A. Barnolas.



INTRODUCCION

La hoja de Palma está situada en el sector occidental de la Isla de Mallorca. De las tres zonas que conforman geológica y morfológicamente la Isla: La Sierra de Levante, los Llanos Centrales y la Sierra Norte, la hoja de Palma está situada en el límite de las dos últimas. El sector occidental de la hoja corresponde al dominio de la Sierra, con un relieve accidentado definido por alineaciones de dirección noreste-suroeste. Las mayores elevaciones están situadas en la alineación de la Sierra de Puntales, con los vértices Puntales (882 m) y Galatzó (1.026 m), el más elevado de la hoja. Hacia el NO el relieve desciende bruscamente hacia el mar, mientras que hacia el SE el descenso es paulatino hacia el llano de Palma, a través de las Sierras de Ram (833 m), Bauzá (614 m), Canyar (400 m) y Son Buzá (307 m), y finalmente las Sierras de Na Burguesa, Cans y d'en Merrill que con unas alturas del orden de los 400 metros dominan el sector occidental de la bahía y la ciudad de Palma.

El sector oriental y central de la hoja corresponde al Llano central. Gran parte de él constituye lo que se puede denominar más estrictamente Llano de Palma, con una altitud media por debajo de los 100 metros y morfología llana descendiendo suavemente hacia el mar Mediterráneo. Hacia el NE y SE elevan las pequeñas colinas de Marratxi-Santa María y de la plataforma de Lluchmayor.

La Sierra presenta una red fluvial constituida por barrancos y torrentes encajados que drenan en general hacia el llano, mientras que éste es atravesado por los cursos bajos de estos torrentes, que generalmente sólo son funcionales de manera intermitente en épocas de grandes precipitaciones, durante la primavera y el otoño.

La densidad de población de la zona es de las mayores de la Isla, gravitando esencialmente en Palma y sus alrededores. Hacia el Norte la ciudad ha extendido su zona de influencia industrial hasta Pont d'Inca, La Victoria y Son Sardina, mientras que a lo largo del litoral las zonas de El Arenal, Ca'n Pastilla, Cala Mayor, Illetas, Palma Nova y Magaluf han experimentado un crecimiento desmesurado en los últimos años a causa de la industria turística, la más importante de la provincia, con una importante de población flotante. El puerto de Palma y el aeropuerto de Son San Juan son los cordones umbilicales que unen la Isla con la Península.

Una importante red radial de carreteras y de autopistas comunican Palma con el resto de la Isla.

La sierra está poco poblada, con algunos núcleos de población como Estellenchs, Esporlas, Puigpuñet, Galilea y Calviá, en los que, además de las actividades agrícolas, ganaderas y forestales, progresivamente aumenta su uso como segunda residencia de los habitantes de Palma. En la zona del llano la población más importante es Santa María del Camí. Además de Sant Jordi, Portol, Marratxi y Son Ferricol, existen numerosos precios y casas de labranza, con una explotación intensiva de esta zona en labores agrícolas y hortofrutícolas.

La configuración geológica general de Mallorca responde a tres unidades bien definidas identificadas con las unidades fisiográficas anteriormente enumeradas. La Sierra Norte se individualiza como un conjunto de estructuras noreste-suroeste que afectan a materiales que

van desde el Triásico hasta el Mioceno medio. La Sierra de Levante tiene una constitución semejante, aunque el Cretácico superior está ausente, y manifiesta menor linearidad y continuidad en sus estructuras. La zona central de la Isla está ocupada principalmente por depósitos terciarios postorogénicos y cuaternarios, entre los que afloran algunos isleos de terrenos mesozoicos y terciarios afectados por las estructuras alpinas.

La posición de las Islas Baleares en el Mediterráneo, como continuación de las zonas externas de las Cordilleras Béticas, ha motivado que tradicionalmente sean consideradas como su prolongación estructural y paleogeográfica, especialmente de las zonas prebética interna y subbética. Sin embargo su relación con los ámbitos celtibérico y catalánide de los que constituye su extensión natural hacia el Mediterráneo es patente, especialmente en ciertos momentos de su Historia Geológica. Mallorca, como el resto de las Baleares, es un fragmento de las Cadenas alpinas ligadas al Tethys que adquiere su entidad actual fundamental a partir de la creación definitiva de las cuencas del Mediterráneo occidental durante el Plioceno.

En el conocimiento de la Geología de Mallorca se pueden establecer cuatro épocas desde el punto de vista histórico:

- La etapa que dura hasta comienzos de siglo, en que varios naturalistas, entre los que hay que mencionar a BEAUMONT, DE LA MARMORA, BOUBY, HAIME, HERMITE, NOLAN y COLLET, visitan la Isla y ofrecen los primeros datos e hipótesis sobre su constitución geológica.
- FALLOT marca el comienzo de la segunda época con la realización de su tesis doctoral sobre la Sierra Norte. Dicho autor junto a DARDER PERICAS impulsan decididamente el conocimiento de la geología mallorquina durante el primer tercio del siglo. La ingente labor realizada por PAUL FALLOT, la abundancia y calidad de sus observaciones, y la claridad y certeza de sus hipótesis y conclusiones son bien patentes hoy, a pesar del tiempo transcurrido, para los geólogos que abordan el estudio de la Sierra Norte.
- Una tercera época es la que caracteriza GUILLEM COLOM, que a impulso de la etapa anterior desarrolla lo esencial de su obra durante un período de casi treinta años. Aunque su obra se centra en temas paleontológicos y estratigráficos, interviene en la realización de la primera cartográfica geológica a escala 1:50.000 de toda la Isla. ESCANDELL y OLIVEROS están asociados a este período, que culmina con los trabajos de investigación de lignitos por ENADIMSA, y de aguas subterráneas realizadas por el I.T.G.E. y el SGOP en la pasada década. En esta actividad hay que mencionar a C. FELGUEROSO, A. BATLLE y A. BARON.
- Las investigaciones más recientes se deben por un lado a la escuela francesa, continuadora en cierto modo de la tradición de FALLOT, con BOURROUILH, RANGHEARD, MATAILLEX y PECHOUX, y por otro al equipo de L. POMAR, del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias de Palma. A este autor se debe una reciente interpretación de la evolución tectosedimentaria de las Baleares (POMAR, 1979).

La configuración geológica de la hoja de Palma está definida por dos sectores. En el sector oriental, correspondiente al Llano Central, afloran esencialmente materiales cuaternarios y

terciarios posttectónicos, así como un pequeño afloramiento de mesozoico y terciario estructurado localizado al SO de Santa María. El oriental corresponde al dominio de la Sierra Norte, que se caracteriza por la superposición de cinco unidades tectónicas que se cabalgan con vergencia hacia el noroeste. Aunque ya FALLOT definió la arquitectura de la Sierra Norte en base a tres series tectónicas superpuestas, ha sido conveniente variar o subdividir estas series en unidades con características estratigráficas y/o tectónicas propias.

La unidad tectónica de Bañalbufar (Unidad I)

Es la estructuralmente más baja. Aflora en la esquina NO de la hoja y en la ventana tectónica de Puigpunyent, estando constituida por materiales de Triás, depósitos litorales del Burdigaliense, y margas y turbiditas del Burdigaliense-Langhiense.

La unidad tectónica de George Sand-Sa Calobra (Unidad II)

Recubre a la anterior mecánicamente, disponiéndose como una orla de sus afloramientos, y en las ventanas tectónicas de Esporlas y Son Llabrés. Hacia el sur desaparece, acuñándose o siendo laminada por las unidades tectónica superiores.

Consiste esencialmente en un zócalo de materiales triásicos y jurásicos, recubierta por los depósitos litorales del Burdigaliense y las margas del Burdigaliense-Langhiense. Las unidades I y II corresponden en líneas generales con la serie I de FALLOT.

La unidad tectónica de Teix - Tomir (Unidad III)

Conforma la siguiente banda estructural, asentada ya sobre los relieves más importantes. Siendo su constitución similar a la de la unidad anterior.

La unidad tectónica de Alfabia-Es Barraca (Unidad IV)

Se caracteriza por presentar una serie mesozoica bastante completa desde el Triás superior al Cretácico inferior, unos depósitos paleógenos fluviales y una estructura de plegamiento bien desarrollada, en contraste con la estructura en escamas que predomina en las unidades inferiores.

La unidad tectónica de Alaró (Unidad V)

Es la más meridional y la estructuralmente superior presente en la hoja. Aflora en la Sierra de Na Burguesa y a modo de "klippe" sobre la unidad IV. Presenta la serie mesozoica más completa, hasta el Cretácico superior, y entre ella y el paleógeno fluvial aparecen depósitos

lacustres eocenos que llevan asociados importantes depósitos de carbón en las vecinas hojas de Sóller (38-26) e Inca (39-26).

Desde el punto de vista estructural hay que resaltar la importancia de la fase de plegamiento precretácica o eógena, que condiciona la sedimentación del Terciario sobre el Lías inferior o el Trías en las unidades septentrionales, una fase distensiva de importancia regional durante el Oligoceno superior Mioceno inferior, la fase de plegamiento del Mioceno medio, responsable de la arquitectura en escamas cabalgante de gran estilo, y la distensión pliocena que retoca las estructuras de plegamiento y condiciona el relieve y morfologías actual de la Sierra Norte.

A parte de los métodos usuales en los estudios estratigráficos y tectónicos regionales y en el levantamiento de mapas geológicos, para la ejecución de este proyecto se han utilizado técnicas de nueva aplicación en la metodología del MAGNA, siguiendo el pliego de condiciones técnicas del proyecto.

El estudio estratigráfico se ha completado con un análisis sedimentológico de campo y laboratorio, tanto en series terrígenas como carbonatadas.

Se han intentado apoyar las dataciones del Terciario continental en el estudio de microvertebrados fósiles, aunque los resultados negativos obtenidos en el lavado-tamizado de los sedimentos no siempre lo han hecho posible.

El análisis estructural se ha basado además de en los métodos clásicos de geología regional en las observaciones microtectónicas de estilolitos, esquistosidades, pliegues menores y cizallas.

1. ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Palma afloran materiales que pertenecen al Triásico (Facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper), Jurásico (Lías, Dogger y Malm), Cretácico, Eoceno, Oligoceno, Mioceno y Cuaternario. Todos estos materiales, a excepción de los del Mioceno superior y Cuaternario, están afectados por varias fases de fracturación y plegamiento. El resultado de ello es una estructura compleja sobreimpuesta a unos materiales que, especialmente en el caso del Terciario, además reflejan importantes variaciones en su composición y espesor, como resultado de corresponder a dominios paleogeográficos diferentes. En el área de la Sierra Norte correspondiente a las hojas de Sa Calobra (38-25), Pollensa (39-25), Cabo Formentor (40-25), Sóller (38-26), Inca (39-26), Palma (38-27) y Andraitx (37-27). Se han diferenciado seis unidades tectónicas superpuestas y separadas por frentes de cabalgamiento, cinco de las cuales están representadas en la hoja de Palma y han sido enumeradas en el capítulo anterior.

En la descripción estratigráfica de cada unidad cartográfica se mencionarán las diferencias y relaciones que pueden presentar dependiendo de la unidad tectónica a la que pertenezcan.

Una de las mayores dificultades encontradas en la cartografía de las unidades tectónicas inferiores de la Sierra Norte, ha sido la separación en el campo, de las brechas del Lías inferior respecto a las brechas paleocenas y/o neógenas cuando ambas están en contacto. El criterio inicial fue la asignación de una unidad comprensiva incluyendo el Lías dolomítico y calizao junto a las brechas terciarias. Posteriormente se observó que en la gran mayoría de los afloramientos la serie estratigráfica del Lías inferior es bastante completa, incluyendo no sólo la formación de brechas sino que también la unidad de calizas formando secuencias somerizantes. Ocasionalmente, la serie jurásica se presenta muy completa incluyendo las facies margosas y detríticas del Lías superior, Dogger e incluso del Malm. Por estos motivos, y a juicio de la supervisión del I.T.G.E., se reinterpretó la cartografía con un criterio mucho más restrictivo para las unidades de brechas neógenas, que aparecen identificadas como tal exclusivamente en las hojas de Sa Calobra -Pollensa- Cap Formentor y de Inca. No puede excluirse, por lo tanto, que en algunos puntos en los que la base de la serie neógena se apoya directamente sobre las brechas del Lías, exista a techo del Jurásico un tramo de brechas terciarias constituidas por materiales jurásicos.

1.1. TRIASICO

El Triásico de la Sierra Norte de Mallorca ya fue estudiado por los primeros geólogos que trabajaron en la Isla: HERMITE (1879), DARDER (1914) y FALLOT (1922), ESCANDELL y COLOM (1963) en la memoria del mapa geológico de Palma citan los afloramientos existentes y dan una descripción general.

MATAILLEX y PECHOUX (1978) describen los afloramientos del Trías del sector de Bañalbufar-Estellenchs. FREEMAN y OBRADOR (1974) mencionan paleosuelos y carbón en el Buntsandstein de Bañalbufar.

1.1.1. Areniscas y lutitas (1). Facies Buntsandstein

Esta unidad cartográfica está representada por un pequeño afloramiento situado en la esquina noroccidental de la hoja, y pertenece al conjunto de afloramientos costeros de esta unidad que aparecen en las vecinas hojas de Andraitx (37-27) y Sóller (38-26), donde se ha caracterizado en la sección del Embarcadero de Asá (x: 1.129.250, y: 582.100), donde se han medido 150 metros de espesor, aunque la complejidad tectónica impide obtener una idea precisa de su constitución y espesor total.

La Facies Buntsandstein está constituida por tres tramos litológicos, que de muro a techo son:

1) Limolitas y argilitas micáceas rojas con intercalaciones de capas centimétricas de areniscas rojas y blancas, aflorantes en el Racó de S'Algar. Espesor superior a 100 metros.

2) El tramo medio consiste en unos 120 metros de areniscas y areniscas arcillosas blancas y rojas de grano medio a microconglomerados en bancos de 0,5 a 1,5 m de potencia. Son literanitas con granos subangulosos o subredondeados de cuarzo, fragmentos de pizarra, chert y dolomías ferrosas y matriz sericítica y cemento dolomítico y silíceo.

Las secuencias son granodecrecientes, con microconglomerados con cantos blandos en la base. Las areniscas presentan generalmente base plana y estratificación cruzada de gran escala de tipo festoneado. A techo aparecen ripples, laminación paralela y vegetales carbonizados, finalizando con una intercalación limolítica. La bioturbación es intensa. En la mitad superior los restos vegetales aparecen preferentemente en la base de las secuencias, que pueden aparecer canalizadas, con troncos completos de árboles alineados paralelamente.

3) El tramo superior suele aparecer tectonizado y cubierto por derrubios. Consiste en limolitas micáceas rojas y verdes con intercalaciones de areniscas blancas en capas que no suelen sobrepasar un metro de espesor. La potencia total es superior a 20 metros.

FREEMAN y OBRADOR interpretaron las areniscas con carbón como depósitos fluviales.

Todo el conjunto carece de fósiles, a excepción de los restos vegetales mencionados. HERMITE (1879) encontró en estos niveles *Equisetum arenaceum* BRONN.

1.1.2. Dolomías, brechas dolomíticas y lutitas (2). Facies Muschelkalk

Aflora en tres zonas de la hoja. Sobre los materiales de la facies Buntsandstein descritos en el apartado anterior, en la Unidad tectónica de Bañalbufar; en la zona de Son Net, entre Puigpuñet y el Galatzó, sobre la Unidad tectónica de George Sand-Sa Calobra, y en la zona de Canet, al ESE de Esporlas, en la base de la Unidad tectónica de Teix-Tomir. Mediante sondeos se ha reconocido en la zona de Son Malferit, al Sur de Esporlas. El grado de desorganización interna que representan los afloramientos de esta unidad cartográfica es elevado, habiéndose realizado una

sección estratigráfica en la Punta de Son Serralta (x: 1.128.500, y: 581.750=, hoja 38-26, Soller, donde la secuencia del Muschelkalk aparece más completa. Este puede dividirse en cuatro tramos litológicos que de muro a techo son:

- 1.— Dolomías en gruesos bancos.
- 2.— Lutitas con niveles de dolomías, brechas y carniolas.
- 3.— Dolomías y brechas dolomíticas.
- 4.— Margas con niveles dolomíticos.

El tramo inferior tiene una potencia de 80 a 90 metros y consiste fundamentalmente en dolomías oscuras bien estratificadas en capas de 0,5 a 1,5 m. La parte superior de tal tramo son brechas dolomíticas monogénicas gris oscuro con clastos de microdolomía y matriz escasa o nula (clast-supported), y algún nivel centimétrico de margas dolomíticas gris-rojizas.

El segundo tramo consiste en una alternancia de arcillas y limolitas rojas con laminación paralela, margas dolomíticas grises, dolomías laminadas, carniolas y brechas dolomíticas, con un espesor del orden de 20 metros.

Las dolomías son de color gris oscuro y presentan laminación paralela. Son microdolomías. Las carniolas presentan aspecto cavernoso, son brechoides y contienen nódulos ferruginosos y seudomorfos de yeso.

Las brechas dolomíticas son monogénicas, presentando un aspecto completo desde brechas "mud-supported", con cantos subangulosos subredondeados de 2-3 cm a brechas angulosas "clast-supported" y dolomías brechoides, pudiendo pasar lateralmente a capas de dolomías con laminación criptoalgal (a veces con láminas rotas) de manera gradual. Algunos de los niveles de brechas presentan base canalizada, laminación cruzada y granoselección negativa.

El tercer tramo, de unos 70 m de potencia está constituido por dolomías gris oscuro bien estratificadas en capas decimétricas y brechas dolomíticas con cantos de hasta 15 cm. Se trata de microdolomías intraoesparitas dolomíticas y dolomías cristalinas. El paso de dolomías, a brechas se realiza lateralmente a lo largo de un mismo estrato, por desorganización progresiva. Se han observado pliegues de "slump" de dimensiones decimétricas en los niveles brechificados. Ocasionalmente hacia la parte media del tramo aparecen algún nivel de yeso gris. Las dolomías presentan laminación de tipo algal, ripples de corriente hacia la parte superior de los bancos, y seudomorfos de sales; algunos niveles aparecen muy bioturbados ("fucoides"). En los niveles de intraoesparitas se han reconocido Foraminíferos de concha aglutinada referibles a *Glomospira* y en la base del tramo, en niveles tableados, se observa algunos Lamelibranquios.

El tramo superior presenta un espesor de unos 20 metros, y consiste en margas verdosas con yeso con intercalaciones centimétricas de dolomías grises y amarillentas con laminación paralela (microdolomías).

En el afloramiento de Son Net, las biomicritas con "fucoides" contienen: *Frondicularia woodwardi*, *Halobia*, y moluscos, ostrácodos y crinoides.

Los depósitos de la facies Muschelkalk son materiales depositados en una plataforma somera en ambiente intremareal, con tendencia a supramareal en el segundo tramo y en el superior. Los niveles de brechas dolomíticas (brechación progresiva, pliegues de slumps) pueden interpretarse como debidos a la existencia de canales que drenaban la llanura de mareas, y la presencia de moldes de sales y capas ocasionales de yeso no descartan la formación de brechas de colapso por disolución.

DARDER (1914) cita en Canet la presencia de: *Placupopris teruelensis*, *Mytilus eduliformis*, *Myphoria vestita*, *Gervilleia costata* y *G. socialis*. En esta zona VIRGILI (1952) encuentra *Ceratites münsteri* y *C. atavus*. Finalmente BAUZA añade en 1946 un numeroso grupo de especies a las encontradas en esta zona, entre los que se incluye *Daonella lommeli* y *Pecten discites*.

Aunque las faunas citadas pertenecen sin dudas al Triásico medio, el no estar situadas en una sección litológica clara impide realizar mayores precisiones sobre la cronología de la Facies Muschelkalk.

1.1.3. Lutitas, areniscas, yesos y rocas volcánicas (3). Facies Keuper

Esta unidad aflora en todas las unidades tectónicas de la Sierra Norte. En la Unidad de Beñalbufar está escasamente representada por algunos metros de limolitas y magas rojas con niveles de dolomías y carniolas situadas a techo de la sección de la facies Muschelkalk de Son Serralta. En la unidad de Teix-Tomir, excepto cuando ha sido totalmente laminada, suele estar presente en la base de la unidad tectónica. Los afloramientos de Son Claret, en la carretera de Galilea a Capdellá, pertenecen a la Unidad de Alfabia-Es Barraca. Finalmente los afloramientos en la Unidad tectónica de Alaró corresponden a los situados en la extremidad SO de la Sierra de Na Burguesa, donde se explotan los yesos que contiene la unidad cartográfica.

Generalmente se encuentra muy tectonizada y origina zonas deprimidas o laderas suaves con potentes recubrimientos de derrubios y coluviones, reconociéndose por los tonos rojizos o gris verdosos (por alteración de las rocas volcánicas) que confiere al terreno. El único punto de la Sierra Norte donde ha sido posible levantar una sección de la facies Keuper es Cala Tuent (x: 1.152.000, y: 602.250), en la hoja de Sa Calobra (38-25), donde se han medido 130 metros en la parte superior de la formación. Su espesor total es difícil de estimar, debido a la calidad de los afloramientos y al papel tectónico que ha desempeñado, no siendo arriesgado cifrarlo por encima de los 200 metros.

En la sección tipo se pueden distinguir los siguientes tramos:

1.— Tramo inferior, de 30 metros de espesor visible. Consiste en varias coladas de basaltos vacuolares gris oscuro y rojizos, agrupados en dos tramos que quedan separados por un nivel

de 2 metros de limolitas rojas y areniscas vulcanosedimentarias (tufitas basálticas). Dentro de las coladas se diferencian, de manera irregular, zonas de basaltos olivínicos tobas basálticas, brechas y piroclastos. La separación entre coladas, que presentan ocasionalmente xenolitos de areniscas del Buntsandstein, viene marcada por zonas afaníticas y niveles ferruginosos.

2.— Un segundo tramo, de 27 metros de espesor, constituido por limolitas, argilitas rojas, y areniscas vulcanosedimentarias (cineritas y tufitas basálticas más o menos reelaboradas). En el tercio inferior existe algún nivel de carniolas y dolomías y areniscas yesíferas con bases canalizadas. En la mitad de tramo hay una colada de basalto con pasadas piroclásticas a techo. En el tercio superior se desarrollan suelos calcimorfos de hasta 2 metros de potencia.

3.— Un tramo consistente en cuatro coladas de 2 a 5 metros cada una de basaltos vacuolares masivos gris verdosos, separados por niveles de suelos ferralíticos y suelos calcimorfos de hasta dos metros de espesor desarrollados a partir de cineritas basálticas, y limolitas rojas más o menos edafizadas. La potencia total del tramo es de unos 28 metros.

4.— El tramo superior presenta en la base una colada de 30 metros de potencia de basaltos negros con zonas más o menos cristalinas y xenolitos de hasta 2 m³. El techo de la colada aparece edafizado, desarrollándose encima 2,5 m de suelos calcimorfos, areniscas vulcanosedimentarias y limolitas rojas. Finaliza el tramo con otra colada de basaltos de 6,5 metros y un nivel de potencia similar de limolitas y areniscas vulcanosedimentarias.

En conjunto se trata de una serie predominantemente volcánica (las coladas representan el 60% en volumen), con materiales efusivos básicos desde coladas masivas hasta productos piroclásticos, y sedimentos derivados de estos materiales.

Los basaltos olivínicos son rocas con textura porfídica hipocristalina fluidal u holocristalina subdiabásica, predominando en las coladas más potentes la textura dolerítica de gran fino, a veces ligeramente porfídica. Están compuestas por plagioclasas, olivino, piroxeno, opacos y vidrio como minerales principales, e ilmenita, ceolitas y minerales arcillosos como accesorios. Como secundarios aparecen iddingsita, sericita, óxidos de hierro, carbonatos, magnetita, serpentina, ceolitas, talco y arcilla.

El olivino aparece como fenocristales idio a subidiomorfos, con bordes y líneas de exfoliación ferruginosos, y como cristales esqueléticos con reabsorción a vidrio, alterándose a iddingsita y serpentina. El piroxeno, a veces intersticial, suele aparecer ferruginizado y carbonatado, lo que imposibilita su identificación. La plagioclasa se presenta en microlitos cruzados en las texturas diabásicas, alterados a sericita y carbonatos.

Las pasta es microcristalina a vítrea, formada por agregados de minerales opacos, óxidos y carbonatos. La alteración secundaria ha originado la formación de venas de carbonatos y ceolitas intersticiales y en agregados de tipo escolectia y natrolita.

Las coladas superiores muestran evidencias de espilitización, con plagioclasa sódica y carbonatos en los componentes principales, y textura afieltrada de microlitos de albita de hasta 2 mm incluyendo cristales de olivino, piroxeno y calcita.

Las tobas basálticas son rocas con textura fragmentaria, piroclástica. Están compuestas por fragmentos de rocas volcánicas de tamaño arena fina a gruesa, subredondeados, que muestran, pese a una alteración ferruginosa, texturas desde vítreas hasta profídicas holocristalinas. El cemento es dolomita microcristalina incluyendo algunos granos de cuarzo, posiblemente detrítico, procedente probablemente de la sustitución de la primitiva matriz cinerítica.

Las tufitas y cineritas basálticas son rocas con texturas heterogranudas de grano fino a medio, clastovolcánicas, y texturas fragmentarias con laminación paralela. Están compuestas esencialmente por fragmentos de rocas basálticas, granos de cuarzo (5-15%) y dolomita, con una matriz ferruginoso-dolomítica constituida por un mosaico heterogranular de grano fino formado por cristales subidiomorfos de dolomita, que incluye fragmento ferruginosos (posibles rocas volcánicas alteradas), núcleos dolomíticos (posibles rocas volcánicas sustituidas) y cuarzo detrítico. Ocasionalmente se observan fragmentos desvitrificados. La textura de estas rocas apunta hacia la sustitución dolomítica de cineritas basálticas ricas en finos más o menos reelaborados en un ambiente sedimentario.

Los suelos calcimorfos presentan textura grumosa, arriñonada brechiforme. Está constituidos por dolomita, óxidos de hierro, cuarzo y fragmentos finos de rocas basálticas ferruginizadas. Generalmente son microdolomías procedentes de la sustitución de la primitiva matriz cinerítica de la roca, con limo y arena de cuarzo detrítico (hasta 15%). Las zonas menos recrystalizadas muestran una composición y textura similar a la de las cineritas sustituidas. Cuando se alcanza la sustitución total de la roca ésta presenta un mosaico sucio heterogranular de grano grueso de cristales de calcita, con dolomita y óxidos de hierro.

En esta sección, los tramos inferiores lateralmente intercalan niveles yesíferos. Este tipo de niveles son frecuentes en el ámbito de la hoja, especialmente en la zona de Na Burguesa y en la base de la unidad tectónica de Teix-Tomir (Ca Na Lluisa, Son Malferit), donde los niveles de limolitas rojas y margas versicolores intercalan paquetes de yesos blancos y negros de espesor variable, con abundantes repliegues y estructura porfidoblástica. En la última zona mencionada también aparecen intercalaciones de 1 a 5 metros de espesor de dolomicritas grises con restos de crinoides y *Halobia* sp.

Los materiales de la facies Keuper se han depositado en un ambiente continental en el que se desarrollaba una intensa actividad volcánica en condiciones predominantemente subaéreas, y con un clima árido que facilitaba la formación de costras ferralíticas y carbonatas a partir de los depósitos piroclásticos más o menos reelaborados en canales fluviales. El desarrollo de lagos efímeros de tipo "sebkha" en los que se depositaban evaporitas podría estar relacionado con la proximidad de una llanura litoral que sufriría invasiones del mar esporádicamente, hacia lo que apunta también la espilitización de algunas coladas superiores, que pudieron emplazarse en condiciones subacuáticas.

La falta de argumentos paleontológicos impide realizar mayores precisiones sobre la cronología de este tramo, que se atribuye al Triásico superior en base a su posición y características litoestratigráficas.

1.2. TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO

El Jurásico de la Sierra Norte fue reconocido por BEAUMONT (1927) y LA MARMORA (1835) y posteriormente estudiado en detalle por HERMITE (1879), FALLOT (1922) fue el primer autor que proporcionó una visión de conjunto de todo el Jurásico de la Sierra, comparándolo con el resto de las islas y el de la Península. COLOM ha dedicado parte de sus numerosos trabajos al estudio del Jurásico, constituyendo hasta la fecha la mayor aportación para su conocimiento. Más recientemente MATAILLET y PECHOUX (1978) han estudiado los afloramientos jurásicos de la región de Andraitx.

1.2.1. Dolomías tableadas, margas y arcillas. Brechas y carniolas. Rocas volcánicas (4). Rethiense-Hettangiense.

Los afloramientos de esta formación están ligados con frecuencia a los de las facies Keuper descrita en el apartado anterior. El mayor desarrollo se localiza en la base de las unidades tectónicas de Teix-Tomir y Alaró. Generalmente aflora en laderas coronadas por escarpes de brechas y dolomías, por lo que suele aparece cubierto por depósitos de ladera. Se ha estudiado en la sección de Cala Tuent (x: 1.152.000, y: 602.250), la mejor de la Sierra Norte, en la Hoja de Sa Calobra, donde se han medido 120 metros de sedimentos.

En su base aparece un tramo de unos 45 metros de potencia, constituido por una alternancia de calizas dolomíticas y dolomías grises y beige, con margas y arcillas arenosas amarillentas, en bancos de 10 a 50 cm de potencia. En la base de este tramo aparecen secuencias de 70 cm de potencia de areniscas yesíferas, limolitas y dolomías tableadas que lateralmente aparecen brechificadas. Las calizas por término medio están compuestas por un 60% de micrita, un 30% de dolomicrita y un 10% de óxidos de hierro, aunque en algunos casos llegan a tener un 80% de dolomicrita y un 20% de peletoides que presentan una orientación paralela, y en otros están totalmente recristalizadas.

Por encima se sitúa un segundo tramo de unos 40 metros de potencia en el que predominan potentes bancos de hasta 12 metros constituidos por brechas masivas con estratificación muy difusa y colores rojizos, con cantos y bloques angulosos de calizas dolomíticas idénticas a los que componen el tramo inferior y cantos limolíticos, y esporádicamente algún canto de yeso. El tamaño medio de los cantos es de 4 cm y el máximo 50 cm. La matriz está constituida por microbrechas y el cemento es dolomítico. Lateralmente estos grandes bancos de brechas se estratifican en capas decimétricas entre las que se intercalan juntas de limolitas rojas. Entre los bancos de brechas aparece una alternancia de dolomías grises y negras laminadas en capas centimétricas y limolitas calcáreas rojas y violáceas. Estas alternancias tienen una potencia comprendida entre los 3 y 8 metros.

La matriz de las brechas en algunos casos está muy recristalizada y contiene cantos de palagonita parcialmente sustituidos por carbonatos en otros está constituida totalmente por dolomicrita.

Los bancos que se intercalan entre las brechas están constituidos fundamentalmente por dolomicritas.

Finalmente se reconoce un tercer tramo, de unos 35 metros de potencia, a techo de esta formación, constituido por calizas dolomíticas grises bien estratificadas en capas de 20 a 40 metros con juntas de limolitas y cineritas versicolores, entre las que se intercalan dos coladas de rocas volcánicas de 4 y 10 metros respectivamente.

Las calizas tienen por término medio un 40% de micrita y un 60% de dolomicrita, estando en algunos casos totalmente dolomitizadas.

Las rocas volcánicas intercaladas son basaltos y espilitas olivínicas, con textura dolerítica-subofítica fluidal y vacuolar. Está constituidas por plagioclasa, de tipo sódico en las espilitas, orto y clinopiroxenos, olivino y opacos, como minerales principales. El cuarzo y la calcedonia aparecen como accesorios en las vacuolas rellenas de calcita. Como minerales secundarios presentan magnetita, iddingsita, leucoxeno, serpentina, óxidos de hierro, clorita y carbonatos.

Las estructuras más frecuentes en el tramo inferior son las laminaciones onduladas de origen estromatolítico con ripples de oscilación sobreimpuestos.

Las capas más inferiores presentan sus bases onduladas y los lechos planos y en algunas se intuye una estratificación cruzada de bajo ángulo, siendo más frecuente la laminación paralela. Las capas presentan secuencias granodecrecientes con algunos cantos blandos y en algunos puntos pueden apreciarse restos de costras carbonatadas. Son frecuentes los pseudomorfos de evaporitas.

El resto de la serie presenta una laminación paralela con algunos tramos con laminaciones onduladas de origen estromatolítico.

El resto de los tramos de calizas brechoides y brechas puede estar ligado, por un lado, a períodos de inestabilidad tectónica del fondo de la cuenca más o menos relacionados con la actividad volcánica y, por otro, a fenómenos de disolución de los materiales salinos que dan origen a la formación de brechas de colapso.

En conjunto estos materiales se depositaron en una plataforma somera en un ambiente litoral con dominio de las llanuras de mareas. Las coladas de basaltos se emplazaron en un medio submarino como indican los procesos de espilitización que presentan.

El tramo es muy pobre en una fauna fósil y únicamente pueden reconocerse restos de Ostrácodos, habiéndose determinado la existencia de *Heppetocypris* sp. en uno de los levigados.

La edad de la formación es Rethiense-Hettangiense. Esta atribución se basa exclusivamente en su posición y criterios regionales.

1.3. JURASICO

1.3.1. Calizas y dolomías tableadas, margas y areniscas. Brechas calco-dolomíticas en la base (5). Lías

Esta unidad cartográfica aflora ampliamente en las Unidades tectónicas de Alfabia-Es Barraca y Alaró, constituyendo sus relieves más importantes.

De muro a techo se encuentran los siguientes tramos litológicos:

- Brechas calcodolomíticas, y calizas y dolomías brechoides. Es un tramo de potencia variable entre 100 y 200 metros, masivo, mal estratificado o con estratificación difusa que se acentúa hacia el techo. Las brechas pueden ser mono y poligénicas, con fábrica clast-supported y matrix-supported; los clastos son angulosos, de caliza y dolomía, siendo su tamaño medio 2-3 cm y máximo 10-20 cm. Hacia la parte superior, pasan a dolomías y calizas dolomíticas cristalinas brechoides que al microscopio presentan diversos grados de dedolomitización afectando a los clastos. Todo el tramo es azoico. La interpretación sedimentológica de este tramo es delicada. En la Cordillera Ibérica existen litofacies análogas que se han interpretado como brechas de colapso por disolución de evaporitas, correspondientes a un ambiente de llanura de mareas o lagoon hipersalino.
- Calizas y dolomías tableadas. Se ha estudiado en las secciones de Cuber I (x: 1.153.800, y: 590.800), y Es Barraca (x: 1.162.600, y: 548.500) en las hojas de Sóller e Inca, así como en numerosos puntos aislados. Su espesor varía entre 100 y 250 metros. La parte inferior del tramo son calizas mudstones y calizas dolomíticas, a veces brechoides, bien estratificadas en bancos de 0,5 a 1,5 metros, que ocasionalmente presentan restos de crinoides y laminación algal. La parte superior del tramo son calizas bien estratificadas en capas de 30 a 60 centímetros con alguna intercalación ocasional de margas marrones con pelecípodos, braquiópodos y crinoides. Las facies carbonáticas están organizadas en secuencias granodecrecientes de 0,5 a 2 m de espesor formadas por grainstone-mudstone o grainstone-wackestone, con laminación algal a techo. Petrológicamente son micritas y biomicritas, a veces algo dolomíticas, con microestratificación paralela por acumulación de bioclastos y matriz con tendencia pelletóide.

Este tramo corresponde fundamentalmente a depósitos de plataforma restringida. Los niveles inferiores más dolomíticos sugieren ambientes de lagoon restringido que evolucionan en la vertical a una llanura de mareas abierta.

Se ha clasificado la siguiente microfauna: *Lingulina* sp, *Lenticulina* sp, *Procytheridea luxuriosa* APOST, *Bairdia molesta* APOST, *Hungarella* sp, *Cytherella* sp, *Lenticulina münsteri* ROEMER, *L. acutiangulata* TERQ, *L. minuta* BORN, *Astacolus prima* D'ORB, *A. matulina* D'ORB, *Planularia filosa* TERQ, *Krausella lanceolata* APOST.

La edad de este tramo es Lías medio, posiblemente Sinemuriense.

- El tramo superior tiene un espesor de 30 a 50 metros. Es una sucesión de calizas, calizas arenosas y areniscas estratificadas en bancos de 0,6 a 1,5 metros. Son secuencias positivas de un metro de potencia media. La base, que suele ser erosiva, corresponde a un nivel de microconglomerados y areniscas gruesas de granos de cuarzo de hasta tres centímetros y cantos blandos los areniscas presentan granoselección, ripples y herring-bone. A techo de las secuencias aparecen mudstones y calizas recristalizadas. Al microscopio son areniscas calcáreas, intrabioesparitas arenosas y biomicritas (encrinitas). El porcentaje de clastos de cuarzo varía entre el 15 y 40% y son redondeados, muy tectonizados y con bordes corroídos. Algunas muestras tienen granos de cuarcita (5 a 20%). Los inclastos, que a veces son fósiles, representan del orden del 40%, siendo muy frecuente la presencia de oolitos y más escasa la de bioclastos. El cemento carbonatado es el 30 a 50% de la roca y pueden existir óxidos de hierro.

Este tramo se interpretan como depósitos de una plataforma abierta a la que llega un importante volumen de aporte terrígenos del continente que son redistribuidos por corrientes de marea.

Contienen la siguiente microfauna: *Haurania* cf. *amitiü* HENSON, *Orbitopsella praecursor* GUMBELL, *Coskinolinopsis primaverae* HENSON, *Lituosepta* sp (= *Mayncina termieri* HOTT), *Lituosepta* sp, *Lenticulina* sp, *Glomospirella* sp, *Involutina* sp, *Aeolissacus* sp, así como restos de briozoos, moluscos y crinoides.

La edad de este tramo es de Lías medio-superior, posiblemente Pliensbachiense.

El contacto con la unidad superior, de edad Dogger siempre aparece tectonizado, por lo que la delimitación lito y cronológica de este tramo es difícil. Localmente por encima de los niveles con cuarzo pueden aparecer dos o tres metros de calizas nodulosas masivas ferruginosas, de tonos ocre, que petrográficamente son biomicritas e intrabiomicritas, a veces con trazas de cuarzo y matriz con tendencia pelletóide, que en la base de la sección de Son Vidal (x: 1-151-800, y: 590.800) de la hoja (38-26), Sóller, han proporcionado una fauna de ammonites con *Harpoceras* sp, *Pseudomercaticeras* sp, e *Hildoceras* cf. *lusitanicum* MEISTER que caracterizan el Toarciense medio. En las hojas de Pollensa (39-25) e Inca (39-25) este tramo corresponde a un notable nivel de condensación de fauna, con desarrollo de hard-grounds.

1.3.2. Margas y calizas con sílex, calizas nodulosas y "falsas brechas" (6). Dogger-Malm

Esta unidad cartográfica corresponde exclusivamente a los afloramientos situados bajo los conglomerados paleógenos de la urbanización de Ses Rotgetes de Canet, y en la ladera meridional de Puig Galatzó, en la Unidad tectónica de Teix Tomir. Consiste en un conjunto de margas, calizas con sílex y calizas nodulosas análogas a los niveles jurásicos que constituyen el tramo inferior de la unidad cartográfica que se describe en el apartado siguiente.

1.4. JURASICO - CRETACICO INFERIOR

1.4.1. **Margas y calizas, calizas con sílex, calizas nodulosas y "falsas brechas" (7). Dogger - Malm - Cretácico inferior**

Este tramo litológico aflora en las unidades de Alfabia-Es Barraca y Alaró. En la primera de ellas lo hace extensamente en las inmediaciones de Galilea y Calviá, y a lo largo de la ladera noroccidental de la Sierra de Na Burguesa. En la unidad tectónica de Alaró aparece en la ladera suroccidental de esta Sierra, en las zonas de Son Vida, Génova y Bendinat, donde ya fue citada su existencia por FALLOT (1922).

Constituye un tramo blando que da lugar a valles y zonas deprimidas generalmente cubiertas por coluviones. Debido a su carácter incompetente sus límites suelen estar muy tectonizados, con una estructura interna complicada por numerosos repliegues y fracturas.

La caracterización de esta unidad cartográfica se ha realizado en las hojas vecinas de Sóller (38-26) y Andraitx (37-27), en las secciones de Cuber II (x: 1.154.100, y: 596.450), Cuber III (x: 1.154.250, y: 596.550), Son Vidal (x: 1.151.800, y: 590.800), Alfabia (x: 1.147.000, y: 590.350) y Puig Mitdia (x: 1.120.000, y: 567.500).

Se distinguen de muro a techo varios tramos:

- Un tramo de 60 a 90 metros de espesor constituido por una ritmita de margas gris oscuro y calizas mudstones grises muy bien estratificadas en capas de 20 a 70 centímetros con bases planas y laminación paralela, zoofícus, ammonites que pueden ser de gran talla, y ocasionalmente braquiópodos, y nódulos de sílex en el tercio superior. En esta parte del tramo suele haber algún nivel con predominio de las calizas por disminución del espesor de las margas, que quedan reducidas a los interestratos, siendo frecuente en este caso la presencia de sílex y el carácter noduloso de la estratificación.

Petrográficamente las calizas son biomicritas con microfilamentos y laminación paralela, con radiolarios silíceos y calcificados, protoglobigerinas, foraminíferos, fragmentos de crinoides y de espículas; ocasionalmente hay trazas de cuarzo y dientes de peces. La matriz suele ser peltoide, recristalizada irregularmente, y ocasionalmente es microdolomítica-silíceo.

La ausencia de estructuras sedimentarias propias de un medio agitado, las condiciones ambientales reductoras y el contenido faunístico, característico de sedimentos pelágicos, indican que este tramo se depositó en un ambiente de plataforma externa abierta a talud.

- Tramo de 10 a 15 metros de espesor constituido por calizas nodulosas y "falsas brechas" (facies "ammonítico-rosso") de colores rojizos. Los nódulos son de micrita gris o rosada y de fósiles corroídos, fundamentalmente ammonites, aunque existen algunos braquiópodos. Entre los nódulos y los estratos aparece una "matriz" de marga o limolita calcárea de color rojo o verde. Al microscopio son biomicritas más o menos recristalizadas con radiolarios silíceos y calcificados, protoglobigerinas, fragmentos de crinoides, ostrácodos y microfilamentos. La

matriz puede ser de micrita-silex o aparecer teñida por óxidos de hierro muy finos, con zonas irregulares algo recristalizadas sin óxidos de hierro.

La interpretación sedimentológica de las facies "ammonítico-rosso" es delicada y controvertida, pues aparte de los factores ambientales deben estar controladas por factores diagenéticos complejos. En principio se atribuyen estas facies a depósitos de talud.

– Un tramo de 50 a 65 metros de calizas mudstone tableadas, dispuestas en bancos de 30 centímetros, con interestratos margosos, y a veces ondulados lo que confiere al conjunto aspecto noduloso. Presentan nódulos de sílex. Petrográficamente son micritas, biomicritas y biopelmicritas con filamentos, radiolarios, protoglobigerinas, saccocoma, ostrácodo, calpionellas, espículas y fragmentos de equinodermos, y microestratificación paralela.

En la parte central del tramo es frecuente que aumente la importancia de los términos margosos, pudiendo llegar a individualizarse una ritmita de micritas y margas en capas de 30 a 60 centímetros, como en la sección de Son Vidal (x: 1.151.800, y: 590.800), donde presenta estructuras de slumping. En general este tramo presenta una reducción de la cantidad de fósiles respecto a los tramos anteriores.

El tramo termina con un nivel de 10-12 metros de "falsas brechas" (facies "ammonítico - rosso") que no siempre está presente. Se ha caracterizado en la sección de Cúber III (x: 1.154.250, y: 596.550) donde está constituido por nódulos de micritas grises y rosadas y ammonites corroidos, con escasa matriz de margas limolíticas. Petrográficamente son biomicritas e intrabiomicritas con calpionellas, foraminíferos, fragmentos de equínidos y crinoides, y matriz con óxidos de hierro y zonas algo gravelosas.

Este tramo se ha depositado en un ambiente de plataforma externa abierta a talud.

– El tramo más alto de esta unidad cartográfica consiste en una alternancia de margas grises y calizas mudstones grises o blancas bien estratificadas en capas de 30 a 50 centímetros. Se han medido hasta 60 metros en la sección de Son Vidal. Las calizas son micritas y biomicritas con calpionelas, foraminíferos, radiolarios y nannoconus.

Las microfacies contienen, además de la fauna genérica mencionada en la descripción litológica: *Eothrix alpina* LOMB, *Globochaete alpina* LOMB, *Lenticulina* cf, *andax* LOEBL y TAPP, *L. quenstedti* GUMB, *L. munsteri* ROEMER, *L. acutiangulata* DEELKE, *L. subalata* REUSS, *Cytherella* cf, *toarcensis* BIZON, *C.* cf, *suprajurásica* OERTLI, *Spirillina* cf, *amphelicta* LOEBL y TAPP, *Nodosaria* cf, *nitidana* BRAND *Cristellaria plexusfluxnosa* BRUCM, *C. plexus - Treptensis* BAST y SIGAL, *Poalzowella* cf, *nudosa* ANTONOVA, *Schyleria triebeli* STEGH. En los dos tramos superiores se encuentra además *Calpinoella alpina* LOR, *C. elliptica* CAD., *C. thalmani* COL., *Calpionellites darderi*, *Nannoconus* cf, *steinmanni* KAMPT, *N.* cf, *colomi* LAPP.

La microfauna recogida en cada tramo es la siguiente:

- Ritmita inferior: *Haplopleuceras* cf. *inaequalicostatum* GERARD, y *Vacekia* sp. (Aaliense medio - superior); *Haplopleuroceras* cf. *subespinatum* BUCKMAN, y *H. mundum* BUCKMAN (Aaliense superior); *Sonninia* (*Sonninia*) sp. (Bajociense inferior); *Graphoceras* (*Graphoceras*) sp., *Epaxites* sp., *Stephanoceras* (*Stepahnoceras*) sp., *Strigoceras* sp., *Oppelia* sp. (Bajociense inferior - medio) *Stephanoceras* (*Stephanoceras*) aff. *triplex* MASKE, *Stephanoceras* (*Skirroceras*) cf. *bayleanum* OPPEL (Bajociense medio, zona Humhriesianum); *Morphoceras* cf. *multiforme* ARKELL, *Procerites* sp., *Phylloceras* sp., *Holcophylloceras* sp., *Nannolytoceras* sp. (Bathoniense).
- "Ammonítico - rosso" inferior: *Perisphinctes* (*Arisphinctes*) sp *Emaspidoceras* sp., *Holcophylloceras mediterraneum* NEUMAYR, *Sowebyceras tortisulcatum* D'ORBIGNY, *Pachyceras* (*Tornquistes*) sp., *P.* (*Dichotomosphinctes*) cf. *elisabethae* DE RIAZ, *Holcophylloceras* sp. (Oxfordiense medio): *Emaspidoceras* cf. *pancithuberculatum* ARKELL, *Phylloceras* sp., *Holcophylloceras mediterraneum* NEUMAYR (Oxfordiense, *Phylloceras* sp., *Nebroditis* sp., *Idoceras* sp., *Haploceras* sp., (Oxfordiense superior - Kimmeridgiense inferior).
- Calizas tableadas y ritmita superior: *Ataxioceras* (*Parataxioceras*) sp. (Kimmeridgiense inferior), *Aspidoceras* sp., *Lytogyroceras* sp., *Torquatisphinctes* sp., *Lamellapthychnus* (Kimmeridgiense superior); *Pachysphinctes* aff. *robustus* SPATH, *Prototetragonites* sp., *Pygope* sp., (Kimmeridgiense superior - Tithónico inferior).

En el "ammonítico - rosso" superior se ha recogido: *Berriasella* cf. *privasensis* PICTET, *Berriasella* sp., *Lemencia* aff. *pergrata* SCHNEID, *Lemencia* cf. *pseudociliata* OLORIZ, *Holcophylloceras mediterraneum* NEUMAYR, *Neolisosceras grasianum* D'ORBIGNY, *Protacanthodiscus* sp., *Lamellaptychnus*, *Pygope diphya* V. BUCH y *Pygope janitor* PICTET, (Tithónico).

La macro y microfauna permite la atribución de esta unidad al Dogger - Cretácico inferior. La ritmita inferior representa fundamentalmente al Dogger, aunque no es descartable que pueda incluir el Toarciense superior, y no se ha registrado la presencia del Calloviense.

El "ammonítico - rosso" inferior representa con seguridad al Oxfordiense medio, y posiblemente al superior. No se ha registrado el Oxfordiense inferior.

Las calizas tableadas, la ritmita y el "ammonítico - rosso" superior, cuando está presente, incluyen el resto del Malm, el Kimmeridgiense y Portlandiense o Tithónico. Finalmente los niveles superiores de calizas y margas presentan ya una edad Neocomiense (Berriasiense - Valanginiense - Hauteriviense).

1.5. CRETACICO

1.5.1. Margas y calizas (8). Cretácico inferior

Esta unidad cartográfica corresponde fundamentalmente al último tramo descrito en la unidad anterior, que se ha diferenciado en mapa geológico en aquellas zonas en que se ha reconocido su presencia individualizada. Aflora preferentemente en el núcleo de las estructuras sinclinales, generalmente cubierta por suelos coluviales o aluviales. Su edad es Neocomiense.

Sedimentos de edad más alta en esta unidad existen en la zona de Marratxi, y también al Oeste de Palma, aunque aquí no ha sido posible diferenciarlos del Jurásico superior.

Se trata de un conjunto de margas y calizas que generalmente aparecen muy meteorizadas y cubiertas por lo que su caracterización en sección es difícil de realizar.

Sobre el Neocomiense se dispone una alternancia de calizas arcillosas grises y margas negras en capas de 20 a 30 centímetros con una abundante fauna de ammonites piritosas. Petrográficamente son micritas con radiolarios, calpionellas, espículas y óxidos de hierro.

En la hoja de Inca (39-26), estos niveles han proporcionado la siguiente microfauna: *nticulina heiesmanni* BETTE - STAEDT, *L. onahensis* SIGAL, *L. cf. gaultina* (BERHTELIN), *L. cf. saxonica* REUSS, *L. shreiteri* (EICHENBERG), *Marssonella oxycona* (REUSS), *Conorotalites bartensteini* (BETTENSTAEDT) y "*Rhynchotenthis*". Las calizas contienen *Eothrix alpina* LOMB, *Calpionellopsis simplex* (COLOM) y *Nannoconus*, así como abundantes ammonites: *Holcodiscus* sp., *Silexites* cf. *seranonis* (D'ORBIGNY), *Crioceratites nolani* (KILIAN), *Balearites balearensis* (NOLAN), *Subpulchellia sauvageni* HERMITE, *Partschiceras* cf. *infundibulum* (D'ORBIGNY), *Neolissoceras* sp., *Barremites difficilis* (D'ORBIGNY), *B. streptostoma* (HUILIG), que indican una edad Barremiense.

Los niveles más altos de esta unidad conservan el mismo carácter litológico: margas oscuras con niveles de limolitas calcáreas y ammonites piritosos, aunque contienen abundantes restos carbonosos, dientes de peces y yeso, y una microfauna que indica una edad Albiense superior: *Eggerellina mariae*, *Dorthia gradata*, *Lenticulina subalata*, *Hedbergella washitensis*, *H. amabilis*, *H. infracretacea*, *Gavelinella intermedia*, *Cytherella ovata*, *C. parallela*, *Anomalina rudis*, *A. berthellina*, *Dentalina distincta*. *D. soluta*, *Epistomina spiculifera*, *E. reticulata* *E. chapmani*, *Marginulina aequivoca*, *M. soluta*.

Sedimentológicamente los depósitos del Cretácico inferior muestran una evolución desde sedimentos pelágicos de plataforma externa durante el Neocomiense hacia depósitos de carácter más restringido y costeros, con una somerización progresiva que culmina con la deposición de las margas albienses, interpretables como sedimentos propios de un ambiente de lagoon cerrado.

1.5.2. Calizas y margas (9). Cretácico superior

Al sureste de Marratxinet se ha localizado un pequeño afloramiento de calizas pakestone-wakestone blancas, con algunas intercalaciones margosas, similares a las que constituyen la serie del Cretácico superior en las hojas de Inca (39-26) y Andraitx (37-27), donde se ha podido caracterizar en secciones estratigráficas.

Las calizas de este afloramiento son biomicritas con *Pithonella ovalis* (KAUFM), *P. sphaerica* (KAUFM) *Hedbergella* spp, *Globotruncana* spp. y *Praeglobotruncana* sp., que indican una probable edad Turoniense.

1.6. TERCIARIO

1.6.1. **Conglomerados, arcillas, limos y calizas (11). Calizas, areniscas calcáreas y conglomerados (12). Eoceno superior - Aquitaniense**

Esta unidad cartográfica aflora ampliamente en la Sierra Norte y entre los materiales estructurados del Llano Central. Los afloramientos más importantes corresponden a la Unidad Tectónica de Alfabia-Es Barraca: sinclinorio de Calviá-Paguera, Santa Ponsa, Puig Bauzá, banda de Valldurgent y ventana tectónica de Son Vida. A la Unidad tectónica de Alaró pertenecen los afloramientos de Son Montaner. El afloramiento de Establiments se encuentra adosado al borde suroriental de la Sierra, sin que sean evidentes sus relaciones con las unidades tectónicas descritas y existiendo la posibilidad de que se trate de una ventana tectónica.

Finalmente, en el dominio del Llano se encuentran los afloramientos de Marratxinet.

El yacente de la unidad siempre son los depósitos margosos del Jurásico superior-Cretácico inferior.- Como generalmente se trata de sedimentos blandos originan un relieve suave y domado, cubierto con depósitos cuaternarios, en el que destacan algunas alineaciones de colinas desarrolladas a favor de los niveles de conglomerados.

En general se trata de un conjunto litológicamente variado, de conglomerados, arcillas, limos y calizas, de facies continental (fluvial y lacustre), con intercalaciones hacia su base de niveles de calizas, areniscas calcáreas y conglomerados marinos, que se han diferenciado localmente en la cartografía (12).

El afloramiento más extenso es el que se encuentra en el sinclinorio de Calviá-Paguera. su serie paleógena se ha estudiado en la sección de Paguera (x: 1.127.550, y: 565.900), a lo largo de la costa en la hoja de Andraitx (37-27), donde se han medido 350 metros. La base de la sección son calizas arenosas con extraclastos del Cretácico inferior, en bancos de 10 a 30 centímetros con estratificación difusa. Sobre ellos se sitúa una alternancia irregular de fangos rojos y amarillentos con niveles de conglomerados, calizas arenosas y areniscas calcáreas. Los conglomerados son clast-supported de cantos redondeados de 3 a 4 centímetros con matriz arcillosa amarillenta y cemento carbonatado. Las calizas son fundamentalmente micritas con un contenido variable de fósiles y entre 5 y 10% de cuarzo. Son de carácter algal, con laminación estromatolítica. En la parte superior se intercalan de granos de caliza, disponiéndose en bancos aislados de 1 a 5 metros de espesor. Los fangos presentan zonas de paleosuelos con raíces y niveles de ciénagas.

A los 125 metros de la base se localiza un nivel de intrabioesparita arenosa con *Nummulites fabiani*, y *N. fichteli*, así como una asociación de microfauna que representa al Priaboniense.

En la parte superior de la sección los niveles de ciénagas han proporcionado una fauna de micromamíferos estudiada por ADROVER.

En Marratxinet se ha identificado el tramo marino de la base de la serie paleógena. En este punto, y sobre las margas del Cretácico inferior se dispone discordantemente un conjunto de

conglomerados clast-supported, areniscas, margas y calizas nummulíticas con abundante bioturbación. Las calizas al microscopio son bioesparitas arenosas con cuarzo, bioclastos de macroforaminíferos y peletoides algales, con cemento syntaxial y en mosaico. Contienen miliólidos, ataxophragmidos, equinodermos, *Lithothamnium* sp, *Halkyardia minima* (LIEBUS), *Nummulites intermedius*, *N. vascus* y *N. praefabianii*, que indican una edad Eoceno superior-Oligoceno inferior.

En el afloramiento de Establissements, y sobre unos niveles análogos a los descritos que afloran en las inmediaciones de Sarriá, existe una serie de espesor difícil de estimar por las condiciones de afloramiento, constituida por una alternancia en capas decimétricas de conglomerado calcáreos grises de cantos poligénicos con marcas de presión-solución y recubrimientos algales, de tamaño máximo 8 centímetros y medio 2 centímetros, margas arenosas marrones y amarillentas, limos calcáreos amarillentos con concreciones calcáreas, calizas (pelesparitas con cuarzo y glauconita oxidada) con bandeado estromatolítico y areniscas y microbrechas con granos de fragmentos de caliza (60%) y cuarzo (10%) y óxidos de hierro y turmalina como accesorios, con matriz y cemento calcáreos. Contienen oogonios de characeas, ostrácodos, *Melosina?* sp. y *Favreina* sp. Este afloramiento fue estudiado por COLOM et al. (1973), asignando una edad Estampiense a sus depósitos paleógenos.

Finalmente hay que destacar la existencia en la zona de Ses Mines, al SE de Puigpuñet, de una antigua labor minera que, emboquillada en las dolomías rethiense-hettangienses, explotaba niveles de carbón asociados a un conjunto de calizas grises oscuro con abundantes restos vegetales, en relación con la superficie de corrimiento de la ventana de Puigpuñet. Las muestras recogidas en las escombrera indican que se trata de biomicritas ferruginosas y biolititas de algas filamentosas con óxidos de hierro entre las laminaciones y abundante materia orgánica, con *Microcodium* " *elegans*, *Melosira?* sp., ostrácodos, moluscos fragmentados y oogonios de characeas de gran tamaño, correspondientes a facies lacustres de edad paleógena.

1.6.2. Conglomerados, arcillas, limos y calizas (13). Oligoceno superior - Aquitaniense

Esta unidad cartográfica representa el afloramiento de conglomerados calcáreos masivos con intercalaciones esporádicos de areniscas calcáreas, limolitas y arcillas, y calizas que afloran, discordantes sobre el Jurásico, en la urbanización Ses Rotgetes de Canet. Su espesor es del orden de 40 a 50 metros.

Petrologicamente los conglomerados son clast-supported, con cantos redondeados con marcas de presión-solución, muy poligénicos (areniscas del Buntsandstein y del Lías medio, dolomías oscuras, calizas jurásicas, cuarzo y sílex). El tamaño medio de los cantos es 5-6 centímetros, y el centil varía de 25 a 40. La matriz es arenosa y presentan fuerte cementación por carbonatos. Las areniscas están constituidas por fragmentos de calizas (45%) y granos de cuarzo (15%), con óxidos de hierro y matriz carbonática. Contienen fragmentos de *Microcodium*. Las calizas son micritas y biomicritas arenosas con ostrácodos, charáceas y calcificaciones algales.

Los conglomerados presentan estratificación masiva, con desarrollo local de cuerpos lenticulares, y bases canalizadas. Corresponden a canales fluviales, con tramos de imbricación de canales.

Las areniscas y arcillas aparecen bioturbadas, y las calizas contienen concreciones algales. Representan facies fluviales de llanura de inundación y palustres. En conjunto esta unidad se depositó en un ambiente fluvial de ríos anastomosados con episodios palustres.

1.6.3. Conglomerados, brechas, areniscas y calizas (15). Burdigaliense

Este tramo aflora algunos puntos de la Sierra Norte y entre los materiales estructurados del Llano Central.

En la Sierra está presente en las Unidades tectónicas de Bañalbufar y de George Sand-Sa Calobra. En la primera aparece al Norte de Ses Mines, en el Puig de Son Roca y en Son Cotoner. En la de George Sand aflora en Sa Campaneta, al Sur de Son Balaguer.

En Son Coturar los niveles más bajos que afloran son 5 ó 6 metros de conglomerados gris verdosos con catos de tamaño hasta bloque, redondeados, de rocas volcánicas del Keuper, calizas y dolomías, con matriz calcarenítica. Sobre ellos se disponen 10 a 15 metros de areniscas y calizas bioclásticas gris verdoso, con restos de pelecípodos y equínidos. Petrográficamente son microbrechas con granos de fragmentos de calizas, rocas volcánicas y cuarzo, y matriz calcárea, con restos de equinodermos, briozoos, *Lithothamnium* sp, *Amphistegina lessoni* D'ORB, *Operculina complanata* y *Ammonia* cf. *beccari*.

En el ámbito de la hoja de Palma no es observable la base de este tramo en la Unidad tectónica I. Si lo es en la hoja de Soller, donde sus características varían de unos afloramientos a otros, pudiendo incluso faltar. Así en la sección de Son Buñola (x: 1.133.250, y: 585.200) se apoya discordantemente sobre el Buntsandstein que presenta un paleosuelo residual de unos tres metros de espesor, constituido por un 35% de cuarzo y un 65% de minerales arcillosos (85% de illita muy abierta y 15% de caolinita). El tramo se inicia con un conglomerado de conchas de ostreidos de gran tamaño sobre el que se disponen unos 15 metros de areniscas calcáreas con cantos y fragmentos de ostreidos. Son biopelmicritas arenosas recristalizadas, con abundante cuarzo, feldespato, glauconita, globigerinidos y fragmentos de espículas, equinodermos y briozoos. Hacia la base presentan estratificación cruzada de gran escala. La secuencia es granodecreciente, y a techo presenta laminación paralela, estructuras de escape de agua y bioturbación.

Sobre las areniscas hay un tramo de espesor mínimo de 5 metros de limolitas arenosas con areniscas con cuarzo en la base, con laminación paralela, bioturbación y estructuras de escape de agua. Contienen ostreidos y equínidos.

En la Cala de Bañalbufar el tramo basal del Burdigaliense tiene 15 a 20 metros de espesor. Se apoya en un conjunto de brechas monogénicas oscuras de dolomías granudas de la facies Muschelkalk. Consiste en calizas zoógenas, con equínidos y ostreidos en la base, que contienen

cantos aislados de las brechas inferiores. A techo pasan a areniscas calcáreas bioclásticas (Intrabiomicritas arenosas con granos de cuarzo y fragmentos de briozoos, moluscos, algas y amphisteginas).

El tramo se acuña hacia el Sur, pasando a un conglomerado de cantos redondeados y perforados de algunos centímetros de espesor que separa las brechas inferiores de la unidad margosa del Burdigaliense superior-Langhiense.

En el dominio del Llano Central esta unidad aflora en las inmediaciones de Marratxinet, como una estrecha franja de unos dos kilómetros y medio de longitud. La base del tramo está constituida aquí por unos 60 metros de calizas bioclásticas de tonos claros, con restos de equínidos, briozoos, algas y amphisteginas, coronadas por unos 20 metros de conglomerados poligénicos con matriz calcarenítica y cemento calcáreo, con restos de equínidos, pelecípodos, briozoos, algas y amphisteginas. El sustrato del tramo son materiales de edad paleógena y cretácica.

El depósito de esta unidad se ha realizado en una plataforma somera en un ambiente litoral.

En esta unidad se ha clasificado la siguiente microfauna: *Globigerina bollii* CITTA y PREM. SILVA, *Globigerinoides sacculifer* (BRADY), *G. trilobus* (REUSS), *G. bisphaericus* TODD, *G. inmaturus* LEROY, *Globigerinita maparimaensis* BROWN, *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR y COLLINS), *Cibicides pseudoungerianus* (CUSHM), *Siphonina reticulata* (CZJZEK).

La edad de esta unidad cartográfica es Burdigaliense inferior y medio.

1.6.4. Margas y areniscas. Olistolitos (16). Burdigaliense superior - Langhiense

Los afloramientos de esta unidad cartográfica son similares a los de la anterior, sobre la que se sitúa. Su carácter margoso no es proclive a ofrecer buenos afloramientos, apareciendo generalmente cubierta por depósitos cuaternarios y terrenos de labor.

En la zona de Maratxinet, en el Llano Central consiste en una serie de unos 300 metros de espesor de margas amarillentas con intercalaciones decimétricas de areniscas, calizas arenosas y silexitas, que hacia su parte media contienen un olistolito de unos 30 metros de espesor constituido por brechas de caliza y dolomías liásicas con conglomerados de matriz calcarenítica a muro y a techo.

En la Sierra aflora en las unidades Tectónica I y II, e las ventanas tectónicas de Son Llabres y Puigpuñet, así como en el vértice NO de la hoja en las inmediaciones de Estellenchs. El afloramiento más característico de esta unidad en la Sierra es el de Son Buñola (x: 1.133.250, y: 585.200) hoja (38-26), en la Unidad Tectónica de Bañalbufar, donde se ha estudiado midiendo 360 metros de sección. En ella se distinguen seis tramos:

- Tramo inferior constituido por secuencias de conglomerados con matriz arenosa, areniscas calcáreas conglomeráticas y limolitas oscuras. A techo aparecen niveles de margas calcáreas, areniscas y limolitas. Tiene unos 18 metros de potencia. La base es erosiva, biselando los niveles del Burdigaliense basal. Las secuencias son grano decrecientes, con bases canalizadas y estratificación cruzada de gran escala, y ripples, laminación paralela, y bioturbación a techo. Las estructuras de escape de agua son frecuentes. Las direcciones de aporte son de Sur a Norte.
- El segundo tramo, de unos 30 metros de potencia total se inicia con un nivel masivo de brechas poligénicas heterométricas hasta bloques, con ostreidos y corales rodados, de base erosiva, que a techo pasa a areniscas conglomeráticas con estructuras de escape de agua. Sobre las brechas, cuyo espesor es de 3 a 7 metros, hay un conjunto de margas con intercalaciones decimétricas de limolitas y areniscas calcáreas. Son interbioesparitas con granos de cuarzo y de rocas volcánicas, fragmentos de moluscos, briozoos, amphysteginas y algunos globigerinidos, y con cemento de carbonato cálcico y dolomita ferrosa.
- El tercer tramo son 11 metros de conglomerados, poligénicos y heterométricos, "mud supported", con cantos de 3 a 4 cm de tamaño medio, hasta bloques, redondeados y angulosos, la matriz es limo-arenosa.

Contiene bloques de limolitas y areniscas de los niveles infrayacentes que muestran pliegues de "slumping", así como cantos de rocas volcánicas de la facies Keuper. La matriz arenosa presenta textura microcristalina afieltrada de sílice, con microdolomía ferrosa.

- El cuarto tramo tiene 80 a 85 metros de espesor. Está constituido por una alternancia de margas, limolitas y limolitas arenosas, y areniscas en capas centimétricas a métricas, con algunas intercalaciones de conglomerados. Se trata de secuencias arena-limo-arcilla, grano decrecientes, con laminación paralela y ripples a techo de los términos arenosos y estructuras de escape de agua. Las direcciones de aporte se mantienen constantes de Sur a Norte. Las areniscas son fundamentalmente recristalizadas, con cemento de dolomía ferrosa en algunos casos. Contienen granos de cuarzo y de fragmentos de rocas volcánicas, glauconita, óxidos de hierro y micas, así como bioclastos de briozoos, equinodermos, algas, amphysteginas, globigerinidos, radiolarios y diatomeas.
- El quinto tramo son 37 metros de conglomerados masivos "mud-supported" de cantos y bloques poligénicos en una matriz limo-arenosa, semejantes a las descritas en el tramo tercero. La matriz arenosa presenta textura criptocristalina con microbandeado ondulado, muy silicificada. Posiblemente se trata de un lodo silíceo con microdolomita ferrosa.
- El tramo sexto tiene una potencia mínima de 180 m y consiste en un conjunto de margas gris-azuladas con intercalaciones de areniscas calcáreas en capas centimétricas a métricas. Las areniscas calcáreas son intrabiomicritas y biopelmicritas-arenosas recristalizadas, con granos de cuarzo, fragmentos de rocas volcánicas y de calizas recristalizadas, óxidos de hierro y galuconita, así como bioclastos de amphysteginas, globigerinidos y espículas. Tienen cemento de dolomita ferrosa. Representan secuencias granodecrecientes con ripples y laminación

paralela a techo. Las bases suelen ser erosivas y son frecuentes las estructuras de escape de agua. Las direcciones de transporte varían de N-30° a N-70°, con sentido hacia el Norte.

La mayor parte de los depósitos de esta unidad se han originado mediante corrientes de turbidez (tramos 2, 4 y 6), y de "debris flow" (tramo 1, base del tramo 4). Los tramos 3 y 5 son dos cuerpos de carácter olistostrómico emplazados principalmente mediante mecanismos de "debris flow". En conjunto corresponden a un ambiente de abanico submarino que evoluciona en la vertical a facies más distales. Las direcciones de paleocorrientes y la naturaleza de los aportes señalan la existencia de una plataforma situada al Sur y un régimen de inestabilidad tectónica.

Los niveles margosos han proporcionado una abundante microfauna, *Globigerinoides trilobus* REUSS, *Globigerinoides disphaericus* TODD, *Globigerinoides inmaturus* LEROY, *Globigerinoides quadrilobatus* BANNER y BLOW, *Globigerina foliata* BOLLI, *Globigerina* cf., *bollii* CITA y PREM. SILVA, *Globigerina diplostoma* REUSS, *Globigerina venezuelana* HEDBERG, *Globigerinita naparimaensis* BROWN, *Globoquadrina dehiscens* (CHAPM, PARR y COLLINS), *Globoquadrina conglomerata* (SCHWAG), *Cassigerinella chipolensis* CUSHM y PONTON, *Globorotalia* cf. *mayeri* CUSHM y ELLISOR, *Globorotalia obesa* BOLLI y *Globorotalia benisanensis* LEROY. Es una asociación que, aun no teniendo gran valor monoestratigráfico, se caracteriza por la falta de formas exclusivas del Mioceno medio. Muy posiblemente representa las zonas N. 8 de BLOW, que se correlaciona aproximadamente con la zona de *G. trilobus* de BIZON y BIZON en el área mediterránea.

En la parte superior aparecen formas nuevas, tales com *Globorotalia archaeomenardii* BOLLI, *Praeorbulina glomerosa* (BLOW), *Praeorbulina transitoria* (BLOW), *Globoquadrina globosa* BOLLI y *Globoquadrina langhiana* CITA y GELAM, que indican un Mioceno medio (Langhiense), que en el correlacionable con la zona N.9 de BLOW o zona de *P. glomerosa* de BIZON y BIZON.

El conjunto del tramo tiene, por tanto, una edad Burdigaliense superior a Langhiense inferior.

Entre los Foraminíferos bentónicos destaca la presencia de *Nonion padamus* PERCONING, *Nonion boueanum* D'ORB, *Nonion soldanii* D'ORB, *Planulina ariminensis* (D'ORB), *Siphonia reticulata* (CZIZEK), *Cibicides pseudoungerianus* (CUSHM), *Cibicides lobatulus* (WALK y JAC), *Pullenia bulloides* D'ORB, *Gyroidina soldanii* (D'ORB), *Uvigerina auberiana* D'ORB, *Robulus rotulatus* (LAM) y *Amphistegina lessoni* D'ORB.

1.6.5. Margas, conglomerados y yesos (17). Serravaliense - Tortoniense

Constituyen un afloramiento de algunos kilómetros cuadrados situado al Norte de Marratxi. Esta unidad cartográfica descansa discordantemente sobre las margas del Burdigaliense superior-Langhiense, de las que difícilmente se las diferencia sobre el terreno por su carácter margoso y aparecer muy cubiertas por suelos cuaternarios. ESCANDELL y COLOM (1958) ya citaron su presencia en las inmediaciones de Son Veri.

Por sus condiciones de afloramiento no es posible caracterizarlas en superficie. Sin embargo, hacia el Sur y el Oeste son recubiertos por sedimentos cuaternarios y pliocenos, bajo los cuales se han detectado en sondeos.

La sucesión más completa se encuentra en el sondeo 30-02 (x: 1.147.825, y: 579.450) donde se han cortado unos 280 metros de sedimentos. La sucesión que presenta aquí, de muro a techo, es la siguiente (espesores aparentes).

- 90 Metros de alternancia de margas grises arenosas con capas de yeso fibroso y conglomerados calcáreos.
- 100 Metros de margas arcillosas grises con niveles de areniscas calcáreas y algún lentejón de conglomerados.
- 60 Metros de margas grises y verdes, arenosas, con restos vegetales e intercalaciones de microconglomerados y calizas algales.
- 35 Metros de calizas algales claras, finalmente laminadas.

Los tramos superiores contienen *Planorbis* sp., *Hydrobia* sp., *Nitellopsis* (T.) *meriani*, *Rabdochara* sp., *Chara renata* y una abundante microfauna resedimentada del Burdigaliense y el Cretácico.

Al Sur de la línea Portal-Marratxi también se ha detectado la presencia de esta formación debajo de los sedimentos pliocenos y del Tortoniense-Messiniense. Los testigos actualmente observables consisten fundamentalmente en margas verdes con cantos flotantes, margas con niveles de yesos detríticos, niveles de yesos en empalizada y tramos de conglomerados canalizados.

Este tramo se interpreta como sedimentos formados en un ambiente lacustre, con deposición de evaporitas y aportes detríticos fluviales en la base, que evoluciona hacia el techo a un lacustre carbonatado.

La edad de esta formación, en base a su contenido paleontológico y a su posición sobre las margas langhienses y bajo los depósitos arrecifales messinienses, se considera Serravallense-Tortoniense.

1.6.6. **Limolitas y calizas arenosas (18). Tortoniense**

Esta unidad aparece en algunos pequeños afloramientos costeros en la zona de Palma Nova. Magalluf.

Consiste en una alternancia de limolitas calcáreas y calizas bioclásticas amarillentas, dispuestas en capas decimétricas a métricas, con aspecto masivo. Contienen abundantes fragmentos de conchas de moluscos y espículas de equínidos, y bioturbación abundante. Hacia la parte

superior las capas son más delgadas y lenticulares. En los afloramientos más septentrionales los niveles de calizas arenosas pasan a predominar claramente sobre los de limolitas.

Petrográficamente los niveles calcáreos son biomicritas arenosas algo recristalizadas con un 10% de cuarzo.

Son sedimentos de marcado carácter litoral.

Se ha determinado la presencia de la siguiente microfauna: *Globigerinoides obliquus* BOLLII, *Robulus* cf. *rotulatus* LAM, *Cytherella* sp., *Ammonia* sp., *Textularia* sp., *Cibicides* sp., y *Pullenia* sp.

Se le atribuye una edad Tortoniense en base a su contenido faunístico y su posición en el contexto regional.

1.6.7. Calizas arrecifales (19). Tortoniense - Messiniense - Plioceno inferior

Esta unidad cartográfica aflora al Norte y Oeste de la ciudad de Palma, en el cerro del castillo de Bellver, zona del El Terreno, Cala Mayor y Sur de Magalluf, y en las proximidades del vértice Ardiaca, así como en el Cerro Seguí al Este de Portal. También se ha reconocido en numerosos sondeos y pozos realizados en el Llano de Palma. Su caracterización se ha realizado a partir de los datos de superficie y de los de las perforaciones.

Esta unidad comprende dos conjuntos separados por una discontinuidad, que se han agrupado por carecer en sí mismos de entidad cartográfica: el "Complejo arrecifal" y el "Complejo Terminal".

El "Complejo Arrecifal" ocupa la posición inferior. Se apoya discordantemente sobre cualquier formación más antigua mediante un tramo de calizas con **Heterostegina** de carácter transgresivo. Presenta dos tipos principales de facies: facies de frente arrecifal y facies de talud.

- Las facies de frente arrecifal. Tienen un espesor de 50 a 80 metros. Son calizas bioconstruidas, masivas, constituidas esencialmente por corales, *Porites*, sp, y *Tarbellastrea* sp., con morfologías diversas y un porcentaje variable de sedimento interno generalmente calizas bioclásticas. Contienen fragmentos de conchas de moluscos equinodermos, algas rodofíceas, etc.
- Las facies de talud alcanzan hasta 100 metros de espesor. Aparecen bajo la facies anterior, que prograda sobre ellas. En la hoja de Palma no afloran, habiéndose reconocido en sondeos. Si lo hacen en el litoral occidental de la Isla, donde muestran buzamiento deposicional. Presentan una secuencia granocreciente, con calcisulfatos blancos ("chalk") con Heterosteginas en la base, que a techo pasan a calcarenitas bioclásticas con placas de *Halimeda* y rodolitas, y niveles lumaquélidos.

El "Complejo Terminal" se sitúa discordantemente sobre el anterior. Presente tres tipos de facies: Facies de calcarenitas y calizas estromatolíticas, facies de margas y datomitas y facies evaporíticas.

– La facies de calcarenitas y calizas estromatolíticas están situadas preferentemente en las márgenes de la cuenca, y alcanzan gran desarrollo en la zona de la Marina de Llevant. En la hoja aparecen en la zona del Dique Oeste, donde han sido descritas por BARON (1976). Consisten fundamentalmente en calizas bioclásticas y oolíticas calcisiltitas bioturbadas, calizas estromatolíticas laminadas, así como niveles de limos rojos con gravas, arcillas rojas y areniscas y suelos hidromorfos. Contienen gasterópodos, ostreidos, briozoos, algas, etc. Petrográficamente son intrabiomicritas recristalizadas, bioesparitas e intrabioesparitas con cuarzo (5 a 10%) y óxidos de hierro, y dolomicritas, frecuentemente con microestratificación paralela y abundante porosidad por disolución.

Las facies de margas y diatomitas han sido descritas por primera vez como tales por SIMO (1982). Sólo se han localizado en sondeos en la parte central de la cuenca. Consisten en margas sapropélicas oscuras con peces, margas verdes con lumaquelas de *Cardium* y *Cerithium* y diatomitas blancas con otolitos.

– La facies evaporítica también ha sido reconocida sólo en sondeos del centro de la cuenca, donde se han contado hasta 60 metros de yesos masivos seleníticos con niveles de margas grises.

En numerosos informes sobre testigos de sondeos frecuentemente se menciona la presencia de calizas recristalizadas oscuras ("facies tipo Pont d'Inca") en los materiales del "Complejo Terminal". Estas calizas neomórficas pueden aparecer tanto en esta unidad como en las calcarenitas pliocenas, debido a su origen secundario. Son oscuras, cristalinas y densas. Petrográficamente corresponden a calizas recristalizadas en un 70 a 100%, con cristales de calcita de textura xenotópica gruesa a muy gruesa y abundantes óxidos de hierro (hasta el 15%). A veces muestran indicios de una posible dedolomitización, así como sombras de aloquímicos englobados en los grandes cristales poiquilíticos de calcita.

Desde el punto de vista sedimentológico esta unidad cartográfica corresponde a la instalación de una plataforma arrecifal progradante en el sector occidental de Mallorca.

El Complejo Terminal muestra una mayor diversificación de ambientes sedimentarios, con facies de llanura de mareas abiertas y facies de cuencas restringidas.

El contenido paleontológico de esta unidad es muy variado: gasterópodos, pelecípodos, corales, algas rojas y verdes, peces, etc., como es característico del ambiente arrecifal. Asimismo, se ha determinado la siguiente microfauna: *Heterostegina* sp., *Ammonia beccarii*, *Quinqueloculina* cf. *oblonga*, *Elphidium crispum*, *E. aculeatu*, *E. advenum*, *Nonium depressulm*, *Cyprideis torosa*, *Cibicides* sp., *Rotalia* sp., *O. suturalis*, *Sphaeroidina bulloides*, *Spiroplectamina wrighti*.

La edad de esta unidad cartográfica, en base a su posición y contenido paleontológico, es Tortoniense-Messiniense-Plioceno inferior.

1.6.8. Conglomerados, areniscas y limolitas (20). Messiniense

Esta unidad corresponde a las facies marginales del "Complejo arrecifal" anteriormente descrito. Este, en sus bordes contiene niveles clásticos constituidos por lentes de conglomerados y cantos dispersos de elementos mesozoicos, que lateralmente pasan a un conjunto de brechas, conglomerados y areniscas, con intercalaciones de limolitas y fangos.

1.6.9. Margas y limolitas (21). Plioceno inferior y medio

Esta unidad cartográfica aflora exclusivamente en los barrancos situados en la zona de Son Mir, al pie del vértice Barranco, y en el Torrente de S'Atalaya, en las proximidades de la carretera de Palma Sineu, aunque se ha reconocido sistemáticamente en los sondeos y pozos realizados en el Llano de Palma ("Margas con *Ammusium*" de GARCIA YAGÜE y MUNTANER (1968) "Calcsilitas de Son Mir" de POMAR y BARON (1978).

La base es erosiva, aunque generalmente se apoya sobre los niveles de la unidad cartográfica 19, y no aflora en el territorio de la hoja de Palma. A techo pasa a la calcarenita del Plioceno medio-superior, que la recubre y es extensiva sobre ella. El espesor es variable, hasta unos 250 metros en el centro de la cubeta de Palma, disminuyendo hacia los bordes donde llega a desaparecer.

Los tramos basales en el centro de la cuenca consisten en algunos niveles de poco espesor de brechas y conglomerados con margas y limolitas grises con pirita, restos carbonosos y fragmentos de moluscos, a veces con cantos de caliza dispersos. Sobre ellas se dispone un conjunto de margas y limolitas calcáreas grises con *Ammusium* sp. y *Dentalina* sp, de aspecto masivo, muy bioturbadas. Contienen abundantes foraminíferos, ostrácodos, briozoos, equínidos y otolitos. Ocasionalmente intercalan niveles delgados de biomicritas arcillosas.

La parte superior, visible en los afloramientos, consiste en limolitas y areniscas finas calcáreas, de tonos amarillentos, con laminación paralela y ripples, con ocasionales niveles de areniscas más gruesas y microconglomerados, con abundantes foraminíferos, *Ammusium* y *Dentalium*.

En conjunto se trata de una secuencia marina granocreciente, con sedimentación tranquila en un ambiente restringido, con influencia continental. Puede interpretarse como depósitos de tipo deltaico.

En los sondeos estudiados, es siempre muy fosilífera, presentando una asociación de Foraminíferos muy rica en especies, tanto plactónicas como bentónicas. Entre las primeras se destaca la presencia de *Gliborotalia margaritae* BOLLI y BERM., *Gliborotalia punctulata padana* DONDIPAPETTI, *Gliborotalia obesa* BOLLI, *Gliborotalia scitula* (BRADY), *Orbulina universa* d'ORB., *Orbulina bilobata* (D'ORB), *Orbulina suturalis* BRONN., *Globigerinoides obliquus* BOLLI, *Globigerinoides extremus* BOLLI, *Globigerinoides inmatura* LEROY, *Globigerinoides sacculifera* (BRADY), *Globigerinoides adriatica* FORN, *Globigerinoides irregularis* (LEROY), *Globigerina bulloides* d'ORB, *Spaheroidinellopsis subdehiscens* BLOW y *Spaheroidinellopsis seminula* (SCHWAG).

De los Foraminíferos bentónicos se mencionan las siguientes especies: *Nonion boueanum* D'ORB), *Nonion pompilioides* (FITCHT/MOLL), *Uvigerina pygmaea* D'ORB., *Virgulina schreibersiana* CZIZEK, *Bolivina spathulata* (WILL), *Hopkinsinia bononiensis* (FORN), *Cibicides haidengeri* D'ORB, *Cibicides lobatulus* (WALK/JAC.), *Bulimina marginata* D'ORB, *Bulimina ovata* D'ORB, *Orthomorphina tenuicostata* (COSTA), *Valvulineria bradyana* (FORN), *Elphidium crispum* (L), *Elphidium crispum biniaecoensis* COLOM, *Ammonia beccarii* (L), *Ammonia inflata* (SEG.), *Ammonia tepida* (CUSHM), *Textularia ponderosa* FORN, *Robulus calcar* (L), *Robulus cultratus* MONTEF. y *Robulus costatus gymnesicus* COLOM.

1.6.10. **Calcarenita (22). Plioceno medio - superior - Pleistoceno inferior**

Esta unidad se dispone sobre la descrita en el apartado anterior, sobre la que es extensiva, llegando a sobrepasarla para apoyarse sobre el "Tortoniense-Messiniense", el Mioceno continental o los materiales mesozoicos y terciarios estructurados. Aflora en el sector oriental de la hoja, entre la carretera Palma-Sineu y Santa María, en la zona de Son San Juan y San Jordi, y entre el vértice Ferrer y el borde SE de la hoja. Asimismo se reconoce debajo de los sedimentos cuaternarios en gran número de sondeos en el Llano de Palma.

Su espesor es variable, entre 10 y 80 metros. El límite con la unidad inferior es un tránsito gradual. Los niveles inferiores consisten en calcarenitas bioclásticas amarillentas de aspecto masivo, con intercalaciones de niveles de limolitas si se apoyan sobre la unidad 21 o de conglomerados si lo hacen sobre un sustrato más antiguo. Aparecen muy bioturbadas y contienen abundantes foraminíferos y restos de moluscos, sobre todo bivalvos y algas. Sobre ellos existe un tramo constituido esencialmente por lumaquelas masivas de bivalvos, de los que sólo se suelen conservar los moldes lo que confiere al conjunto una porosidad elevada y calcarenitas bioclásticas amarillentas. Se disponen en secuencias granodecrecientes, con ripples y estratificación cruzada de gran escala y bajo ángulo. Petrográficamente son intrabiomicritas y biopelmicritas, gravelosas y arenosas, con cuarzo (10%), y un grado variable de recristalización.

Corona la secuencia un conjunto de calcarenitas bioclásticas de grano medio de tonos ocre y rojizos, con abundante bioturbación por raíces y niveles ocasionales de gravas y arcillas rojas (niveles edáficos). Presentan estratificación cruzada de gran escala y gran ángulo y su base es erosiva sobre los niveles inferiores. Pueden estar ausentes, o presentar gran desarrollo, como en la zona de Puntiró. Petrográficamente son areniscas compuestas por granos de fragmentos de fósiles y cuarzo (10%), eolizadas, con escaso cemento carbonatado y elevada porosidad.

Esta unidad corresponde a sedimentos de carácter litoral, que muestran una secuencia somerizante con shoals bioclásticos y depósitos de playa que culmina con emersión y erosión, y la instalación de un complejo de dunas eólicas.

Sobre muestras procedentes de sondeos, se ha determinado la siguiente microfauna: *Elphidium crispum*, *Cibicides refulgens*, *Ammonia beccarii*, *Discorbis globularis*, *Gyroidina* sp., *Lithothamnium* sp., rotalidos y globigerináceos.

Por su posición estratigráfica sobre las "margas con *Ammussium*" se considera que la edad de esta unidad cartográfica es esencialmente Plioceno medio-superior, perteneciendo ya los niveles dunares superiores al Pleistoceno inferior.

1.6.11. **Conglomerados (23). Plioceno**

Se incluyen en este apartado el conjunto de materiales detríticos que afloran sobre el Oligoceno superior - Aquitaniense en la Urbanización de Ses Rotgetes de Canet. En conjunto se trata fundamentalmente de conglomerados poco consolidados con intercalaciones de areniscas y limos con 20 a 30 metros de espesor.

Se trata de varias repeticiones de una secuencia de conglomerados calcáreos mal clasificados con bases canalizadas, areniscas calcáreas con estratificación cruzada, arenas finas y limos con suelos de raíces.

Por sus características litológicas y posición geográfica son comparables a depósitos similares que se encuentran en la zona de Campanet y Bugner, en la hoja de Inca. Se les atribuye una edad Pliocena, sin base paleontológica y representarían los equivalentes fluviales de las facies marinas del Plioceno descritas en los apartados anteriores.

1.7. CUATERNARIO

1.7.1. **Arcillas rojas, limolitas, conglomerados y suelos calcimorfos (24) Pleistoceno**

Estos depósitos constituyen la mayor parte del relleno de la cuenca del Llano de Palma. Generalmente están recubiertas por suelos aluviales y eluviales más recientes, aflorando hacia los bordes de la Sierra; ha sido atravesados por numerosos sondeos, que indican una potencia media del orden de 50 a 70 metros.

Consisten en conglomerados y brechas de elementos calcáreos y dolomíticos, de fábrica clast-supported, con matriz limo arenosa y cemento calcáreo, con bases erosivas, fangos ocreos y rojos, a veces con cantos, areniscas calcáreas, limolitas rojas y suelos calcimorfos y costras zonares.

Hacia los bordes de la cubeta predominan las facies más gruesas, propias de las zonas proximales de un sistema de abanicos aluviales que ocuparía todo el borde meridional de la Sierra, con depósitos transportados alternativamente por mecanismos de arroyada y canales. Las facies canalizadas predominan en las zonas distales, con canales entrelazados y zonas de encharcamiento temporal que favorecerían el desarrollo de suelos calcimorfos. Las costras y envueltas ferruginosas abundan en el carácter árido que indican el conjunto de estos depósitos.

En Sencellas (hoja de Porreras, 30-27) estos depósitos contienen *Myotragus*, y en el Banco de Ibiza (hoja de Isla de Toro, 38-38), CUERDA (1975). cita *Oxychilus lentiformes*, *Iberellus*

companyoni y *Tudorella ferruginea* en depósitos análogos. Su atribución al Pleistoceno se basa en estos hallazgos paleontológicos y a su posición regional.

1.7.2. Eolianitas. "Marés" (25). Pleistoceno superior

Se han englobado en esta unidad cartográfica los depósitos de eolianitas cuaternarias, que contienen intercaladas o asociadas niveles de terrazas marinas, y son conocidas localmente con el nombre de "marés". Afloran principalmente a lo largo de una banda de hasta un kilómetro de anchura entre Palma y El Arenal y en la zona de Santa Ponsa. No obstante, a lo largo de todo el litoral son frecuentes los retazos de formaciones dunares de dimensiones más reducidas.

En el trabajo de CUERDA (1975) sobre el Cuaternario de las Baleares se encuentra una descripción pormenorizada de los niveles marinos asociados a su estratigrafía y paleontología.

La disposición general consiste en una duna rissienne, que puede alcanzar hasta 20 metros de espesor y se hunde en el mar, sobre la que se sitúan niveles de terrazas marinas (arenas de playa, conglomerados, limos), generalmente entre 2 a 3 metros sobre el nivel actual del mar, con faunas entyrrehienses y neotyrrhenienses, y pueden aparecer recubiertas por las dunas wünnienses, de menor espesor y posición topográfica más elevada.

Las eolianitas están constituidas por granos de arena calizas, generalmente bioclastos, y cuarzo, de 0,5 a 1 mm bien clasificadas, más o menos cementadas por carbonatos. Contienen fragmentos de conchas marinas y foraminíferos rodados. Presentan estratificación cruzada de gran escala y gran ángulo, rhizconcreciones, e intercalaciones de niveles de arcillas rojas de decalcificación y costras calcáreas.

CUERDA (1975) cita en los dos niveles marinos entyrrehienses y en el nivel neotyrrheniense una abundante fauna de la que es destacable, por su interés estratigráfico: *Acar plicata* (CHEMNITZ), *Brachyodorites senegalensis* (REEVE), *Cardita senegalensis* (REEVE), *Ungulina oblonga* (DOUDIN), *Monodonta linearta* (DA COSTA), *Theridium minutum* (DE SERRES), *Strombus bubonius* LAMARCK, *Polynices lacteus* (GUILDING), *Natica furtoni* E.A. SMITH, *Cymatium costatum* (BORN), *Bursa scrobiculator* (LINNE), *Thais haemastoma* s. sp. *congul* (CHEMNITZ), *Cantharus universatus* (KIENER), *Arcularia gibbosula* (LINNE), *Mitra fusca* SWAINSON, *Cornus testudinarius* MARTINI y *Ocyropa cursor* LINNE.

La edad de la unidad cartográfica es pues Pleistoceno superior.

1.7.3. Limos arcillosos con materia orgánica (26). Pleistoceno superior

Esta unidad cartográfica representa a los sedimentos de facies lagunar que existen en Magalluf y entre San Jordi y Son San Juan. Corresponde a antiguas lagunas cuaternarias individualizadas del mar mediante una barra de dunas o depósitos litorales, y que posteriormente se han desecado y saneado para su urbanización o utilización para labores agrícolas, por lo que se

delimitación actual es imprecisa. Para delimitar la existencia en el Llano de Palma se han utilizado los datos de CUERDA (1975).

Están constituidos por sedimentos fangosos, limos arcillosos con materia orgánica y niveles de arena, con *Cerastoderma glaucum* y otras especies que indican aguas de elevada salinidad (CUERDA, 1975).

El contenido faunístico, y la datación de los depósitos que los aislaban del mar, indican para esta unidad una edad Plioceno Superior.

1.7.4. **Coluviales de cantos con matriz limo-arcillosa (27). Holoceno.**

Estos depósitos corresponden a depósitos coluviales, conos de deyección de torrentes y derrubios de ladera. Alcanzan gran desarrollo en el ámbito occidental de la hoja, debido a su accidentada orografía, habiéndose representado en la cartografía los más notables.

Están constituidos por gravas y bloques de elementos calizas y dolomíticos, con proporción variable de matriz limo-arcillosa y niveles cementados. La granulometría y naturaleza de cada depósito está muy controlada por los factores locales de pendiente y litología del sustrato.

1.7.5. **Arcillas rojas. "Terra Rossa" (28). Holoceno**

Son depósitos residuales procedentes de la alteración de rocas calcáreas. Aunque son frecuentes en el sector de la Sierra, abundan más sobre los afloramientos de calcarenitas pliocenas y cuaternarias, dado que su mayor porosidad facilita la disolución. Solamente se han representado en un punto de la Hoja, donde alcanzan un espesor superior a los 20 metros. Se trata de una dolina de grandes dimensiones situada al NE de Portal, donde estos materiales se explotan actualmente en una cantera.

1.7.6. **Limolitas y arcillas rojas con cantos de calizas (29). Holoceno**

Son depósitos de origen eluvial y aluvial que ocupan la superficie del Llano de Palma y las llanuras situadas entre Palma Nova y Santa Ponsa. Su espesor es en general reducido, y recubren los depósitos cuaternarios más antiguos.

Están constituidas fundamentalmente por gravas y bolsas de cantos de caliza, con una matriz de limos y arcillas limolíticas rojas, con distintos niveles de encostramiento y rhizoconcreciones.

1.7.7. **Arenas eólicas (30). Holoceno**

Corresponden al campo de dunas recientes existentes al Este de Santa Ponsa. Son arenas eólicas no consolidadas, fijadas recientemente por la vegetación y la actividad urbanística. Están

constituidas por arenas calcáreas medias y finas, bien clasificadas de colores amarillentos y grises. Se desconoce su espesor.

1.7.8. **Limos y arenas con grava (31). Holoceno**

Se incluyen en este apartado los sedimentos aluviales depositados en los valles de los ríos y arroyos existentes en la hoja.

1.7.9. **Arenas de playa (32). Holoceno**

Corresponden a los depósitos actuales de las playas de Palma y El Arenal, Palma Nova y Magalluf.

Están constituidas por arenas calcáreas, de grano grueso a medio, con niveles de arenas gruesas y lumaquelas de conchas marinas actuales.

1.7.10. **Gravas, limos y arcillas (33). Holoceno**

Se incluyen en este apartado algunos depósitos de poca extensión que constituyen fondos de valle y otras acumulaciones difícilmente clasificables y que, por tanto, se asignan a este apartado general.

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA REGIONAL

En el conjunto de la Isla de Mallorca se manifiestan tres dominios estructurales bien individualizados: La Sierra Norte, la Zona Central y la Sierra de Levante.

La Sierra Norte, que corresponde al mayor conjunto montañoso de la Isla, se extiende desde la Isla Dragonera hasta el Cabo Formentor, en una longitud de unos 80 km y presenta una anchura que varía entre 10 y 20 km. la mayor parte de ella está constituida por los materiales del Keuper y las potentes masas calcodolomíticas del Lías inferior y medio. El resto de los términos estratigráficos que intervienen en la estructura son el Trías inferior y medio, el Jurásico y Cretácico inferior margosos, el Paleógeno y el Burdigaliense. Las directrices estructurales regionales tienen una marcada linealidad NE-SW, subparalelas o ligeramente oblicuas a la costa, que indudablemente tienen un carácter morfotectónico. La vergencia de las estructuras es hacia el NW, definida por series monoclinales, superficies mecánicas en general de buzamientos bajos, y pliegues entre los que dominan los sinclinales.

La Sierra de Levante ocupa la porción meridional de Mallorca. Es un conjunto montañoso más modesto que el septentrional, con el que guarda paralelismo en su disposición general.

Se extiende desde el Cabo Farutx hasta la región de Felanitx, con una longitud de unos 45 km y entre 8 y 15 de anchura. Los principales elementos estratigráficos involucrados en las estructuras son el Trías superior, el Lías calco-dolomítico, y el Jurásico y el Cretácico margosos, estos últimos con mayor grado de participación que en la Sierra Norte. El Paleógeno y Aquitano-burdigaliense son los términos estratigráficos terciarios que aparecen claramente estructurados. Las directrices estructurales regionales no aparecen en la Sierra de Levante tan nítidamente marcadas como en el Norte. En la región de Artá predominan las directrices NE-SW, las de la elongación del conjunto, con directrices NW-SE ortogonales a las anteriores subordinadas. Esta dirección NW-SE es la predominante en la porción meridional, entre Manacor y Felanitx.

La Zona Central de la Isla, enmarcada por las zonas montañosas de ambas sierras, queda caracterizada por presentar menor altitud y un relieve de morfología más suave, reflejo de su constitución a base principalmente de depósitos terciarios y cuaternarios. En la parte central de esta zona, entre Randa y Santa Margarita se individualiza un sector constituido por materiales paleógenos y del Mioceno inferior, afectados por la deformación entre los que afloran numerosos isleos de terrenos mesozoicos. Las directrices estructurales dominantes en este caso son NE-SW. Este sector queda orlado por depósitos del Mioceno superior y Cuaternario, considerados postorogénicos, que presentan disposición subhorizontal y se han acumulado en varias fosas (Cuencas de Palma, de la Puebla, de Campos, etc.), en la que alcanzan espesores de hasta tres mil metros como se ha evidenciado mediante sondeos y prospección geofísica.

Las ideas sobre la tectónica del conjunto de Mallorca y su posición y significado en las cadenas alpinas mediterráneas son diversas y controvertidas. Aparte de los trabajos de LA MARMORA

(1835), BOUBY (1867), HERMITE (1879) y NOLAN (1893, 1895), que inician el conocimiento geológico de la Isla, son las aportaciones de FALLOT (1992) y DARDER (1925, 1933) lo que proporcionan una visión moderna de la estructura de Mallorca, estableciendo un modelo que, aceptado y difundido por COLOM (1960), OLIVEROS, ESCANDELL (1960) y ha sido el único vigente hasta hace pocos años. En este modelo la disposición estructural general consiste en varias series de pliegues y escamas cabalgantes vergentes al NW, estando situado el momento de la estructuración principal entre el final del Burdigaliense y el principio del Vindoboniense. Los trabajos más recientes, como el de BOURROUILH (1973), que propugna la ausencia de grandes corrimientos en el sector norte de la Sierra de Levante, y el de MATAILLEX y PECHOUX (1976), que evidencia importantes matizaciones mantienen vigente lo esencial del modelo originario, esto es, una compresión procedente del SE durante el Mioceno inferior como máxima responsable de la actual configuración estructural de Mallorca, en analogía con la zona oriental de la Cordillera Bética, de la cual Mallorca representaría su término oriental extremo.

Al impulso de la investigación sobre la geología marina en el Mediterráneo Occidental. POMAR (1979), propuso recientemente un modelo alternativo sobre la estructura de Mallorca, que aunque impreciso en algunos detalles tanto cronológicos como geográficos, permite un enfoque de la problemática estructural totalmente opuesto al clásico. POMAR considera que aunque no es descartable la existencia de fases compresivas durante el Paleoceno-Eoceno inferior y el Helveciense, las características esenciales del edificio tectónico de Mallorca se deben a varias fases distensivas ocurridas durante el Mesozoico, el Paleógeno y el Mioceno inferior.

2.1.1. Evolución tectónica durante el Mesozoico

En Mallorca no existe ningún afloramiento del zócalo del ciclo alpino. En opinión de POMAR (1979) el zócalo de los sedimentos mesozoicos de la Isla consiste en rocas paleozoicas deformadas en la orogenia hercínica similares a las que afloran en Menorca, de acuerdo con los datos de la Geología Marina y la Geofísica, así como con la existencia de un Trías inferior de facies germánica y de cantos de rocas paleozoicas en los sedimentos terciarios. Otro dato que apunta en este sentido es que las direcciones estructurales que condicionan los dispositivos sedimentarios y las estructuras de Mallorca coinciden con las pautas de fracturación tardihercínica que se observan en los macizos hercínicos de la Península y de Europa.

Los escasos sedimentos del Trías inferior existentes en Mallorca parecen indicar que durante esta época formaba parte del sistema de fosas subsidentes que funcionó en Europa meridional, Norte de África y América en las proximidades de las futuras líneas de disyunción del Tethys y el Atlántico durante la distensión mesozoica. La transgresión del Trías Medio señalaría la acentuación de estas condiciones que culminarían en el Keuper con la efusión de basaltos alcalinos a lo largo de las principales líneas de disyunción continental.

La abundancia y naturaleza (coladas subáreas) de rocas volcánicas en el Keuper de la Sierra Norte es coherente con una posición próxima tanto a una línea de disyunción principal (el margen del geosinclinal bético) como a una línea secundaria posteriormente abortada (el aulacógeno celtibérico).

El estriamiento cortical a partir del Triás superior pasa a realizarse mediante adelgazamiento mejor que fracturación, con hundimiento generalizado de zonas hasta ahora fundamentalmente continentales. Ello, junto con la aparición de dorsales oceánicas en las áreas internas del Tethys en la que ya se crea nueva corteza oceánica, da lugar a una transgresión generalizada durante el Lías inferior y medio, con la instauración de una plataforma carbonatada con evidencias de oceanización progresiva. El espesor de los sedimentos del Lías de Mallorca muestra que esta plataforma fue relativamente subsidente. Hacia el Lías medio-superior se inicia la fragmentación de la plataforma carbonatada, posiblemente por una acentuación de las condiciones distensivas, con juego de bloques que darían lugar a áreas emergidas locales y rejuvenecimiento continental, que quedaron atestiguadas por sedimentación detrítica. Mientras que en el Prebético y Cordillera Ibérica persisten las condiciones de plataforma, en el Subbético y Baleares se establecen condiciones propias de un borde de plataforma o un talud continental posiblemente dispuesto en dirección NE-SW. Este cambio muestra polaridad hacia el SE, ya que la profundización de la cuenca parece más tardía en la Sierra de Levante que en el Norte. Las condiciones de talud continental persisten en el área de Mallorca durante el Jurásico medio y el superior. Este talud es inestable y se alimenta mediante aportes detríticos y olistolitos procedentes de la plataforma carbonatada. Los aportes proceden del NW en la Sierra Norte (POMAR, 1979), mientras que en la Sierra de Levante los aportes de calizas alodápicas procedentes del E y NE (BOURROUILH, 1973), podrían explicarse admitiendo la existencia de un alto fondo residual de la fragmentación de la plataforma, o bien una morfología del talud continental con escarpes transversales condicionados por fracturas NW-SE.

Durante el Cretácico inferior persisten y se acentúan las condiciones del Jurásico superior. La sedimentación pelágica, con disminución o desaparición de los aportes de la plataforma situada al W y NW evidencian que la profundización del surco continúa al mismo tiempo que se reduce la influencia del talud submarino. En el Cretácico medio se interrumpen las condiciones de profundidad, en un evento de características mal conocidas y que sin duda reflejan un cambio en los movimientos relativos de las placas continentales, iniciándose la convergencia entre África y Europa con el cese de las condiciones distensivas en el Tethys, que comienza su contracción. En las zonas más internas los flyschs del Cretácico superior reflejan las nuevas condiciones, mientras que en el área de Mallorca aún persisten condiciones de mar profundo hasta finales del Cretácico, cuando tuvo lugar la emersión de toda el área balear posiblemente como consecuencia del establecimiento de una zona de subducción al SE del archipiélago y su continuación hacia el NE, Córcega y Cerdeña, acontecimiento que, además de la citada emersión, dio lugar a una fase de deformación compresiva de la pila sedimentaria balear.

2.1.2. La estructuración cenozoica

Como ya se ha mencionado en el apartado 2.1, las ideas sobre la estructura de Mallorca han sufrido un desarrollo histórico que ha cristalizado en dos modelos si no antagónicos, si bastante dispares en sus concepciones esenciales.

El modelo clásico, apadrinado inicialmente por FALLOT (1914, 1920, 1922) y DARDER (1925, 1933), muestra la fuerte influencia de las ideas orogénicas en boga en aquella época sobre las

cadena alpinas circummediterráneas y un especial sobre las Cordilleras Béticas, de cuyas zonas externas se consideraba que las Baleares, excepto Menorca, formaban parte.

FALLOT (1922) dedica su tesis doctoral al estudio de la Sierra Norte, cuya arquitectura considera como el resultado de empujes de dirección NW que han producido una complicada disposición estructural con un estilo de imbricaciones, escamas cabalgantes y pliegues vergentes hacia el Norte, que han deslizado favorecidas por el despegue a favor de los niveles plásticos del Triás superior.

Los términos estratigráficos más elevados involucrados en estas estructuras son de edad Burdigaliense, que a veces aparecen recubiertos en gran longitud por el Triás o el Lías, especialmente hacia el SE, donde la flecha de los corrimientos alcanzarían su mayor magnitud. FALLOT (1922) establece tres series tectónicas corridas unas sobre otras. La serie inferior o serie I es la más septentrional y se extiende en general a lo largo de toda la costa Norte; en ella aparece el Triás inferior, lo que induce a considerar su carácter autóctono o paraautóctono y una cobertera burdigaliense que recubre los tramos mesozoicos y sobre la que desliza la segunda serie. La serie tectónica II se encuentra corrida sobre la anterior y ocupa la parte central de la Sierra Norte. Presenta un gran desarrollo desde Andraitx a Pollensa y conforma los principales relieves de la Sierra: Galatzó, Tomir, Massanella, Puig Major, etc. Su cobertera de conglomerados aquitanienses o la serie burdigaliense ha desaparecido frecuentemente por erosión. La serie tectónica III está deslizada sobre la II y sólo aparece en una estrecha franja a lo largo de todo el borde meridional de la Sierra siendo la que presenta una serie terciaria más completa.

Las tres series tectónicas, y sobre todo la serie II, presentan a su vez un conjunto de subescamas cabalgantes unas sobre otras y pliegues con planos axiales bastante tumbados.

En la región de Alcudia y Colinas de Son Fe existen pliegues de dirección ortogonal a la general de la Sierra, que ESCANDELL y COLOM (1960) consideran producidos por una fase de compresión intraburdigaliense, anterior a la fase de plegamiento principal postburdigaliense.

Recientemente MATAILLEX y PECHOUX (1978) modifican el modelo general en lo tocante a la zona de Andraitx, en la que resuelven la disposición estructural mediante una serie monoclinial de olistones mesozoicos y paleógenos inmersos en un conjunto burdigaliense, posteriormente afectados por una fase de compresión que los pliega y fractura, aunque mantienen difusamente la idea de mantos de corrimientos de procedencia meridional que constituirían la fuente de alimentación de la cuenca de resedimentación del Mioceno inferior.

En la región de Randa, de la Zona Central, COLOM y SACARES (1968) establecen una fase de plegamiento post-oligocena y anteburdigaliense, con una dirección de compresión E-W, aunque mantienen la fase postburdigaliense como la fundamental. Sin embargo, BOURROUILH (1973), considera estos pliegues producidos por el arrastre de la masa burdigaliense que constituye la parte superior del Macizo de Randa al deslizar hacia el NW, descartando una tectónica oligocena. El conjunto de las Sierras Centrales (Randa - María de la Salud) están formados por una serie de alineaciones estructurales más o menos dispersas con dirección NE-SW, constituidas por materiales mesozoicos, paleógenos y burdigalienses rodeadas por un Bur-

digaliense superior discordante sobre estas estructuras aunque plegado también. Los restantes sectores de la Zona Central son cubetas de subsidencia en la que se alcanza espesores de sedimentos terciarios de varios centenares de metros.

Respecto a la Sierra de Levante, fue DARDER (1925, 1929, 1933), uno de los primeros autores en proporcionar una visión de conjunto de su estructura, que establece en base a varias series corridas hacia el Norte, afectados posteriormente por una fase de "retrocharriage". Posteriormente FALLOT, y el mismo DARDER disminuyen el número de series corridas y descartan la fase retrovergente. El modelo clásico de la estructura de esta zona comprende una serie de pliegues y corrimientos de dirección NW-SE, que afectan aparentemente a los materiales mesozoicos y se desarrollan preferentemente en el sector de Manacor-Felanitx. Estas estructuras se habrían originado posiblemente en una fase anterior a la que genera las fallas inversas y cabalgamientos de rumbo NE-SW. Estos cabalgamientos, que producen la repetición de las series, serían de edad intraburdigaliense. Las conclusiones del trabajo BOURROUILH (1973) sobre la extremidad septentrional de la Sierra modifican sustancialmente este cuadro estructural. En primer lugar establece la existencia de una tectónica post-eocena y pre-miocena, presumiblemente oligocena superior, posteriormente a otra de edad Paleoceno-Eoceno inferior, cuyas estructuras no se pueden caracterizar actualmente. Durante el Mioceno inferior evidencia una actividad tectónica que se traduce en el hundimiento del NE de Mallorca y la emersión de una masa continental al E y SE de la Sierra de Levante, controladas por las direcciones de zócalo NS a NE-SW.

La estructuración principal la sitúa entre el Burdigaliense y el Mioceno superior, y es motivada por dos campos de esfuerzos. El primero de dirección de compresión NS-SW, que provoca el juego de fallas de esta dirección y cabalgamiento limitados, y el segundo de dirección NW-SE, siendo este el principal responsable de la estructuración que afecta al zócalo y a la cobertera. Los esfuerzos NW-SE general pliegues rectos o vergentes al NW, y posteriormente reactivan la falla de zócalo de la misma dirección, provocando la compartimentación de la cobertera y el zócalo en paneles deslizantes hacia el NW, mientras que los accidentes N-S a NE-SW son reutilizados hacia el NW o el SE.

JEREZ MIR (1979), en un trabajo de síntesis de las Cordilleras Béticas ofrece un punto de vista extremo del modelo clásico, proponiendo para la Sierra Norte una procedencia meridional, con su patria paleogeográfica más al Sur de la Sierra de Levante, y emplazada como un manto de corrimiento sobre los terciarios de la región central. Las Sierras de Levante, también alóctonas, consistirían en dos mantos superpuestos, lo que explicaría las direcciones estructurales aberrantes del extremo meridional, que corresponderían a la unidad corrida inferior.

Más recientemente POMAR (1979), ha establecido un modelo alternativo para la evolución de Mallorca. Este modelo todavía es de carácter global y no describe detalladamente la geometría de las estructuras existentes en la Isla. En el marco de este modelo se contempla que durante el Paleógeno inferior tendría lugar la eliminación del Tethys en el área de Mallorca como consecuencia de una fase compresiva generalizada en la futura cuenca del Mediterráneo occidental. Durante el Eoceno superior-Oligoceno se inicia una fracturación y formación de "horts" y "grabens", con suave subsidencia y la implantación de importantes dominios lacustres con episódicas transgresiones marinas. El diastrofismo distensivo se acentúa hacia el

fin del Oligoceno, llegando a una fase importante en el Aquitaniense, que produce notables cambios paleogeográficos, siendo posible que en esta fase se produjeran los principales corrimientos gravitacionales. Durante el Burdigaliense se produce una fuerte transgresión marina generalizada en las Baleares y que alcanza su valor máximo durante el Langhiense; las cuencas burdigalienses se generan por sistema de fracturas distintos a los que han jugado en las cuencas paleógenas y son contemporáneas a la sedimentación. Las turbiditas colmatan estas cuencas a las que llegan grandes olistones mesozoicos.

La regresión serravalliense se correlacionaría con el juego de fracturas de desgarre y consiguiente elevación del área correspondiente a una fase tectónica compresiva. Los sedimentos lacustres subsiguientes, tradicionalmente atribuidos al Burdigaliense superior, han de correlacionarse con esta fase. Después de la transgresión del Tortoniense se desarrolla un importante complejo arrecifal que termina con la crisis de salinidad messiniense, tras la cual un nuevo ciclo transgresivo se implanta durante el Plioceno.

2.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

En el terciario de la hoja de Palma se diferencian dos dominios estructurales: la Sierra Norte, y el Llano Central. Este último ocupa la parte oriental de la hoja y está constituido principalmente por depósitos cuaternarios y terciarios posttectónicos, así como por los materiales mesozoicos y terciarios estructurados que constituyen su sustrato y afloran en las entre Marratxí y Santa María del Camí.

La Sierra Norte está constituida por un conjunto de unidades tectónicas que han sido enumeradas en la introducción de esta memoria. Cada unidad tectónica presenta un conjunto de características estratigráficas y estructurales propias, y todas ellas se apilan mediante superficie de corrimiento tumbadas, con recubrimientos del orden de varios kilómetros.

La unidad tectónica de Bañalbufar (Unidad I) está constituida esencialmente por depósitos terciarios. Aunque este carácter no puede asegurarse para el Buntsandstein de Port d'és Canonge, el resto de los afloramientos triásicos que afloran en la franja costera de las hojas de Soller, Palma y Andraitx parecen corresponder a un apilamiento de olistolitos. Las turbiditas burdigalienses-langhienses que coronan la unidad en esta franja muestran deformaciones sinsedimentarias vergentes al Norte. Estos depósitos son los que constituyen la totalidad del afloramiento de la Unidad I en la ventana tectónica de Puigpuñet, donde queda recubierta por la Unidad II en el sector NO, y por unidades superiores hacia el Sur y el Este. En esta parte el sustrato de las margas langhienses posiblemente son brechas Jurásicas como las de la Unidad II, en vez de materiales triásicos, como parecen indicar los testigos de un sondeo realizado en las proximidades de Cas Perelló. Los materiales terciarios de la ventana tectónica poseen una estructura interna de plegamiento difícil de caracterizar geométricamente por la falta de niveles-guía, posiblemente debida al emplazamiento de las unidades tectónicas superiores.

La Unidad tectónica de George Sand-Sa Calobra (Unidad II) se dispone sobre la anterior, recubriéndola en una longitud que se puede estimar al menos en ocho kilómetros. El zócalo

mesozoico que comporta en su base (la facies Keuper y el Rethiense) se encuentra muy tectonizado e incluso puede estar totalmente laminado. Esta deformación afecta también al techo de la unidad inferior, pudiéndose desarrollar una esquistosidad asociada a la superficie de corrimiento. En la zona de Son Buñola de la hoja de Soller (38-20), los elementos microtectónicos asociados al cabalgamiento indican una dirección media de transporte tectónico de N-110°, con sentido SE a NW. En la ventana tectónica de Son Llabrés, atribuida a esta unidad por su posición bajo la unidad III y en las proximidades de la semiventana de Esporlas, afloran exclusivamente las margas langhienses. El sector noroccidental de la doble ventana de Puigpuñet corresponde a esta unidad, que muestra en su parte superior, una mesa de varios kilómetros cuadrados de materiales triásicos a la existente entre Son Creus y el Coll de Sa Bastida en la Hoja de Soller (38-26). La unidad tectónica II no está presente en el borde meridional y oriental de la ventana de Esporlas. Este hecho ya fue evidenciado por FALLOT (1922), que representa su "escama de C'na Lluisa" acuñándose hacia el Sur. Esta desaparición puede deberse tanto a causas estratigráficas como tectónicas, por cambio lateral de la formación brechoide y laminación tectónica hacia el Sur, donde existe una franja muy tectonizada en que se apilan las unidades tectónicas superiores.

En esta unidad las estructuras de plegamiento son prácticamente inexistentes a escala cartográfica, predominando la estructura monoclinnal con buzamientos hacia el Sureste.

En la unidad de Teix-Tomir (Unidad III) el sustrato mesozóico comprende la facies Keuper, el Rethiense-Hettangiense y el Lías inferior y medio. Completan la constitución de esta unidad los depósitos paleógenos de Ses Rotgetes en las hojas de Palma, y los depósitos burdigaliense-langhiense en zonas próximas.

En la estructura interna de esta unidad continúa prevaleciendo la disposición monoclinnal muy tendida, aunque ya se advierte un cierto desarrollo de las estructuras de plegamiento vergentes al noroeste.

El recubrimiento de esta unidad sobre la inferior es del orden de unos siete kilómetros en las ventanas de Son Llabrés y Puigpuñet, llegando a apoyarse directamente sobre la Unidad tectónica I en el sector oriental de esta última, donde los planos de cizalla asociadas a la superficie de corrimiento indican un desplazamiento en sentido SE-NO, congruentes con las direcciones de transporte tectónico N 140 a N 160 que se han podido medir en la hoja de Soller.

La Unidad de Alfabia - Es Barraca (Unidad III) se dispone sobre la anterior. En este caso es más difícil evaluar la magnitud del recubrimiento sobre la unidad inferior, cuyo contacto se realiza a lo largo de una banda de gran complicación estructural en la que es difícil discernir los elementos tectónicos de cada unidad. Presenta una serie mesozoica completa hasta el Cretácico inferior y depósitos paleógenos discordantes sobre ella.

La estructura interna de la unidad viene definida por el desarrollo de pliegues y cabalgamientos de rumbo ENE-OSO a NE-SO, vergentes hacia el NO. El contraste litológico entre el Lías calcáreo y el Jurásico y Cretácico margosos origina frecuentes disarmonías en los pliegues sinclinales, que adoptan geometrías apretadas con numerosos repliegues secundarios en los núcleos.

Los depósitos paleógenos son discordantes sobre el mesozoico y se alojan preferentemente en núcleos sinclinales (sinclinatorio de Calviá-Paguera, sinclinal pinzado de Valldurgent en el borde noroccidental de la Sierra Na Burguesa). Estos depósitos, aunque afectados por el plegamiento, fosilizan estructuras anteriores.

La Unidad de Alaró (Unidad V) está representada en el borde sureste de la Sierra, y su constitución estratigráfica es similar a la de la Unidad IV. La disposición geométrica de la unidad es esencialmente monoclinial, cruzando hacia el sureste. El "klippe" de Bauzá atestigua un recubrimiento mínimo sobre la unidad inferior del orden de cinco kilómetros, y tomando además en consideración las ventanas tectónicas de Son Vida y de na Grogue se puede ampliar esta magnitud hasta siete u ocho kilómetros.

En la zona de Establiments existe un conjunto de materiales cretácicos y paleógenos que no se han atribuido a ninguna unidad tectónica de las descritas en concreto, ya que aunque están rodeados por contactos anormales, las condiciones de afloramiento no permiten caracterizar su geometría. Existe la posibilidad, por su constitución estratigráfica, de que pertenezcan a las unidades tectónicas superiores, y estén limitadas por fracturas tardías. Otra hipótesis es que afloren en ventana tectónica bajo la unidad III, y en tal caso representen un equivalente lateral de alguna de las unidades inferiores. Internamente presenta una estructura con pliegues laxos de rumbo ENE-OSO.

Sobreimpuesta a la estructura descrita en cada unidad existe una fracturación posterior muy importante. Se trata de fallas normales de recorrido kilométrico que se agrupan en varias familias. Las fallas más importantes son las de rumbo NE-SO, paralelas a la alineación orográfica de la Sierra. Presentan planos subverticales, con bloque hundido tanto hacia el NE como hacia el SE. La magnitud del salto es variable, y a veces importante, habiéndose encontrado desplazamientos verticales de hasta 400 m en la hoja de Soller. Localmente pueden localizarse a favor de los límites entre unidades tectónicas, como en la zona meridional del Galatzó originando bandas de gran complicación estructural. Esta familia tiene un significado morfotectónico notable, condicionando el relieve y configuración actual de la costa y la Sierra Norte, cuyo límite con la depresión central está en relación con estas fracturas. Existen otras dos familias de fallas, de rumbo N-S a NO-SE, con todas las orientaciones intermedias entre estos valores extremos.

El **Llano de Palma** pertenece a una fosa o conjunto de fosas de hundimiento que se han generado con posterioridad a la estructuración langhiense. Su geometría está condicionada por las fracturas que se acaban de describir, y ha experimentado procesos de subsidencia más o menos intermitentes desde el Mioceno medio hasta el Cuaternario acumulándose un espesor de sedimentos que en las inmediaciones de Palma pueden superar los 300 a 400 metros.

El borde Norte y Oeste de la depresión corresponde a una flexión o sistema de fallas normales en graderío, o más posiblemente a ambos mecanismos, según una directriz fundamental NE-SO, que localmente está trastocada por la existencia de accidentes transversales NO-SE. Este es el caso que sucede en el borde Norte de la hoja, donde los depósitos cuaternarios penetran hacia Buñola según una alineación NE-SO que se prolonga en los afloramientos estructurados de Santa María del Camí y del Macizo de Randa.

En esta alineación, que ya tuvo significación paleogeográfica durante el Plioceno superior, los materiales pliocenos aparecen deformados atestiguando la persistencia de la movilidad de estas posibles fracturas de zócalo durante largo tiempo. Asimismo, cabe relacionar las direcciones estructurales aberrante, NO-SE, que muestran los materiales estructurales de la zona de Marratxi-Santa María con este accidente.

Los materiales del Mioceno superior y del Plioceno muestran una estructura suave, subhorizontal o buzando ligeramente hacia el centro de la depresión, con algunas fracturas de escaso alto y recorrido. Por el contrario los materiales del Mioceno medio-superior presentan un grado de tectonización interna (conglomerados con cantos estriados y marcas de presión-solución) que parece indicar que han sido afectadas por una fase de compresión, aunque este extremo no es posible verificarlo en los afloramientos de superficie. Finalmente, la disposición de los depósitos marinos cuaternarios, y la potente serie clástica que rellena la depresión atestiguan una actividad tectónica basada en movimientos verticales durante el Cuaternario.

2.3. EVOLUCION TECTOSEDIMENTARIA DURANTE EL TERCIARIO Y CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES

La evolución geológica de Mallorca durante el Terciario se inscribe en el contexto de la desaparición del área oceánica del Tethys y sus cuencas asociadas por colisión entre Africa y Europa y la creación de la cuenca mediterránea con su configuración actual.

Hasta el Cretácico superior en Mallorca se mantienen condiciones marinas. El inicio de las condiciones compresivas en este sector del Mediterráneo posiblemente se manifestó por una etapa de plegamiento y emersión entre el Cretácico superior y el Eoceno medio o superior, cuyas estructuras son difíciles de caracterizar, pero que sin duda son los responsables del comienzo del desmantelamiento de la cobertera mesozoica, que quedaría emergida en gran parte, instalándose zonas lacustres que posteriormente serían invadidas por el mar al final del Eoceno superior o ya durante el Oligoceno inferior. La discordancia de los depósitos continentales del Oligoceno superior - Aquitaniense sobre su sustrato evidencia en la hoja de Soller (38-26), indica la existencia de un nuevo suceso compresivo, posiblemente en relación con la fase del plegamiento intraoligocena que tiene lugar en la Península. La mayor parte de las estructuras de plegamiento de la Unidad IV se esbozarían durante esta época.

El progreso de la distensión, con deriva de bloques continentales, conduce a la progresiva apertura y hundimiento de la cuenca nordbalear, instalándose ya condiciones marinas durante el Burdigaliense inferior. La polaridad sedimentaria predominante durante este período es de NO-SE.

Durante el Burdigaliense superior - Langhiense inferior la profundización de la cuenca viene marcada por depósitos de turbiditas. Para esta época se ha realizado un cambio esencial en el dispositivo estructural ya que la vergencia de las deformaciones sinsedimentarias y el emplazamiento de olistolitos indica la existencia de un margen tectónicamente activo situado al SE del área balear. Durante el Langhiense tiene lugar

la estructuración principal de la Sierra Norte, con el apilamiento de las cinco unidades tectónicas descritas en el apartado anterior y el "apretamiento" de las estructuras de las fases paleógenas. El emplazamiento tuvo lugar en condiciones submarinas, con desarrollo de olitostromas precursores. La polaridad sedimentaria y tectónica durante este período es de SE a NO. Esta fase de deformación es correlacionable, en líneas generales, con la de estructuración principal en las zonas externas béticas y con la última fase de compresión en las Cordilleras Ibérica y Catalánide.

Durante el Mioceno medio, Mallorca es esencialmente un área emergida con zonas en las que se acumulan depósitos continentales en cuencas subsidentes. Existen indicios de deformaciones al final del Mioceno medio, sin que se pueda por el momento caracterizar su geometría y origen.

En el Mioceno superior y Plioceno en el área balear imperan de nuevo las condiciones distensivas, con desarrollo de series marinas en su márgenes. Estas condiciones se acentuarían en determinados momentos, dando lugar una o varias etapas de fracturación que conducirían al progresivo hundimiento de la cuenca mediterránea y elevación del bloque mallorquín, generándose las diversas discordancias existentes en la serie sedimentaria de los márgenes. Estas condiciones se mantuvieron presumiblemente durante el Pleistoceno, como lo atestiguan las cuencas cuaternarias de Palma e Inca, el relieve de la Sierra Norte y los depósitos cuaternarios afectados por fallas en algunos puntos de la Isla (Cabo Formentor).

3. GEOMORFOLOGIA

En la hoja de Palma se distinguen dos unidades morfoestructurales claramente diferentes, que están controlados por el ataque de los procesos erosivos sobre materiales de diferente litología y configuración estructural.

La unidad que ocupa la mitad oriental de la hoja es la correspondiente a la Sierra Norte, constituidas por afloramientos de materiales calcáreos mesozoicos fundamentalmente.

La mitad oriental de la hoja corresponde a depósitos neógenos y cuaternarios de la unidad morfoestructural del Llano Central.

La unidad morfoestructural de la Sierra Norte se caracteriza por un relieve muy accidentado, en el que predominan las alineaciones montañosas de dirección noreste-suroeste: Serra de Burguesa, Serra de Cans, Serra d'en Merill. La Serra de Puntals y el Puig Galatzó constituyen una cuerda que corresponde a la divisoria de aguas. En la parte central de esta unidad la alineación orográfica es menos marcada, desarrollándose algunos relieves transversales como la Sierra de Ram, Serra d'es Canyar y Serra de Son Bauzá.

Los materiales calcáreos que constituyen la casi totalidad de esta unidad presentan un modelado de formas estructurales condicionado fundamentalmente por la tectónica de imbricación que afecta a la Sierra Norte. Las formas con expresión morfológica mejor representadas son los escarpes, las crestas y las cuestas y hog-backs, en cuyos reversos se dan modelados estructurales de tipo chevron. Es frecuente que en la vertiente NO se den escarpes muy abruptos, a veces superiores al centenar de metros de desnivel, mientras que en la vertiente SE predominan laderas más suaves con cuestas y reversos condicionadas por la disposición imbricada o monoclinas buzando hacia el SE de los paquetes calcáreos. Esto es muy manifiesto en la alineación Galatzó-Puntals y en las sierras Burguesa y de Cans. Otras peculiaridades son el desarrollo de depresiones excavadas en materiales blandos que afloran a favor de ventanas tectónicas y relieves de tipo mesa desarrolladas cuando los paquetes calcáreos presentan disposición subhorizontal, como en la Sierra de Ram.

En ocasiones las fallas tienen clara expresión morfológica dando lugar a escarpes que separan distintas litologías. Los frentes de cabalgamiento que separan las distintas unidades estructurales vienen reflejados frecuentemente por escarpes subverticales desarrollados en materiales jurásicos y terciarios.

En la hoja de Palma hay evidencia de una superficie de erosión antigua en relación con la superficie de cumbres existente en este sector de la Sierra. No se ha representado en el mapa geomorfológico, y su degradación y ausencia de depósitos asociados dificulta su estudio. Es probable que su génesis se remonte al Terciario.

La erosión de las estructuras alpinas ha originado un relieve de tipo apalachino en el que se encaja la red fluvial cuaternaria, dando lugar a valles profundos y frecuentes gargantas y hoces de paredes verticales. En la laderas de estos valles son frecuentes las formas de acumulación

de tipo coluvial con bloques y gravas de caliza desprendidos de los cantiles. También son frecuentes los conos de deyección en las desembocaduras de los numerosos torrentes en los valles principales. En la zona de Calvía existen algunos restos más o menos degradados de depósitos de glacis antiguo, incidido por la red actual. Este glacis se debió desarrollar sobre los sedimentos blandos del Paleógeno del sinclinatorio de Paguera-Calvía, a partir de los relieves de la Serra Na Burguesa. Cuando en la base de los escarpes importantes afloran sedimentos margosos del Keuper o el Burdigaliense se pueden originar fenómenos locales de inestabilidad y deslizamientos rotacionales. Estas laderas constituidas por sedimentos blandos o por coluviones frecuentemente presentan un modelado antrópico por aterrazamiento intensivo para labores agrícolas. También hay que destacar el modelado antrópico desarrollado en la zona costera de la Sierra (urbanizaciones, red viaria), y en excavaciones (canteras) para la extracción de calizas.

La naturaleza carbonatada de la mayor parte de los materiales que constituyen la Sierra hace que la importancia del modelado kárstico sea grande. Sobre las calizas, dolomías y brechas calcáreas se desarrolla un lapiaz estructural (kluftkarven), con apertura de los planos de diaclasa por disolución. Las colinas no alcanzan gran tamaño y pueden ser en embudo y en cubeta, en este caso con fondo plano y un relleno de arcilla de decalcificación.

La red fluvial presenta una disposición divergente a partir de la divisoria de aguas constituida por la alineación Galatzó-Puntals. Hacia el NO descienden varios torrentes hacia el mar desarrollando una profunda incisión lineal. En la vertiente SE de la Sierra se caracteriza también barrancos con incisión lineal en los cursos altos, con desarrollo local de cárcavas en terrenos blandos, que pasan a valles de fondo plano con desarrollo de depósitos aluviales que drenan hacia el llano de Palma y la depresión de Santa Ponsa.

La unidad margoestructural del Llano Central, que ocupa fundamentalmente el sector oriental de la hoja se caracteriza por estar constituida por depósitos neógenos y cuaternarios poco o nada deformados.

Los materiales calcáreos neógenos y pleistocenos presentan buzamientos suaves y se hunden bajo los depósitos cuaternarios continentales originando algunos chevrons. Los barrancos con fuerte incisión lineal originan cañones y hoces con escarpes de poca altura, y generalmente se pierden al desembocar en el Llano, pudiendo originar conos de deyección. En las proximidades de Portals se ha desarrollado una gran dolina de disolución con el fondo ocupado por "terra rossa". En la esquina SE de la hoja está representada la superficie de erosión que afecta a los depósitos neógenos, con algunas acumulaciones de "terra rossa".

El Llano de Palma corresponde a una llanura suavemente inclinada hacia el mar constituida por depósitos cuaternarios procedentes de la erosión de la Sierra. La superficie de esta llanura tiene una historia compleja, con procesos de erosión y depósito. Es característico el desarrollo de costras calcáreas y la acumulación de depósitos de tipo "terra rossa". Los torrentes que descienden de la Sierra o los relieves neógenos actualmente aparecen encajadas en esta superficie, aunque localmente pueden haber desarrollado una llanura aluvial (Torrentes de Sa Cova Negra y de Sa Riera). Esta superficie también está presente en el sector de Santa Ponsa,

donde además hay una zona de marismas próxima a Magaluf y un campo de dunas. El modelado antrópico (edificaciones y red viaria) es importante en la zona de Palma y el litoral.

El modelado litoral se caracteriza por una costa acantilada con escarpe dunar de 20 m en el sector de la Sierra Norte (al SO de Palma), con algunas pequeñas playas de arena y/o grava. En todo el sector de Palma la costa ha sido fuertemente modificada por la actividad antrópica (diques, paseos marítimos, etc.). Al SE de Palma hay un sector, hasta C'an Portilla que se caracteriza por una costa rocosa (becha-rock) desarrollada sobre calcarenitas pleistocenas, y después una playa arenosa (arenas finas a medias) en el sector de El Arenal.

Las diferentes formas encontradas en el marco de la hoja de Palma son el resultado de una evolución geomorfológica compleja, que se remonta al Terciario, momento en que la Sierra Norte ya es un relieve emergido. La tectónica de fractura postlanghiense y las variaciones del nivel del mar durante el Neógeno y el Cuaternario son factores muy importantes que han controlado la evolución del relieve.

Los procesos activos no son importantes en el ámbito de la hoja de Palma. Únicamente son destacables la posibilidad de caídas de bloques en algunos escarpes, inestabilidades de ladera, procesos de acarreamiento y erosión del suelo en terrenos blandos con fuertes pendientes y la degradación de litoral (erosión de playas) por la confluencia de factores naturales y la actividad antrópica.

4. HISTORIA GEOLOGICA

La extensión abarcada por una hoja 1:50.000 resulta insuficiente para establecer los principales rasgos de la evolución geológica de la misma que, como resulta evidente, está íntimamente ligada a la de la unidad tectónico-sedimentaria a la que pertenece. Así se tendrán en cuenta los datos existentes en la bibliografía y también los obtenidos en la realización de las hojas de Cabo Formentor (40-25), Pollensa (39-25), Sóller (38-26), Inca (339-26), Andraitx (37-27) y Palma (38-27).

Por otra parte los materiales sedimentarios en que se depositaron los materiales han quedado suficientemente definidos, siempre que ha sido posible, en los capítulos de Estratigrafía de cada hoja. La evolución tectónica también ha sido reflejada en el capítulo correspondiente.

En este capítulo se dará una visión generalizada de la evolución paleogeográfica del sector abarcado por las seis hojas antes citadas, con las limitaciones impuestas por el hecho de que los sedimentos se encuentran dispuesto en unidades tectónicas apiladas.

Los sedimentos más antiguos que aparecen en la Sierra Norte de la Isla de Mallorca corresponden al Buntsandstein. La reconstrucción de la evolución sedimentaria de estos materiales es algo problemática, por la poca extensión que presentan. Posiblemente la deposición de los materiales que constituyen la base del Buntsandstein se realizó en un ambiente continental (fluvial braided) y está representado por los conglomerados y areniscas que descansan sobre el Pérmico en Menorca. (BOURROUILH, 1973). Estos términos de la base de Buntsandstein no afloran en la Sierra Norte de Mallorca.

Los sedimentos que se han podido estudiar corresponden a los términos superiores del Buntsandstein y son facies de tipo fluvial de posible influencia mareal en los metros superiores. La sedimentación durante este período representa el relleno de fosas subsidentes que alcanzan su colmatación al inicio de Muschelkalk, época en que la región estudiada experimenta la primera invasión marina.

Durante el Muschelkalk se desarrolla una extensa plataforma somera en que se reconocen ambientes intermareales a supramareales. Pudo haber episodios de barras y canales (dolomías en capas más gruesas) que podrían aislar lagoons hipersalinos, facies de canales mareales (brechas) y sedimentos intermareales altos a supramareales en el techo, dando paso a las condiciones sedimentarias del Keuper.

Los sedimentos del Keuper se depositaron en un ambiente continental con desarrollo de una intensa actividad volcánica en condiciones predominantemente subaérea, y con un clima árido que facilitaba la formación de costras ferralíticas y carbonatadas a partir de los depósitos piroclásticos más o menos reelaborados en canales fluviales. El desarrollo de lagos efímeros de tipo "Sebkha" en los que se depositaban evaporitas, podría estar relacionado con la proximidad de una llanura litoral que sufriría invasiones del mar esporádicamente.

Las condiciones marinas se establecen definitivamente a partir del Rethiense, estableciéndose una plataforma somera en un ambiente litoral con predominio de las llanuras de mareas. La actividad volcánica persistió durante los estadios iniciales de este período.

En el tránsito Rethiense-Hettangiense se reconoce una discontinuidad sedimentaria con la aparición de brechas que constituyen la base del Lías y que en la Cordillera Celtibérica se han interpretado como brechas de colapso por disolución de evaporitas correspondientes a un ambiente de lagoon hipersalino.

Estas condiciones de lagoon, más o menos restringido, se mantienen durante el comienzo del Sinemuriense y paulatinamente evolucionan a una llanura de mareas abiertas con un aumento importante en la tasa de subsidencia.

Durante el Pliesbachiense a esta llanura de mareas ya perfectamente establecida llegó un importante aporte de terrígenos procedentes del continente, que son redistribuidos por las corrientes de mareas, la naturaleza de estos aportes parece indicar la existencia de un clima tropical durante esta época.

Los sedimentos del Toarciense están mal caracterizados en el ámbito de la Sierra Norte aunque en cualquier caso la abundancia de ammonites que presentan indican unas condiciones de mar abierto, con poca tasa de sedimentación, que culmina con una importante interrupción de la misma patentizada por la existencia de niveles de condensación y hard-grounds.

En el Lías superior se inicia un cambio paleogeográfico importante, pasándose de unas condiciones de plataforma carbonatada muy subsidente, al establecimiento de un dominio oceánico caracterizado por depósitos pelágicos y una tasa de sedimentación reducida.

Durante el Dogger y Malm, la sedimentación se realiza mediante ritmitas calcáreas y micritas en un ambiente de plataforma externa a talud. La presencia de niveles de facies "Ammonítico rosso" indican que hubo momentos de ralentización de la sedimentación. Estas facies "Ammonítico rosso" se depositaron durante el Oxfordiense superior y el Portlandiense, momentos en que en otros lugares de la Cuenca se han detectado importantes interrupciones en la sedimentación.

A principios de la sedimentación cretácica persisten las mismas condiciones paleogeográficas del Jurásico superior con depósitos marinos de cierta profundidad durante todo el Neocomiense. Las facies pelágicas durante este período corresponden a una zona de talud submarino con evidencias de inestabilidad. Se depositan calizas con Nannocomus, Radiolarios y Tintínidos, faltando las Globigerináceas, lo que puede explicarse, según sugiere COLOM (1975), porque en estos momentos la cuenca alcanzaba sus máximas condiciones pelágicas y de profundidad y las conchas de las Globigerináceas se disolvían en las aguas frías y profundas.

Los depósitos del Barremiense superior y Aptiense y Albiense indican, en conjunto, la existencia de otro cambio paleogeográfico importante posiblemente en relación con los Movimientos

Neokmméricos y Austricos, que en la Isla no llegaron a patentizarse como discordancias debido a su posición en la Cuenca, pero si se produjo un cambio general del área que se manifiesta en la sedimentación, realizándose la misma en un ambiente de tipo restringido durante el Barremiense y el Albiense. En efecto, la desaparición de Nannocomus y Tintínidos y su reemplazamiento por facies con Pithonellas y Hedbergellas indican condiciones con influencia nerítica. Así abundan los Ammonites siendo frecuentes los Moluscos (Inoceramus), Equínidos y Braquiópodos, lo que indica una reducción de la profundidad respecto al Neocomiense. El carácter anóxico de la sedimentación se acentúa durante el Albiense.

Los sedimentos del Cretácico superior son facies micríticas con un elevado contenido en organismos planctónicos, que indican un medio muy tranquilo, de baja energía, y al tiempo profundo y con baja tasa de sedimentación, aunque la presencia de Moluscos y Equinodermos señalan una cierta influencia nerítica. Estas condiciones persisten hasta el final del Mesozoico.

La evolución paleogeográfica descrita anteriormente para el Mesozoico es válida para el conjunto de la Sierra Norte. No obstante la Unidad tectónica VI (Unidad de Alcudia) presenta ciertas peculiaridades que la diferencian de este modelo evolutivo, durante el periodo de tiempo comprendido entre el Toarciense y el Portlandiense, debido a que la tasa de sedimentación fue notablemente superior y a que los sedimentos corresponden a un ambiente paleogeográfico con influencia de una zona de plataforma somera próxima. La ubicación original del dominio paleogeográfico que representa esta unidad es problemática puesto que se trata de una unidad "exótica" emplazada por tectónica tangencial o, quizás, por mecanismos de resedimentación. Sus características estratigráficas generales indican mayor afinidad con la Sierra de Levante que con la Sierra Norte.

Los primeros sedimentos continentales del Eoceno superior aparecen discordantes sobre el Mesozoico y evidencian la existencia de una fase de plegamiento entre el Cretácico superior y el Eoceno medio. Esta sedimentación fundamentalmente lacustre con acumulaciones importantes de depósitos de lignitos en su base es seguida de un episodio marino transgresivo durante el Eoceno superior-Oligoceno inferior con la deposición de sedimentos litorales.

Durante el Burdigaliense inferior el progreso de la actividad distensiva conduce a un hundimiento generalizado del área, que da lugar a la reinstauración de condiciones de sedimentación marinas y actividad efusiva en el Golfo de Valencia. Las condiciones de máxima profundización de la Cuenca se logran durante el Burdigaliense superior-Langhiense, con la deposición de potentes series turbidíticas, en un ambiente sedimentario de abanicos submarinos profundos. Durante este tiempo tuvo lugar un cambio esencial en el dispositivo estructural y paleogeográfico, puesto que la polaridad tectónica y sedimentaria pasa a ser de SE a NO.

La estructuración principal de la Sierra Norte, con el plegamiento de las distintas unidades tectónicas tuvo lugar durante el Langhiense, como aproximadamente sucede en todas las zonas externas de las Cadenas Alpinas Circummediterráneas.

A partir del Langhiense la Isla de Mallorca queda emergida con importantes relieves que al ser expuesto a la erosión originan una acumulación de sedimentos continentales (fluviales y

lacustres) en las áreas más deprimidas. Estos sedimentos muestran evidencias de haber estado sometidos a una etapa compresiva, siendo difícil de establecer, por el momento, la cronología exacta de este suceso así como la geometría de las estructuras a que pudo dar lugar.

Durante el Tortoniense-Messiniense, en gran parte de la Isla se instala un importante complejo arrecifal, que franjeaban los relieves emergidos con facies de talud hacia las zonas de mar abierto.

Esta unidad deposicional del Complejo arrecifal se inicia con una facies extensiva y de distribución irregular, la "capa de Heterosteginas" (Tortoniense superior). A continuación se instala en los márgenes de la Isla un sistema arrecifal progradante que origina secuencia shallowing-upwards, y presenta morfologías franjeantes, en barrera y en rampa en función de las condiciones fisiográficas locales. Las "capas de Heterosteginas" se asignan al Tortoniense superior y se correlacionan con la zona N.16 de BLOW, mientras que Complejo arrecifal pertenece al Mioceno superior (Messiniense), careciendo de Foraminíferos planctónicos.

Sobre el Complejo Arrecifal se dispone mediante un contacto erosivo la unidad del Complejo Terminal. Esta unidad representa una repetición cíclica (oolitos-estromatolitos, etc.) de episodios de salinidad normal y episodios hipersalinos, con facies lacustres a techo. Las facies lacustres se caracterizan por contener Ostrácodos, Characeas y Gasterópodos, mientras que los episodios de salinidad normal contienen Foraminíferos de hábitat litoral.

La serie neógena culmina con una unidad Pliocena que, apareciendo fuertemente encajada en su sustrato, presenta una secuencia fundamentalmente deltaica en la base y termina con depósitos de playa, extensivos sobre los anteriores. La secuencia deltaica (margas con *Amussium*) es muy fosilífera, indicando los Foraminíferos planctónicos una edad Plioceno inferior que se corresponde aproximadamente con las zonas N. 18 y N. 19 de BLOW, mientras que en los depósitos de playa de carácter calcsiltítico y calcarenítico predominan los Foraminíferos bentónicos muy litorales que no permiten precisar la edad.

Las condiciones distensivas enmarcan la deposición de las unidades del Mioceno superior (Complejos arrecifal y terminal) y el Plioceno, que están separados por discontinuidades que señalan las épocas de fuerte reactivación de la tectónica vertical. La última de ellas, situada en el Plioceno inferior, es muy enérgica y está en relación con la fase de hundimiento del Mediterráneo occidental y surrección de las áreas continentales actuales.

Las oscilaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno han quedado relegadas por diferentes niveles de terrazas marinas que se encuentran en las costas mallorquinas, mientras que las cuencas de Palma e Inca se colmataban con los depósitos continentales procedentes de la erosión de la Sierra Norte, existiendo evidencia de actividad tectónica relativamente importante durante este período.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

No existen en la actualidad ninguna explotación minera en la hoja de Palma. Existen algunos indicios de carbón en el Terciario que fueron explotados antiguamente en las proximidades de Santa María del Camí y dos kilómetros al sureste de Puigpuñet.

Las canteras para áridos son muy abundantes en la ladera sureste de la Sierra Burguesa, beneficiándose principalmente los materiales calizas del Lías. La escollera utilizada en la construcción del dique Oeste de Palma procede de esta zona. En Sa Sementerá, cerca de Esporlas se explotan las dolomías del Muschelkalk.

Arcillas y margas del Cretácico inferior, y el Paleógeno y el Burdigaliense se explotan frecuentemente para su uso en tejas y hornos de cerámica, como en Son Muntonar, al Oeste de Santa María del Camí y Cas Perelló. En Portol se explota una importante acumulación de "Terra Rossa" existente en una dolina.

En la Sierra Burguesa se explotan los yesos del Keuper en dos antiguas canteras.

Finalmente cabe reseñar que en todos aquellos puntos donde existen afloramientos de "marés" (dunas cuaternarias, calcarenitas plio-pleistocenas) son numerosas las canteras de las que esporádicamente se extraen bloques de piedra para la construcción.

5.2. HIDROGEOLOGIA

La complejidad geológica de la Isla de Mallorca hace difícil realizar un esbozo de sus características hidrogeológicas. Por otra parte, la creciente demanda de los recursos de agua para la agricultura y el sector de servicios, con notable impacto de la infraestructura turística, y la misma circunstancia de la insularidad, han planteado los recursos hidráulicos de Mallorca como un problema apremiante para todos los organismos relacionados con el tema.

Por esta razón durante los últimos años se han venido realizando, y continúan en la actualidad, numerosos estudios sobre ello, patrocinados por el Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, el Instituto de Reforma y Desarrollo Agrario, el Servicio Geológico de Obras Públicas y el Servicio Hidráulico de Baleares. Resulta ocioso por tanto pretender esbozar unas características hidrogeológicas de la hoja, que deben considerarse en el marco de unidades hidrogeológicas cuya extensión sobrepasa los límites geográficos de este estudio, y que se encuentran ampliamente recogidas en los informes de los organismos mencionados.

Únicamente, y a modo de consideraciones muy generales, cabe señalar que la prospección de aguas subterráneas en la Sierra Norte y Sierra de Levante está muy dificultada por la compartimentación derivada de la complicación estructural, y exige estudios detallados para cada caso.

Los principales acuíferos se localizan en las formaciones calcáreas y dolomíticas del Jurásico. El Keuper, el Jurásico medio y superior, y las margas burdigalienses son los niveles impermeables que los individualizan.

En el Llano de Mallorca hay tres formaciones permeables: las calizas y dolomías mesozoicas, las calcarenitas y calizas arrecifales del Tortonense, Messiniense y Plioceno, y los materiales cuaternarios. En este área un problema importante, que se agrava progresivamente, es la intrusión marina que tiene lugar en las zonas costeras por sobreexplotación de los acuíferos correspondientes.

6. BIBLIOGRAFIA

- ADROVER, R. (1967).— Nuevos micromamíferos en Mallorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, t 13, pp. 117-128, lam. x. Palma.
- ADROVER, R., HUGUENEY, M. (1976).— Des Ronguers (Mammalia) africaine dans une faune de l'Oligocene élève de Majorque (Baleares, Espagne). *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon*, fasc. 13. pp. 11-13.
- ADROVER, R., HUGUENEY, M. y MEIN, P. (1977).— Fauna africana oligocena y nuevas formas endémicas entre los micromamíferos de Mallorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, t. 13, pp. 137-149. Palma.
- ADROVER, R., HUGUENEY, M., MOYA, S., PONS, J. (1978).— Paguera II, nouveau gisement de petits Mammifères (Mammalia) dans l'Oligocene de Majorque (Baleares, Espagne). *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon*, fasc. 16, suppl. pp. 13-15.
- ALVARO, M., OLMO, O. del., RAMIREZ DEL POZO, J. (1981).— Características geológicas de Mallorca. Síntesis preliminar. *Informe interno* (Inédito). IGME.
- BARON, A. (1976).— Estudio sedimentológico y estratigráfico del Mioceno medio y superior, postorogénico, de la Isla de Mallorca. *Premio ciudad de Palma*. Inédito.
- BATALLER, R., PALMER, E. y COLOM, G. (1957).— Nota sobre el hallazgo de depósitos albienses en el extremo NE de la sierra N. de Mallorca (región de la Pollensa). *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.* t. LV, pp. 117-130.
- BATLLE, A., FELGUEROSO, C., y FUSTER, J. (1972).— Presencia de calizas del Cretácico superior en el extremo Suroeste de la Sierra Norte de Mallorca. *Bol. Geol. Min.*, t. 83-84 (4), pp. 343-350.
- BEAUMONT, (DE), E. (1827).— Note sur la constitution geologique des îles Baleares. *Ann. Sc. Nat.* lere ser. t. X, p. 423-439. París.
- BIZON, G., BIZON, J.J. y COLOM, G., (1967).— Note préliminaire sur les microfaunes planctoniques du Miocene de l'île de Majorque (Baleares). *Comm. Mediterr. Néogène Stratigr.* Proc. IV, Sess. Bologne. *Giornale di Geolog.* (2), 35, fasc. II, pp. 331-340.
- BOURROUILH, R. (1973).— Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du NE de Majorque (Baleares). La terminaison nord- occidentale des Cordillères Bétiqes en Méditerranée occidentale. *These*, Paris, 2 tomos, 822 po., 196 fasc. p5 pl., 6 cortes lito.
- BOUVY, P. (1867).— Ensayo de una descripción geológica de la isla de Mallorca, comparada con las islas y el litoral de la cuenca occidental del Mediterráneo. *Imprenta Felipe Guasp y Vicens*, 67 pp. 1 mapa de Mallorca y 2 cortes geol. Palma de Mallorca.

- DE BRUIJN, H., SONDAAR, P. Y. y SANDERS, A.C. (1977).— On a new species of *Pseudotimonys* (Theridmyidae, Rodentia). *Proceed. of the Koninkl Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, Series B., vol. 82, (1).
- COLOM, G. (1935).— Estudios litológicos sobre el Jurásico de Mallorca. *Geol. Mediterr. Occid.* Barcelona, vol. 2, nº 4.
- COLOM, G. (1945).— Los Foraminíferos de "concha arenácea" de las margas Burdigalienses de las Baleares (Ibiza-Mallorca). *Estud. Geol.* nº 2, pp. 5-33.
- COLOM, G. (1946).— Los sedimentos burdigalienses de las Baleares. *Estud. Geol.* nº 3, pp. 21-112.
- COLOM, G. (1946).— Los foraminíferos de las margas Vindobonienses de Mallorca. *Estud. Geol.* nº 3, pp. 113-176.
- COLOM, G. (1946).— La geología del Cabo Pinar, Alcudia (Mallorca). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* tomo extraord., pp. 361-389.
- COLOM, G. (1947).— Estudio sobre la sedimentación profunda de las Baleares *Public. Inst. Geol.* "Lucas Mallada". Madrid.
- COLOM, G. (1951).— Notas estratigráficas y tectónicas sobre la Sierra Norte de Mallorca. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* vol. 49, pp. 45-71.
- COLOM, G. (1956).— Los foraminíferos del Burdigaliense de Mallorca. *Mem. Acad. Cienc. Art. Barahona*, nº 653, vol. 33, nº 5, pp. 140, 25 lams.
- COLOM, G. (1961).— La paléogéographie des lacs en Ludien-Stampien inférieur de l'île de Majorque. *Rev. de Micropal.* Vol. 4, nº 1, pp. 17-29. Paris.
- COLOM, G. (1967).— Sobre la existencia de una zona de hundimientos plioceno-cuaternarios, situada al pie meridional de la Sierra Norte de Mallorca. *Acta Geol. Hisp.* año II, nº 3, pp. 60-64. Barcelona.
- COLOM, G. (1967).— Les lacs du Burdigalien supérieur de l'île de Majorque (Baleares) et le rôle des Melosires (Diatoméés) dans la formation de leurs varyes. *Bull. Soc. Geol. Grance*, vol. 9, pp. 835-843. Paris.
- COLOM, G., (1968).— El Burdigaliense inferior, parálico de la ladera norte del Puig Mayor (Mallorca). *Mem. Geol. Acad. Cienc. Madrid.* Serie Cienc. Nat. tom. 24, nº 1, pp. 1-44.
- COLOM, G., (1968).— Los depósitos lacustres del Burdigaliense superior de Mallorca. *Mem. R. Acad. Cienc. Art. Barcelona*, nº 728, vol. 38, pp. 69.

- COLOM, G. (1970).— Estudio litológico y micropaleontológico del Lías de la Sierra Norte y porción central de la isla de Mallorca. *Mem. R. Acad. Cienc. Madrid*, tomo XXIV, mém. nº 2.
- COLOM, G., (1971).— Sobre la presencia del Senoniense en los lechos finales de la serie geosinclinal, calizo-margosa de Mallorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, t. 15, pp. 135-159.
- COLOM, G., (1973).— Primer esbozo del Aquitaniense mallorquín. Caracteres litológicos y micropaleontológicos de sus depósitos. *Mem. de la R. Acad. Cienc. y Artes de Barcelona*, 3ª época, nº 762, vol. 41, nº 12.
- COLOM, G., (1973).— Esbozo de las principales litofacies de los depósitos Jurásico-Cretácicos de las Baleares y su evolución preorogénica. *Mem. R. Acad. Cienc. Madrid*, Ser, Cienc. Nat. t. 25, pp. 116.
- COLOM, G., (1975).— Las diferentes fases de contracciones alpinas en Mallorca. *Estud. Geol.* vol. 31, pp. 601-608.
- COLOM, G., (1975).— Geología de Mallorca. *Gráficas Miramar, Palma de Mallorca. Diput. Prov. de Baleares*, 2 tomos, 522 pp. 209. fgs.
- COLOM, G. (1976).— Los depósitos continentales, aquitanienses de Mallorca y Menorca (Baleares). *Revista R. Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, r. 70., cuaderno 2º.
- COLOM, G., (1979).— Estudio geológico y sistemático de una asociación de organismos pertenecientes a un yacimiento del Pleistoceno superior en la Albufera de Alcudia (Mallorca). *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, t. 23, pp. 25-33. Palma.
- COLOM, G., (1980).— Nota preliminar sobre la existencia del Plioceno inferior, marino, en Mallorca (Baleares). *Acta Geol. Hisp.* t. XV, nº 2, pp. 45-49.
- COLOM, G. y ESCANDELL, B. (1960-62).— L'évolution du geosynclinal baléaire. *Livre à la Mém. du Prof. P. Fallot Paris*, vol. 4, nº 1, pp. 125-136.
- COLOM, G., FREYTET, P., RANGUEARD, Y., (1973).— Sur des sédiments lacustre et fluviaux stampiens de la Sierra Nord de Majorque (Baleares). *Ann. Sc. Univ. de Besacçon (Geol)*, 3er serie, fasc. 20, pp. 167-179.
- COLOM, G. y SACARES, J. (1968).— Nota preliminar sobre la geología estructural de la región de Randa (Puig de Galdent-Randa; Mallorca). *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, t. 14, pp. 105-120. Palma.
- CUERDA, J. (1975).— Los tiempos cuaternarios en Baleares. *Dip. Prov. Baleares. Inst. Estud. Baleáricos. C.S.I.C.* pp. 304, 20 láms.

- CHAUVE, P., MATAILLET, R., PECHOUX, J. y RANGHEARD, Y. (1976).— Phenomenes tectosedimentaires dans la partie occidentale de la Sierra Nord de Majorque (Baleares, Espagne). *Ann. Sc. Univ. de Besançon, Geo.* fasc. 26, 3 eme serie.
- DARDER, B. (1914).— "El Triásico de Mallorca". *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.* n° 7, pp. 88, varias figs. Madrid.
- DARDER, B. (1915).— Estratigrafías de la Sierra de Levante de Mallorca (región de Felanitx). *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Madrid. Ser. Geol.* n° 10. pp. 1-41.
- DARDER PERICAS, B. (1925).—La tectonique de la region orientale de l'île de Majorque. *Bull.Sec. Geol.France*, t 25, pp. 245-278.
- DARDER, B. (1929).— Le relief et la tectonique de Majorque *Geolog. Medite. Occid.* Barcelona.
- DARDER, B. (1933).—Duas notes sobre la geologie de la Serra de Llevant de Mallorca. *Butll. Inst. Catalana. Hist. Nat.* Barcelona. vol. 33, n° 12, pp. 151-158.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G., (1961-62).— Mapa Geológico de España. Hoja n° 644 (Pollensa). *Inst. Geol. y Min. de España.*
- ESCANDELL, B. y COLOM, G., (1962).— Una revisión del Nummulítico mallorquín *Notas y Comunic. IGME*, n° 66, pp. 73-142.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G., (1962).— Mapa Geológico de España. Hoja n° 671 (Inca). *Inst. Geol. y Min. de España.*
- ESCANDELL, B. y COLOM, G., (1962).— Mapa Geológico de España. Hoja 645 (Formentor). *Inst. Geol. y Min. de España.*
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1963).— Mapa Geológico de España. Hoja n° 643 (La Calobra). *Inst. Geol. y Min. de España.*
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1963).— Mapa Geológico de España. Hoja n° 670 (Sóller). *Inst. Geol. y Min. de España.*
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1963).— Mapa Geológico de España. Hoja n° 698 (Palma). *Inst. Geol. y Min. de España.*
- ESTEBAN, M., BARON, A., CALVET, F., POMER, L. (1977).— Messinien Reefs of Mallorca. (*In "The Messinian Reefs of Sepain"*, por M. Esteban).
- FALLOT, P. (1914).— Sur la tectonique de la Sierra de Majorque. *C.R. Sc. Paris*, t. 158, pp. 645-649.

- FALLOT, P. (1914).— Sur la stratigraphie de la Sierra Majorque. *C.R. Ac. Sc. Paris*, vol. 168, p. 817.
- FALLOT, P., (1920).— Observations nouvelles sur la tectonique de la Sierra de Majorque *Trav. Lab. Geol. Univers. Grenoble*, p.7.
- FALLOT, P., (1922).— Etude geologique de la Sierra de Majorque (Iles Baleares). *These Paris et Liege*, 480 p., 214 fasc. 10 pl., 8 fotos, 3 map. geol.
- FOURCADE, E.; AZEMA, J.; CHABRIER, G.; CHAUVE, P.; FOUCAULT, A. y RANGGHEARD, Y., (1977).— Liaisons paleogeographique au mesozoique entre las zonas externas béticas, baleares, corsosardes et alpines. *Rev. Geog. Phys. Geol. Dyn.* (2) vol. 19, fasc. 4, pp. 377-388. 4 fig.
- FUSTER, J. (1973).— Estudio de los Recursos hidráulicos totales de Baleares Informe de Sintesis General. *Min. Obras Púb./Min. Ind./Min. Agric.* Comité de Coordinación. 2 tomos.
- HAIME, J. (1855).— Notice sur la geologie de l'île de Majorque. *Bull. Soc. Geol. France*. Ser. 2, vol. 12, pp. 734-752.
- HERMITE, H. (1879).— Etudes geologiques sur les îles Baleares, Iere partie: Majorque et Minorque. *Paris, F. Savy*, 357 pp. 60 fig., 5 pl.
- HINZ, K. (1973).— Crustal Structure of Balearic Sea. *Tectonophysics*, 20. 295-302.
- JEREZ MIR, F., (1979).— Contribución a una nueva síntesis de la Cordillera Bética. *Bol. Geol. Min.* t. 90, nº 6, pp. 1-53.
- LA MARMORA, A. (1835).— Observations geologiques sur les deux îles Baleares *Mem. R. Acad. Sc. Torino*, V. 38, nº 51.
- MATAILLET, R.; y PECHOUX, J. (1978).— "Etude Geologique de l'extremité occidentale de la Sierra Nord de Majorque (Baleares, Espagne)". *These Doct. de la Fac. Sciences et des Techniques de l'Université de Franche-Comté*, 101 pp. 92 figs., 2 cortes litol.
- NOLAN, H. (1893).— Sur les terrains triasiques et jurassiques des îles Baleares. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 117.
- NOLAN, H. (1895 a).— Sur le Jurassique et Crétacé des îles Baleares. *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 117, pp. 821-823.
- NOLAN, H., (1895 b).— Structure géologique d'ensemble de l'archipel Baleares. *Bull. Soc. Geol. France*. (3) T. XXIII, pp. 76-91 París.
- OLIVEROS, J.M.; ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1959).— Nota preliminar sobre el hallazgo de lechos lacustres del Burdigaliense superior en Mallorca. *Not. y Com. IGME*. nº 55, pp. 33-58.

- OLIVEROS, J.M.; ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1960).— Temas geológicos de Mallorca. *Mem. IGME*. vol. 61, 359 pp.
- POMAR, L., (1976).— Tectónica de gravedad en los depósitos mesozoicos paleógenos y neógenos de Mallorca (España). *Bol. Soc. Hist. Nat. de Baleares*, t. 21, pp. 159-175 Palma.
- POMAR, L. (1979).— La evolución tectosedimentaria de las Baleares. Análisis crítico. *Acta Geol. Hispánica*, t. 14, pp. 293-310.
- POMAR, L. y COLOM, G. (1977).— Depósitos de flujos gravitatorios en el Burdigaliense de "Es Racó d'es Gall - Auconassa" (Soller, Mallorca) *Bol. Soc. Hist. Nat. de Baleares*, t. 22, pp. 119-136. Palma.
- POMAR, L. y CUERDA, J. (1979).— Los depósitos marinos pleistocenos en Mallorca. *Acta Geol. Hispánica*. t. 14, pp. 505-513.
- RIBA, O. (1981).— Aspecto de la Geología marina de la Conca Mediterránea Balear durant el Neògen. *Mem. Real Acad. Cienc. Artes Barcelona*. nº 805. vol. 45, nº 1.
- SIMO, A. (1982).— El Mioceno terminal de Ibiza y Formentera. Tesis de Licenciatura. Univ. de Barcelona.
- VIDAL, L.M. (1905).— Note sur l'Oligocène de Majorque. *Bull. Soc. Geol. France*, ser. 4, vol. 5, pp. 651-654.