



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA ESCALA 1:50.000

Primera edición



SOLLER



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 1849.

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
Escala 1:50.000

SOLLER

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1991

Depósito Legal: M-29.017-1992

I.S.B.N.: 84-7840-143-1

NIPO: 241-92-011-7

Imprime: Gráficas Topacio, S.A.

c/ Príncipe de Vergara, 210 - 28002 MADRID

HAN INTERVENIDO:

Cartografía:	M. Alvaro López, P. del Olmo Zamora y A. Batlle Gargallo.
Estratigrafía:	P. del Olmo Zamora, M. Alvaro, López y J. Ramírez del Pozo
Tectónica:	M. Alvaro López
Sedimentología:	J. Giner (Univ. Barcelona) y P. del Olmo Zamora
Geomorfología:	P. del Olmo Zamora
Prospección de micromamíferos:	R. Adrover (Univ. Lyon)
Recogida macrofósiles:	A. Goy Goy (Univ. Madrid)
Micropaleontología:	J. Ramírez del Pozo y M.A. Uvalde
Macropaleontología:	Ammonites y Braquiópodos: A. Goy Goy (Univ. Madrid) y M.J. Comas Rengifo (Univ. Madrid)
Petrografía y Sedimentología:	M. Aguilar Tomás
Rayos X:	M. Doval (Univ. Madrid)
Cuaternario marino:	J. Cuerda Barceló (Palma de Mallorca)
Geología Regional:	L. Pomar Gomá (Univ. de Palma)
Memoria:	M. Alvaro López, P. del Olmo Zamora, J. Ramírez del Pozo y M.J.Aguilar Tomás
Dirección del Proyecto y Supervisión:	A. Barnolas



INTRODUCCION

La hoja de Sóller está situada en el sector noroccidental 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 Sóller se enmarca fundamentalmente en el sector central de esta última.

Desde el punto de vista del relieve se caracteriza por presentar una orografía abrupta en la que predominan las alineaciones de dirección noreste-suroeste, paralelas a la costa mediterránea. Las mayores elevaciones están situadas en la parte oriental, destacando el Puig Major (1.436 m), vértice más elevado de la Isla, L'Ofre (1.090 m) y Alfabia (1.067 m). En el resto de la hoja disminuye la altitud media aunque persisten elevaciones notables, como Teix (1.062 m), Galera (907 m) y Planicie (932 m). Hacia el mar el descenso es brusco, mediante escarpes pronunciados que suelen terminar en acantilados, únicamente interrumpidos por la desembocadura de los torrentes que disectan el conjunto montañoso, y que originan, localmente, pequeñas calas. El valle de Sóller y su bahía son el elemento singular en este conjunto, contribuyendo a incrementar el fuerte contraste que constituye el elemento característico y peculiar de este sector de Mallorca. Finalmente el sector suroriental de la Hoja corresponde al borde del Llano de Palma.

La red fluvial consiste en barrancos y torrentes de montaña, en general fuertemente encajados en el relieve, con escaso desarrollo longitudinal y fuerte pendiente, que drenan hacia el mar y hacia el llano de Palma. Generalmente sólo son funcionales en épocas de grandes precipitaciones. El embalse de Cúber, enclavado en la Sierra del mismo nombre, se utiliza para almacenar las aguas bombeadas desde el embalse de Gorg Blau y conducir las al llano por gravedad.

La densidad de población es baja, siendo los núcleos más importantes las localidades de Sóller, Alaró, Valdemosa, Deyá, Buñada, Esporlas y Bañalbufar. La utilización agrícola del suelo es reducida, limitándose a algunas explotaciones forestales en la Sierra, y hortícolas y frutícolas en las vegas de Sóller, Orient, Bañalbufar y zona del llano de Palma.

La configuración geológica general de Mallorca responde a tres unidades bien definidas que corresponden a las unidades fisiográficas anteriormente mencionadas. 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 fundamentalmente 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 etapas desde el punto de vista histórico.

- La etapa que dura hasta comienzos de siglo, en que varios naturalistas, entre los que haya que mencionar a BEAUMONT, DE LA MARMORA, BOUVY, 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 cartografía 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 ITGE y el SGOP en la pasada década. En esta actividad hay que mencionar a C. FELGUEROSO, A. BATLLE y A. BARON.
- En la actualidad 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 Sóller está definida 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 costa en la mitad suroccidental de la hoja, y está constituida por materiales del Trías, 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, se extiende como una banda paralela a la costa a lo largo de toda la hoja, y consiste esencialmente en un zócalo de materiales triásicos que sustenta una potente serie carbonática de edad Jurásica, 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 primeros relieves 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 Trías 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 septentrional y la estructuralmente superior presente en la Hoja. aflora en la zona de Alaró y a modo de "klippes" sobre la unidad IV. Presenta la serie mesozoica más completa, hasta el Cretácico superior (aunque ausente en esta Hoja), y entre ella y el paleógeno fluvial aparecen depósitos lacustres eocenos que llevan asociados importantes depósitos de carbón.

Desde el punto de vista estructural hay que resaltar la importancia de la fase de plegamiento supracretácica o eocena, que condiciona la sedimentación del Terciario sobre el Lias 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 morfología actual de la Sierra Norte.

Aparte de los métodos usuales en los estudios estratigráficos y tectónicos regionales y en el levantamiento de mapas geológicos, 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 Sóller afloran materiales que pertenecen al Triásico (Facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper), Jurásico (Lías, Dogger y Malm), Cretácico inferior, 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 refleja 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) e Inca (39-26) se ha diferenciado seis unidades tectónicas superpuestas y separadas por frentes de cabalgamiento, cinco de las cuales están representadas en la hoja de Sóller y han sido enumeradas en el capítulo anterior. Debido fundamentalmente a la complejidad estructural antes mencionada se ha adoptado el criterio de realizar la descripción estratigráfica de la hoja por unidades tectónicas.

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 calizo 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 ITGE, 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. UNIDAD DE BAÑALBUFAR

Aflora a lo largo de la costa entre la Punta de Son Serralta y la cala de Deyá. Está constituida fundamentalmente por materiales triásicos (Facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper), y sedimentos del Mioceno (Burdigaliense y Langhiense).

1.1.1. Triásico

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 de mapa geológico de Sóller citan los afloramientos existentes y dan una descripción general.

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

1.1.1.1. **Areniscas y lutitas (1). Facies Buntsandstein**

Aflora a lo largo de la costa, en el sector occidental de la hoja. El afloramiento más extenso es el de Port d'es Canonge, que se extiende desde la cala de Son Buñola hasta la Punta d'es Cavall, donde enlaza con el afloramiento de la Cala de Valdemosa.

El tercer afloramiento es el más occidental, extendiéndose desde Es Racó de S'Algar hasta el Embarcadero de Asá, donde se ha estudiado en la columna de Asá (x: 1.129.250, y: 582.100), midiéndose un espesor de 150 metros. La complejidad tectónica y los fenómenos de lapsionales impiden obtener una idea exacta de la constitución y espesor real de la facies Buntsandstein, que posiblemente supera los trescientos metros.

La unidad cartográfica está constituida por tres tramos litológicos bien diferenciados, que de muro a techo son:

- 1) Lutitas rojas con niveles de areniscas blancas. (Espesor superior a 100 m.)
- 2) Areniscas blancas y rojas con intercalaciones de limolitas y microconglomerados. (Aproximadamente 120 metros de espesor.)
- 3) Lutitas rojas y verdes con intercalaciones de areniscas blancas. (Espesor superior a 20 metros.)

El tramo inferior aflora en Es Racó de S'Algar. Está constituido por limolitas y argilitas micáceas rojas con intercalaciones de capas centimétricas de areniscas blancas y rojas.

El tramo medio consiste fundamentalmente en areniscas y areniscas arcillosas blancas y rojas de grano medio a microconglomerados, con estratificación cruzada, dispuestos en bancos de 0,5 a 1,5 m de potencia, que en la base pueden presentar niveles de microconglomerados y en el techo intercalaciones de limolitas rojas y verdes de 0,30 hasta 7 m de espesor. Las areniscas son litarenitas de granos subangulosos a subredondeados de cuarzo (30-70%), y fragmentos de pizarras y chert (5-10%), matriz sericitica y cemento dolomítico y silíceo. En el tercio inferior del tramo algunos niveles contienen hasta un 40% de granos de fragmentos de dolomías ferrosas más o menos cristalinas. Los contactos entre los granos presentan en ocasiones presión - solución con crecimientos secundarios.

Las areniscas suelen tener base plana y techo plano u ondulado, y estratificación cruzada de gran escala de tipo festoneado. En la base de los bancos son frecuentes los niveles de

microconglomerados y los cantos blandos. A techo de los estratos, que presentan secuencias granodecrecientes aparecen ripples, laminación paralela y restos de vegetales carbonizados. La secuencia suele finalizar con una intercalación de limolitas. La bioturbación es intensa en algunos niveles. En la mitad superior del tramo las limolitas son más escasas, y los restos carbonosos aparecen preferentemente en la base de las secuencias, que localmente presentan bases canalizadas con brechas arenosas y troncos completos de árboles alineados paralelamente. Se observan direcciones de corriente NW-SE con sentido hacia el SE. En este tramo encontró HERMITE (1879) *Equisetum arenaceum* BRONN.

El tramo superior, que 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 1 m de espesor.

FREEMAN y OBRADOR interpretan las areniscas con carbón como depósitos fluviales, representando los niveles de lutitas fases de desbordamiento de los canales. En cualquier caso la existencia de bases planas o ligeramente erosivas, la estratificación cruzada de gran escala y los techos convexos de algunas secuencias indican la posibilidad de que en parte se trate de materiales aportados por el continente redistribuidos por las mareas en un ambiente costero.

Todo el conjunto carece de fósiles, a excepción de los restos vegetales anteriormente mencionados.

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

Aflora como la unidad cartográfica anterior, desde Son Serralta a Bañalbufar, al Sur de Port d'és Canonge, y además en la Punta de Sa Foradada. Son afloramientos en la costa de dimensiones limitadas, habiéndose realizado una sección estratigráfica en la Punta de Son Serralta (x: 1.128.500, y: 581.750) donde la secuencia de la facies Muschelkalk aparece más completa. Esta 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. 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 del tramo son brechas dolomíticas monogénicas gris oscuro con clastos de microdolomías 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 pseudomorfos de yeso.

Las brechas dolomíticas son monogénicas, presentando un espectro 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 metros 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, intraoosparitas 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 pseudomorfos de sales; algunos niveles aparecen muy bioturbados ("fucoides"). En los niveles de intraoosparitas se han reconocido Foraminíferos de concha aglutinada referibles a *Glomosphira* y en la base del tramo, en niveles tableados, se observan 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).

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

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

Escasamente representada en esta unidad tectónica por algunos metros de limolitas y margas rojas con niveles de dolomías y carniolas, situadas a techo de la sección de la Facies Muschelkalk de Son Serallta.

1.1.2. **Terciario**

1.1.2.1. **Conglomerados, areniscas y calizas zoógenas (14) Burdigaliense**

El tramo basal del Burdigaliense aflora en la cala de Bañalbufar, entre Son Buñola y Port d'es Canonge, y en la Cala de Valdemosa. Se ha estudiado en la sección de Son Buñola (x: 1.133.250, y: 585.200), complementándolo con observaciones en los demás afloramientos.

En esta localidad se apoya discordantemente sobre el Bundsanstein que presenta un paleosuelo residual de unos tres metros de espesor, constituido por un 35 por ciento de cuarzo y un 65 por ciento 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, globigerínidos, 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 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 que 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 amphysteginas).

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 la Cala de Deyá el tramo basal del Burdigaliense tiene un espesor del orden de 30 metros. Consiste en dos barras de calizas zoógenas con abundantes secciones de equínidos (biomicritas con fragmentos de moluscos, equinodermos, algas y foraminíferos) y que lateralmente pueden pasar a conglomerados poligénicos canalizados, separados por un conjunto de 15 a 20 metros de potencia de brechas monogénicas oscuras de dolomías granudas con bloques de calizas del Lías inferior - medio, dolomías del Muschelkalk y margas abigarradas del Keuper. Ocasionalmente las brechas presentan una matriz de biomicritas con bioclastos de moluscos, algas, briozoos y foraminíferos.

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, *Globigernoides sacculifer* (BRADY), *G. trilobus* (REUSS), *G. bispahericus* TODD, *G. inmaturus* LEROY, *Globigerinita maparimaensis* BROWN, *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR y COLLINS), *Cibicides pseudoungeriamus* (CUSHM), *Siphonina reticulata* (CZIZEK).

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

1.1.2.2. **Margas, limolitas, areniscas y conglomerados** (15) **Burdigaliense superior-Langhiense**

Aflora esta unidad a lo largo de la carretera comarcal 710 desde Bañalbufar hasta el borde suroccidental de la hoja, donde aparece muy cubierta por coluviones y labores agrícolas, a lo largo de la costa entre Punta Galera y Es Peix Menut y en la zona de Son Buñola. En la Cala de Deyá también se ha localizado un pequeño afloramiento de esta unidad. Se ha estudiado en la sección de Son Buñola (x: 1.133.250, y: 585.200), donde presenta unos 360 metros de espesor. En esta sección se pueden distinguir 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 granodecrescientes, con bases canalizadas y estratificación cruzada en 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 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 intrabioesparitas con granos de cuarzo y de rocas volcánicas, fragmentos de Moluscos, Briozoos, Amphysteginas y algunos globigerínidos, 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 limoarenosa.

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 microdolomita 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 decrescientes, 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 biomicritas e intrabiomicritas arenosas, frecuentemente 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, globigerínidos, radiolarios y diatomeas.

- El quinto tramo son 37 metros de conglomerados masivos "mud-supported" de cantos y bloque poligénicos en una matriz limoarenosa, 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 glauconita, así como bioclastos de amphysteginas, globigerínidos 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 "debris flow" y "grain 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, aunque generalmente deformada y mal conservada, entre la que, por su interés cronoestratigráfico: cabe destacar:

- En la parte baja: *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 maparimaensis* 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, aún 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 como *Globorotalia archaeomenardii* BOLLI, *Praeorbulina glomerata* (BLOW), *Praeorbulina transitoria* (BLOW), *Globoquadrina globosa* BOLLI y *Globoquadrina langhiana* CITA y GELAM, que indican un Mioceno medio (Langhiense), que el correlacionable con la zona N. 9 de BLOW o zona de *P. glomerata* 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 padamusm*, PERCONING, *Nonion boneanum* d'ORB, *Nonion soldanii* d'ORB, *Siphonina reticulata* (CZJZEK), *Cibicides pseudoungeriamus* (CUSHM), *Cibicides lobatulus* (WALK y JAC), *Pullenia bulloides* d'ORB, *Cyroidina soldanii* (d'ORB), *Lligerina auberiana* d'ORB, *Robulus rotalutus* (LAM) y *Amphistegina lessoni* d'ORB.

1.2. UNIDAD DE GEORGE SAND - SA CALOBRA

Aflora como una banda continua paralela a la costa desde la zona de Bañalbufar hasta la de Es Bosc, en las inmediaciones del acceso a la Sa Calobra, y en la semiventana tectónica de Esporlas. Limita por el noroeste con la Unidad de Bañalbufar o el mar, quedando recubierta por el sureste por la unidad tectónica III. Está constituida por materiales triásicos (facies Muschelkalk y facies Keuper), jurásicos, y terciarios (Oligo-Aquitaniense, Burdigaliense y Langhiense).

1.2.1. Triásico

Los materiales triásicos aparecen en general en la base de la unidad tectónica II, constituyendo su zócalo. Regionalmente constituyen su nivel de despegue tectónico por lo que aparecen muy laminadas y deformadas. La mayor extensión la presentan al Este de Bañalbufar y en el valle de Sóller.

1.2.1.1. *Dolomías y brechas dolomíticas* (2). *Facies Muschelkalk*

Aflora en la base de la unidad tectónica al Este de Bañalbufar, asociada a la facies Keuper, y a techo de la misma entre el Coll de Sa Bastida y Son Creus. Consisten en dolomías brecoides gris oscuro, dolomías grises en gruesos bancos y dolomías tableadas con fucoides. La fragmentación de la secuencia original por deformación tectónica imposibilita correlacionar estos afloramientos con los niveles definidos en el corte de Son Serralta de la unidad tectónica I.

En el valle de Sóller existe un extenso afloramiento de materiales de la facies Keuper dentro de los cuales aparecen frecuentemente fragmentos de dolomías oscuras atribuibles a la Facies Muschelkalk, que no se han representado en la cartografía.

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

Aflora de manera casi ininterrumpida en la base de la unidad, adquiriendo su máxima extensión superficial en el Valle de Sóller. En al Coll de Sa Bastida aflora también a techo de la misma.

Generalmente se encuentra muy tectonizado y origina zonas deprimidas o laderas suaves con potentes recubrimientos de derrubios y coluviones, reconociéndose por los tonos rojizos o gris-verdoso (por alteración de las rocas volcánicas) que confiere al terreno.

La facies Keuper se ha estudiado en la sección de Cala Tuent (x: 1.152.000, y: 602.250), en la vecina 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 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 dos 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 dos 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 representa 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 grano fino, a veces ligeramente porfídica. Están compuestas por plagioclasa, 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.

La 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 escolecita 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 porfídicas 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 ferruginosa-dolomítica constituida por un mosaico heterogranular de grano fino formado por cristales subidiomorfos de dolomita, que incluye fragmentos 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 y brechiforme. Están constituidas 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.

La facies Keuper presenta con frecuencia potentes niveles de yesos negros finamente laminados con intercalaciones centimétricas de argilitas rojas y verdes. Los afloramientos más importantes se han localizado al Este de Bañalbufar, en Son Senutjes, en Can Bleda y en el Valle de Sóller.

En la sección de Cala Tuent algunos de los tramos descritos lateralmente intercalan niveles yesíferos.

Probablemente 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 subáreas, 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, hacia lo que apunta también la espilitización de algunas coladas superiores, que pudieron emplazarse en condiciones subacuáticas.

1.2.2. Triásico superior y Jurásico

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. Recientemente MATAILLET y PECHOUX (1978) han estudiado los afloramientos jurásicos de la región de Andraitx.

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

Los afloramientos de esta formación están ligados a los de la facies Keuper descrita en el apartado anterior. En los sectores central y occidental aparecen como bandas de poco espesor, laminadas tectónicamente o erosionadas por la formación de brechas terciarias suprayacentes, no llegando a adquirir dimensiones cartográficas. Adquieren mayor desarrollo y potencia entre el valle de Sóller y el extremo nororiental de la hoja. Al igual que la facies Keuper se ha estudiado en la sección de Cala Tuent (x: 1.152.000, y: 602.250), 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 beigeas, con márgas 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 por ciento de micrita, un 30 por ciento de dolomicrita y un 10 por ciento de óxidos de hierro, aunque en algunos casos llegan a tener un 80 por ciento de dolomicrita y un 20 por ciento 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 recrystalizada 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 por ciento de micrita y un 60 por ciento de dolomicrita, estando en algunos casos totalmente dolomitizadas.

Las rocas volcánicas intercaladas son basaltos y espilitas olivínicas, con textura dolerítica - subofítica fluidal y vacuolar. Están 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 grano decrecientes 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 origen 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 fauna fósil y únicamente pueden reconocerse restos de ostrácodos, habiéndose determinado al existencia de *Herpetocypris*. sp en uno de los levigados.

La edad de la formación es Rethiense - Hettangiense.

1.2.2.2. **Brechas calcáreas, calizas y dolomías (5). Rethiense - Pliensbachiense**

Esta unidad cartográfica incluye las dolomías bien estratificadas del techo del Triásico, donde no han podido ser separadas cartográficamente, los niveles de brechas calcáreas y dolomíticas de la base del Lías y las calizas bien estratificadas formadas por una gran variedad de facies tales como grainstones bioclásticos y oolíticos, packstones bioclásticos, wackestones y mudstones organizados en secuencias somerizantes y capas de 0,4 a 2 m de espesor.

El tramo de dolomías tableadas del tech del Triásico ha sido descrito previamente, en el apartado anterior.

Las brechas calcáreas y dolomíticas de la base del Lías, son muy potentes, con espesores superiores a los 150 m en esta unidad estructural, y constituyen el volumen rocoso fundamental de los acantilados calcáreos de la Sierra Norte de Mallorca. En la base está formada por dolomías micríticas y brechas dolomíticas con porosidad de tipo "vug" muy acentuada. Hacia el techo la formación adquiere una mayor variabilidad litológica aunque siempre dentro de los tipos dolomíticos, doloesparíticos y de los mudstones laminados. La fauna es muy escasa habiéndose reconocido únicamente ostrácodos y laminaciones algales.

Sobre esta unidad de brechas y en tránsito gradual, se dispone una unidad formada por bancos calizos y/o dolomíticos, bien estratificados, constituidos por un gran variabilidad de litofacies. Estas incluyen grainstones oolíticos y bioclásticos, packstones y wackestones bioclásticos, mudstones así como facies laminadas, frecuentemente dolomitizadas y brechificadas en el techo. Estas litofacies se agrupan formando secuencias somerizantes de 0,5 a 2 m de espesor. El espesor máximo de este tramo es de 250 m.

Cuando los términos superiores de la serie jurásica están ausentes, entiéndase las formaciones margocalcáreas del Lías superior, Dogger y Malm, que se describen en el próximo apartado, y sobre esta unidad descansan los materiales marinos del Mioceno inferior y medio, se reconoce un tramo de brechas, con cantos de términos superiores de la serie liásica, como las cuarzoarenitas o las calizas encriníticas de la unidad cartográfica suprayacente, difícil de identificar y separar cartográficamente de la serie jurásica. Este tramo de brechas incluye desde facies derivadas de la brechificación y edafización paleocena, fácilmente identificables por la presencia de *Microcodium* in situ, brechas y conglomerados paleógenos, con *Microcodium* resedimentado, y brechas neógenas pre-burdigaliense.

1.2.2.3. **Margas, cuarzoarenitas, calizas encriníticas, ritmita margocalcárea y calizas nodulosas (6). *Pliensbachiense - Tithónico***

A techo de la unidad anterior se encuentra un tramo margoso de 10 a 30 m de espesor, con fauna abundante conocida y estudiada profusamente por autores precedentes (HAIME, 1855, HERMITE, 1870, FALLOT, 1992, COLOM, 1942, ESCANDELL y COLOM, 1958), entre la que destacan su abundancia en braquiópodos, lamelibránquios, belemnites, algunos corolarios y escasos ammonites. Entre la fauna de ammonites destaca la presencia de *Uptonia jamesoni* (Sowerby) del Carixiense inferior.

Sobre este tramo margoso se encuentra un nivel arenoso y microconglomerático formado casi exclusivamente por granos de cuarzo, muy característico en toda la Isla. En esta unidad estructural este nivel adquiere su mayor desarrollo con espesores próximos a los 30 m.

Directamente sobre estas facies se encuentran calizas bioclásticas formadas casi exclusivamente por fragmentos de crionideos y que presentan abundantes belemnites. El espesor de este tramo es de unos 50 m en esta unidad estructural, donde adquiere su máximo desarrollo en toda la Isla. El techo de este tramo está representado por un nivel ferruginoso ("hard ground") con acumulación de restos de ammonites reelaborados.

La serie jurásica continua mediante una ritmita margocalcárea en capas de 5 a 40 cm aproximadamente, con abundantes trazas fósiles del tipo *Zoophycos*, así como restos de ammonites del Bajociense. En la parte baja de este tramo se encuentra un nivel poco potente de calizas nodulosas. El espesor de las facies margocalcáreas es difícil de determinar dada la fuerte tectonización que suele presentar este tramo pero por los datos obtenidos en las columnas estratigráficas levantadas puede estimarse, en esta unidad estructural, en valores próximos a los 100 m.

Sobre el tramo margocalcáreo se encuentra el primer paquete de facies nodulosas de color rojo típico de las facies "Ammonitico Rosso". Se trata de un tramo, estudiado con mayor detalle en el corte de Son Vidal, en la unidad estructural de Alfábia - Es Barraca (1.4.4.1.), conteniendo ammonites del Oxfordiense medio, superior, y del Kimmeridgiense inferior.

1.2.3. Terciario

1.2.3.1. **Conglomerados, brechas, areniscas y calizas zoógenas (14). *Burdigaliense***

Esta Unidad litológica se presenta como afloramientos reducidos sobre las unidades Jurásicas más o menos brechificadas. Se localiza principalmente en la zona de Esporlas, al Oeste de Valdemosa, en las inmediaciones de Deyá y la zona de La Muleta, y en una banda que se extiende desde Moncaire hasta Bini Gran.

Generalmente no se ha diferenciado cartográficamente quedando englobada en la unidad inferior. Su espesor es variable entre 20 y 100 metros.

En el acceso a la cala de Valdemosa la base de este tramo es un nivel de 6 a 8 metros de brechas rojizas con cantos angulosos de micritas recristalizadas, cemento de micrita grumosa y ferruginosa y matriz arcillosa. Los niveles superiores son un conjunto de calizas zoógenas blancas, conglomerados, calcarenitas y brechas poligénicas.

Petrográficamente las calizas son intrabiomicritas arenosas con cuarzo y fragmentos de briozoos, moluscos y equinodermos. Las brechas tienen cantos principalmente de micritas peletoides, observándose a veces biomicritas con microfilamentos del Dogger y areniscas triásicas.

Hay que destacar que en la zona de Deyá aparecen a techo de esta unidad algunos niveles que presentan una facies similar a la del Burdigaliense de la Unidad tectónica de Teix - Tomir en la zona del Puig Major, que se describe en el apartado 1.3.4.1.

El depósito de esta unidad se ha realizado en una plataforma somera en un ambiente litoral con aportes clásticos importantes procedentes del continente.

Como fauna determinativa se ha encontrado *Amphistegina lessoni* d'ORB. La edad de esta unidad es Burdigaliense inferior-medio.

1.2.3.2. **Margas y areniscas.** (15). **Burdigaliense superior - Langhiense**

Esta unidad litológica está ligada a los afloramientos de la anterior, y a diferencia de lo que sucede en la unidad tectónica inferior, está escasamente representada o falta por laminación tectónica.

Se han localizado afloramientos al suroeste de Bañalbufar, al Oeste de Valdemosa, en Deyá y en la zona de Moncaire. Origina un tramo blando que suele aparecer cubierto por los derrubios de ladera.

Su espesor queda reducido a algunos metros, alcanzando su máximo desarrollo al Oeste de Deyá. Su constitución litológica, contenido paleontológico y edad son similares a las descritas en el apartado 1.1.2.2. El techo de esta formación litológica, cuando aparece cabalgando por la unidad tectónica III, suele estar constituido por niveles de areniscas y microconglomerados constituidos por elementos triásicos y liásicos como los de los tramos basales de la unidad cabalgante.

1.3. UNIDAD DE TEIX - TOMIR

La unidad tectónica de Teix - Tomir, la tercera de las existentes en la Hoja de Sóller, se extiende de suroeste a noreste desde la zona de vértice Planicie hasta la del Puig Major, constituyendo una parte sustancial de los relieves más importantes de la sierra: Planicie, Sa Comuna de Valdemosa, Boxos, Fontanellas, Teix, Galera, Sa Comuna de Sóller y Puig Major.

De manera esquemática consiste en una lámina basal de Keuper, en general muy cizallada y que puede comportar elementos aislados de Muschelkalk, de un tramo de dolomías rethienses, un conjunto de brechas del Lías inferior-medio, un tramo basal del Burdigaliense y las margas del Burdigaliense - Langhiense.

1.3.1. Triásico

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

La facies Keuper suele aflorar en la base de la unidad tectónica III aunque casi nunca llega a admitir representación cartográfica, y asociada a los cabalgamientos que existen dentro de esta unidad. Generalmente aparece muy tectonizado y cubierta por depósitos cuaternarios.

Sus características litológicas corresponden a las descritas para esta facies en la Unidad tectónica II (Apartado 1.2.1.2).

Los afloramientos más importantes son los situados al Este de Esporlas, donde contiene un importante espesor de yesos, en el valle de Pastorix y zona al Sur de Valdemosa, y en las zonas de Boumava y Bini.

1.3.2. Triásico superior y Jurásico

1.3.2.1. *Dolomías tableadas, margas y arcillas. Brechas y carniolas* (4) *Rethiense - Hettangiense*

Esta unidad aflora constituyendo bandas y zonas alineadas en dirección noreste-suroeste, constituyendo la base de los fuertes relieves que origina la unidad litológica superior. Sus afloramientos suelen aparecer coluvionados y en relación con los frentes de cabalgamiento principales y secundarios que afectan a la unidad tectónica que nos ocupa. Su máximo desarrollo superficial lo alcanza entre Deyá y Esporlas.

Las características de esta unidad coinciden en líneas generales con las descritas en el apartado 1.2.1.1., aunque en este tramo en la unidad tectónica de Teix - Tomir no se han detectado rocas volcánicas.

Para completar su estudio en esta unidad tectónica se ha levantado la columna estratigráfica de San Vicente (x: 1.175.700, y: 612.950) en la vecina hoja de Pollensa (38-25), en donde están representados los 50 metros superiores de esta unidad cartográfica, que regionalmente tiene una potencia media del orden de 150 metros.

Está constituida por una alternancia regular de dolomías grises y rojizas y de limolitas y arcillas limolíticas verdes y rojas. La potencia de las capas oscila entre 10 cm y 1 m, siéndole la potencia media de las mismas de 300 cm. Fundamentalmente son dolomías cristalinas y dolomicritas que

sólo en algunos casos llegan a tener un 10 por ciento de esparita. También aparecen microdolomías brechoides, fundamentalmente hacia el techo de la serie, con clastos irregulares de dolomicrita y matriz micrítica.

A techo de esta formación aparecen brechas dolomíticas monogénicas amarillentas con estratificación difusa.

Esta alternativa es una repetición de secuencias de 80 cm a 1 m de espesor en las que los bancos dolomíticos presentan en algunos puntos bases canalizadas, continuándose con granoclasificación decreciente, laminación paralela y cruzada en algunos casos, con "ripples" y textura "estromatolítica" a techo; la bioturbación es bastante intensa en algunos casos. Las limolitas y arcillas limolíticas presentan laminación paralela y bioturbación intensa siendo muy frecuente la presencia de "load cast".

El conjunto de estos materiales se depositaron en una plataforma somera en un ambiente litoral con dominio de las llanuras de mareas. El origen de los tramos brechoides puede estar ligado por un lado a períodos de inestabilidad tectónica del fondo de la cuenca más o menos relacionados con una cierta actividad volcánica, y por otro a fenómenos de disolución de materiales salinos que dan origen a la formación de brechas de colapso. A pesar de haberse realizado varios levigados de los tramos arcillosos y limolíticos no ha podido hacerse ninguna datación paleontológica en esta unidad, que ha resultado estéril; únicamente en algunas de las láminas delgadas realizadas en los bancos de dolomías se pueden reconocer algunos restos de gasterópodos y texturas algales que no tienen ningún significado paleontológico importante.

La posición estratigráfica de esta unidad hace que le atribuyamos una edad Rethiense - Hettangiense más inferior.

1.3.2.2. **Brechas calcáreas, calizas y dolomías (5). Lías**

Esta unidad cartográfica incluye a todas las facies carbonáticas del Lías hasta el nivel cuarzoarenítico sobre el que se desarrollan las facies margocalcáreas del Lías superior y Dogger. al igual que en la unidad estructural precedente, el Lías calcáreo está formado por dos unidades litoestratigráficas. La inferior consta de brechas dolomíticas, con un espesor superior a los 100 m, con las mismas características anteriormente descritas (1.2.2.2.). La unidad superior está formada por calizas tableadas, bien estratificadas, que incluyen una gran variedad de litofacies, organizadas en secuencias somerizantes. Estas litofacies evolucionan desde grainstones y packstones bioclásticos y oolíticos en la base de las secuencias, hasta las facies laminadas, estromatolíticas y/o de brechas dolomíticas del techo de las mismas. Incluyen siempre wackestones y mudstones pudiendo estar ausente alguna de las litofacies antes mencionadas. El espesor de esta segunda unidad litoestratigráfica puede llegar a los 250 m. El tránsito entre ambas es gradual, siendo muy difícil su separación cartográfica.

El tránsito entre las facies carbonáticas y las facies margosas suele estar muy tectonado debido al cambio de competencia de los materiales. Comparativamente con la unidad

estructural anteriormente descrita se observa una disminución de las facies margosas del Carixiense así como la ausencia de facies encriniticas sobre el nivel cuarzoarenítico. Este a su vez tiene un menor desarrollo.

1.3.2.3. **Margas y calizas con sílex (6) Dogger**

Solamente existe un afloramiento de esta unidad cartográfica en el ámbito de la hoja, situado en la zona de Sa Mola de Son Patx.

La similitud de facies que los sedimentos que afloran en esta zona con los descritos en el apartado 1.4.4.1., de la memoria permiten su atribución al Dogger.

1.3.3. **Terciario**

1.3.3.1. **Calcarenitas, areniscas, calizas y conglomerados (14). Burdigaliense**

Esta unidad cartográfica corresponde a dos pequeños afloramientos situados en la zona de Puig des Vert, al pie del Teix, y al este del Puig Major. El primero corresponde a niveles detríticos similares a las de este tramo en otras unidades tectónicas. El segundo afloramiento, que en realidad son dos muy próximos a lo largo de la banda Coll d'és Carcoles- Es Clot y Bounava, corresponde al denominado "Burdigaliense interior parálico del Puig Major" por COLOM (1969).

Se ha estudiado en el Coll d'és Carcoles, Zona de Bini (x: 1.152.000, y: 598.400), donde presenta una potencia de 40 a 50 metros. La base calizas bioclásticas beige sobre las que hay un nivel de calizas margosas marrones con abundantes restos de plantas. La mayor parte del tramo, unos 30 metros, son areniscas limolíticas marrón amarillentas con abundantes gasterópodos y pelecípodos de concha fina, coronados 6 u 8 metros de calizas algales grises, microconglomerados y areniscas gruesas.

Petrográficamente son biomicritas e intrabiomicritas areno-limosas con un 5-10 por ciento de granos de cuarzo y trazas de fragmentos de rocas volcánicas. En los niveles detríticos del techo son frecuentes los clastos de rocas volcánicas del Keuper.

Se interpretan como depósitos de plataforma interna con condiciones de lagoón restringido.

La microfauna que contienen consiste básicamente en fragmentos de algas, equinodermos y briozoos, radiolarios en ópalo, globigerináceos, *Lithothamium* sp. *Textularia* sp. *Lenticulina* sp., y *Amphistegina lessoni* (d'ORB), COLOM (1969) describe una abundante lista de la macrofauna y la flora que aparecen en los niveles inferiores.

La edad de esta unidad es Burdigaliense inferior-medio.

1.3.3.2. **Margas y areniscas** (15). **Burdigaliense superior-Langhiense**

Afloran exclusivamente, y de manera reducida, en la zona de Paxtorix, y al noroeste del Puig Major, sobre el tramo anteriormente descrito. En este punto tienen 40 ó 50 metros de espesor, y son margas verdes con intercalaciones de capas de 10 a 30 centímetros de areniscas de grano grueso con laminación paralela y granoselección positiva. Los levigados de las margas han proporcionado una abundante microfauna, que no se enumera aquí por ser análoga a la encontrada en este tramo en las unidades tectónicas inferiores (Apartados 1.1.2.2 y 1.2.3.3). Se interpretan como turbiditas distales de edad Burdigaliense superior - Langhiense.

1.4. UNIDAD DE ALFABIA - ES BARRACA Y UNIDAD DE ALARO

Estas unidades tectónicas ocupan la mitad suroriental de la hoja. La unidad de Alfabia limita por el norte con la de Teix - Tomir, a lo largo de la alineación de las sierras de Cúber, Alfabia y la Serra dels Pins. La unidad de Alaró aflora en las inmediaciones de esta localidad, constituyendo las estribaciones suroccidentales de la Sierra Norte, y en los *klippes* de Es Pudret y L'Ofre. Están constituidos por una serie mesozoica más completa que la de las unidades tectónicas inferiores (Triásico a Cretácico inferior) y depósitos terciarios paleógenos y neógenos.

1.4.1. **Triásico**

Los materiales triásicos afloran generalmente en bandas de dirección noreste suroeste ligadas a zonas de cabalgamientos, fracturas o pliegues anticlinales. Los afloramientos más extensos están situados al norte de Buñola.

Afloran en zonas deprimidas o en laderas situadas al pie de los escarpes a que dan lugar los sedimentos calizos del Jurásico, y suelen estar bastante cubiertos por depósitos de ladera.

Los depósitos de la **facies Keuper** (3) aparecen muy tectonizados al haber jugado como nivel de despegue durante la estructuración.

Los depósitos de **facies Muschelkalk** (2) presentan una extensión más reducida, quedando casi exclusivamente limitados a las zonas de Son Perot y NW de Buñola. Generalmente aparecen como paquetes de algunas decenas de metros de espesor de dolomías tableadas, embaladas en los depósitos de la facies Keuper.

Las características litológicas y sedimentológicas de ambas unidades cartográficas ya han sido descritas en los apartados 1.1.1.2 y 1.2.1.2 de esta memoria.

1.4.2. Triásico superior y jurásico

1.4.2.1. *Dolomías tableadas, margas, arcillas, brechas y carniolas* (4). *Rethiense - Hettangiense*

Esta unidad cartográfica presenta unas condiciones de afloramiento similares a las descritas para la facies Keuper, a la que aparece ligada, aunque aflora con mayor extensión superficial. Sus afloramientos más importantes corresponden a los frentes de cabalgamiento y zonas anticlinales, así como a la base de la unidad tectónica de Alaró y sus klippen de Es Puchet y L'Ofre. Generalmente también aparece muy cubierta por depósitos coluviales, y suele estar muy tectonizada, constituyendo a veces brechas tectónicas de espesor importante.

Está constituido por una alternancia regular de dolomías grises y rojizas, y limolitas y arcillas limolíticas verdes y rojas, bien estratificadas en capas decimétricas, cuyas características sedimentológicas se han descrito detalladamente en el apartado 1.2.2.1. En los afloramientos de esta unidad cartográfica en las unidades de Alfabia y de Alaró no se ha detectado la presencia de rocas volcánicas. El espesor medio es del orden de 150 metros.

1.4.3. Jurásico

1.4.3.1. *Calizas y dolomías tableadas, margas y areniscas. Brechas calcodolomíticas en la base* (5) *Lías*

Esta unidad cartográfica aflora ampliamente en toda la mitad suroriental de la hoja, constituyendo los relieves más importantes.

De muro a techo se encuentran los siguientes tramos litológicos.

- Brechas calcodolomíticas, y calizas y dolomías brecoideas. 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 brecoideas que al microscopio presentan diversos grados de dolomitización 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 la sección de Cuber I (x: 1.153.800, y: 590.800), 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 brecoideas, 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 calizas son secuencias granodecrecientes *grainstone-mudstone* o *grainstone-wackestone*, con laminación algal a techo. Petroológicamente son micritas y biomicritas, a veces algo dolomíticas, con microestratificación paralela por acumulación de bioclastos y matriz con tendencia pelleteoide.

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. acutangula* TERQ., *L. minuta* BORN., *Astacolus prima*, D'ORB., *A. matutina* 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. Las 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 por ciento, 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 por ciento, siendo muy frecuente la presencia de oolitos y más escasa la de bioclastos. El cemento carbonatado es el 30 a 50 por ciento 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 aportes terrígenos del continente que son redistribuidos por corrientes de marea.

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

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

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 ocres, que petrográficamente son biomicritas e intrabiomicritas, a veces con trazas de cuarzo y matriz con tendencia pelleteoide, que en la base de la sección de Son Vidal (x:

1.151.800, y: 590.800) 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 (39-26) este tramo corresponde a un notable nivel de condensación de fauna, con desarrollo de *hard-grounds*.

1.4.4. Jurásico - Cretácico inferior

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

Esta unidad aflora preferentemente en las estructuras sinclinales del sector SE de la hoja (sinclinal de Cuber - Alfabia, sinclinal del Teix y sinclinales de Orient). 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 tectonizados, con una estructura interna complicada por numerosos repliegues y fracturas.

Se ha estudiado 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) y Alfabia (x: 1.147.000, y: 590.350).

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. Presentan abundante bioturbación, a veces ocupada por pirita, *zoophycus*, 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 - silícea.

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, protoglo igerinas, fragmentos de crinoides, ostrácodos, y microfilitos. La matriz puede ser de micrita - sílex 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 claizas *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, radiolarias, protoglobigerinas, *Saccocoma*, ostrácodos, calpionellas, espículas y fragmentos de equinodermos, 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 corroídos, con escasa matriz de margas limolíticas. Petrográficamente son biomicritas e intrabiomicritas con calpionellas, foraminíferos, fragmentos de equinoides 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 calpionellas, foraminíferos, radiolarios y nannoconus.

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

La macrofauna recogida en cada tramo es la siguiente:

- Ritmita inferior: *Haplopleuroceras cf. inaequalicostatum* GERARD, y *Vacekia* sp. (Asliense medio - superior)- *Haplopleuroceras cf. subespinatum* BUCKMAN, y *H. mundum* BUCKMAN (Aaliense superior)- *Sonninia (Sonninia)* sp. (Bajociense inferior)- *Graphoceras (Graphoceras)* sp., *Epalxites* sp., *Stephanoceras (Stephanoceras)* sp., *Strigoceras* sp, (Bajociense inferior - medio); *Stephanoceras (Stephanoceras)* sp., *Strigoceras* sp, *Oppelia* sp (Bajociense inferior -medio); *Stephanoceras (Stephanoceras)* aff. *triplex* MASKE, *Stephanoceras (Skirrocera)* cf. *bayleanum* OPPEL (Bajociense medio, zona Humphriesianum); *Morphoceras cf. multiforme* ARKELL, *Procerites* sp., *Phylloceras* sp. *Holcophylloceras* sp., *Nannolytoceras* sp. (Bathoniese).
- "Ammonítico - rosso" inferior: *Perisphinctes (Arisphinctes)* sp., *Emaspidoceras* sp., *Holcophylloceras mediterraneum* NEUMAYR, *Sowebyceras tortisulcatum* D'ORBIGNY, *Pachyceras (Tornquistes)* sp., *Perisphinctes (Otosphinctes)* sp. *P. (Dichotomosphinctes)* sp., *P. (Dichotomosphinctes)* cf. *elisabethae* DE RIAZ, *Holcophylloceras* sp. (Oxfordiese medio); *Emaspidoceras cf. pancituberculatum* ARKELL, *Phylloceras* sp., *Holcophylloceras mediterraneum* NEUMAYR (Oxfordiese); *Phylloceras* sp, *Nebroditis* sp., *Idoceras* sp., *Haploceras* sp. (Oxfordiese superior - Kimmeridgiense inferior).
- Calizas tableadas y ritmita superior: *Ataxioceras (Parataxioceras)* sp. (Kimmeridgiense inferior); *Aspidoceras* sp. *Lytogyrocera* sp., *Torquatisphinctes* sp. *Lamellaptychus*, (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., *Neolissoceras grasianum* D'ORBIGNY, *Protacanthodiscus* sp, *Lamellaptychus*, *Pygope diphya* V. BUCH y *Pygope janitor* PICTECT, (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 Oxfordiese medio, y posiblemente al superior. No se ha registrado el Oxfordiese inferior.

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

1.4.5. Cretácico inferior

1.4.5.1. Margas y calizas (8). Cretácico inferior

Esta unidad cartográfica corresponde al último tramo descrito en la unidad cartográfica anterior, que se ha diferenciado en el mapa geológico en aquellas zonas en que se ha

reconocido su presencia. Aflora preferentemente en el núcleo de las estructuras sinclinales, generalmente cubierta por suelos coluviales o aluviales. Su edad es Neocomiense. Solamente en un afloramiento situado entre Alaró y Consell se han identificado, debajo del Paleógeno, niveles más altos de esta unidad.

Se trata de una alternancia de calizas arcillosas grises y margas negras en capas de 20 a 30 centímetros con una abundante fauna de ammonites piritosos. Petrográficamente las calizas son micritas con radiolarios, calpionellas, espículas y óxidos de hierro.

Las margas han proporcionado la siguiente microfauna: *Lenticulina heiesmanni* BETTEN - STAEDT, *L. onahensis* SIGAL., *L. cf. gaultina* (BERTHELIN), *L. cf. saxonica* REUSS., *L. shreiteri* (EICHENBERG), *Marsonella oxycona* (REUS), *Conorotalites bartensteini* (BETTENSTAEDT) y "*Rhynchotenthis*". Las calizas contienen *Eothrix alpina* LOMB, *Calpionellopsis simplex* (COLOM) y *Nannoconus*. En la hoja de Inca (39-26) en estos niveles se ha recogido una fauna de ammonites con: *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* (HULIG).

Por tanto, la edad de los últimos niveles de esta unidad es Barremiense.

1.4.6. Terciario

1.4.6.1. **Calizas algales.** (10) **Eoceno superior**

Esta unidad aparece solamente en dos pequeños afloramientos situados entre Alaró y Consell, en la zona de Es Puig. Se trata de unos 50 metros de calizas algales que se apoyan discordantemente sobre el Cretácico inferior. Son calizas marrones estratificadas en capas de 1 a 2 metros, fétidas, con laminación paralela y restos de plantas. En la base pueden presentar niveles de calizas arcillosas y margas grises con gasterópodos dulceacuícolas y capas de lignito. Petrográficamente son biomicritas más o menos recristalizadas con concreciones algales cementadas por calcita y textura pisolítica en bandas paralelas. Contienen ostrácodos, charáceas, algas cianofíceas (grupo *Phormidium* - *Schizothrix*) y diatomeas de agua dulce (*Melosira*).

El ambiente sedimentario de estos depósitos corresponde a cuencas lacustres profundas de agua dulce.

La datación de esta unidad se ha realizado en base a la fauna de micromamíferos que contienen hacia su parte alta en la hoja de Inca (39-26).

1.4.6.2. **Areniscas calcáreas, calizas, pudingas y margas.** (11) **Oligoceno inferior - medio**

Corresponde a un pequeño afloramiento situado al SE de Alaró, al pie del cerro de Son Forteza.

La potencia observada es de 10 a 15 metros, y está constituida por margas rosadas, areniscas, calizas bioclásticas y algunos niveles de pudingas.

Las calizas y areniscas contienen nummulites y miliólidos, y las margas, charáceas.

Son depósitos correspondiente a un ambiente litoral con aportes terrígenos del continente.

La asignación de edad se ha hecho en base a su posición estratigráfica y la microfauna determinada en los afloramientos de la hoja de Inca (39-26).

1.4.6.3. **Conglomerados, arcillas, limos y calizas** (12). **Oligoceno superior - Aquitaniense**

Esta unidad aflora principalmente en el borde SE de la hoja, entre Alaró y Consell, y en las zonas de Sollerich, Orient y L'Ofre. Los afloramientos del interior de la Sierra son reducidos y sin expresión morfológica, al contrario de los que la bordean que constituyen los últimos cerros que dan paso al Llano central.

Reposa discordantemente sobre las unidades 5, 7, 8, 10 y 11 ya descritas y su espesor puede superar los doscientos metros. Se ha caracterizado en la sección Es Puchet (x: 1.151.550, y: 591.300), donde se han medido 135 metros.

En esta sección la base son unos 20 metros de conglomerados calcáreos masivos, areniscas calcáreas, y limolitas y arcillas amarillentas y rojizas con nódulos de carbonatos. Encima hay un tramo de unos 40 metros de conglomerados análogos a los anteriores con algunos lentejones de arcillas. La parte superior son 75 metros de arcilla y limos rojos con nódulos de carbonatos, con intercalaciones de conglomerados y delgados niveles de calizas.

Petrológicamente 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 de 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 (*Schizothricetum*). Las arcillas se han estudiado mediante difracción de rayos X. Están constituidas por un 15 por ciento de cuarzo, un 40 por ciento de calcita y un 45 por ciento de filosilicatos, principalmente esmectita sódica acompañada de caolinita en menor proporción, y pequeñas cantidades de interstratificados illita -esmectita.

Los conglomerados presentan estratificación masiva, con desarrollo local de cuerpos lenticulares, y bases canalizadas. Corresponden a canales fluviales, con tramos de imbricación de canales. La dirección de aporte es NNE - SSW. Las areniscas, 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.

Su datación se ha hecho en base a su posición estratigráfica y criterios regionales dada la ausencia de argumentos paleontológicos, pues la prospección de microvertebrados en los niveles arcillosos ha resultado estéril.

1.4.6.4. **Calizas zoógenas.** (14). **Burdigaliense**

Afloran exclusivamente en el valle situado entre las Sierras de Torrellas y Cúber, como estrechas pinzaduras limitadas por fallas.

Se ha caracterizado en la zona de la Pla de Se Solanes donde es posible observar las relaciones con la unidad suprayacente.

Son calizas grises que aparecen muy tectonizadas. Petrográficamente son intrabiomicritas arenosas con glauconita, con cuarzo detrítico y restos de algas, briozoos, equinodermos y amphisteginas. La microfacies presenta *Amphistegina lessoni* D'ORB, *Operculina complanata* (DEFR.) *Gyroidina* sp, *Ammonia* sp. *Gypsina* sp., *Lithotammium* sp y *Lithophyllum* sp.

Esta unidad se ha depositado en una plataforma somera en un ambiente litoral.

Su edad es Burdigaliense inferior.

1.4.6.5. **Margas, areniscas y olistolitos** (15). **Burdigaliense superior - Langhiense**

Esta unidad corresponde a los tramos situados inmediatamente por encima de las descritas en el apartado anterior en la Pla de Ses Solanes.

Se inicia con 5 metros de areniscas calcáreas estratificadas en capas centimétricas sobre la que hay 20 metros de areniscas masivas. Continúa con una secuencia granodecreciente de tres metros con areniscas conglomeráticas en la base, areniscas con laminación paralela, *ripples* y bioturbación a techo, y margas grises. Encima hay un tramo de unos 50 metros, parcialmente cubierto, de margas grises-amarillentas con intercalaciones centimétricas de areniscas calcáreas, sobre las que se dispone un olistolito de calizas dolomíticas jurásicas, muy brechificadas, en cuyos huecos se puede encontrar matriz de areniscas burdigalienses.

Al microscopio las areniscas son intrabiomicritas y biomicritas limo-arenosas, con granos de cuarzo y de fragmentos de rocas volcánicas. Contienen glauconita, óxidos de hierro y sulfuros, como minerales accesorios, así como fragmentos de corales, equinodermos, algas, amphisteginas, globigerináceos, y posibles extraclastos dolomíticas. Los niveles superiores contienen además radiolarios y espículas síliceas.

Esta unidad se interpreta como depósitos de abanicos submarinos profundos que evolucionan progresivamente a facies turbidíticas más distales, en las que se emplaza un olistolito procedente de un escarpe submarino tectónicamente activo.

Los niveles margosos han proporcionado la siguiente microfauna: *Globogerinoides biesphaericus* TODD, *G. gomitulus*, *G. cuadrilobatus* BANNER y BLOW, *G. sacculifer* BRADY, *G. trilobus* (REUSS), *Globorotalia acrostoma*, *G. mayeri*, *G. obesa* BOLLI, *G. foshi peripherorronda* y *Valvulineria complanata*.

La edad de esta unidad está comprendida de acuerdo con los datos paleontológicos, entre el Burdigaliense superior y el Langhiense medio.

1.5. CONGLOMERADOS (16) PLIOCENO

Esta unidad corresponde a un pequeño afloramiento situado en el vértice Molino, en la esquina suroriental de la hoja. Se trata de una serie de conglomerados poligénicos con matriz arenosa que se apoyan discordantemente sobre los materiales estructurados del borde meridional de la Sierra. Por sus características litológicas y posición son comparables a depósitos análogos que se encuentran en la zona de Camparet y de la Font de la Villa. Se les atribuye una edad Pliocena, sin base paleontológica.

1.6. CUATERNARIO

1.6.1. Eolianitas y gravas (17) Pleistoceno

Esta unidad comprende los escasos restos de eolianitas y algunos retazos de playas cuaternarias que se han conservado en algunos puntos de la costa acantilada de la Sierra Norte.

En la zona del Port d'es Canonge existen algunos afloramientos de playa pleistocénica Emyrrheniense a unos dos metros de altitud, conteniendo fragmentos de conchas marinas y corales. Estos sedimentos marinos descansan sobre una potente masa de aluviones atribuidos al Pleistoceno medio.

En el Puerto de Sóller se han observado restos de dunas, denominadas localmente "marés". Están constituidas por granos de arena caliza de 0,5 a 1 mm más o menos cementada por carbonatos. Contienen pequeños fragmentos de conchas marinas y foraminíferos muy rodados. Son dunas eólicas relacionadas con niveles marinos pleistocénicos correspondientes al período comprendido entre los inicios del Riss y mediados del Würm. Además de estas dunas del Pleistoceno superior, en las proximidades del antiguo lazareto existen dos niveles de abrasión marina correspondientes a dos niveles de abrasión marina correspondientes a dos niveles del Pleistoceno superior. En el inferior hay restos de arenas limosas de playa cementando bloques. Estos depósitos alcanzan hasta unos 4 metros sobre el mar, conteniendo *Strombus bubonius*, característico del Emyrrheniense de Mallorca. El nivel marino superior está a unos 7 metros sobre el nivel del mar y contiene otro gasterópodo, *Cantharus niverratus*, característico del citado piso.

Otros restos de playa pleistocénica atribuidas al Enyrrheniense han sido localizadas a unos 2 metros sobre el mar en S'Illot (término de Sóller), contiene conchas de moluscos en mal estado de conservación, entre ellas algunas pertenecientes al género *Patella*, lo que indica su carácter estrictamente litoral. Este nivel sería al parecer coetáneo del inferior descrito en Puerto Sóller.

1.6.2. Brechas y conglomerados (18) Pleistoceno

Se han englobado en esta unidad los depósitos coluviales antiguos que aparecen adosados en algunas laderas de la Sierra, desconectados del relieve actual, y los depósitos cuaternarios que rellenan las fosas del llano de Palma.

Los primeros se han localizado en la ladera norte del vértice Planicie y en el acceso a la Sierra de Alfabia. Se trata de brechas, bolas y bloques de calizas y dolomías con fuerte cementación por carbonatos. El espesor es variable, superando los 20 metros. Corresponden a las zonas apicales de mantos coluviales antiguos que han sido respetados por la erosión posterior por la fuerte cementación que presentan.

Los depósitos cuaternarios del llano generalmente están recubiertos por suelos aluviales y costras calcáreas recientes que impiden su observación. Sin embargo, en el Puig de Son Moranta afloran en una extensión de casi un kilómetro cuadrado. Consisten en conglomerados canalizados, a veces con brechas y bloques en la base, de elementos calcáreos y dolomíticos, areniscas conglomeráticas limolitas arenosas rojas, que generalmente se disponen en secuencias positivas. Se interpretan como las facies proximales de un sistema de abanicos aluviales que ocupaba todo el borde meridional de la Sierra Norte. La atribución de edad al Mioceno se realiza en base a criterios regionales y al hallazgo de fauna en otros depósitos correlacionables con éstos.

1.6.3. Gravas y bloques (19) Holoceno

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

1.6.4. Gravas, arenas y arcillas (20) Holoceno

Se han englobado en este apartado los depósitos recientes de origen eluvial y aluvial que tapizan el fondo de algunos valles, los depósitos de origen kárstico que ocupan ciertas depresiones, y los depósitos que cubren la parte del llano central que aparece en esta hoja.

En general se trata de gravas poligénicas calizas con matriz limo arenosa, arcillas de decalcificación y arcillas y limos rojos, a veces con niveles de costras zonales y gravas dispersas.

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, su subparalelas o ligeramente oblicuas a la costa, que indudablemente tiene 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 nitidamente 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 el 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), BOUVY (1867), HERMITE (1879) y NOLAN (1893, 1895), que inician el conocimiento geológico de la Isla, son las aportaciones de FALLOT (1922) y DARDER (1925, 1933) lo que proporcionan una visión moderna de la estructura de Mallorca, estableciendo un modelo que, aceptado y difundido por OLIVEROS, ESCANDELL y COLOM (1960) 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 fenómenos de tectónica gravitatoria en la región de Andraitx, aunque con 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 del 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 Africa 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 subaéreas) 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 estiramiento cortical a partir del Trías 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 del relieve 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 la 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 alodápicos 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, sí 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 cadenas 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 Trías superior.

Los términos estratigráficos más elevados involucrados en estas estructuras son de edad Burdigaliense, que a veces aparecen recubiertos en gran longitud por el Trías 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 Trías inferior, lo que induce a considerar su carácter autóctono o paraautóctono, y una cobertura 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 Andaritx a Pollensa y conforma los principales relieves de la Sierra: Galatzó, Tomir, Massanella, Puig Major, etc. Su cobertura de conglomerados aquitanienses a 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 Clinas 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 MATAILEX 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 monoclinas 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 Burdigaliense 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, afectadas posteriormente por una fase de "retrocharriaje". 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-SE. Estos cabalgamientos, que producen la repetición de las series, serían de edad intraburdigaliense. Las conclusiones del trabajo de 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 a NE-SW, que provoca el juego de fallas de esta dirección y cabalgamientos limitados, y el segundo de dirección NW-SE, siendo éste el principal responsable de la estructuración que afecta al zócalo y a la cobertera. Los esfuerzos NW-SE generan 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 depresión 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 "horsts" 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 sistemas 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 la introducción de esta memoria y en el capítulo de Estratigrafía se han descrito las unidades tectónicas que aparecen en el ámbito de la hoja de Sóller. Cada unidad tectónica posee un conjunto de características estratigráficas y estructurales propias y se apilan mediante superficies 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 se puede asegurar para el Buntsandstein de Port d'es Canonge, el resto de los afloramientos triásicos corresponden a un apilamiento de olistolitos. Las turbiditas burdigalienses-langhienses que coronan la unidad muestran deformaciones sedimentarias (fallas, pliegues) vergentes al Norte. Las calizas burdigalienses en Cala Deyá contienen dos familias de estilolitos tectónicos, indicando direcciones de compresión ENE y NO.

La Unidad de George Sand - Sa Calobra (Unidad II) se dispone sobre la anterior, recubriéndola en una longitud que se puede estimar al menos en 10 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, los elementos microtectónicos asociados al cabalgamiento indican una dirección media de transporte tectónico de N 110°, con sentido SE a NW. La potente serie de brechas, megabrechas y olistolitos oligo-aquitanienses corresponderían a depósitos más distales con respecto al conjunto de olistolitos triásicos de la unidad anterior.

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

La Unidad de Teix - Tomir (Unidad III) comprende la facies Keuper, el Rethiense - Hettangiense y el Lías inferior y medio. Completan la constitución de esta unidad los depósitos burdigalienses - langhienses.

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

El recubrimiento de esta unidad sobre la inferior es del orden de 4 a 5 kilómetros en la semiventana de Esporlas.

Las microestructuras de arrastre en las proximidades de la superficie de cabalgamiento (pliegues, cizallas), indican una dirección de transporte tectónico entre N 140 y N 160, con sentido hacia el NE.

La Unidad de Alfabia - Es Barraca (Unidad IV) se dispone sobre la anterior aunque en este caso es más difícil evaluar la magnitud del recubrimiento. Presenta una serie mesozoica completa hasta el Cretácico inferior y algunos retazos de depósitos paleógenos y burdigalienses discordantes sobre ellas.

La estructura interna de la unidad viene definida por el desarrollo de pliegues de rumbo NE-SO, vergentes hacia el NO. Predomina el desarrollo de pliegues sinclinales tumbados con los depósitos del Jurásico superior y el Cretácico inferior alojados en su núcleo (sinclinales de Cúber, Alfabia, Teix, Orient), con evolución de los flancos inversos hasta cabalgamientos.

Los depósitos paleógenos son discordantes sobre el mesozoico y se alojan preferentemente en núcleos sinclinales. Las relaciones cartográficas indican que estos depósitos, aunque afectados por los pliegues, fosilizan estructuras anteriores.

La Unidad de Alaró (Unidad V) está representada en el borde sureste de la hoja. Estratigráficamente se diferencia de la anterior en presentar una serie paleógena más completa, con depósitos del Eoceno superior - Oligoceno inferior, no representados en la Unidad IV, discordantes sobre el mesozoico, y a su vez recubiertos discordantemente por el Oligoceno superior - Aquitaniense. No afloran depósitos burdigalienses. La disposición geométrica de la unidad es esencialmente monoclinnal, buzando hacia el sureste. Existen varios "*klippes*" de esta unidad sobre la inferior ("*klippes*" de L'Ofre, Son Vidal y Namarich) que atestiguan un recubrimiento mínimo del orden de 5 a 6 kilómetros. Asociada al plano de cabalgamiento fundamental frecuentemente se desarrolla una esquistosidad, que cuando afecta a materiales margosos es patente en espesores superiores al centenar de metros (Es Puchet), los materiales terciarios de la zona de Alaró muestran una estructura de plegamiento tranquila, con pliegues laxos de rumbo NE-SO.

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 Norte. Presentan planos subverticales, con bloque hundido tanto hacia el mar como hacia la depresión central. La magnitud del salto es variable, y a veces importante (300 a 400 metros). Esta familia tiene un significado morfotectónico notable, condicionando el relieve y configuración actual de la costa y la Sierra Norte. Existen otras dos familias de fallas, de rumbo N-S a NO-SE, con todas las orientaciones intermedias entre estos valores extremos. Tienen un desarrollo menor que la familia NE-SO, y en algunas zonas las relaciones geométricas parecen indicar que son posteriores a ella. En la hoja de Pollensa (39-25) se ha localizado una falla normal N 105 afectando a depósitos de edad pliocena.

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 África 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 indica la existencia de un nuevo suceso compresivo, posiblemente en relación con la fase del plegamiento intraoligoceno 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 nord-balear, 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 olitostromos 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 Vindoboniense, 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 sus márgenes. Estas condiciones se acentuarían en determinados momentos, dando lugar a 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 Sóller se distinguen dos unidades geomorfológicas claramente diferentes, que están controladas por el ataque de los procesos erosivos sobre materiales de diferente litología y configuración estructural.

La unidad que ocupa la mayor parte de la hoja es la correspondiente a la Sierra Norte, ocupada por afloramientos de materiales calcáreos del Mesozoico fundamentalmente. En la esquina suroriental de la hoja aparecen depósitos cuaternarios pertenecientes a la unidad geomorfológica y estructural 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 que dan a las sierras de Torrelas, Cuber y Alfabia que actúan como divisoria de aguas.

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 cuestras y hog-backs, en cuyos reversos se dan modelados estructurales de tipo chevron. De manera general en la vertiente NO se dan escarpes muy abruptos, a veces con varios cientos de metros de desnivel como los imponentes escarpes que dominan Deyá y Sóller, mientras que en la vertiente SE predominan laderas más suaves, con cuestras y reversos condicionados por la disposición imbricada buzando hacia el SE de los paquetes calcáreos. Las fallas que las afectan en algunos casos tienen clara expresión morfológica dando lugar a escarpes que separan distintas litologías. Los frentes de cabalgamiento que separan las distintas unidades estructurales vienen reflejadas por escarpes subverticales desarrolladas en materiales jurásicos y terciarios.

En la hoja de Sóller hay evidencia de varias superficies de erosión, aunque por estar actualmente degradadas y no llevar depósitos asociados es difícil su estudio. La más antigua, que no se ha representado en el mapa geomorfológico, posiblemente está en relación con la superficie de cumbres existente en este sector de la Sierra y su génesis se remontaría al Terciario. Otras superficies consideradas como de erosión, aunque su origen puede ser complejo, son las localizadas a +500 metros al NE de Sóller y a +350-400 m en la zona costera.

La erosión de las estructuras alpinas ha originado un relieve de tipo apalachiano en el que se encaja posteriormente al red fluvial durante el Cuaternario, dando lugar a profundos valles, así como gargantas y hoces de paredes verticales. En las laderas de estos valles son frecuentes las formas de acumulación de tipo coluvial con bloques y gravas de caliza desprendidas de los cantiles. También son frecuentes los conos de deyección en las desembocaduras de los numerosos torrentes en los valles principales. Cuando en la base de los potentes escarpes que separan las unidades estructurales afloran los sedimentos margosos del Keuper o el Burdigaliense se pueden originar fenómenos de inestabilidad y deslizamientos rotacionales.

Estas laderas constituidas por sedimentos blandos frecuentemente presentan un modelado antrópico, con aterrazamiento para las labores agrícolas.

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 y brechas calcáreas se desarrolla un lapiaz estructural (kluftkarven), con apertura de los planos de diaclasa por disolución. Las dolinas son muy frecuentes en el sector NE de la hoja. Las dolinas pueden ser en embudo y en cubeta, en este caso con fondo plano y un relleno de arcilla de decalcificación. Localmente se han formado úvulas por unión de varias dolinas. En la Serra de Torrelles existe un poljé, al Pla de ses Solanes, con fondo plano, excavación lateral y drenaje subterráneo. Tiene un fuerte control estructural.

El modelado litoral se caracteriza por el desarrollo de una costa acantilada en retroceso activo, con abundantes bloques procedentes del desplome de los tramos blandos. Localmente hay algunas pequeñas playas de grava, y únicamente en la bahía de Sóller hay una playa arenosa. Como ya se ha mencionado, la red fluvial presenta una disposición divergente a partir de la divisoria de aguas constituida por las principales elevaciones de la Sierra. Hacia el NO los torrentes son muy rápidos hacia el mar, desarrollando una profunda incisión lineal. Únicamente en Sóller existe un amplio valle de fondo plano con desarrollo de depósitos aluviales, condicionado por los terrenos blandos del Keuper.

En el sector central se desarrollan algunos valles estructurales a favor de zonas sinclinales, con laderas regularizadas por coluviones sobre materiales margosos y depósitos aluviales poco importantes.

Hacia el SE, hacia el Llano, se desarrollan curvas fluviales con cabeceras torrenciales encajadas que pueden dar paso a valles amplios con depósitos aluviales en los que incide el curso actual.

La unidad morfoestructural del llano Central está escasamente representada en el territorio de la hoja de Sóller, apareciendo únicamente en la extremidad SE de ella. Corresponde a una llanura 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 materiales de tipo "terra rossa". Los torrentes que descienden de la Sierra actualmente aparecen encajados en esta superficie.

Las diferentes formas encontradas en la hoja 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 post-langhiense 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 Sóller. Únicamente son destacables la posibilidad de caídas de bloques en algunos escarpes, inestabilidades de ladera en terrenos margosos con fuerte pendiente y desplomes de acantilados en la zona costera.

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 las hojas de Cabo Formentor (40-25), Pollensa (39-25), Sóller (38-26) e Inca (39-26).

Por otra parte los ambientes 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 cuatro hojas antes citadas, con las limitaciones impuestas por el hecho de que los sedimentos se encuentran dispuestos 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 y debido a que están resedimentados. 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 de Menorca. (BOURROUILH (1973). Estos términos de la base del 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 con influencia mareal en los metros superiores que redistribuyen los materiales aportados por el continente. La sedimentación durante este período representa el relleno de fosas subsidentes que alcanzan su colmatación al inicio del Muschelkalk, época en que la región estudiada experimenta la primera invasión marina.

Durante el Muschelkalk se desarrolla una extensa plataforma somera en la 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. Es deducible una cierta actividad tectónica durante la sedimentación que produce brechación y fenómenos de *slumping* en los materiales poco consolidados.

Los sedimentos de 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 de Sinemuriense y paulatinamente evolucionan a una llanura de mareas abierta 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 aportes terrígenos procedentes del continente ya que son redistribuidos por las corrientes de marea; 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-ground*.

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. La presencia de niveles de facies "Ammonítico rosso" indican que, esporádicamente, se alcanzaban condiciones de talud. 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 tlauf 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 Atdiense y Albiense indican, en conjunto, la existencia de otro cambio paleogeográfico importante posiblemente en relación con los Movimientos Neokimméricos y Aústricos, que en la Isla no llegaron a patentizarse como discordancias debido

a su posición en la Cuenca, pero si se produjo una elevación general del área que se manifiesta en la sedimentación, realizándose la misma en un ambiente de tipo *lagoon* durante el Barremiense y el Albiense. En efecto la desaparición de *Nanocomus* y *Tintínidos* y su reemplazamiento por facies mareas profundas con *Pithonellas* y *Hedbergellas*, indican condiciones, aunque todavía profundas, con un carácter acusadamente nerítico. 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 nerítico de la sedimentación, se acentúa en el Albiense, con sensibles influencias continentales y zonas locales confinadas. El marco paleogeográfico debía corresponder a una plataforma continental con altos fondos, aislando zonas restringidas, como indica el contenido faunístico.

Los sedimentos del Cretácico superior evidencian la aparición de un nuevo episodio transgresivo, restaurándose las condiciones de plataforma carbonatada abierta, de cierta profundidad, que persisten hasta finales del Mesozoico. Así, las facies miníticas con un elevado contenido en organismo planctónicos, marcan un medio muy tranquilo, de baja energía y al tiempo profundo, aunque la presencia de Moluscos y Equinodermos señalan una influencia nerítica.

Esta 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 período 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 más próximo a las áreas continentales. La ubicación original del dominio paleogeográfico que representa esta unidad, es muy problemática puesto que se trata de una unidad "exótica" emplazada por tectónica tangencial o, quizás, por mecanismos de resedimentación.

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 lagunar 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.

Los depósitos del Oligoceno superior - Aquitaniense son continentales y se sitúan discordantemente sobre el resto del Terciario o sobre el Mesozoico, indistintamente, indicando la aparición en este momento de una nueva fase de deformación.

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 apilamiento de las distintas unidades tectónicas tuvo lugar durante el Langhiense, como aproximadamente sucede en todas las zonas externas de las Cadenas Alpinas Circunmediterráneas.

A partir del Langhiense la Isla de Mallorca queda emergida con importantes relieves que al ser expuestos 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 tland hacia las zonas de mar abierto. Este suceso es coetáneo con la crisis de salinidad Messiniense en el Mediterráneo, con depósito de notables espesores de sales (Evaporita Inferior).

Con posterioridad, y debido a una etapa de emersión, tiene lugar la deposición del denominado "Complejo terminal" que marca el paso del Missiniense al Plioceno y que se caracteriza por presentar nuevamente facies arrecifales, facies de llanura de mareas y facies continentales.

Durante el Plioceno inferior tiene lugar una sedimentación en un ambiente deltaico en relación con bahías instaladas en surcos subsidentes. La sedimentación sobrepasa los límites de estos surcos durante el Plioceno superior en donde se depositan secuencias de tipo litoral somerizantes; al mismo tiempo en las zonas del borde de la Sierra Norte tiene lugar una sedimentación continental en un medio fluvial posiblemente en relación con un rejuvenecimiento del relieve, ligado a la actividad tectónica.

Las oscilaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno han quedado reflejadas 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 evidencias de actividad tectónica relativamente importante durante este período.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

El máximo interés minero de esta hoja está representado por los sedimentos de la base de Paleógeno que aflora en el ángulo suroriental de la misma, en donde existen minas abandonadas y en explotación que mediante pozos y galerías explotan las capas de lignitos que se sitúan en esta formación.

Al Oeste de la localidad de Bañalbufar existen dos antiguas "catas" mineras encaminadas a la explotación de los sulfuros de cobre que contienen los sedimentos terrigenos del Buntsandstein. En las zonas en donde los materiales yesíferos del Keuper afloran en superficie existen antiguas yeseras, abandonadas, en que se extraían yesos para la construcción.

En los materiales calizos del Jurásico existen antiguas canteras para la extracción de áridos para las carreteras actuales de la Isla.

Los materiales areniscosos del Burdigaliense, son explotados para la extracción de lajas utilizadas como piedra ornamental.

Por último, cabe citar los pequeños afloramientos de "marés" utilizados para la fabricación de bloques de sillería.

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 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.

Unicamente, 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 Mammiferes (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.* Iere 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 Cordilleres Bétiques 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 *Pseudoltinomyss* (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. París.
- 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'îles de Majorque (Baleares) et le rôle des Melosires (Diatomées) dans la formation de leurs varyes. *Bull. Soc. Geol. Grance*, vol. 9, pp. 835-843. París.
- 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 Lias de la Sierra Norte y porción central de la isla de Mallorca. *Mem. R. Acad. Cienc. Madrid*, tomo XXIV, mém. n° 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, n° 762, vol. 41, n° 12.
- COLOM, G., (1973).— Esbozo de las principales litofacias 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, n° 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, n° 1, pp. 125-136.
- COLOM, G., FREYTET, P., RANGUEARD, Y., (1973).— Sur des sédiments lacustre et fluviatiles 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 (Balears, 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. *Btl. Inst. Catalana. Hist. Nat.* Barcelona. vol. 33, n° 12, pp. 154-158.
- 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).— Messinian 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 Síntesis General. *Min. Obras Púb./Min. Ind./Min. Agríc.* 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'extremite 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 Paris.
- 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" (Sóller, 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*. n° 805. vol. 45, n° 1.

VIDAL, L.M. (1905).— Note sur l'Oligocène de Majorque. *Bull. Soc. Geol. France*, ser. 4, vol. 5, pp. 651-654.